

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA

Limites de Precipitação para Ocorrência de Deslizamentos em Belo Horizonte: Análise Espacial e Influência de Fatores Condicionantes

Bianca Nespoli Cortez
Doctor Scientiae

VIÇOSA - MINAS GERAIS
2025

BIANCA NESPOLI CORTEZ

Limiares de Precipitação para Ocorrência de Deslizamentos em Belo Horizonte: Análise Espacial e Influência de Fatores Condicionantes

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

Orientador: Eduardo A. Gomes Marques

Coorientadores: Marcos B. de Mendonça
Gabrielle F. Pires

**Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Campus Viçosa**

T

C828L
2025

Cortez, Bianca Nespoli, 1990-

Limiares de precipitação para ocorrência de deslizamentos em Belo Horizonte: análise espacial e influência de fatores condicionantes / Bianca Nespoli Cortez. – Viçosa, MG, 2025.

1 tese eletrônica (141 f.): il. (algumas color.).

Inclui apêndice.

Orientador: Eduardo Antônio Gomes Marques.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa, Departamento de Engenharia Civil, 2025.

Referências bibliográficas: f. 117-132.

DOI: <https://doi.org/10.47328/ufvbbt.2025.566>

Modo de acesso: World Wide Web.

1. Deslizamentos (Geologia) - Belo Horizonte (MG).
 2. Chuvas - Frequência da intensidade - Belo Horizonte (MG).
- I. Marques, Eduardo Antônio Gomes, 1965-. II. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia Civil. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. III. Título.

CDD 22. ed. 551.307

BIANCA NESPOLI CORTEZ

Limiares de Precipitação para Ocorrência de Deslizamentos em Belo Horizonte: Análise Espacial e Influência de Fatores Condicionantes

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 9 de julho de 2025.

Assentimento:

Bianca Nespoli Cortez
Autora

Eduardo Antonio Gomes Marques
Orientador

Essa tese foi assinada digitalmente pela autora em 05/09/2025 às 11:37:06 e pelo orientador em 05/09/2025 às 11:55:04. As assinaturas têm validade legal, conforme o disposto na Medida Provisória 2.200-2/2001 e na Resolução nº 37/2012 do CONARQ. Para conferir a autenticidade, acesse <https://siadoc.ufv.br/validar-documento>. No campo 'Código de registro', informe o código **XZP1.1JGC.AUCS** e clique no botão 'Validar documento'.

Ao meu filho José.

AGRADECIMENTOS

A Deus, ao divino Espírito Santo e a virgem Maria por me guiarem nesta caminhada. À minha mãe Janet e meu pai Marco Antônio por me incentivarem e compartilharem deste sonho. Aos meus familiares, em especial a Maria Clara por todo apoio e carinho.

Ao meu companheiro de vida e amigo João Francisco por se fazer presente em cada momento, trazendo paz e apoio para concluir essa etapa.

Ao meu José meu filho por me inspirar a ser melhor todos os dias.

À Universidade Federal de Viçosa, em especial aos professores do programa de pós-graduação em Engenharia Civil, pelos conhecimentos transmitidos.

Ao meu orientador, Eduardo Marques e aos coorientadores Marcos Mendonça e Gabrielle Pires por todo o conhecimento compartilhado, pelo exemplo de perseverança e profissionalismo. Por todas as contribuições, principalmente pela amizade e compreensão durante a realização deste trabalho.

Aos professores Gerson Dos Santos, e Márcio Leão pela participação e contribuições na banca de defesa.

Ao colega de pesquisa Jandresson Pires pela parceria e apoio durante a realização deste estudo.

Por fim, sou grata a todos que contribuíram, direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Este trabalho foi realizado com o apoio das seguintes agências de pesquisa brasileiras: Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

“Imaginação não é apenas a capacidade exclusivamente humana de idealizar o que não existe e, portanto, a fonte de toda a invenção e inovação; em sua capacidade seguramente mais transformadora e reveladora, é o poder que nos permite ter empatia pelas pessoas cujas experiências nunca partilhamos. ”
(J.K Rowling)

RESUMO

CORTEZ, Bianca Nespoli, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2025. **Limiares de Precipitação para Ocorrência de Deslizamentos em Belo Horizonte: Análise Espacial e Influência de Fatores Condicionantes.** Orientador: Eduardo Antonio Gomes Marques. Coorientadores: Marcos Barreto de Mendonça e Gabrielle Ferreira Pires.

Os movimentos de massas em encostas que estão diretamente ligados a um conjunto de fatores condicionantes como as características dos materiais geológicos, os processos geomorfológicos e as alterações antropogênicas. Os eventos associados a movimentos de massas provocados por chuvas aumentaram significativamente em quantidade e magnitude de impacto ao longo do tempo. Nesse contexto, Minas Gerais posiciona-se como o segundo estado brasileiro mais afetado economicamente, além disso, concentra o maior número de ocorrências registradas de movimentos de massa no Brasil. Dessa forma, determinar o limiar de chuva necessário para provocar deslizamentos é um problema de interesse científico, técnico e social. Sobretudo, é importante avaliar como o limiar pode variar de acordo com um conjunto de fatores condicionantes, tais como: geologia, declividade, alterações antropogênicas. Este estudo tem como objetivo definir limites objetivos de duração da chuva (E,D) para a ocorrência de movimentos de massas para a área urbana de Belo Horizonte (MG). Além de avaliar a influência da declividade e da geologia nestes limiares. A precipitação é o principal agente deflagrador de deslizamentos e, portanto, sua medição e observação é uma das ferramentas fundamentais para a compreensão, monitoramento e previsão destes eventos. A falta de uma série histórica de precipitação com dados espacializados em escala adequada é uma grande limitação para desenvolver estudos de gerenciamento de riscos. Este, portanto, deve ser o primeiro passo para viabilizar o cálculo dos limiares de chuva para ocorrência de desastres. Nesse sentido, foram utilizados dados de precipitação diária de 2012 a 2022, extraídos de uma rede de 56 pluviômetros localizados na área urbana de Belo Horizonte. Especificamente, foram avaliados os métodos de interpolação geoestatística: Krigagem Simples e Krigagem de Posto Fixo (FRK). Dentre esses dois preditores, o FRK obteve resultados mais robustos e homogêneos. A variância de krigagem foi utilizada para o cálculo das incertezas enquanto o FRK apresentou menor variabilidade na estimação da incerteza do que a Krigagem. Sequencialmente, os limiares de precipitação para ocorrência de movimentos de massas foram estabelecidos por meio do método estatístico frequentista e considerando um catálogo abrangente de 2.622 eventos. Os limiares para os níveis de

probabilidade de excedência foram calculados com incertezas quantificadas. Além disso, uma análise estratificada investigou a influência de fatores condicionantes importantes: complexos geológicos e declividade. Os resultados indicam que a geologia modula significativamente os limites de precipitação. O domínio geológico do Supergrupo Minas (SM) apresentou o limite mais baixo e estatisticamente distinto. Em contrapartida, diferentes classes de inclinação, embora influenciem a densidade dos eventos, não produziram limites de precipitação estatisticamente diferentes. Esses resultados, fornecem uma base técnica crucial para o desenvolvimento de sistemas de alerta precoce mais eficazes e espacialmente diferenciados e para orientar estratégias de gestão de risco e intervenções de planejamento urbano em Belo Horizonte.

Palavras-chave: deslizamentos; limiares; interpolação; desastres

ABSTRACT

CORTEZ, Bianca Nespoli, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2025. **Precipitation Thresholds for Landslide Occurrence in Belo Horizonte: Spatial Analysis and the Influence of Conditioning Factors.** Adviser: Eduardo Antonio Gomes Marques. Co-advisers: Marcos Barreto de Mendonça and Gabrielle Ferreira Pires.

Mass movements on slopes are directly linked to a set of conditioning factors such as the characteristics of geological materials, geomorphological processes, and anthropogenic changes. Events associated with mass movements caused by rainfall have increased significantly in number and magnitude of impact over time. In this context, Minas Gerais ranks as the second most economically affected state in Brazil and also has the highest number of recorded mass movements in the country. Thus, determining the rainfall threshold required to cause landslides is a matter of scientific, technical, and social interest. Above all, it is important to assess how the threshold may vary according to a set of conditioning factors, such as geology, slope, and anthropogenic changes. This study aims to define objective limits for rainfall duration (E, D) for the occurrence of mass movements in the urban area of Belo Horizonte (MG). In addition to assessing the influence of slope and geology on these thresholds. Precipitation is the main trigger for landslides and, therefore, its measurement and observation is one of the fundamental tools for understanding, monitoring, and predicting these events. The lack of a historical series of precipitation with spatial data on an adequate scale is a major limitation for developing risk management studies. This, therefore, should be the first step in enabling the calculation of rainfall thresholds for the occurrence of disasters. In this sense, daily precipitation data from 2012 to 2022 were used, extracted from a network of 56 rain gauges located in the urban area of Belo Horizonte. Specifically, the geostatistical interpolation methods Simple Kriging and Fixed-Rank Kriging (FRK) were evaluated. Among these two predictors, FRK obtained more robust and homogeneous results. Kriging variance was used to calculate uncertainties, while FRK showed less variability in uncertainty estimation than Kriging. Sequentially, precipitation thresholds for the occurrence of mass movements were established using the frequentist statistical method and considering a comprehensive catalog of 2,622 events. The thresholds for the probability of exceedance levels were calculated with quantified uncertainties. In addition, a stratified analysis investigated the influence of important conditioning factors: geological complexes and slope. The results indicate that geology significantly modulate precipitation thresholds. The Minas Supergroup (SM) geological domain had the lowest

and statistically distinct threshold. In contrast, different slope classes, although influencing event density, did not produce statistically different precipitation thresholds. These results provide a crucial technical basis for the development of more effective and spatially differentiated early warning systems and for guiding risk management strategies and urban planning interventions in Belo Horizonte.

Keywords: landslides; thresholds; interpolation; disasters

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil, incluindo as nove regionais. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024). 46
- Figura 2 - Comparação entre as normais climatológicas de precipitação mensal dos períodos de 1961-1990, 1981-2010 e 1991-2020 de Belo Horizonte - MG. 47
- Figura 3 - Carta geológica de BH, Escala 1/100.000. Fonte: TULER (2009). 50
- Figura 4 -Seções transversais A - A' e B - B' representadas na Figura 3. Fonte: TULER (2009). 51
- Figura 5 - Fluxograma Geral da Metodologia. 57
- Figura 6 - Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024). Ícones em vermelho (Defesa Civil) e azul (Cemaden) mostram a distribuição das estações pluviométricas. 59
- Figura 7- Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024). Ícones vermelhos mostram a localização das ocorrências de movimentos de massas ocorridas entre 2012 e 2022. 61
- Figura 8 - Carta de declividade de BH. Escala 1/100.000. Fonte: TULER (2009). 63
- Figura 9 - Carta de uso e ocupação do solo. Escala 1/100.000. Fonte: TULER (2009). 64
- Figura 10 - Fluxograma dos métodos de interpolação Krigagem de Posto Fixo (FRK) e Krigagem Simples 70
- Figura 11 - Fluxograma do cálculo do limiar de precipitação pelo Método Frequentista. 73
- Figura 12 - Esquema para determinação da duração (D) e precipitação acumulada (E) de eventos de chuva associados a movimentos de massa. Em que (D) é o período entre o último dia com chuva (hora de início) e o dia do deslizamento (hora fim), com eventos separados um período seco de dois dias. A precipitação acumulada (E) é o somatório da precipitação diária neste intervalo. 74
- Figura 13 -Quartis da precipitação máxima anual em um dia (Rx1day) para o ano de 2022. 84
- Figura 14 - Distribuição espacial da precipitação (mm) no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método IDW: (A) máxima anual em um dia (Rx1day); (B) máxima acumulada em quatro dias. 85

Figura 15 - Distribuição espacial da precipitação (mm) máxima anual em um dia (Rx1day) do período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método da Krigagem Simples (à esquerda) e FRK (à direita). 87

Figura 16 - Distribuição espacial da precipitação (mm) máxima anual acumulada em quatro dias no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método da Krigagem Simples e FRK. 88

Figura 17 - Distribuição espacial da incerteza da precipitação diária (mm) para o método da Krigagem Simples (à esquerda) e do FRK (à direita), relevo e eventos de movimentos de massas para o período de 2012, 2013 e 2015 a 2022. 90

Figura 18 - Distribuição espacial da precipitação (mm) no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método FRK: (a) máxima anual em um dia (Rx1day); (b) máxima acumulada em quatro dias. 92

Figura 19 - Limiares de chuva de eventos acumulados-duração (E,D) para a área urbana de Belo Horizonte – MG, calculados para diferentes 95

Figura 20 - Valores de precipitação acumulada (E, em mm) calculados para durações de evento de 1 dia (curva vermelha), 2 dias (curva azul) e 3 dias (curva verde), em função dos diferentes níveis de probabilidade de excedência (5% a 90%). Os valores de E são derivados das equações dos limiares ED estabelecidas para a área urbana de Belo Horizonte – MG. 98

Figura 21 - Mapa geológico simplificado da área urbana de Belo Horizonte. SM, Supergrupo Minas; CBH-Agm, Complexo Belo Horizonte - AGM (granitoides e migmatitos indiferenciados); Gng/MI (CBH-Gng/MI), Complexo Belo Horizonte – Gng/MI (gnaisses e metaleptinitos). Os pontos verdes mostram a localização das ocorrências de movimentos de massas. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada complexo geológico. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências registradas em cada um dos complexos. 106

Figura 22 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para os complexos geológicos: Supergrupo Minas (SGM, pontos e limiar na cor vermelha), o Complexo Belo Horizonte - AGM (CBH-AGM, pontos e limiar na cor roxa) e o Complexo Belo Horizonte – GNG,ML (CBH- GNG, ML, pontos e limiar na cor verde). As linhas coloridas representam os limiares com 5% de probabilidade de excedência (L5 SGM, L5 AGM, L5 GNG,ML). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada complexo geológico. O detalhe da área de estudo mostra a distribuição dos complexos geológicos. 109

Figura 23 - Mapa de classes de declividade da área urbana de Belo Horizonte. Classe 1: $<16,7^\circ$ ($<30\%$); Classe 2: $16,7^\circ$ a $25,2^\circ$ (30% a 47%); Classe 3: $>25,2^\circ$ ($>47\%$). Os

pontos verdes mostram a localização das ocorrências de movimentos de massa. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada classe de declividade. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências de movimentos de massa registradas em cada uma das classes. 111

Figura 24 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para as classes de declividade: Classe 1 ($<16,7^\circ$ ou $<30\%$, pontos e limiar na cor verde), Classe 2 ($16,7^\circ$ a $25,2^\circ$ ou 30% a 47% , pontos e limiar na cor azul) e Classe 3 ($>25,2^\circ$ ou $>47\%$, pontos e limiar na cor vermelha). As linhas coloridas representam os limiares de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5 D1, L5 D2, L5 D3). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada classe de declividade. 113

Figura A1 - Mapa do padrão de uso e ocupação do solo da área urbana de Belo Horizonte, categorizado em: (i) Áreas ocupadas por Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais e (ii) Demais zonas de ocupação do município. Os pontos verdes claros mostram a localização das ocorrências de movimentos de massa. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada categoria de uso e ocupação. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências de movimentos de massa registradas em cada uma das categorias. 135

Figura A2 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para as categorias de uso e ocupação do solo: Áreas de Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais (pontos e limiar na cor vermelha) e Demais Zonas de Ocupação (pontos e limiar na cor verde). As linhas coloridas representam os limiares de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5F e L5NF, respectivamente). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada categoria de uso e ocupação. 138

Figura A3 - Limiar de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para ocorrências de movimentos de massa em áreas classificadas simultaneamente como Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais e sobre o complexo geológico do Supergrupo Minas. A linha cinza representa o limiar de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5 SGM+F). A área sombreada adjacente à linha de limiar indica a respectiva banda com nível de significância de 5%. Os pontos cinza representam os eventos (E,D) utilizados nesta análise combinada. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. A equação do limiar e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados. 140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Intervalos de referência para classificação da magnitude do efeito para o teste Kruskal-Wallis (EPA, 2006; ZAR, 2000). 81

Tabela 2 - Intervalos de referência para classificação da magnitude do efeito para o teste Wilcoxon (EPA, 2006; HOLLANDER, 2015; ZAR, 2000). 82

Tabela 3 - Parâmetros dos limiares de precipitação acumulada-duração (E,D) para a área urbana de Belo Horizonte – MG, calculados para diferentes níveis de probabilidade de excedência (5%, 10%, 20%, 30%, 40% e 50%). Rótulo: Identificação do limiar conforme o nível de probabilidade de excedência. Análise: Especifica a área de estudo. Área em km². N° de Eventos Válidos: Número total de eventos (E,D) utilizados para a derivação dos limiares. Equação do Limiar: Equação da lei de potência $E = \alpha D^\gamma$ onde D é a duração da precipitação em dias e E é a precipitação acumulada do evento em mm. Duração (Dias) e Precipitação (mm): Intervalos de validade dos dados empíricos utilizados. $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$: Incertezas absolutas associadas ao intercepto (α) e ao expoente (γ), respectivamente. 96

Tabela 4 - Limiares de precipitação ED para o possível início de ocorrência de movimentos de massas em Belo Horizonte - MG. Rótulo: Identificação das equações dos limiares. Análise: condicionante para os quais o limiar foi definido. Área em KM². Número de eventos válidos. Densidade de eventos por área (eventos/km²). Equação do Limiar: D, duração da precipitação, em dias; E, precipitação acumulada do evento, em mm. Incerteza: incerteza associada ao intercepto α e à inclinação γ da curva do limiar. 103

Tabela 5 - Resultados do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney para a comparação da dos limiares (E,D) entre pares de grupos definidos pelos fatores condicionantes (declividade e complexos geológicos). G1 e G2 referem-se ao número de eventos válidos em cada grupo comparado. P-valor indica a significância estatística da diferença (NS: Não Significativo $p < 0,05$). Tamanho do Efeito 'r' quantifica a magnitude da diferença, com sua respectiva interpretação. 104

TABELA A 1- Limiares de precipitação (E,D) para o possível início de ocorrência de movimentos de massas em belo horizonte – mg, para o condicionante de uso e ocupação do solo. Rótulo: identificação das equações dos limiares. Análise: condicionante para o condicionante de uso e ocupação do solo. Área em km². Número de eventos válidos. Densidade de eventos por área (eventos/km²). Equação do limiar: d, duração da precipitação, em dias; e, precipitação acumulada do evento, em mm. Incerteza: incerteza associada ao intercepto α e à inclinação γ da curva do limiar. 134

Tabela A 2- Resultados do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney para a comparação da dos limiares (E,D) entre pares de grupos definidos pelo uso e ocupação do solo. G1 e G2 referem-se ao número de eventos válidos em cada grupo comparado. P-valor indica a significância estatística da diferença (NS: Não Significativo $p < 0,05$). Tamanho

do Efeito 'r' quantifica a magnitude da diferença, com sua respectiva interpretação.
137

Tabela A 3 - Valores de precipitação acumulada (E, em mm) para durações de evento de 1, 2 e 3 dias, calculados a partir das equações dos limiares ED de 5% de probabilidade de excedência para a área de estudo total (L5) e para os subconjuntos de condicionantes que se mostraram estatisticamente significativos: Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais (L5 F), Supergrupo Minas (L5 SGM), e a combinação de Supergrupo Minas + Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais (L5 SGM+F).
141

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Classificação dos movimentos de massas por Augusto Filho (1992).	24
Quadro 2 - Classificação dos movimentos de massa pela USGS.	25
Quadro 3 - Agentes e causas dos escorregamentos e processos correlatos (GUIDICINI & NIEBLE, 1984).	26
Quadro 4 - Correlação entre chuvas e movimentos de massas no Brasil. (Adaptada de PARIZZI, 2010).	42

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	17
1.1.	Hipóteses	22
1.2.	Objetivo geral	22
1.2.1.	Objetivos específicos	22
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1.	Movimentos de massas	23
2.1.1.	Tipologia dos movimentos de massa	23
2.2.	Condicionantes	25
2.2.1.	Urbanização e a intervenção antrópica na paisagem	27
2.2.2.	Aspectos geomorfológicos e geológicos	28
2.2.3.	Sistemas climáticos de formação de precipitações	30
2.3.	A importância do sistema de alerta precoce a deslizamentos	32
2.4.	Limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massas	35
2.5.	Geoestatística aplicada à espacialização da precipitação	42
3.	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	46
3.1.	Clima e Hidrografia	47
3.2.	Características geológicas, uso e ocupação do solo e os movimentos de massa	48
4.	MATERIAIS E MÉTODOS	56
4.1.	Banco de dados: Coleta, tratamento, filtragem e apresentação	57
4.1.1.	Banco de dados de precipitação	57
4.1.2.	Banco de dados de ocorrência de desastres	59
4.1.3.	Banco de dados de condicionantes dos movimentos de massa	61
4.2.	Modelagem e predição espaço-temporal de dados diários de precipitação aplicados a estudos de desastres associados a deslizamentos.	65
4.2.1.	Análise exploratória de dados	65
4.2.2.	Métodos de Predição	66
4.2.2.1.	Krigagem simples	66
4.2.2.2.	FRK	68
4.2.3.	Métricas para avaliação dos interpoladores	70
4.2.4.	Incertezas	71
4.3.	Cálculo dos limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massa	72
4.3.1.	Método Frequentista	72
4.3.2.	Incertezas	76
4.4.	Análise de limiares de chuva por fatores condicionantes	77
4.4.1.	Complexos geológicos	77

4.4.2. Classes de declividade	79
4.4.3. Métricas para avaliação dos condicionantes	80
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	83
5.1. Modelagem e predição espaço-temporal de dados diários de precipitação aplicados a estudos de desastres associados a deslizamentos.	83
5.1.1. Análise exploratória do banco de dados de precipitação	83
5.1.2. Mapas interpolados por Krigagem Simples e FRK.....	85
5.1.3. Desempenho dos preditores.....	88
5.1.4. Incertezas	89
5.1.5. Relação entre movimentos de massa, precipitação acumulada e tipo de ocupação	90
5.2. Limiares de precipitação para Belo Horizonte – MG.....	93
5.3. Análise de limiares de chuva por fatores condicionantes.....	102
5.3.1. Complexos geológicos	104
5.3.2. Classes de declividade	109
6. CONCLUSÕES.....	114
REFERENCES	117
APÊNDICE A	133

1. INTRODUÇÃO

Os desastres associados a fenômenos naturais são responsáveis por fatalidades e expressivos prejuízos no ambiente físico, além de impactar nos sistemas sociais, promovendo danos e perdas socioeconômicas em todo o mundo. Os movimentos de massa estão na lista dos eventos naturais aos quais os desastres estão mais associados, com grande potencial de destruição (HADER; REIS; PEIXOTO, 2022; HAQUE *et al.*, 2016; MATEOS *et al.*, 2020; PETRUCCI, 2022).

O contínuo processo global de urbanização, incluindo ocupação de áreas propensas a movimentos de massa, e o número crescente de eventos de precipitação extrema aumentaram drasticamente a exposição de pessoas afetadas por deslizamentos induzidos por chuvas (PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018). Mcphillips (2018) ressalta ainda que existe aumento recorrente no número de desastres correlacionados com a urbanização acelerada. Essa forma de urbanização desencadeia a expansão desordenada dos centros urbanos, associados à falta de infraestrutura e à ocupação de áreas de vulnerabilidade geológico-geotécnica, que são áreas sujeitas à ocorrência de processos como: movimentos de massas, erosão, assoreamento, inundação e colapsos.

Áreas densamente urbanizadas podem conter uma população vulnerável a desastres gerados por eventos de precipitação no presente, e esta vulnerabilidade no futuro pode aumentar devido às mudanças climáticas (LYRA *et al.*, 2018). Estudos recentes mostram que a taxa de desastres associados a movimentos de massas provocados por chuvas aumentou significativamente em quantidade e magnitude de impacto ao longo do tempo (HERNÁNDEZ-MORENO; ALCÁNTARA-AYALA, 2017; PETLEY, 2012).

Segundo o IPCC (2012), o aumento da magnitude e da frequência dos movimentos de massa está fortemente relacionado com as consequências das alterações climáticas, nomeadamente eventos extremos de precipitação. Avaliações mais recentes mostram que o aumento do risco decorre não apenas da maior exposição a eventos climáticos que impactam as cidades, mas também é ampliado pela baixa capacidade adaptativa que pode surgir na qualidade da infraestrutura das cidades (IPCC, 2022). Além disso, esses riscos podem ser exacerbados por

complicações decorrentes da governança local versus nacional e/ou regulamentações relacionadas ao gerenciamento de riscos (CASTÁN BROTO, 2017; GARSCHAGEN, 2016).

No Brasil, os movimentos de massa são normalmente deflagrados por chuvas intensas e ou prolongadas, sendo, portanto, influenciados por eventos climáticos extremos. Estes eventos meteorológicos têm grande incidência nas regiões sul e sudeste do país (CAVALCANTI, 2012; LIMA *et al.*, 2010; REBOITA *et al.*, 2010), mas não só. Isso favorece a ocorrência de movimentos e de massas em função dos condicionantes naturais caracterizados pela presença de relevo montanhoso e ocupação antrópica inadequada das encostas.

Segundo a Confederação Nacional dos Municípios (CNM 2023), desastres associados a eventos de chuva acumularam prejuízos superiores a R\$ 79,3 bilhões no Brasil entre 2013 e 2023. Nesse contexto, Minas Gerais posiciona-se como o segundo estado mais afetado economicamente, com perdas econômicas que ultrapassam R\$17 bilhões, atrás apenas do Rio de Janeiro. Além disso, Minas Gerais concentra o maior número de ocorrências registradas de movimentos de massa no Brasil, realidade que não é casualidade, dada suas particularidades geológicas e urbanas (BRASIL, 2023). Apesar dos registros de deslizamentos serem normalmente subestimados, de 1991 a 2024, foram oficialmente registrados, em Minas Gerais, cerca de 612 mil afetados por desastres associados a movimentos de massa (BRASIL, 2023). A capital de Minas Gerais, Belo Horizonte, passou em 2020 por um evento extremo de precipitação que desencadeou inundações, alagamentos e movimentos de massa, resultando em 56 mortes apenas neste ano, além de perdas econômicas (DALAGNOL *et al.* 2022).

A região Sudeste do Brasil é a região de maior ocorrência de movimentos de massa do país (LACERDA; COELHO NETTO; SATO, 2017). Eventos históricos, como os desastres em Santa Catarina (2008), Angra dos Reis (2009), Niterói (2010), Região Serrana do RJ (2011) e na capital fluminense (2019), já demonstravam os graves impactos desses fenômenos (IBGE, 2019). Nos anos mais recentes, em 2023, 2024 e já no primeiro semestre de 2025, novos episódios intensificaram esse cenário, como os deslizamentos em São Sebastião (SP), que deixaram mais de 65 mortos, os repetidos eventos na Região Serrana do RJ e em Minas Gerais, resultando em

vítimas, destruição e milhares de desabrigados e o evento ocorrido no Rio Grande do Sul em 2024.

Esse ambiente sugere a necessidade urgente de preparar e adaptar os ambientes urbanos aos atuais e futuros eventos de precipitação e aumentar a resiliência da população local (CAPOBIANCO et al. 2025). Como a precipitação é o principal agente deflagrador de movimentos de massa, seu monitoramento é uma ferramenta fundamental para a compreensão e previsão de ocorrência destes eventos. O conhecimento adequado desta variável é, portanto, essencial para embasar estudos de avaliação de suscetibilidade, prever possíveis impactos e fomentar o desenvolvimento de estratégias de redução de riscos como, por exemplo, um sistema de alerta precoce.

Entre as muitas medidas de mitigação disponíveis para reduzir o risco à vida relacionado a movimentos de massa, o sistema de alerta precoce certamente constitui uma opção importante de mitigação passiva não estrutural. Os sistemas de alerta precoce de deslizamentos (LEWSs – do inglês *Landslide early warning systems*) podem ser definidos como um conjunto integrado de processos de monitoramento de perigos, previsão, predição e avaliação de risco de desastres, incluindo sistemas de comunicação e atividades de preparação que permitem aos indivíduos, às comunidades, governos e aos demais atores envolvidos adotarem, previamente, medidas oportunas para reduzir os riscos de desastres (UNDRR, 2023). Os LEWSs vêm se tornando uma opção de mitigação de risco comumente usada, empregada em todo o mundo para gerenciamento de risco de movimentos de massa (CALVELLO et al., 2015; COPPOLA et al., 2022; CREMEN; GALASSO; ZUCCOLO, 2022; GUZZETTI et al., 2020; MORAES, 2023; PARK et al., 2019; PECORARO; CALVELLO; PICIULLO, 2019).

A previsão da ocorrência de deslizamentos de terra em função de variáveis monitoradas é um componente fundamental do LEWS. No caso dos deslizamentos de terra induzidos pela chuva, a previsão de ocorrência destes eventos, em escalas regionais, parte da definição de limiares empíricos de precipitação. Os principais métodos de cálculo dos limiares consideram o acumulado do evento de chuva antecedente ou a intensidade-duração (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018). Esses eventos de chuvas são tipicamente baseados em medições pluviométricas, que, normalmente, são feitas por meio de pluviômetros. Entretanto, muitas vezes a

localização e/ou o número de pluviômetros instalados não são adequados para se definir limiares confiáveis de precipitação para fins de alerta (GÓMEZ *et al.*, 2023; NIKOLOPOULOS *et al.*, 2014; PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018)

Obter dados pluviométricos confiáveis, distribuídos adequadamente em uma região e que contemplem uma série histórica, quase sempre é uma limitação para o desenvolvimento de estudos sobre gerenciamento de riscos. De uma forma geral, uma baixa densidade de medição leva a uma subestimação da precipitação, o que, por sua vez, leva a uma subestimação dos limiares, especialmente aqueles baseados em intensidade e duração (NIKOLOPOULOS *et al.*, 2014, 2015; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018, CORTEZ *et al.* 2022). Uma possível justificativa para isso é que a relação da precipitação (valores médios e máximos) com as mudanças de altitude e com o tipo de formação da chuva, apresenta um comportamento não linear. Isso é evidenciado no trabalho de Nikolopoulos (2014, 2015), que destaca o efeito da diminuição da densidade pluviométrica em aumentar tanto o viés quanto a variância da estimativa, para os métodos de interpolação avaliados.

Alguns estudos buscaram correlacionar os eventos de precipitação com a ocorrência de movimentos de massa em Belo horizonte, mas apenas de maneira local e para uma série histórica curta, de dois períodos chuvosos (PARIZZI *et al.*, 2010), dados de precipitação adequados. Atualmente a prefeitura de Belo Horizonte possui um plano de contingência para enfrentamento de desastres (GGRD, 2024) para emissão de alertas e alarmes em decorrência de riscos geológicos, no qual foi adotado alerta moderado (amarelo): quando o volume acumulado de chuva nos últimos 2 (dois) dias for entre 50 e 69 mm e alerta forte (vermelho): quando o volume acumulado de chuva nos últimos 3 (três) dias for igual ou superior a 70 mm. Entretanto esses parâmetros foram adotados de forma empírica e com referência em outros estados que já possuem um sistema mais robusto de monitoramento.

A cidade de Belo Horizonte conta com uma rede de 36 pluviômetros gerenciados pela Subsecretaria de Proteção e Defesa Civil de Belo Horizonte (SUPDEC BH). Além desses, a rede de monitoramento do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) conta com 5

pluviômetros na capital e outros 15 em cidades do entorno, que compõem a Região Metropolitana de Belo Horizonte.

Entretanto, este número de pluviômetros e sua distribuição não conseguem abranger todas as áreas da cidade. Grande parte das principais áreas onde se concentram os eventos de movimentos de massa não possuem pluviômetros instalados. Essa distribuição pode dificultar a escolha de um pluviômetro que represente satisfatoriamente essas áreas, de forma a permitir o cálculo dos limiares de precipitação para prevenir a ocorrência de deslizamentos. Com isso, a falta de uma série histórica de dados adequadamente distribuída na cidade de Belo Horizonte pode ser uma limitação ao desenvolvimento de estudos sobre a relação entre os deslizamentos e a pluviometria na região que contribuam efetivamente para o gerenciamento de riscos. Neste contexto, a obtenção de um conjunto de dados de pluviometria adequadamente interpolados pode permitir melhores estimativas da precipitação em locais distantes das estações de observação. Diante da escassez de dados de precipitação interpolados em uma grade regular, a geoestatística torna-se uma ferramenta útil e poderosa para gerar informações climáticas em locais onde os dados observados são insuficientes ou inexistentes. Essa técnica permite capturar a correlação espacial existente entre os pontos amostrados, mesmo para locais distantes das estações de observação, permitindo assim estudos direcionados para regiões com dados escassos (HOFSTRA *et al.*, 2008).

Uma vez definida a base pluviométrica e o banco de dados de ocorrências é possível calcular o limiar de chuva. Cabe ainda ressaltar que os movimentos de massas em encostas estão diretamente ligados a um conjunto de fatores condicionantes como as características do solo, os processos geomorfológicos, as alterações antropogênicas e os agentes deflagradores, como as chuvas. Estes fatores são específicos de cada região e, de maneira combinada, podem compor áreas instáveis e desencadear movimentos de massas. Ademais, mesmo dentro desse contexto de aumento de ocorrência de desastres, não foram encontrados estudos que representassem toda a cidade de Belo Horizonte abordando esta temática de maneira a compreender os limiares de chuva e suas correlações.

Assim, este trabalho objetiva calcular os limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massa na área urbana de Belo Horizonte - Minas Gerais e, em especial, correlacionar estes limiares às características geológicas e geotécnicas

locais. Para tal, em uma primeira etapa foi desenvolvida uma metodologia geoestatística de modelagem e predição espaço-temporal aos dados de precipitação em Belo Horizonte – MG, considerando o período entre 2012 a 2022. Especificamente, aplicar os métodos de Krigagem e FRK a fim de apresentar dados diários espacializados com pixel de 100m x 100m.

Esta abordagem permitirá o avanço de estudos para desenvolver um sistema de alerta e corroborará para o desenvolvimento de estratégias de redução de riscos. Espera-se que a avaliação e as informações fornecidas nesta pesquisa baseiem estudos de impacto, vulnerabilidade e resiliência aos desastres associados a eventos naturais relacionados aos movimentos de massas em diferentes setores socioeconômicos de Belo horizonte.

1.1. Hipóteses

Existem limiares de chuva que, quando atingidos ou excedidos, causarão movimentos de massa em Belo Horizonte, Minas Gerais. Estes limiares podem ser regionalizados de acordo com as características geológicas, de ocupação e geomorfológicas da área de estudo? Se sim, quais são os principais condicionantes a serem considerados?

1.2. Objetivo geral

Avaliar a correlação entre eventos de chuva e movimentos de massa na área urbana de Belo Horizonte em Minas Gerais.

1.2.1. Objetivos específicos

- a) Modelar e predizer dados diários de precipitação especializados para Belo Horizonte – MG, considerando o período entre 2012 a 2022.
- b) Calcular os limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massa na área urbana de Belo Horizonte em Minas Gerais; e
- c) Correlacionar os limiares de chuva às características geológicas, de ocupação e geomorfológicas da área de estudo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Movimentos de massas

Os movimentos de massa fazem parte da evolução geomorfológica em regiões serranas. Estes processos consistem em importante processo natural que atua na dinâmica das vertentes. Porém, o crescimento da urbanização em áreas desfavoráveis, sem o adequado planejamento do uso e ocupação do solo e sem a adoção de técnicas adequadas de estabilização, está desencadeando acidentes associados a estes processos, que muitas vezes atingem dimensões de desastres (TOMINAGA, 2007).

Pode-se definir movimento de massa como o movimento do solo, vegetação e/ou rocha ao longo de uma encosta sob a ação direta da gravidade (PATTON E HENDRON Jr., 1974; SELBY, 1993). A contribuição de outro meio, como água ou gelo se dá pela redução da resistência dos materiais de vertente e/ou pela indução do comportamento plástico e fluido dos solos (TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

2.1.1. Tipologia dos movimentos de massa

Os movimentos de massa podem ser de diversos tipos, pois envolvem uma variedade de materiais geológicos e processos. A diversidade e complexidade nas formas de ocorrência dos movimentos de massa dificulta o enquadramento em sistemas de classificação rígidos que almeje englobá-los. Porém, há uma extensa lista na literatura nacional e internacional de autores que se baseiam em determinados critérios para propor classificações, que podem basear-se no tipo de: material, atividade, geometria, conteúdo de água ou ainda velocidade de deslocamento (LI; MO, 2019). Entretanto, como citado por Fernandes & Amaral (1996), qualquer esquema proposto apresenta limitações, uma vez que na natureza movimentos de massas tendem a ser mais complexos, dificultando estabelecer limites entre classes, bem como pela manifestação de várias classes num mesmo movimento.

Dentre as classificações brasileiras, Augusto Filho (1992) (Quadro 1) reuniu, de forma sucinta, os principais tipos de movimentos de massa que ocorrem com mais frequência na dinâmica ambiental brasileira (ambientes tropicais e subtropicais), baseando-se na classificação de Varnes (1978). Além deste, destacam-se os sistemas de classificação de Freire (1965) e de Guidicini & Nieble (1984). No âmbito

internacional uma das classificações mais utilizadas, devido a sua simplicidade, é a da USGS (2004), baseada em uma abreviação de Varnes (1978) (Quadro 2) que considera o tipo de movimento e o tipo de material transportado.

Processos	Dinâmica/Geometria/Material
Rastejos	• vários planos de deslocamento (internos) • velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade • movimentos constantes, sazonais ou intermitentes • solo, depósitos, rocha alterada/fraturada • geometria indefinida
Escorregamentos	• poucos planos de deslocamento (externos) • velocidades médias (m/h) a altas (m/s) • pequenos a grandes volumes de material • geometria e materiais variáveis: - Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza; - Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas; - Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza.
Quedas	• sem planos de deslocamento • movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado • velocidades muito altas (vários m/s) • material rochoso • pequenos a médios volumes • geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. Rolamento de matacão Tombamento
Corridas	muitas superfícies de deslocamento • movimento semelhante ao de um líquido viscoso • desenvolvimento ao longo das drenagens • velocidades médias a altas • mobilização de solo, rocha, detritos e água • grandes volumes de material • extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

Quadro 1 - Classificação dos movimentos de massas por Augusto Filho (1992).

Tipos de Movimentos	Tipo de Material		
	Base rochosa	Solos de engenharia	
		Grosso	Fino
Quedas	Rocha	Detritos	Solo fino
Tombamentos	Rocha	Detritos	Solo fino
Escorregamento	Rotacional	Detritos	Solo fino
	Translacional	Detritos	Solo fino
Rastejo Lateral	Rocha	Detritos	Solo fino
Fluxos	Rocha (profundo)	Detritos	Solo fino
Complexos	Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

Quadro 2 - Classificação dos movimentos de massa pela USGS.

2.2. Condicionantes

Atualmente existem muitos estudos de caso de instabilidades específicas para diversas áreas (LI; MO, 2019), com isso são bem conhecidas às causas básicas da instabilidade de vertentes, inclusive dos escorregamentos (VARNES, 1984). Alguns são inerentes aos tipos de rocha ou solo, quanto à sua composição e estrutura; outros, como a inclinação natural das encostas, são relativamente constantes ou são variáveis, como os níveis de água subterrânea e suas variações sazonais; outros impostos por novos eventos, tais como atividades construtivas (TOMINAGA, 2007). A maioria destas condições pode ser reconhecida e seus efeitos podem ser avaliados, determinados ou ainda podem ser mapeados e correlacionados entre eles ou com eventos anteriores.

Vários fatores afetam a estabilidade de um talude e quase todos estão intimamente interligados. Movimentos de massa são causados por uma combinação de fatores oriundos da geologia interna do talude e do ambiente externo. Ademais a literatura converge que os principais condicionantes destes processos são os relacionados com a geologia, geomorfologia, aspectos climáticos e hidrológicos, vegetação e ação antrópica relativa às formas de uso e ocupação do solo como, por exemplo: Varnes (1978); Guidicini & Nieble (1984); Selby (1993); Fernandes & Amaral (1996); Augusto Filho (2001); Fernandes et al. (2001); Araújo (2004).

Freire (1965) e Guidicini e Nieble (1984) definiram as causas e agentes dos processos de movimentos de massa. Dentre os agentes, os autores fizeram distinção

entre agentes predisponentes e efetivos preparatórios e efetivos imediatos e subdividiram as causas em internas, externas e intermediárias (Quadro 3).

AGENTES	Predisponentes	Complexo geológico, complexo morfológico, complexo climático-hidrológico, gravidade, calor solar, tipo de vegetação original.	
	EFETIVOS	Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação de nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive desmatamentos.
		Imediatos	Chuvvas intensas, fusão do gelo e neve, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem.
CAUSAS	Internas	Efeitos das oscilações térmicas; Redução dos parâmetros de resistência por intemperismo.	
	Externas	Mudanças na geometria do sistema; Efeitos de vibrações; Mudanças naturais na inclinação das camadas.	
	Intermediárias	Elevação do nível piezométrico em massas "homogêneas"; Elevação da coluna da água em discontinuidades; Rebaixamento rápido do lençol freático; Erosão subterrânea retrogressiva (piping); Diminuição do efeito de coesão aparente.	

Quadro 3 - Agentes e causas dos escorregamentos e processos correlatos (GUIDICINI & NIEBLE, 1984).

Os fatores internos, que incluem, por exemplo: litologia, estratigrafia, topografia e geomorfologia, desempenham um papel controlador no desenvolvimento dos deslizamentos (XIAO *et al.*, 2019). Os fatores externos, que incluem o ambiente hidrogeológico local e as intervenções antrópicas, são geralmente responsáveis por provocar um movimento de massa (BORRELLI; CIURLEO; GULLÀ, 2018; LUO; LIU, 2018; NICU, 2018; XIAO *et al.*, 2019). Entre esses se destacam como os principais fatores desencadeadores os eventos meteorológicos, ou melhor, os efeitos induzidos por eles (EHRlich *et al.*, 2021; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018).

Os agentes predisponentes correspondem ao conjunto de características naturais intrínsecas aos materiais, sem a ação do homem. Compreende as formações geológicas, geométricas e ambientais da área onde se desenvolve o movimento de

massa. Já os agentes efetivos referem-se ao conjunto de fatores diretamente responsáveis pelo desencadeamento do movimento de massa, incluindo-se a ação humana (TOMINAGA, 2007).

Dessa forma os condicionantes atuam de forma combinada em diferentes componentes do processo de movimento de massa. Segundo Parizzi (2010), os condicionantes geológicos influenciam no tipo de ruptura, enquanto as ações antrópicas, as características geomorfológicas e a ação da água interferem no grau de predisposição dos terrenos aos movimentos de massa. As chuvas acumuladas, geralmente, determinam a frequência e o momento de ocorrência desses processos.

2.2.1. Urbanização e a intervenção antrópica na paisagem

A ação humana exerce importante influência nos processos e movimentação de massas, favorecendo a sua ocorrência e minimizando ou ampliando seus efeitos. O crescimento da população urbana é outro fator que contribui significativamente para ocorrência de desastres. A urbanização acelerada inevitavelmente cria áreas impermeáveis e gera concentração de fluxo, aumentando o escoamento superficial. À medida que mais pessoas vivem em áreas urbanas densamente povoadas, muitas vezes localizadas em planícies aluviais e áreas costeiras baixas, sua exposição aos riscos de inundações e movimentos de massas também aumenta (HAMMOND *et al.*, 2015).

Dessa forma, a ação do homem é vista por diversos autores como importante agente modificador da dinâmica natural do relevo e, por conseguinte, da estabilidade das encostas (TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009-). A ocupação desordenada das encostas nas regiões serranas brasileiras tem provocado inúmeros acidentes. A exemplo disso, no acidente ocorrido em Petrópolis (RJ) em 1988 que resultou em 171 mortes, Nunes *et al.* (1990) e Nakazawa & Cerri (1990) verificaram que mais de 90% dos escorregamentos foram induzidos pela ocupação desordenada das encostas do município. Até a atualidade esses eventos têm ocorrido com maior frequência e em diversas regiões do país. Sobretudo, os processos de urbanização sem planejamento tendem a ocorrer em áreas de risco, com formação de favelas e vilas, principalmente em localidades com relevo acidentado e inclinado. A vulnerabilidade dessas áreas pode ser agravada pela tipologia precária das edificações.

A intervenção antrópica pode atuar como indutora de aumento de tensões cisalhantes mobilizadas através da execução de cortes ou aterros com a geometria incorreta, execução de aterros sem compactação ou fundação e com lançamento de lixo nas encostas dos taludes (GERSCOVICH, 2016). Além desses processos, existem os que contribuem para a redução da resistência ao cisalhamento como a remoção da cobertura vegetal, lançamento inadequado e/ou concentração de águas pluviais e servidas e os vazamentos na rede de abastecimento, esgoto e fossas. Essas ações antrópicas podem contribuir fortemente para ocorrência de movimentos de massa, já que favorecem a instabilidade dos taludes.

2.2.2. Aspectos geomorfológicos e geológicos

A interação entre as propriedades geomorfológicas e os movimentos de massa é amplamente estudada (VARNES, 1978, 1984; CRUZ, 1975; WOLLE, 1980; SELBY, 1993; FERNANDES & AMARAL, 1996; AUGUSTO FILHO, 2001; FERNANDES et al., 2001; ARAÚJO, 2004). Os parâmetros topográficos, tais como: declividade, forma da vertente (em planta e em perfil), orientação das vertentes, amplitude e elevação podem ser determinantes na ocorrência de movimentos como o escorregamento.

As características geomorfológicas contribuem para a ocorrência de movimentos de massas com destaque para vertentes íngremes e altas. A declividade do terreno pode influenciar, na quantidade de água que fica retida na superfície e na sua velocidade de escoamento, contribuindo para a ocorrência de movimentos de massa. Diversos autores já evidenciaram a relação entre a declividade e a ocorrência de movimentos de massa em diferentes regiões do mundo, como apontado em estudos de Varnes (1984), Fernandes et al. (2001) e Araújo (2004). Além dos parâmetros topográficos, a concentração de água no solo (poropressão alta), cobertura de solo profundamente intemperizado e o descalçamento da base de vertente, podem contribuir para ocorrência dos movimentos de massa (TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2015).

No âmbito dos fatores geológicos a composição mineralógica ou físico-química das diferentes litologias, a presença de estruturas geológicas, a resistência ao cisalhamento e o grau de intemperismo compõem os aspectos mais importantes

no desencadeamento de movimentos de massa em taludes de rochas. Os movimentos de massas em taludes de rochas podem ser influenciados não apenas pelas suas propriedades mecânicas, mas também devido à composição física e química das rochas. Além disso, cabe avaliar a presença de descontinuidades, já que a resistência do maciço rochoso depende mais das descontinuidades presentes do que propriamente da resistência da rocha intacta (CARVALHO, 2001; REIS JUNIOR; PARIZZI, 2019; TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

Falhas e ou fraturas atuam como caminhos preferenciais da alteração, pois através dessas descontinuidades há uma maior percolação de água, fazendo com que o intemperismo avance para o interior do maciço rochoso de modo muito mais efetivo. A constante e persistente infiltração e percolação de água pelas descontinuidades, além de lixiviar o material de preenchimento, exerce pressões laterais nos planos de fratura, acentuando o processo de enfraquecimento do maciço e, conseqüentemente, tornando-o mais suscetível ao movimento de massa. Este fenômeno é mais significativo e rápido onde a rede de diaclasamento é mais concentrada e profunda. Ademais, quando as fraturas são sub verticais e próximas entre si, propiciam movimentos de blocos do tipo tombamento. A orientação da foliação e/ou bandamento composicional, estruturas comuns nas rochas metamórficas, também influenciam a estabilidade das encostas e principalmente de taludes de corte como os executados em estradas (FERNANDES & AMARAL, 1996; TOMINAGA, 2007).

Fato é que a compartimentação do maciço de rocha causada pela evolução das descontinuidades favorece os movimentos de massa gravitacionais, o que explica a importância em se estudar estes planos de fraqueza, que nada mais são do que feições geológicas produzidas por origens térmicas, sedimentares e tectônicas, podendo ainda ser acentuadas por ações antrópicas (LIMA, 2017).

Ao se discutir os movimentos de massa em solos o grau de intemperismo também deve ser avaliado. Materiais muito intemperizados, como solo residual jovem, podem apresentar descontinuidades originadas por feições estruturais reliquias da formação rochosa (falhas, fraturas, foliação etc.). Estas fraturas reliquias podem favorecer a ocorrência de escorregamentos, principalmente, se um ou mais destes sistemas mergulha para fora da encosta, ou quando estiver preenchida por material argiloso formando barreiras ao fluxo d'água, ou ainda se houver redução no ângulo

de atrito e na coesão devido ao avanço do intemperismo ao longo da fratura (SELBY; HODDER, 1993).

É importante salientar que os escorregamentos podem ser intensificados com a variação do teor de umidade do solo. Em maciços de solo saturados, a água ocupa os espaços vazios entre as partículas do solo, gerando um aumento da pressão intersticial (poropressão). Esse aumento de pressão reduz a resistência ao cisalhamento do solo, diminuindo sua capacidade de suportar as tensões aplicadas, o que pode levar à ocorrência de movimentos de massa. Cabe ressaltar ainda que a infiltração persistente de água nas encostas durante as chuvas intensas reduz e, até mesmo, pode eliminar a parcela resistente do solo devido aos efeitos da perda da sucção nas camadas inicialmente não saturadas. O mesmo pode ocorrer no material de preenchimento presente nos maciços rochosos ou na interface entre a rocha e os locais de mudança de material.

2.2.3. Sistemas climáticos de formação de precipitações

As chuvas são importantes desencadeadores dos movimentos de massa. Tanto chuvas acumuladas por períodos de tempo, como chuvas de grande intensidade em poucas horas, podem desencadear movimentos de massas. Dessa forma é importante compreender a formação e os sistemas que influenciam na dinâmica de ocorrência dos eventos de precipitação.

A formação da precipitação está fundamentalmente ligada a mecanismos de ascensão de ar úmido, levando ao seu resfriamento, condensação do vapor d'água e formação de nuvens. Conforme o mecanismo de ascensão, as chuvas podem ser classificadas em três tipos principais: convectivas, frontais e orográficas (AHRENS; SAMSON, 2011; VAREJÃO-SILVA, 2005). As chuvas convectivas originam-se do aquecimento da superfície, que provoca a ascensão rápida e localizada de parcelas de ar quente e úmido. Este processo resulta em chuvas de alta intensidade e curta duração, frequentemente caracterizadas como "tempestades" ou "pancadas de chuva", muitas vezes acompanhadas de raios e ventos fortes (AHRENS; SAMSON, 2011; VAREJÃO-SILVA, 2005). Por sua natureza, são cruciais para a deflagração de deslizamentos rápidos e fluxos de detritos, que respondem a picos de precipitação em curtos intervalos de tempo (PARIZZI et al., 2010, 2011).

Em contrapartida, as chuvas frontais (ou ciclônicas) ocorrem no encontro de massas de ar com características de temperatura e umidade distintas. A massa de ar quente, por ser menos densa, é forçada a subir sobre a massa de ar frio, resultando em um processo de ascensão mais lento e que abrange uma área geográfica extensa. Consequentemente, estas chuvas são tipicamente de intensidade leve a moderada, porém de longa duração, podendo persistir por horas ou dias e acumular volumes significativos. Este tipo de precipitação é um fator determinante para a saturação do solo, elevando o nível do lençol freático e as poropressões, o que pode levar a deslizamentos de maior profundidade e em áreas mais extensas (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Por fim, as chuvas orográficas são induzidas pelo relevo, quando massas de ar úmidas são forçadas a se elevar ao encontrar barreiras topográficas, como serras e montanhas. Este mecanismo pode tanto gerar chuvas persistentes de baixa intensidade quanto intensificar sistemas convectivos ou frontais já existentes, potencializando a precipitação em áreas específicas a barlavento, como é o caso de regiões serranas no Sudeste do Brasil (VAREJÃO-SILVA, 2005).

A região Sudeste também é muito afetada por eventos de precipitação, que frequentemente estão relacionados ao desenvolvimento convectivo dentro de sistemas sinóticos, como sistemas frontais e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACS) (LIMA *et al.*, 2010). Além disso, este fluxo de umidade do Oceano Atlântico sobre o norte da América do Sul atravessa a região da Amazônia em direção ao sudeste, aumentando a umidade no sudeste do Brasil, favorecendo a intensificação da convecção nesta região (CAVALCANTI, 2012; ZILLI *et al.*, 2017).

Além de sistemas de escalas sinóticas atuantes sobre essas regiões, outros fatores que intensificam a convecção local podem provocar precipitações. As chuvas convectivas, formadas por este processo tendem a ser mais intensas com o aquecimento da superfície, a formação de ilhas de calor provocadas pela urbanização e intensa evapotranspiração de superfícies úmidas e aquecidas. Esse fenômeno foi evidenciado por algumas pesquisas realizadas para a cidade de Belo Horizonte (MAGALHÃES FILHO, 2006).

Todos esses fatores estão sendo intensificados com as mudanças climáticas globais o que pode aumentar a magnitude das chuvas, em especial as que geram um grande volume de água em poucas horas. A emissão de gases causadores do efeito estufa resulta no aumento da temperatura do ar, fazendo com que a quantidade máxima de vapor de água que o ar pode conter (sem condensar) aumente (KUMAR

et al., 2021). Dessa forma a elevação da temperatura global pode levar a atmosfera a conter mais vapor d'água disponível para a precipitação (KUMAR et al., 2021). Assim, o aumento dos gases de efeito estufa pode contribuir para a ocorrência de eventos de precipitação.

A noção de clima estacionário, que orienta muitas soluções técnicas e análises de risco geológico-geotécnico, baseia-se na dinâmica do sistema natural que flutua dentro de um envelope imutável de variabilidade climática (MILLY *et al.*, 2008). No entanto, a interferência humana pode introduzir não estacionariedade em muitas séries temporais meteorológicas e hidrológicas, especialmente no futuro (IPCC, 2012; MILLY et al., 2008).

Esta realidade vem sendo confirmada por diversos estudos. No Brasil, verificou-se que 17,5% da área têm precipitação máxima diária não estacionária no período histórico e que negligenciar a não estacionariedade, em sua maior parte, subestima as magnitudes dos eventos de precipitação máxima diária. Além disso, estudos de projeções climáticas futuras mostram que a precipitação máxima diária pode aumentar em pelo menos 90% do território nacional (CORTEZ *et al.*, 2022). Esses resultados podem indicar desastres mais intensos e frequentes como enchentes urbanas e deslizamentos de terra, aumentando os riscos sociais, ambientais e econômicos.

2.3.A importância do sistema de alerta precoce a deslizamentos

Um sistema de alerta precoce (EWS) é uma ferramenta fundamental para políticas de Redução do Risco de Desastres (RRD) e de Gestão do Risco de Desastres (GRD), tais sistemas dependem de iniciativas locais e federais coordenadas (MORAES, 2023). O EWS compreendem, independentemente do tipo de ameaça, quatro elementos essenciais (MORAES, 2023; PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018; UNISDR, 2006)

1. **Conhecimento do risco:** O conhecimento do risco constitui a base dos sistemas de alerta precoce e inclui uma avaliação da vulnerabilidade através da coleta de informações quantitativas sobre a área alvo do sistema.
2. **Monitorização e Previsão:** As principais tarefas envolvidas nos sistemas de previsão incluem a execução de modelos meteorológicos, hidrológicos e

geodinâmicos com dados observados. Para garantir informações de alerta precoces, precisas e oportunas, a operação de um EWS requer capacidades técnicas sólidas que abranjam todos os níveis dos sistemas de observação hidro meteorológica em operação.

3. **Divulgação de aviso:** Uma vez gerado um aviso, é essencial comunicá-lo prontamente a todas as pessoas em risco.
4. **Capacidades de resposta:** A informação acessível e a capacidade de resposta da comunidade aos alertas precoces são essenciais para sistemas práticos de alerta precoce de ponta a ponta.

Mais especificamente um “sistema de alerta precoce de deslizamentos de terra”, ou LEWS, é um EWS dedicado a deslizamentos de terra. O risco de deslizamentos pode ser reduzido através da adoção de diferentes métodos de mitigação, classificáveis em obras estruturais e ações não estruturais (PECORARO; CALVELLO; PICIULLO, 2019; PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018). As ações estruturais podem se dividir em duas frentes: a primeira destina-se a medidas ativas, que reduzem a probabilidade de ocorrência de deslizamentos (modificação do perfil do talude; redução do nível da água e da pressão da água nos poros, reforços) e a segunda frente seriam as obras de engenharia que diminuem a vulnerabilidade dos elementos em risco (barreiras, barragens, bacias, proteções). Nas ações não estruturais destacam-se os sistemas de alerta precoce de deslizamentos de terra, planejamento do uso de terras e conscientização. Entre esses, os sistemas de alerta precoce de deslizamentos de terra (LEWS) podem ter custos e impactos ambientais menores em comparação com as medidas estruturais (INTRIERI *et al.*, 2012).

O LEWS visa reduzir a probabilidade de perda de vidas e outras consequências adversas de eventos de deslizamentos de terra, informando indivíduos, comunidades e organizações ameaçadas por deslizamentos de terra para se prepararem e agirem adequadamente e em tempo suficiente para reduzir a possibilidade de danos ou perdas (UNDRR, 2023). O LEWS pode ser projetado e empregado em duas escalas: local e territorial (GUZZETTI *et al.*, 2020; PECORARO; CALVELLO; PICIULLO, 2019). Os sistemas que abordam deslizamentos de terra únicos em escala de declive podem ser denominados como locais (Lo-LEWSs). Os sistemas que operam em vastas áreas em escala regional são referidos como

sistemas territoriais (Te-LEWS), ou seja, podem ser utilizados em uma bacia, município, região ou em todo território nacional (PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018). Os Te-LEWS podem ser considerados uma medida útil de mitigação do risco de deslizamentos de terra a ser empregada em áreas extensas. Para projetar e operar estes sistemas é importante ter claramente em mente um modelo conceitual de todos os blocos fundamentais que compõem um LEWS (PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018). A omissão ou subestimação de qualquer componente pode, de fato, reduzir a confiabilidade do sistema, eventualmente levando à sua falha ou encerramento.

Similar aos quatro elementos que compõem o EWS a estrutura base dos LEWS também emprega um fluxograma para delinear quatro atividades sequenciais principais: monitoramento, análise e previsão, alerta e resposta (DI BIAGIO; KJEKSTAD, 2007). Segundo esse sistema a eficácia da operação de um LEWS passa pela identificação, medição e monitorização de precursores da ocorrência dos deslizamentos. Exemplos típicos de precursores de deslizamentos são chuvas fortes, aumento rápido da pressão da água nos poros, deslocamentos, velocidades e acelerações dos fenômenos existentes (PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018). Dependendo do tipo de precursor, os instrumentos típicos utilizados na rede de monitoramento de um sistema de alerta de deslizamentos incluem: pluviômetros, inclinômetros, extensômetros e outros dispositivos que medem movimentos do solo ou subterrâneos, geofones, piezômetros e medidores de umidade do solo.

Após essa definição inicial de Di Biagio e Kjekstad (2007), diversos autores (BELL *et al.*, 2009; CALVELLO *et al.*, 2015; FATHANI; KARNAWATI; WILOPO, 2016; INTRIERI *et al.*, 2013; PICIULLO; CALVELLO; CEPEDA, 2018) descreveram e incrementaram o esquema proposto para definir componentes dos sistemas de alerta precoce para deslizamentos induzidos por chuvas. Os autores destacam claramente a importância dos aspectos sociais e técnicos na concepção e gestão de tais sistemas. Conhecimento de risco, monitoramento, previsão/modelagem são elementos comuns de cada esquema proposto. Todos esses pertencem ao domínio técnico, enquanto a comunicação e difusão de alertas, as capacidades de resposta e os programas educativos dizem respeito ao social.

Ainda no domínio técnico, a fase de modelagem de tais sistemas consiste em definir uma lei de correlação entre as ocorrências de deslizamentos na área de

interesse e os eventos pluviométricos desencadeadores dos fenômenos. Dentro de tais sistemas, um bom modelo de correlação deve ser capaz de emitir avisos que maximizem alertas corretos e minimizem alertas falsos e perdidos (CALVELLO *et al.*, 2015). Os limiares de precipitação estabelecidos pelos modelos de correlação podem basear-se numa esquematização conceptual da relação causal entre precipitação e deslizamentos de terra ou em leis empíricas derivadas de uma análise estatística de dados históricos.

Para aumentar a eficiência de tais sistemas, é importante melhorar a base de dados de deslizamentos, já que isso pode levar à definição de limiares de precipitação mais confiáveis (CALVELLO *et al.*, 2015). Além disso, a avaliação contínua do desempenho destes sistemas contribui para aumentar a eficiência do modelo de alerta, por exemplo ao permitir atualizações dos limites de precipitação adotados para emissão dos avisos, retroalimentando o sistema com atualizações dos bancos de dados.

2.4. Limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massas

O termo limiar é conhecido como um nível mínimo ou máximo da quantidade necessária para que um processo ou uma mudança ocorra em um estado (REICHENBACH *et al.*, 1998). Nesse contexto, ao aplicar-se este conceito tem-se a quantidade de chuva que, quando atingida ou excedida, provavelmente causará um movimento de massa, que é chamada de limiar de chuva. Assim, um limite máximo refere-se ao nível acima do qual um processo sempre ocorre, ou seja, há 100% de chance de ocorrência do processo a qualquer momento em que o valor limite é ultrapassado (CROZIER, 1997).

Caine (1980) estabeleceu pela primeira vez valores limites de precipitação para deslizamentos de terra em todo o mundo. Atualmente alguns conceitos sobre a temática dos limiares foram aprimorados e a ideia de um único valor acima do qual ocorrem os movimentos de massa pode ser melhorada. Inicialmente, em um plano cartesiano, os limites são expressos em termos de curvas que delimitam uma porção do plano contendo as chuvas relacionadas à ocorrência dos movimentos de massa (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018). A melhoria consiste em dividir o plano cartesiano em três partes, por meio de dois limiares: um limiar inferior, abaixo do qual

não ocorre deslizamento, e um limiar superior, acima do qual sempre ocorrem deslizamentos (WILSON ET AL. 1993). Entre os dois limiares são definidas diferentes probabilidades de ocorrência, com incertezas relacionadas à incompletude do conhecimento sobre o processo físico (CROZIER, 1997) e sobre o banco de dados de escorregamentos e o de precipitação.

A literatura apresenta dois tipos de limiares de chuva, conhecidos como empíricos e físicos (ALEOTTI, 2004). Os limiares físicos (ALEOTTI, 2004; BROOKS *et al.*, 2004; IVERSON, 2000; JAKOB; WEATHERLY, 2003; MONTRASIO; VALENTINO; LOSI, 2012; RAN *et al.*, 2012; YAO *et al.*, 2019) são baseados em modelos hidrológicos e de estabilidade que consideram informações espaciais detalhadas sobre as características hidrológicas, morfológicas e litológicas dos taludes e estruturas rochosas, além de levar em conta parâmetros como as relações entre a precipitação e a pressão da água dos poros, sucção, infiltração etc. Já os limiares empíricos (BRUNETTI *et al.*, 2010; CAINE, 1980; FLORIS *et al.*, 2004; GIANNECCHINI, 2005; GUZZETTI *et al.*, 2004; KANUNGO; SHARMA, 2014; MARCHI; ARATTANO; DEGANUTTI, 2002; PERES *et al.*, 2018; PERUCCACCI *et al.*, 2012) são obtidos da análise estatística de correlação das series históricas de chuva e de movimentos de massa.

Dentro dos modelos empíricos, os limiares de chuva podem ser definidos como globais, regionais, ou locais (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018; SINGH; KUMAR, 2021). Um limiar global (GUZZETTI *et al.*, 2008; HONG; ADLER, 2008) tenta estabelecer um nível mínimo geral abaixo do qual não ocorrem deslizamentos, independente dos aspectos morfológicos, litológicos, de uso do solo e do regime local ou regional de chuvas. Os limiares regionais (EHRlich *et al.*, 2021; GERMAIN; ROY; GUERRA, 2021; MARTELLONI *et al.*, 2012; WANG, 2021) são muito frequentes na literatura e são definidos para áreas que se estendem de poucos a muitos milhares de quilômetros quadrados como limitante de apresentarem características meteorológicas, climáticas e fisiográficas semelhantes. Esses são potencialmente adequados para sistemas de alerta de deslizamentos. Já os limiares locais (TERRANOVA *et al.*, 2015; VALLET *et al.*, 2016) consideram uma configuração geomorfológica e um regime climático específico, e são aplicáveis a escorregamentos individuais ou para um grupo de escorregamentos em áreas de extensão de poucos quilômetros quadrados.

Ainda, para os modelos empíricos, os parâmetros de chuva mais comumente investigados em relação ao início do deslizamento incluem: intensidade-duração (ID); precipitação total do evento (E); chuva evento-duração (ED); intensidade do evento pluviométrico (EI) (CALVELLO et al., 2015; DAHAL; HASEGAWA, 2008; SINGH; KUMAR, 2021). Independentemente do tipo de limiar pluviométrico, a eficiência operacional de um modelo de correlação a ser adotado em um sistema de alerta precoce de deslizamento depende fortemente de como os eventos pluviométricos são reconhecidos, ou seja, como os dados pluviométricos são coletados e analisados (CALVELLO et al., 2015).

A escolha dos parâmetros corretos para definir os limites depende também da tipologia do deslizamento (MARTELLONI et al., 2012). Há um consenso geral em reconhecer que os fluxos de detritos e deslizamentos de terra rasos são preferencialmente desencadeados por chuvas curtas e intensas (CAMPBELL, 1974; CROSTA, 1998), enquanto os deslizamentos de terra profundos são mais comumente associados a eventos de chuvas prolongados e menos intensos (BONNARD E NOVERRAZ, 2001). Portanto, ao tentar prever movimentos rasos, o estudo das chuvas intensas e rápidas, definidas como em Aleotti (2004), é essencial. Ao contrário, ao estudar movimentos de taludes profundos, a chuva antecedente desempenha um papel decisivo, mas às vezes pode ser difícil avaliar até que ponto um deslizamento de terra pode ser influenciado por eventos de chuva passados (MARTELLONI et al., 2012). Além disso, a probabilidade de ocorrência destes eventos depende fortemente das chuvas antecedentes (MENDONÇA; GONZALEZ; DA SILVA COELHO, 2021). Dessa forma, nas áreas afetadas por deslizamentos rasos e profundos, é essencial definir uma metodologia que seja flexível o suficiente para abranger ambos.

O estudo de Segoni et al. (2018) analisou os avanços recentes na definição e emprego de limites de chuva para ocorrência de deslizamentos. Com base em 107 artigos revisados por pares publicados em periódicos indexados no *SCOPUS* ou *ISI Web of knowledge bases*, os autores apresentaram as principais dificuldades e falhas nos estudos sobre a definição de limiares, incluindo as contribuições sobre o emprego de tais limiares em sistemas de alerta precoce de deslizamento.

O primeiro ponto relevante a se discutir é o objetivo do limiar. Normalmente, os limiares são destinados a prever ocorrências de escorregamentos. Dessa forma, a metodologia do cálculo do limiar busca encontrar um equilíbrio entre previsão correta

e incorreta, a fim de compor uma ferramenta útil em estratégias de mitigação do risco de escorregamento.

O segundo ponto é a escala espacial da área de estudo e a densidade dos dados. Os autores sustentam a importância que a subdivisão da área leva a unidades territoriais com maior homogeneidade meteorológica e geomorfológica, para as quais podem ser definidos limites pluviométricos mais confiáveis. Notavelmente uma porcentagem relevante de trabalhos (13%) não relatou a extensão da área de estudo e em alguns artigos a extensão das áreas de estudo teve que ser estimada a partir das figuras em que foram apresentadas (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018).

Uma alternativa é a divisão com base em características fisiográficas e ambientais (dados meteorológicos, litológicos e geográficos) conforme realizado em trabalhos anteriores (BENEDETTI et al., 2005; IBSEN; CASAGLI, 2004; MARTELLONI et al., 2012). No entanto, geralmente os limites não coincidem com os limites administrativos; em muitos casos, estes correspondem também a limites fisiográficos. A divisão administrativa pode ser considerada crítica do ponto de vista científico. Contudo, isso deve ser avaliado e ponderado para cada área de estudo já que a aplicação de limites pluviométricos a sistemas de alerta requer uma resolução espacial compatível com os propósitos operacionais.

O objetivo é dividir a área em unidades territoriais com homogeneidade meteorológica e hidrogeológica, para reduzir o número de avisos falsos e perdidos, esta abordagem aumenta a eficácia de previsão do sistema (MARTELLONI et al., 2012; SEGONI et al., 2014a). Por outro lado, em relação à resolução espacial, a maior densidade possível de medições é desejável, porque é possível explicar melhor a variabilidade espacial dos padrões de chuva, especialmente durante tempestades convectivas que atingem um sistema orográfico complexo. Ademais, a resolução temporal também está claramente correlacionada com o objetivo dos limiares. Todos os limites utilizados para fins de alerta antecipado são baseados em dados de escala temporal, pelo menos, horária, enquanto em trabalhos preliminares, também foram consideradas medidas diárias.

Ao final, para definir os limiares de chuva ainda é necessário atentar para três últimos aspectos: a escolha do pluviômetro, o método de extração dos parâmetros de chuva e o método de cálculo do limiar. A decisão sobre a seleção dos pluviômetros é

um passo importante na análise do limiar de chuva. O método adotado influencia os resultados da análise e as atividades operacionais de um sistema de alerta. É importante ponderar que o pluviômetro mais próximo nem sempre fornece a medida de chuva mais relevante, por motivos técnicos como, por exemplo, mau funcionamento temporário ou por causa da irregularidade da distribuição da chuva em configurações fisiográficas complexas, em que também a elevação, o aspecto e direção do vento predominante são relevantes (ALEOTTI, 2004; SEGONI, S. et al., 2014).

Uma alternativa sugerida pelos autores seria o desenvolvimento de algoritmos automatizados que associam cada escorregamento a um pluviômetro baseado em elementos objetivos e quantitativos. A vantagem deste método é que ele é padronizado e replicável, reduz a subjetividade e pode ser aplicado a grandes conjuntos de dados em pequenas quantidades de tempo. Como exemplo, diferentes algoritmos testam todos os pluviômetros de referência possíveis e selecionam aquele com melhor desempenho em termos de tempos de retorno, pesos e pontuações que identifiquem a melhor escolha (IADANZA; TRIGILA; NAPOLITANO, 2016; LAGOMARSINO et al., 2013; MELILLO et al., 2015; SEGONI et al., 2014a; STALEY et al., 2013).

Quanto ao método para a definição dos valores (ou eventos) de chuva responsáveis pelos deslizamentos a abordagem mais utilizada para obter medidas objetivas e totalmente replicáveis é estabelecer previamente um critério padronizado (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018). O método mais simples é levar em conta uma duração padrão para calcular a precipitação acumulada (BAI et al., 2014; CALVELLO et al., 2015; GARCIA-URQUIA, 2016) ou definir o tempo padrão sem chuva para definir o início e fim de cada evento de chuva (TIRANTI; RABUFFETTI, 2010).

Finalmente, para o cálculo do limiar, existe uma grande variedade de métodos na literatura, sendo os mais utilizados o manual e o estatístico. O primeiro, em que os limiares foram realmente traçados manualmente, delimitando o limite inferior da nuvem de pontos que representa as condições de chuva desencadeantes (CAINE, 1980; FLORIS; BOZZANO, 2008; LI *et al.*, 2011; MA *et al.*, 2013; POSNER; GEORGAKAKOS, 2015) ou buscando o melhor ajuste da parte inferior da nuvem, ou ainda adotando uma regressão (ALTHUWAYNEE; PRADHAN; AHMAD, 2015; KANUNGO; SHARMA, 2014; LAINAS; SABATAKAKIS; KOUKIS, 2016).

Dentre os limiares definidos por meio de um método estatístico, Segoni et al. (2018) destacam o método frequentista (BRUNETTI et al., 2010), aplicado com melhorias adicionais, em várias áreas de estudo na Itália (MELILLO et al., 2016; PERUCCACCI et al., 2012; PICIULLO et al., 2017; TERRANOVA et al., 2015; VENNARI et al., 2014). O método frequentista é uma técnica estatística robusta e amplamente utilizada para estabelecer limiares empíricos de precipitação, permite a definição de múltiplos limiares mínimos de precipitação, cada um baseado num nível diferente de probabilidade de excedência e a estimativa da incerteza associada aos limiares. Esta é uma vantagem significativa em relação aos métodos heurísticos ou subjetivos pré-existentes para a definição de limiares de precipitação uma vez que é importante adotar métodos objetivos e reprodutíveis para definir e validar limites de precipitação para a possível ocorrência de deslizamentos induzidos por chuvas (GUZZETTI et al., 2007, 2008; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2022).

Entre as demais abordagens estatísticas foram utilizadas séries de duração parcial (PALENZUELA et al., 2016), cálculos de tempo de retorno (CHEN; HUANG, 2010) e análise de densidade de pontos (GARCIA-URQUIA, 2016). Guzzetti et al. (2007) foram os primeiros a propor o método de inferência bayesiana para determinar os limites I – D, e Saito et al. (2010) adotaram o método de regressão de quantil.

Sobretudo, a confiabilidade de um limiar não depende apenas do método aplicado, mas também da quantidade e qualidade dos dados de entrada. Portanto, todo artigo de pesquisa ou relatório técnico deve definir claramente: o número e o tipo de escorregamentos, as características da área de estudo (incluindo a extensão da área e o contexto geomorfológico), as fontes de dados de precipitação e escorregamento, o período de análise, a densidade das medições de chuva e sua resolução temporal (SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018). Esses detalhes também são importantes para avaliar a viabilidade de aplicar um limiar ou, pelo menos, o método usado para sua definição a outros estudos de caso.

Por fim, é de fundamental importância a validação quantitativa baseada em parâmetros únicos ou múltiplos que possam medir facilmente a capacidade preditiva dos limiares. Quanto aos critérios mais utilizados para validação, Segoni et al. (2018) indicaram curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*) e pontuações de habilidade derivadas de matrizes. Assim, um método robusto para demonstrar a confiabilidade dos limiares é a aplicação de um método diferente (ou seja, diferentes

variáveis de chuva, abordagens alternativas ou modelos estatísticos diferentes) ao mesmo conjunto de dados e comparar os resultados obtidos.

Além disso, avaliação das incertezas na definição de limiares de precipitação, especialmente aqueles que relacionam a precipitação acumulada do evento (E) e sua duração (D), é um componente fundamental para sistemas de alerta precoce de deslizamentos (LEWS). Sobretudo, quando derivados empiricamente a partir de catálogos de eventos de chuva que resultaram em movimentos de massa, esses limiares carregam uma incerteza inerente que necessita ser quantificada para avaliar sua confiabilidade e robustez.

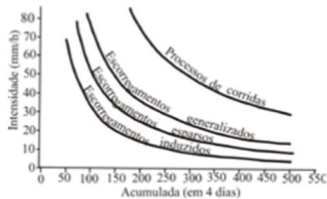
A técnica de *bootstrapping* é frequentemente empregada para este fim, constituindo um método estatístico não paramétrico baseado em reamostragem que permite estimar a distribuição e a incerteza dos parâmetros do limiar (por exemplo, α e γ na relação E-D) diretamente a partir do catálogo de eventos original, sem requerer pressupostos sobre a distribuição dos dados (PERUCCACCI *et al.*, 2012).

A principal finalidade do *bootstrapping*, neste contexto, é fornecer uma medida estatística da confiabilidade dos limiares calculados. Ao gerar múltiplas estimativas dos parâmetros através da reamostragem do conjunto de dados de eventos chuva-deslizamento, o método permite derivar intervalos de confiança para os parâmetros ou definir curvas de limiar correspondentes a diferentes níveis de probabilidade ou percentis (PERUCCACCI *et al.*, 2012). Essa abordagem é particularmente valiosa quando se trabalha com catálogos de eventos de tamanho limitado.

A aplicação do *bootstrapping* resulta, portanto, não apenas em um limiar médio, mas também em uma faixa de incerteza associada a ele. Esta informação é fundamental para o desenvolvimento e a calibração de sistemas de alerta precoce de deslizamentos (LEWS) mais eficazes, pois permite incorporar explicitamente a incerteza na tomada de decisão e na comunicação do risco (GUZZETTI *et al.*, 2020; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018), contribuindo para uma gestão de riscos geológicos mais informada.

Para o Brasil, são conhecidas diversas associações entre a deflagração dos movimentos de massa e os índices pluviométricos resultantes de diferentes locais e utilizados em planos de defesa civil. Cita-se os estudos de Tatizana *et al.* (1987a, 1987b) para encostas da Serra do mar em São Paulo; Almeida *et al.* (1993) para

Petrópolis; Elbachá et al. (1992) para Salvador; Feijó et al. (2001) para o Rio de Janeiro; Germain (2021) para Angra dos Reis; e Parizzi (2004) para Belo Horizonte - MG, entre outros. Alguns destes trabalhos estão relacionados no Quadro 4.

Cidade ou Região Brasileira	Correlação entre chuvas e Movimentos de Massa	Autores										
Serra do Mar, SP	Desenvolveram a equação para a região paulista: $I(Ac) = KAc^{-0,933}$. Onde, $I(Ac)$ = intensidade diária de chuva, Ac = o acumulado de chuva durante 4 dias antes do evento. O fator K é dependente do evento e assume valores iguais a $K = 2603$ para escorregamentos induzidos, $K=3579$ para escorregamentos esparsos, $K = 5466$ para escorregamentos generalizados e $K= 10646$ para corridas. Os resultados estão representados no gráfico abaixo:  Correlação entre chuva e movimentos de massa para a Serra do Mar, São Paulo.	Tatizana <i>et al.</i> (1987a e 1987b)										
Petrópolis, RJ	Foi avaliado que, com relação ao período de chuva acumulada o melhor período foi o de 4 dias, o único a não apresentar incoerência. Estabelecem a relação entre pluviosidade acumulada e eventos de escorregamentos: <table border="1"> <thead> <tr> <th>mm</th><th>no escorregamentos</th></tr> </thead> <tbody> <tr> <td>30</td><td>1 a 5 (somente em encostas muito perturbadas)</td></tr> <tr> <td>40</td><td>6 a 15 (eventos de maior porte)</td></tr> <tr> <td>90</td><td>16 a 30 (eventos de alta magnitude)</td></tr> <tr> <td>150</td><td>Acima de 30 (generalizados)</td></tr> </tbody> </table>	mm	no escorregamentos	30	1 a 5 (somente em encostas muito perturbadas)	40	6 a 15 (eventos de maior porte)	90	16 a 30 (eventos de alta magnitude)	150	Acima de 30 (generalizados)	Almeida <i>et al.</i> (1993)
mm	no escorregamentos											
30	1 a 5 (somente em encostas muito perturbadas)											
40	6 a 15 (eventos de maior porte)											
90	16 a 30 (eventos de alta magnitude)											
150	Acima de 30 (generalizados)											
Salvador, BA	Considera chuvas diárias a partir de 20mm e acumuladas de 4 dias com valores maiores que 120 mm há predominância de escorregamentos.	Elbachá <i>et al.</i> (1992)										
Rio de Janeiro, RJ	Consideram as médias 30mm/h, 70mm/24h e 100mm/96h das precipitações pluviométricas para que ocorra um acidente.	Feijó <i>et al.</i> (2001)										
Belo Horizonte, MG	escorregamentos generalizados em todas as litologias ocorrem durante chuva de grande intensidade (altos índices pluviométricos em poucas horas).	Parizzi (2004)										
Campinas, SP	Áreas do embasamento possuem maior susceptibilidade a escorregamentos a partir de 78mm/7 dias. Para as áreas sedimentares as relações não foram satisfatórias.	IDE, Fernanda (2005)										
Ouro Preto, MG	Chuvas acumuladas de cinco dias são as que mais influenciam na instabilização de encostas. Precipitações de 22mm/5 dias podem desencadear eventos. Acima de 128mm/5dias há maior probabilidade de escorregamentos severos.	CASTRO, Jeanne (2006)										

Quadro 4 - Correlação entre chuvas e movimentos de massas no Brasil. (Adaptada de PARIZZI, 2010).

2.5. Geoestatística aplicada à espacialização da precipitação

A espacialização precisa da precipitação é fundamental para estudos hidrológicos, climáticos e de gestão de riscos de desastres, especialmente em áreas urbanas com topografia complexa e ocupação desordenada. Em regiões onde a variabilidade espacial das chuvas é influenciada por fatores como relevo acidentado, ilhas de calor urbanas e a atuação de sistemas meteorológicos distintos (ex.: Zona de Convergência do Atlântico Sul), métodos convencionais de interpolação podem falhar em capturar padrões críticos. A geoestatística surge como uma ferramenta essencial

para superar essas limitações, permitindo a estimativa de precipitação em locais não monitorados por meio da análise da estrutura de correlação espacial dos dados (OLIVER; WEBSTER, 2007; ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021). Essa abordagem é particularmente relevante para a definição de limiares pluviométricos associados a movimentos de massa, já que erros na estimativa da precipitação podem comprometer a eficácia de sistemas de alerta precoce e políticas públicas de mitigação (NIKOLOPOULOS *et al.*, 2014; SEGONI; PICIULLO; GARIANO, 2018).

A escolha do método geoestatístico adequado depende não apenas da densidade e distribuição da rede pluviométrica, mas também das características climáticas locais e da escala de análise. Entre os métodos geoestatísticos mais comuns para espacialização de dados, podemos citar a Krigagem (CARMO; RODRIGUES; SANTOS, 2015; FERREIRA; SANTOS; RODRIGUES, 2013; SANTOS *et al.*, 2011; SILVESTRE; FLORES; SANT' ANNA NETO, 2016) e IDW (*Inverse Distance Weighting*) (FERREIRA *et al.*, 2017; GIACOM *et al.*, 2014; LUCAS *et al.*, 2014; PEREIRA, G. W. *et al.*, 2022). Mais refinadamente, alguns estudos avançam com métodos mais robustos o FRK (*Fully Regularized Kriging*) (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021).

Em contextos urbanos, onde a infraestrutura de monitoramento muitas vezes é insuficiente para representar microescalas pluviométricas, técnicas como a Krigagem e o FRK destacam-se por incorporar a variabilidade espacial e a incerteza inerente aos dados (FERREIRA; SANTOS; RODRIGUES, 2013; ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021). Métodos determinísticos, como o IDW, são amplamente utilizados por sua simplicidade e sua incapacidade de considerar a anisotropia, sua dependência espacial pode resultar em superestimativas ou subestimativas da precipitação, especialmente em áreas com gradientes abruptos de altitude ou expostas a chuvas convectivas intensas (GIACOM *et al.*, 2014; PEREIRA *et al.*, 2022). Assim, a integração de abordagens geoestatísticas avançadas torna-se indispensável para gerar produtos confiáveis, capazes de subsidiar análises de risco e planejamento urbano em cidades sujeitas a desastres hidrogeológicos.

Cada método de interpolação tem suas vantagens e limitações, que devem ser avaliadas de acordo com as características da área de estudo e do banco de dados utilizado, a fim de obter as respostas mais confiáveis possíveis. A Krigagem, por exemplo, supera muitas das deficiências dos métodos de interpolação tradicionais,

sendo um interpolador ideal com estimativas imparciais (WEBSTER; OLIVER, 2007), porém requer alta densidade de amostragem e conhecimento do pesquisador para modelar o semivariograma (PEREIRA, L. C. *et al.*, 2022).

O IDW é um método determinístico baseado na média ponderada dos dados com base na distância entre os vizinhos até o ponto a ser interpolado. Este é um dos métodos mais simples de serem aplicados e, se baseia na ideia de que pontos próximos têm valores similares, enquanto pontos distantes são independentes (GIACOM *et al.*, 2014). Assim, pontos amostrados mais próximos do ponto a ser interpolado tem uma maior influência do que pontos amostrados distantes, sem levar em conta a estrutura de correlação dos dados. Isso, a depender do tipo de formação da chuva, pode gerar altos índices de incertezas sobre os resultados da espacialização dos dados de precipitação. Este método é mais simples de implementar do que a krigagem e funciona bem em áreas com uma distribuição uniforme de estações de medição (LY; CHARLES; DEGRÉ, 2011).

Apesar de suas vantagens, o IDW tem limitações. Ele pode produzir descontinuidades irreais nas bordas das zonas de influência, pois depende apenas do ponto medido mais próximo, sem considerar a correlação espacial dos dados. Isso pode levar a mudanças abruptas nos valores estimados, que podem não refletir a verdadeira variação espacial das chuvas. Além disso, o IDW pode produzir resultados menos precisos em áreas com dados esparsos ou terrenos complexos (PELLICONE *et al.*, 2018).

O FRK é uma estrutura nova de modelagem e predição espacial/espaco-temporal que é escalável, funciona bem com grandes conjuntos de dados e pode lidar facilmente com dados que possuem diferentes suportes espaciais (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021). Além disso, o FRK estático utiliza uma abordagem que combina a Krigagem com técnicas de otimização estatística para melhorar a precisão da espacialização.

O FRK utiliza uma família flexível de funções de covariância não estacionárias, permitindo modelar várias escalas de variação espacial de forma eficaz. Essa flexibilidade é crucial para capturar com precisão os processos espaciais subjacentes em grandes conjuntos de dados. Além disso, ao utilizar matrizes de classificação fixa para cálculos, o FRK simplifica o processo de inversão de matrizes,

que é uma etapa crítica na krigagem. Essa simplificação permite cálculos eficientes sem a necessidade de inverter grandes matrizes, tornando o método mais prático para aplicações em grande escala.

O método FRK busca fornecer as melhores previsões lineares possíveis de uma variável aleatória com base em um conjunto de observações, de maneira linear e imparcial. Ele minimiza o erro quadrático médio das previsões, garantindo que as estimativas sejam as mais precisas possíveis, diante dos dados disponíveis. Isso é obtido por meio da estimativa cuidadosa dos parâmetros da função de covariância. O método foi projetado para lidar com o comportamento não estacionário em processos espaciais, que geralmente está presente em grandes conjuntos de dados espaciais. Essa robustez aumenta a precisão das previsões feitas usando o FRK.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A cidade de Belo Horizonte está situada entre as latitudes de Greenwich 19°46'35" e 20°03'34" Sul e longitudes 43°51'27" e 44°03'47" Oeste, na região centro-sul do estado de Minas Gerais. Com uma área de 331.354 km² (IBGE, 2021) e uma população de aproximadamente 2,5 milhões de pessoas (IBGE, 2020), a cidade é dividida em nove regionais: Barreiro, Centro Sul, Leste, Oeste, Norte, Noroeste, Nordeste Pampulha e Venda Nova (Figura 1).

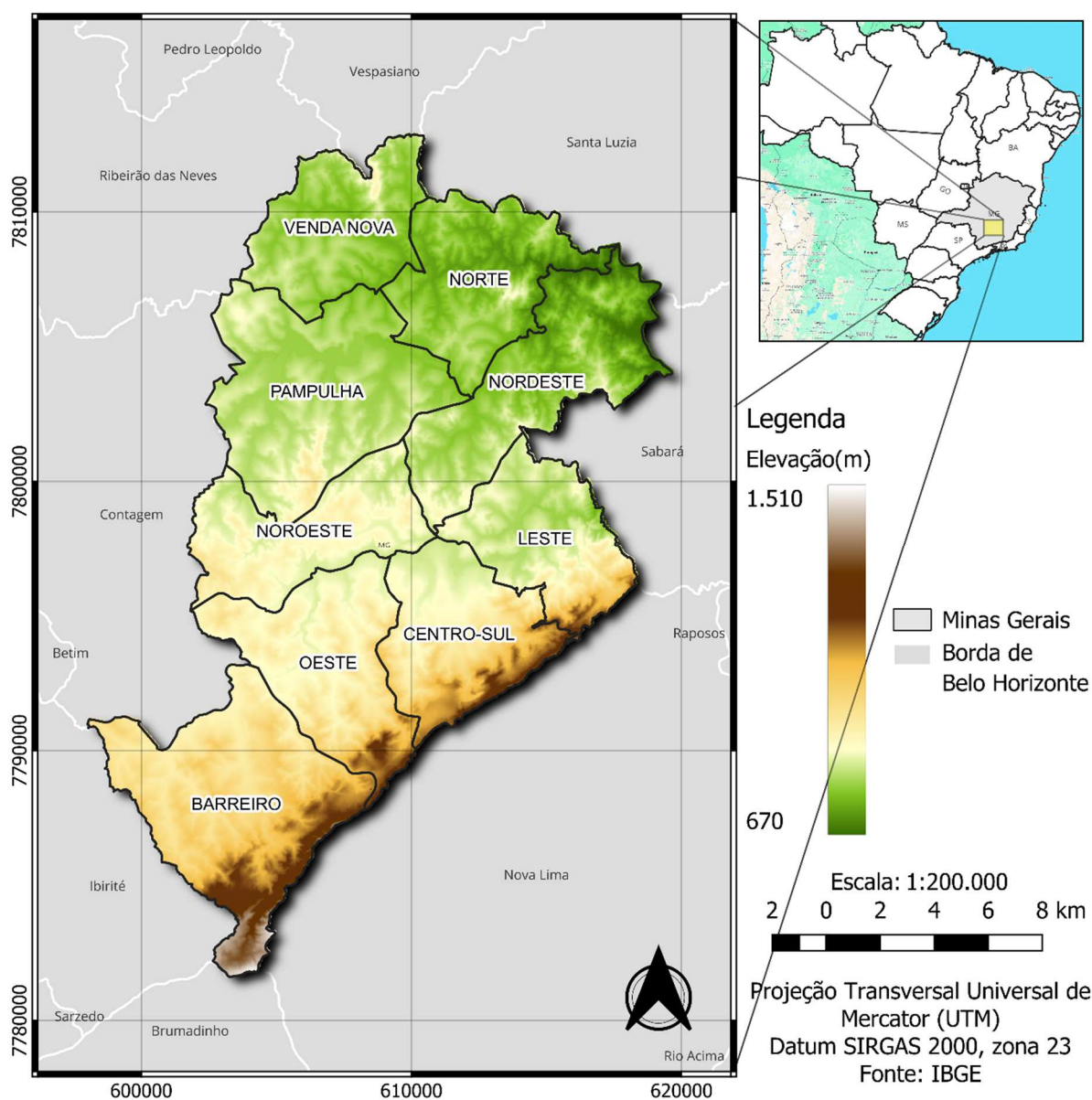


Figura 1 - Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil, incluindo as nove regionais. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024).

3.1. Clima e Hidrografia

Em termos de hidrografia, Belo Horizonte está localizada na Bacia do São Francisco, mas não é banhada por nenhum grande rio, exceto por córregos e vários riachos, a maioria canalizada. A capital é abastecida por duas sub-bacias, Ribeirão Arrudas e Ribeirão da Onça, afluentes do rio das Velhas (CAJAZEIRO, 2012; NUNES et al., 2021).

De acordo com as Normais Climatológicas (Figura 2), Belo Horizonte apresenta duas estações bem definidas, uma chuvosa e outra seca, intercaladas por dois meses de transição. Sobretudo, observa-se que cerca de 88% do total anual de precipitação que ocorre em Belo Horizonte (1578 mm – 1991-2020) concentra-se nos meses de outubro a março, ficando os 12% restantes distribuídos entre abril e setembro.

Além disso, no verão, o aquecimento continental gera células intensas, de baixa pressão e espacialmente distribuídas, favorecendo a formação de chuvas intensas, muitas vezes acompanhadas de ventos, trovoadas e granizo, sobre as regiões de topografia mais elevada (ABREU, 1998; CAMPOS, 2011; NUNES et al., 2021; PARIZZI et al., 2010).

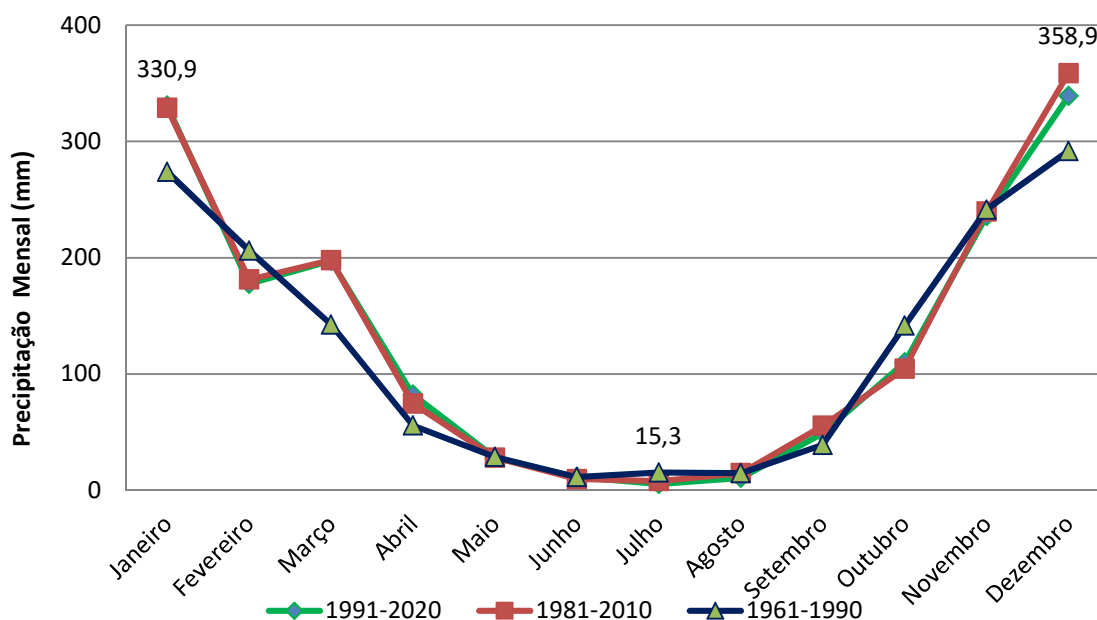


Figura 2 - Comparação entre as normais climatológicas de precipitação mensal dos períodos de 1961-1990, 1981-2010 e 1991-2020 de Belo Horizonte - MG.

Fonte: INMET(2022). Elaborado pela autora.

Diante da realidade das mudanças climáticas, alguns estudos relatam que em Belo Horizonte as precipitações acima de 100 mm em um intervalo de 24 horas têm se tornado constantes desde a década de 80, sendo que, a cada estação elas vêm aumentando sua frequência (REIS; SIMÕES, 2008). Além disso, no que se refere a flutuações climáticas que definem alterações no padrão climático das chuvas, Ribeiro e Mol (1985), sugerem que as características climáticas de Belo Horizonte vêm sofrendo alterações no decorrer dos anos (CAJAZEIRO, 2012; PARIZZI et al., 2010). Além destes, notadamente a temperatura média anual, que elevou 1,5°C nos últimos 80 anos (INMET, 2022), enquanto houve um aumento considerável na ocorrência de inundações (NUNES *et al.*, 2021; NUNES; PINTO; BAPTISTA, 2018).

3.2. Características geológicas, uso e ocupação do solo e os movimentos de massa

A Região de Belo Horizonte é caracterizada por uma grande diversidade geológica (Figura 3 e 4). Destacam-se duas unidades predominantes: domínio do Complexo Belo Horizonte e domínio das Sequências Metassedimentares do Supergrupo Minas. Além destas, em proporções menores observa-se a presença de rochas intrusivas e formações superficiais.

O Complexo Belo Horizonte representa cerca de 70% da extensão do município e corresponde ao substrato pré-cambriano mais antigo da região. Representado por gnaisses, migmatitos e granitoides, a litologia predominante é um gnaiss cinzento com bandamentos composicionais e feições de migmatização, sendo denominado por Gnaiss Belo Horizonte. As litologias do Complexo Belo Horizonte se alteram, em sua maioria, originando solos areno-argilosos. Já os solos residuais apresentam espessura variada, sendo raro a ausente nas áreas de exposição dos maciços rochosos (parte das regiões Nordeste e Leste); a espesso, maduro e silto-argiloso nas áreas de relevo suave, que podem alcançar espessuras profundas, superiores a 50 m. As maiores espessuras do manto de intemperismo encontram-se na região da Pampulha, atingindo valores superiores a 100 m (TULER, 2009).

As Sequências Metassedimentares representam 30% da área restante. Localizadas na extremidade sudeste do município, ao longo da crista local da Serra do Curral as Sequências Metassedimentares se subdividem em agrupamentos

menores, que são, da formação mais antiga para a mais nova: Grupo Itabira (PPmi), Grupo Piracicaba (PPmp) e Grupo Sabará (PPms). Nestas, de maneira mais representativa tem-se os itabiritos, dolomitos, filitos e quartzitos do Supergrupo Minas (grupos Itabira e Piracicaba); e os filitos e xistos do Grupo Sabará.

Este domínio é caracterizado pela diversidade litoestrutural e morfológica. Observa-se que, de maneira geral, este agrupamento é constituído por rochas de origem sedimentar, submetidas a metamorfismo de grau baixo a moderado. Isso leva a uma diversidade de comportamentos geotécnicos, inviabilizando a adoção de soluções padronizadas para áreas extensas (CARVALHO, 2001; TULER, 2009).

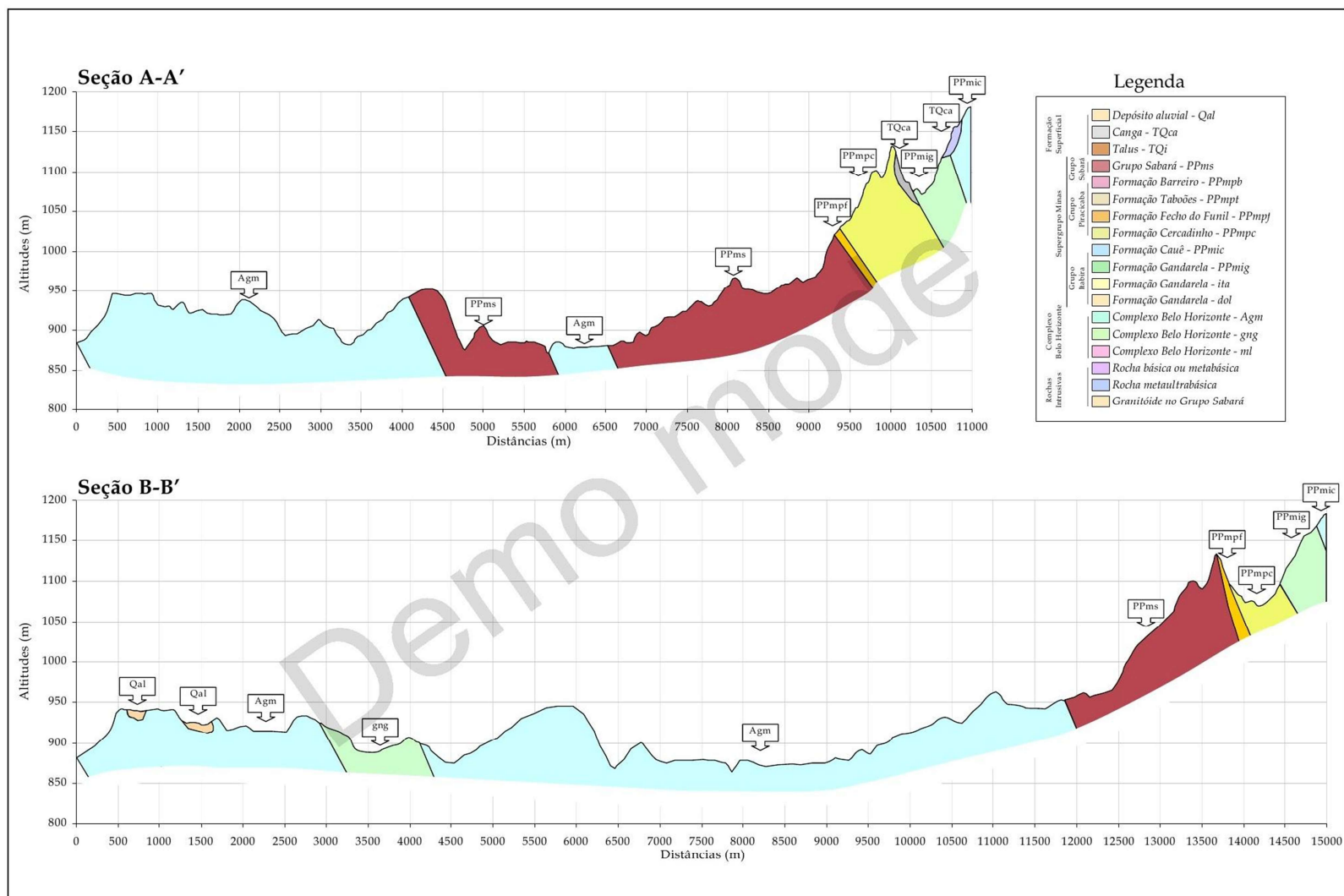


Figura 4 -Seções transversais A - A' e B - B' representadas na Figura 3. Fonte: TULER (2009).

Essa geologia variada, constituída desde rochas muito alteradas a solos residuais, é altamente susceptível a movimentações de massa. Destacam-se filitos e xistos com alto grau de intemperismo, solos residuais de gnaiss e depósitos de tálus (PARIZZI et al., 2011; TULER, 2009). De acordo com Parizzi (2004) na região metropolitana de Belo Horizonte atuam categorias de mecanismos de ruptura particulares de três grupos de materiais geológicos distintos. Cada grupo se distingue pelo modo de ocorrência da movimentação.

No primeiro grupo, representado pelas rochas das sequências de rochas Metassedimentares, principalmente filitos, os mecanismos de ruptura dependem da relação geométrica entre as descontinuidades dos maciços rochosos e a direção dos cortes dos taludes. Quando os cortes possuem direção oblíqua à xistosidade ocorrem processos erosivos e rupturas em cunha, responsáveis pela mudança da geometria dos taludes e desconfinamento de outras descontinuidades. A partir disso, rupturas planares e tombamentos passam a ocorrer. Quando a orientação dos cortes é paralela à orientação do plano de xistosidade, processos como alívio de tensão e a ação da água nas descontinuidades promovem o deslocamento de blocos e rupturas planares subsequentes.

No segundo grupo, representado pelos solos residuais de gnaisses, as rupturas ocorrem, geralmente, no interior de feições erosivas já instaladas. Estruturas reliquiares da rocha mãe estimulam rupturas dos solos residuais. A retirada de horizontes superficiais de solo, caracterizados por possuírem maior resistência e menor suscetibilidade a erosão, contribui consideravelmente para os escorregamentos.

No terceiro grupo, representado por depósitos superficiais, as rupturas mais comuns são de tálus, que escorregam estimulados por cortes na base dos taludes. Os movimentos de massa são do tipo fluxo, escorregamentos planares rasos, escorregamentos circulares sucessivos e rastejamentos. Os escorregamentos translacionais ou planares de solo são processos mais frequentes em Belo Horizonte. São condicionados por estruturas planares desfavoráveis à estabilidade, relacionados a feições geológicas diversas (foliação, xistosidade, fraturas, falhas, etc) (PARIZZI et al., 2010).

O estudo de Parizzi (2011) realizado para Belo horizonte conclui que, em filitos e xistos, é comum rupturas em cunha que estimulam a alteração da forma original do talude e, conseqüentemente, induzem a ocorrência de outros tipos de ruptura tais como as planares, tombamentos e, por fim, fluxo dos detritos gerados pelos processos anteriores. Quedas de blocos podem ocorrer em rochas um pouco mais resistentes, porém muito fraturadas, como os quartzitos e itabiritos e gnaisses são, presentes na região. Além disso, em solos residuais de gnaisses, o horizonte C apresenta pouca coesão, sendo altamente susceptível à erosão e a escorregamentos planares e circulares. Os depósitos de talus são constituídos por material areno-siltoso derivado da fragmentação de filitos e xistos e se movimentam com muita facilidade quando o grau de saturação se torna elevado durante períodos chuvosos, geralmente desencadeando fluxos e rastejamentos.

Além disso, o relevo do município é fortemente condicionado pela litologia e geologia variada. A maior parte do município de Belo Horizonte localiza-se na Depressão de Belo Horizonte, com colinas de topos planos a arqueados, com encostas côncavo-convexas e altitudes entre 800-900m (

Figura 4), formadas pela dissecação fluvial das áreas gnáissicas promovida pela rede de drenagem dos rios das Velhas e Paraopeba (PARIZZI et al., 2010). O compartimento geomorfológico do Quadrilátero Ferrífero, com rochas metassedimentares, corresponde a uma fisiografia serrana segundo Parizzi et al. (2010), ainda as camadas de itabirito (Formação Cauê), protegidas da erosão pelas couraças ferruginosas, constituem a linha de crista e o terço superior da escarpa da Serra do Curral. As altitudes superam os 1.300m, podendo chegar a 1500m. A área correspondente às formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro e Grupo Sabará constitui uma faixa de serras com linhas de cristas de altitudes entre 1.100m e 1.240m. O relevo caracteriza-se por uma sucessão de cristas, constituídas por quartzitos intercalados com patamares suavizados de filito e xisto (Figura 3 e 4).

Estudos revelaram que a maior parte dos movimentos de massa ocorre devido a um conjunto de fatores que se constituem de maneira progressiva e não instantânea ao longo do tempo (PARIZZI et al., 2010). A exemplo disso, as mudanças geométricas naturais dos taludes e a alteração sofrida pelos materiais geológicos podem levar décadas para configurar uma região favorável à ocorrência de movimentos de

massas. Assim, os movimentos de massa podem ocorrer após alguns anos de execução das intervenções como, por exemplo, no caso dos maciços de rochas alteradas, através do desencadeamento de processos como erosão e movimentos de massa (PARIZZI et al., 2010, 2011). Entretanto, a instabilidade dos taludes pode ser acelerada por atividades humanas. Dessa forma, se houver ainda condicionantes que intensifiquem a degradação das condições de instabilidade este processo pode ser acelerado e levar ruptura em um período menor de tempo.

Capital do estado, Belo Horizonte passou por um crescimento populacional significativo nos últimos 50 anos o que gerou diversos impactos, em especial, sobre as características do uso e ocupação do solo (Tuler, 2009). Além disso, observa-se que os movimentos de massa ocorrem tanto em áreas de alto padrão construtivo quanto em áreas de baixo padrão construtivo, o que reforça a importância dos fatores intrínsecos como, por exemplo: litologia, estratigrafia, topografia e geomorfologia, no desencadeamento destes processos.

Além dos condicionantes naturais, a dinâmica de uso e ocupação do solo em Belo Horizonte impõe uma camada adicional de complexidade e preocupação à análise da suscetibilidade a movimentos de massa. A cidade possui 336 assentamentos classificados como de interesse social, os quais abrigam aproximadamente 480 mil habitantes, representando cerca de 20% da população total do município (PREFEITURA DE BELO HORIZONTE, 2025), estes assentamentos totalizam cerca de 154 mil domicílios, conforme dados consolidados após o novo Plano Diretor (Lei 11.181/2019). O processo de urbanização da cidade, conforme detalhado por Tuler (2009), resultou nesta paisagem heterogênea, na qual áreas de ocupação formal coexistem com estas extensas áreas de interesse social, frequentemente estabelecidas em encostas e terrenos originalmente marginais ou com restrições geotécnicas. Esta significativa parcela da população vivendo em assentamentos com características urbanísticas e infraestruturais particulares implica diferentes graus de intervenção antrópica no terreno – como cortes, aterros e alterações nos sistemas de drenagem – que podem modificar substancialmente a estabilidade natural das encostas.

Sobretudo em termos de risco, além da suscetibilidade ao deslizamento é importante considerar a vulnerabilidade da população afetada e a gravidade que pode

alcançar o evento. Dessa forma, em Belo Horizonte, nas áreas de vilas e favelas, o risco é agravado pela conjugação dos aspectos físicos e de uso da terra. O perfil construtivo das moradias contribui para um ambiente altamente vulnerável, com casas de alvenaria, madeira, lona, telhas de zinco e, até mesmo, de papelão. Com o grave processo de intervenção antrópica que Belo Horizonte vem sofrendo, a erosão nessas áreas é intensa e o padrão de ocupação irregular. Isso, somado às características geomorfológicas e litoestruturais, como: altas declividades, vales encaixados e superfícies côncavas, rochas muito alteradas e xistosas, solos e depósitos superficiais inconsistentes expostos nas faces dos taludes, torna o risco de escorregamento alto (PARIZZI et al., 2010; TULER, 2009). Assim, a estratificação dos limiares de chuva (ED) em função do padrão de uso e ocupação do solo, da geologia, e das características geomorfológicas, torna-se fundamental para investigar como estes fatores modulam a resposta da área de estudo aos eventos pluviométricos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo estrutura-se em quatro etapas metodológicas interconectadas, desenvolvidas sequencialmente para atender aos objetivos específicos. A organização do conteúdo foi delineada da seguinte forma:

I. Bancos de dados: Coleta, tratamento crítico, filtragem e sistematização dos dados pluviométricos, das ocorrências de desastres e dos condicionantes dos movimentos de massas;

II. Modelagem espaço-temporal: Predição da precipitação diária, integrada à análise espacial de áreas susceptíveis a desastres;

III. Limiares de chuva: Cálculo estatístico e validação de parâmetros críticos de precipitação para ocorrência de movimentos de massa; e

IV. Correlação de condicionantes: Análise integrada entre limiares pluviométricos e fatores geotécnicos, geomorfológicos e antrópicos.

A qualidade dos dados tratados na Etapa I subsidia diretamente a modelagem realizada na Etapa II, fornecendo insumos essenciais para as análises. Por sua vez, a robustez das saídas geradas na Etapa II fundamentam a definição dos limiares críticos na Etapa III. Essa progressão sequencial garante interdependência metodológica, assegurando coerência analítica e robustez aos resultados finais. A Figura 5 sintetiza o fluxograma desse processo, explicitando tanto as relações causais entre as etapas quanto os produtos gerados em cada estágio.

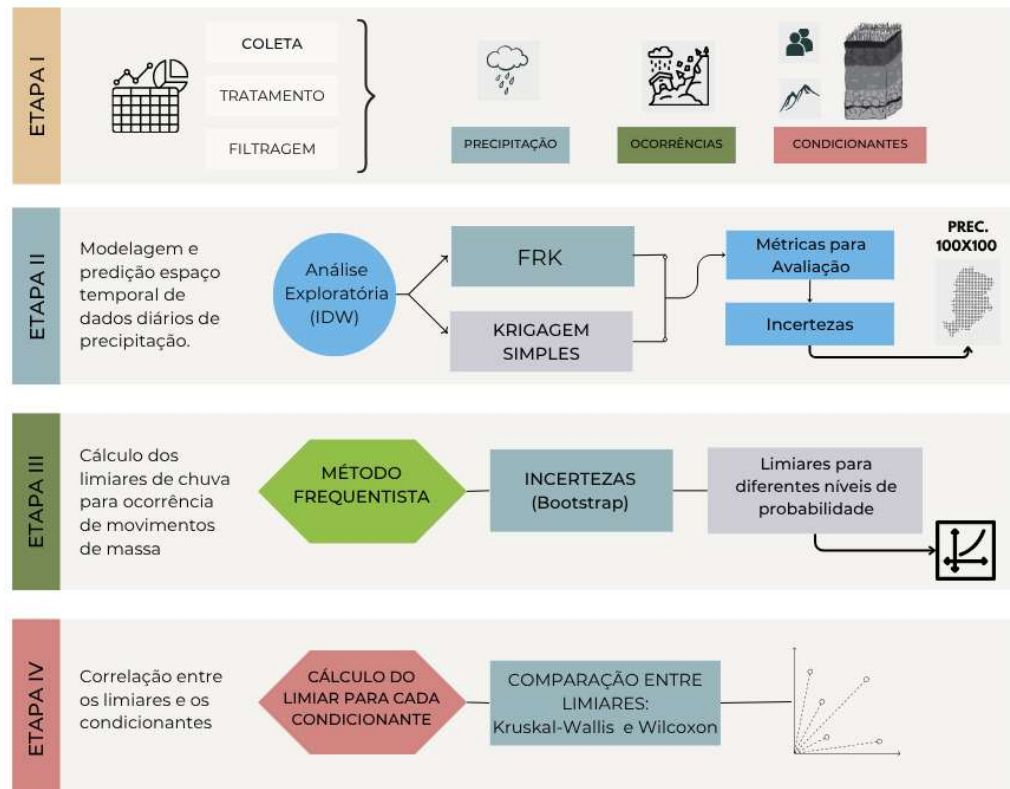


Figura 5 - Fluxograma Geral da Metodologia.

4.1. Banco de dados: Coleta, tratamento, filtragem e apresentação

4.1.1. Banco de dados de precipitação

O presente estudo foi desenvolvido com base em dados do período entre 2012 e 2022 considerando dados diários de precipitação de 36 pluviômetros fornecidos pela Subsecretaria de Proteção e Defesa Civil de Belo Horizonte (SUPDEC BH), além dos dados da rede de monitoramento do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), que possui 5 pluviômetros na cidade de Belo Horizonte e outros 15 nas cidades do entorno, que compõem a Região Metropolitana de Belo Horizonte. Optou-se por aumentar a malha de pluviômetros considerando o entorno da área de estudo a fim de melhorar a base de dados observados, em especial nas áreas de borda. Os pluviômetros de ambos os bancos de dados (SUPDEC BH e CEMADEN) são de transmissão automática com leituras programadas para registro dos índices pluviométricos a cada 10 minutos. As leituras foram acumuladas em dados diários diante da limitação do banco de dados de desastres, que não possui o horário da ocorrência. Cabe ressaltar que a distribuição espacial dos pluviômetros (Figura 6)

cobre as nove regionais administrativas da cidade: Barreiro, Centro Sul, Leste, Oeste, Norte, Noroeste, Nordeste, Pampulha e Venda Nova.

Os dados inicialmente fornecidos pela Subsecretaria de Proteção e Defesa Civil de Belo Horizonte (SUPDEC BH) eram compostos por 44 estações pluviométricas. Já a rede de monitoramento do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) conta com 24 estações com dados disponíveis para download através do mapa interativo (CEMADEN). Após uma análise preliminar, as estações que apresentavam meses sem leituras ou falta de dados por períodos significativos, especialmente no período chuvoso, foram descartadas. Além disso, a metodologia do estudo não foi aplicada a 2014 devido à indisponibilidade de dados consistentes e completos para esse período. Durante esse ano, os dados foram fornecidos somente para cinco meses e, mesmo assim, limitados a algumas estações, o que impossibilitou uma análise robusta e confiável. A falta de informações contínuas e abrangentes comprometeria a qualidade e a representatividade dos resultados, tornando inadequada a aplicação da metodologia proposta para esse ano específico.

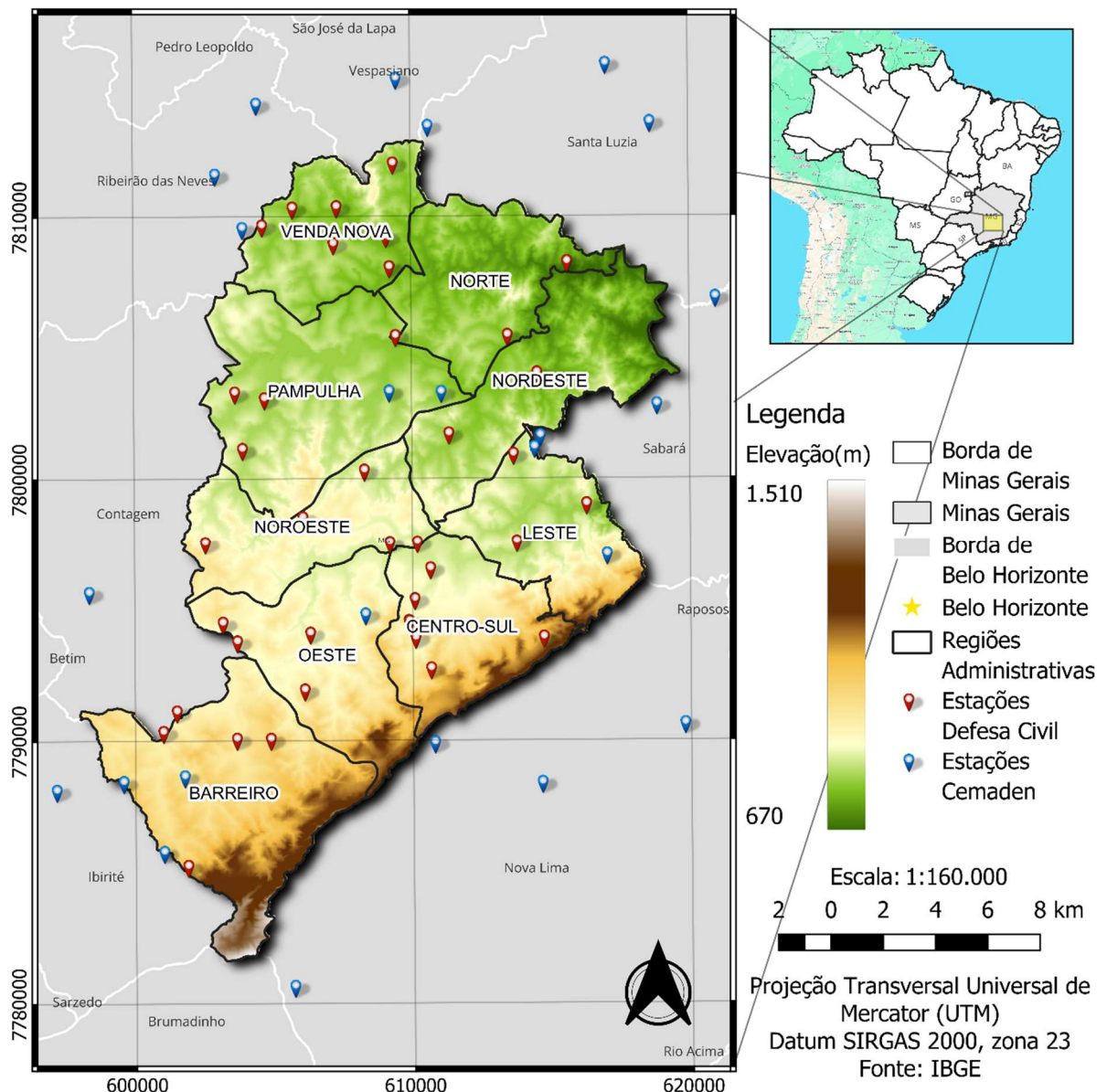


Figura 6 - Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024). Ícones em vermelho (Defesa Civil) e azul (Cemaden) mostram a distribuição das estações pluviométricas.

4.1.2. Banco de dados de ocorrência de desastres

O banco de dados de ocorrências de desastres foi constituído a partir de registros sistematizados pela Companhia Urbanizadora de Belo Horizonte (URBEL-PBH), órgão vinculado à Prefeitura Municipal responsável por vistorias técnicas em áreas de risco e locais afetados por desastres e às áreas de risco. Nestas vistorias são preenchidas fichas para o registro das informações sobre a ocorrência dos eventos de deslizamento, como data de ocorrência, endereço, coordenada geográfica, tipo de processo geodinâmico, nível do risco geológico e morfologia.

Os dados brutos cedidos mediante acordo de cooperação técnica entre a Universidade Federal de Viçosa (UFV) e a URBEL-PBH, abrangem 7.300 registros de vistorias realizadas entre 1986 e 2022. Inicialmente, foram filtrados os eventos compatíveis com o período de estudo, de 2012 a 2022, considerando a disponibilidade de dados de precipitação. Posteriormente, foi realizada uma análise criteriosa desse banco de dados, selecionando as ocorrências com base no nível de informação disponível, como data de ocorrência, georreferenciamento válido (por coordenadas ou endereço passível de geocodificação via Google Earth®). Além disso, foram selecionados exclusivamente os eventos classificados como escorregamentos (planos, circulares e em cunha), excluindo-se ocorrências relacionadas a erosões (laminar, linear, ravina, voçoroca) ou a escorregamentos associados a lixo e aterros.

Dessa forma após a aplicação dos critérios, obteve-se um banco de dados (Figura 7) final composto por 2.622 eventos de deslizamento georreferenciados e temporalmente contextualizados no período de 2012 a 2022.

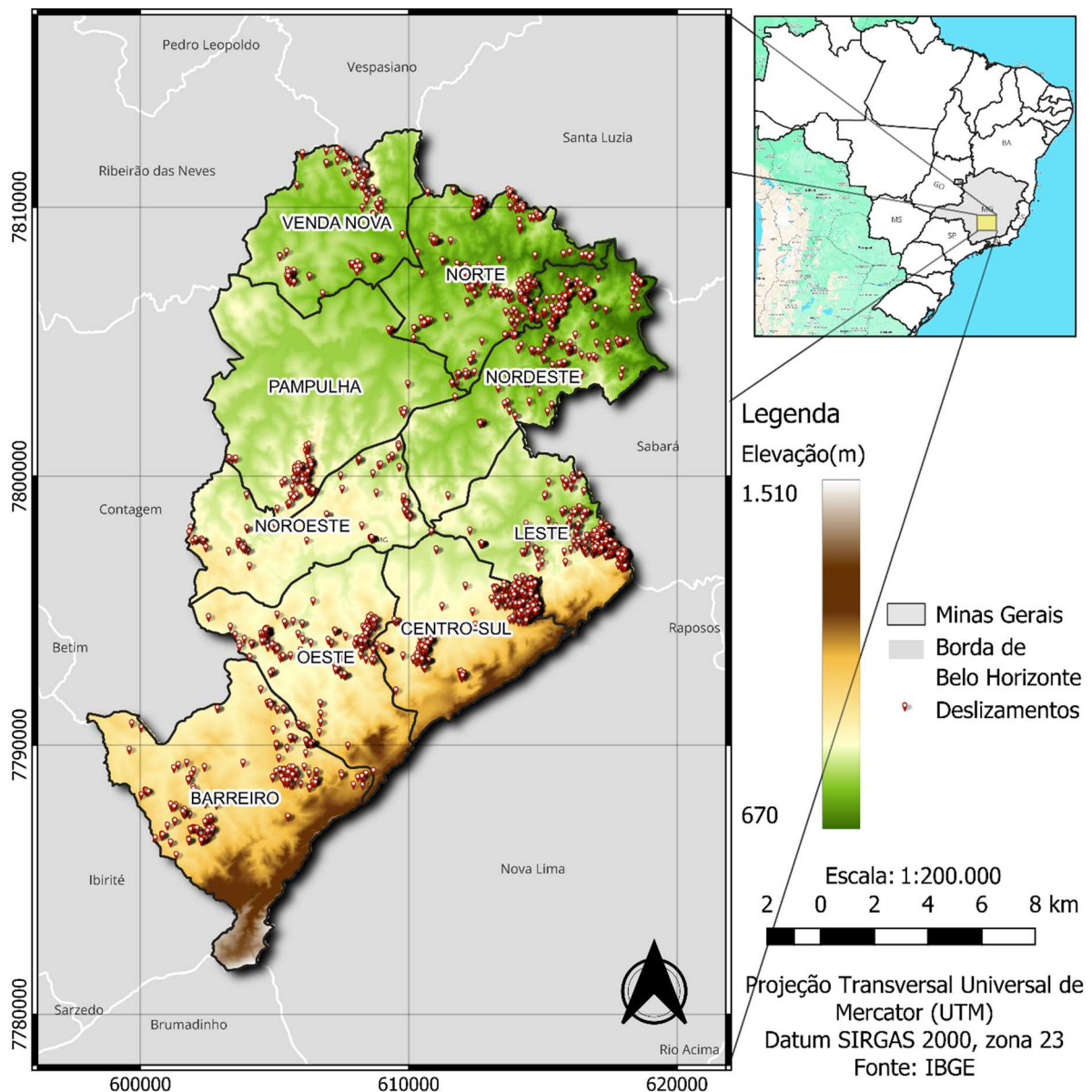


Figura 7- Mapa da área de estudo, Belo Horizonte – Minas Gerais - Brasil. Tons de cor mostram a elevação, a partir de um DEM de 25x25 m (IBGE 2024). Ícones vermelhos mostram a localização das ocorrências de movimentos de massas ocorridas entre 2012 e 2022.

4.1.3. Banco de dados de condicionantes dos movimentos de massa

Considerando a diversidade geológica, geomorfológica e de ocupação da área de estudo, três fatores principais foram selecionados para esta análise: complexos geológicos, classes de declividade e o tipo de ocupação do solo, categorizado em áreas ocupadas por favelas ou não, este último será apresentado no apêndice A. Esta abordagem possibilita avaliar se há diferenças estatisticamente

significativas nos limiares associados a diferentes condições ambientais e de uso do solo.

A base para a caracterização geomorfológica e geológica da área de estudo foi obtido dos shapefiles desenvolvidos por Tuler (2009), que integra parâmetros espaciais críticos para a análise de estabilidade de encostas de Belo Horizonte - MG. Destes, a Carta de Declividade escala 1/100.000 (Figura 8) que, por sua vez, deriva de análises topográficas e do modelo digital de elevação processado por Tuler (2009), permitindo a categorização das áreas conforme gradientes de inclinação.

A Carta Geológica, escala 1/100.000 (Figura 3) foi originalmente elaborada por Silva et al. (1995), que consolidaram dados de mapeamentos geológicos prévios realizados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Instituto de Geociências Aplicadas (IGA-MG) e Instituto de Geociências da UFMG (IGC-UFMG), além de integrar técnicas como fotointerpretação geológica, análise de relatórios de sondagem e trabalhos de campo com levantamento de perfis estratigráficos. Posteriormente, Tuler (2009) digitalizou e revisou essa carta, adaptando-a à escala de estudo e agregando critérios geológicos para classificar a heterogeneidade dos materiais superficiais e subsuperficiais do município, que variam em composição, estado de alteração, estrutura e idade. A robustez dos dados de Silva et al. (1995) foi corroborada por estudos subsequentes, como os de Viana (2000), Carvalho (2001), Costa (2002) e Parizzi (2004), que validaram a consistência das informações geológicas para a região.

A classificação do tipo de ocupação do solo foi restrita a áreas ocupadas por vilas e/ou favelas ou não. A base para esta classificação foi a "Carta do Padrão de Uso e Ocupação do Solo" de Belo Horizonte escala 1/100.000 (Figura 9), elaborada por Tuler (2009). Este mapeamento resulta da integração de diversas fontes de dados, incluindo o Cadastro Técnico Municipal (CTM), dados do Imposto Predial Territorial Urbano (IPTU), informações do Censo Demográfico (IBGE, 2000) e diagnósticos de risco da URBEL (PBH, 2007b). Tuler (2009) consolidou essas informações para gerar uma classificação multifacetada que inclui, entre outras categorias, a delimitação específica das "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais".

A integração desses condicionantes em um banco de dados georreferenciado viabilizou a análise espacialmente explícita de fatores predisponentes a movimentos

de massa, alinhando-se aos objetivos de identificar correlações entre características físico-ambientais e a ocorrência histórica dos eventos.

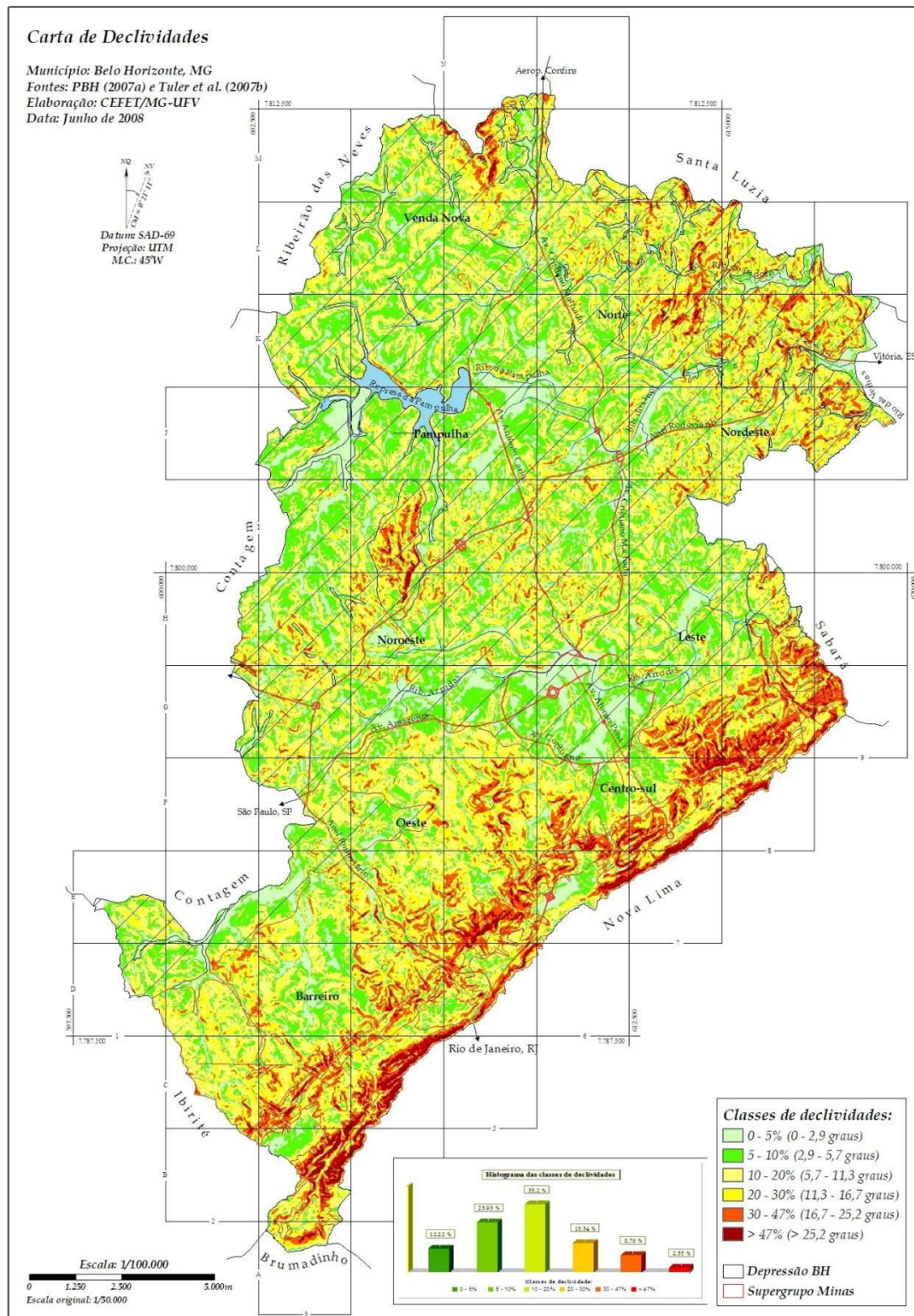


Figura 8 - Carta de declividade de BH. Escala 1/100.000. Fonte: TULER (2009).

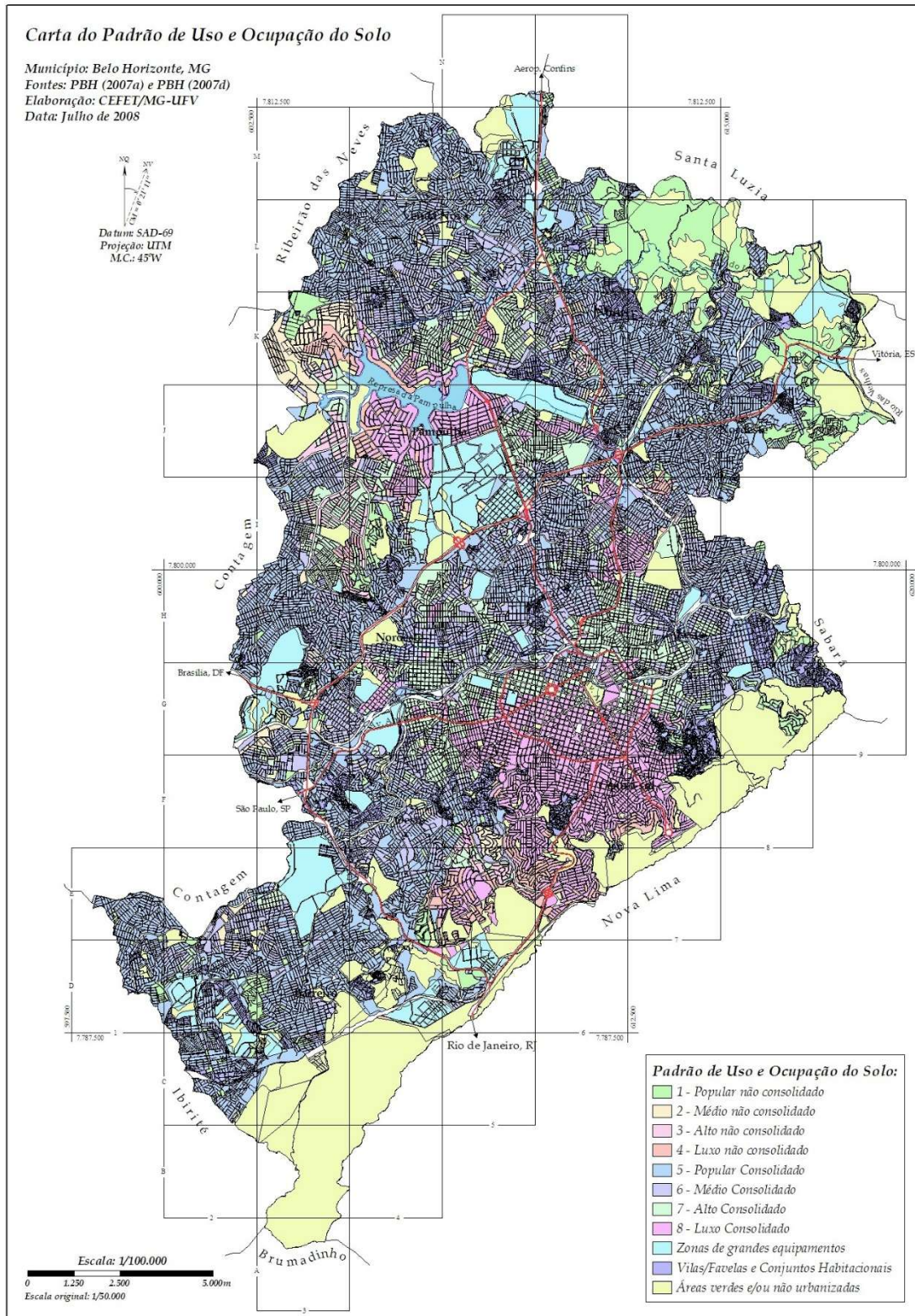


Figura 9 - Carta de uso e ocupação do solo. Escala 1/100.000. Fonte: TULER (2009).

4.2. Modelagem e predição espaço-temporal de dados diários de precipitação aplicados a estudos de desastres associados a deslizamentos.

Os dados diários de precipitação dos 56 pluviômetros para o período de 2012 a 2022 foram interpolados para a Krigagem Simples e o FRK, além das predições feitas em caráter exploratório via IDW. Para cada preditor foi gerado um arquivo contendo toda a série histórica de dados diários espacializados em uma grade regular com pixels de 100 m × 100 m. A interpolação dos dados diários de precipitação para os dois interpoladores foi realizada usando o software R (R version 4.2.3 (2023-03-15 ucrt)), no qual os principais pacotes utilizados foram geoR (RIBEIRO et al., 2022) FRK (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021), sp (PEBESMA E; BIVAND R, 2005) e ggplot2 (WICKHAM, 2016).

4.2.1. Análise exploratória de dados

A análise exploratória dos dados possibilitou a identificação de valores discrepantes e a forma da distribuição da precipitação. O valor máximo precipitado em um dia registrado em Belo Horizonte até hoje pelo INMET foi de, aproximadamente, 170 mm (INMET, 2023), porém outras regiões do país infelizmente já experimentaram lâminas superiores a esta, em torno de 350 mm a 400 mm. Dado o histórico regional adotamos como valor máximo 350 mm. Assim, nessa etapa inicial, por meio da tabulação dos dados, os acumulados diários de precipitação superiores a 350 mm foram identificados e excluídos, assim como os dias das estações que apresentaram erros de leitura. Em seguida, a distribuição espacial da precipitação máxima foi inicialmente avaliada plotando-se a precipitação diária máxima anual de cada estação, dividida por quartis.

Entretanto, essas ferramentas não permitem descrever o comportamento espacial dos dados, pois elas não incorporam a informação espacial. Assim, propôs-se utilizar o método determinístico, *Inverse Distance Weighted* (IDW) (FERREIRA et al., 2017; GIACOM et al., 2014; LUCAS et al., 2014; PEREIRA et al., 2022) como análise exploratória. O IDW é um interpolador amplamente utilizado que, de maneira geral, fornece uma estimativa da média ponderada dos dados da variável de interesse, levando em consideração alguma função da distância entre os vizinhos amostrados. Para tanto, é fundamental a existência de uma nuvem de pontos amostrais densa, que consiga captar bem as variações do banco de dados (PEREIRA et al., 2022).

O IDW determina os valores para locais não amostrados usando uma combinação linear ponderada de um conjunto de pontos amostrados. Assim, o cálculo realizado pelo IDW funciona estimando os valores dos pontos vizinhos a partir de cada ponto amostral. Nestes pontos amostrais centrais serão ainda atribuídos pesos e raios de abrangência para cada um deles, os quais quanto maiores os valores do raio de um ponto de interesse, menor será a influência na predição (GOMES; ZAIDAN; ROCHA, 2022). O peso da média ponderada também é inversamente proporcional à influência na predição, ou seja, o peso é uma função da distância inversa elevada a qualquer expoente matemático (FERREIRA *et al.*, 2017), neste estudo foi adotado o expoente quadrático. A formulação matemática deste método pode ser encontrada de forma detalhada em diversos trabalhos (FERREIRA *et al.*, 2017; FERREIRA; DOMINGOS; SANTOS, 2015; SEKULIĆ *et al.*, 2020; WONG, 2017). O intuito dessa abordagem é trazer uma referência inicial do comportamento do banco de dados espacializados. Sobretudo, o IDW não requer grandes recursos computacionais, além de ser um método simples de ser aplicado, o que pode ter aplicabilidade para análise exploratória, antes do avanço do estudo.

Ademais, a análise exploratória por meio dos semivariogramas foi aplicada em todos os modelos geoestatísticos (Krigagem Simples e FRK) conforme será descrito na seção de resultados. A representação adequada da dependência espacial é captada pelo variograma e os métodos que utilizam dessa ferramenta, como a Krigagem Simples e o FRK.

4.2.2. Métodos de Predição

4.2.2.1. Krigagem simples

Ao contrário dos métodos de interpolação determinística, a Krigagem Simples parte da premissa de que a realidade observada é uma realização de um campo aleatório (WEBSTER, 2000). A Krigagem Simples é um método interpolador popular, dado o seu grande poder adaptativo frente às várias temáticas nas quais é capaz de ser empregada. Na literatura encontram-se diversos tipos de Krigagem (CARMO; RODRIGUES; SANTOS, 2015; FERREIRA; SANTOS; RODRIGUES, 2013), cada tipo com suas premissas e particularidades, que devem ser analisadas de acordo com as características do plano amostral, do banco de dados, das pressuposições teóricas,

entre outras. A Krigagem Simples utiliza as observações para estimar os parâmetros deste campo aleatório, após os quais são feitas previsões.

Neste estudo utilizou-se um preditor linear da Geoestatística Clássica, Krigagem Simples, devido sua superioridade nas previsões frente suas congêneres (FERREIRA *et al.*, 2021; SANTOS *et al.*, 2011). A Krigagem simples assume a função média do processo estocástico conhecida, obviamente sendo estimada de maneira universal para o campo aleatório que será predito. O estudo comparativo de Santos (2011) mostra que a Krigagem Simples se apresenta como um preditor mais preciso que a Krigagem Ordinária e a Krigagem Universal, outros dois preditores lineares bem populares, considerando um processo gaussiano com vetor de médias conhecido. Neste mesmo estudo o método de comparação é a estimativa da variância média de krigagem numa abordagem geométrica (espaços de Hilbert), obtida através da autovalidação entre as simulações estocásticas do processo e dos valores krigados (SANTOS *et al.*, 2011).

A Krigagem, que é um método que considera a Teoria das Variáveis Regionalizadas, utiliza a dependência espacial entre amostras vizinhas para estimar valores em posições não-amostradas (GIACOM *et al.*, 2014; MARCUZZO; DE ANDRADE; MELO, 2011). Essa dependência espacial é mensurada através de uma medida populacional, a semivariância, que gera o semivariograma teórico do campo aleatório, que é estimado, por sua vez, a partir de um semivariograma amostral. A representação gráfica das semivariâncias estimadas em função das distâncias entre os pontos amostrados, foi também denominada semivariograma (MARCUIZZO; DE ANDRADE; MELO, 2011). Esta é a ferramenta básica de suporte às técnicas de Krigagem, levando em consideração a Geoestatística Clássica, já que assim é possível modelar a dependência espacial entre as amostras e alimentar o processo de previsão (FERREIRA; SANTOS; RODRIGUES, 2013).

Antes de interpolar, usando a Krigagem Simples, foi necessário ajustar uma função ao semivariograma experimental, visando estimar os parâmetros da dependência espacial, a saber: efeito pepita, contribuição, patamar e alcance. Para efetuar a krigagem, os parâmetros foram estimados através do método dos mínimos quadrados ordinários. Nesta etapa, o ajuste do semivariograma recebeu uma atenção especial por meio de um processo semiautomatizado e interativo.

A Krigagem Simples difere dos outros métodos principalmente no modo como o peso é atribuído aos pontos amostrais. Enquanto boa parte dos interpoladores faz uso apenas das relações entre as distâncias, a Krigagem Simples utiliza combinações lineares ótimas. Assim, essa técnica busca estabelecer os pesos e valores durante o processamento dos dados determinando os pesos ideais a partir de uma análise espacial baseada no semivariograma, sem viés e com variância mínima (FERREIRA *et al.*, 2017; GOMES; ZAIDAN; ROCHA, 2022).

A formulação matemática do método, bem como detalhes sobre preditores de Krigagem Simples foram amplamente discutidas em diversos estudos (FERREIRA *et al.*, 2017, 2021; GOOVAERTS, 1997; ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989; YAMAMOTO; LANDIM, 2013) e fogem ao escopo deste trabalho.

4.2.2.2. FRK

A krigagem de posto fixo (FRK) é uma estrutura de modelagem e predição espacial/espço-temporal que é escalável, pode lidar facilmente com dados que possuem diferentes suportes espaciais e funciona bem com grandes conjuntos de dados, como é o caso deste estudo (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021). Uma descrição detalhada do método e sua formulação matemática pode ser consultada em Cressie e Johannesson (2008), Shi e Cressie (2007), e Nguyen, Cressie, e Braverman (2012).

No presente estudo aplicou-se este método por meio do pacote FRK do software R (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021) para modelagem e predição espacial e espaço-temporal, que se baseia em modelos de regressão espacial (SREs) e funções aleatórias. O pacote facilita a predição espacial ideal (krigagem) de acordo com os tipos de malhas amostrais mais comuns (espaço euclidiano e superfície da esfera). Assim, a FRK depende do uso de um modelo de efeitos aleatórios espaciais (SRE) correlacionado espacialmente através de uma combinação linear de funções de base espacial com coeficientes aleatórios, adicionando ainda um termo que captura escalas menores do processo aleatório (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021).

O método FRK difere de outros porque, na modelagem e predição espacial, constrói um modelo SRE em um domínio discretizado, no qual o elemento discreto é conhecido como unidade básica de área (BAU). Esse método assume que o processo

é constante em cada BAU, permitindo a consideração da variação em pequena escala e evitando previsões excessivas (ZAMMIT-MANGION; CRESSIE, 2021). Além disso, o FRK oferece uma variedade de modelos estatísticos flexíveis que podem ser adaptados para diferentes tipos de dados espaciais e espaço-temporais. A metodologia também inclui funções para ajuste de modelo, validação cruzada, seleção de modelo, entre outros.

Nessa etapa foi possível obter previsões para toda a área de estudo em locais de predição (com simulação condicional) além de distinguir entre erro de medição e variação de escala fina na resolução do BAU, permitindo assim uma quantificação de incerteza confiável, que será descrita na seção 4.2.4.

A Figura 10 ilustra o fluxograma das etapas necessárias para os métodos *Fixed Rank Kriging* (FRK) e *Simple Kriging*. Embora ambos os métodos sejam técnicas de interpolação espacial baseadas em princípios geoestatísticos, diferem significativamente nas suas abordagens e etapas. A Krigagem Simples centra-se na análise da dependência espacial através do cálculo e ajuste de um semivariograma, utilizando combinações lineares ótimas para gerar previsões imparciais com variância mínima. Em contraste, o FRK opera num domínio discretizado em Unidades Básicas de Área (BAUs), empregando um modelo de Efeitos Aleatórios Espaciais (SRE) que incorpora funções de base espacial e termos aleatórios para capturar variações de pequena escala. Enquanto a Krigagem Simples se baseia fortemente no ajuste de semivariogramas e na estimativa de parâmetros de dependência espacial, a FRK prioriza a modelagem de processos espaciais complexos em grandes conjuntos de dados, especialmente em locais não observados, com validação e seleção de modelos mais flexíveis. Além disso, a FRK permite a quantificação de incertezas em resoluções mais finas, enquanto a Krigagem Simples é mais simples e amplamente aplicada em cenários com dados menos complexos.

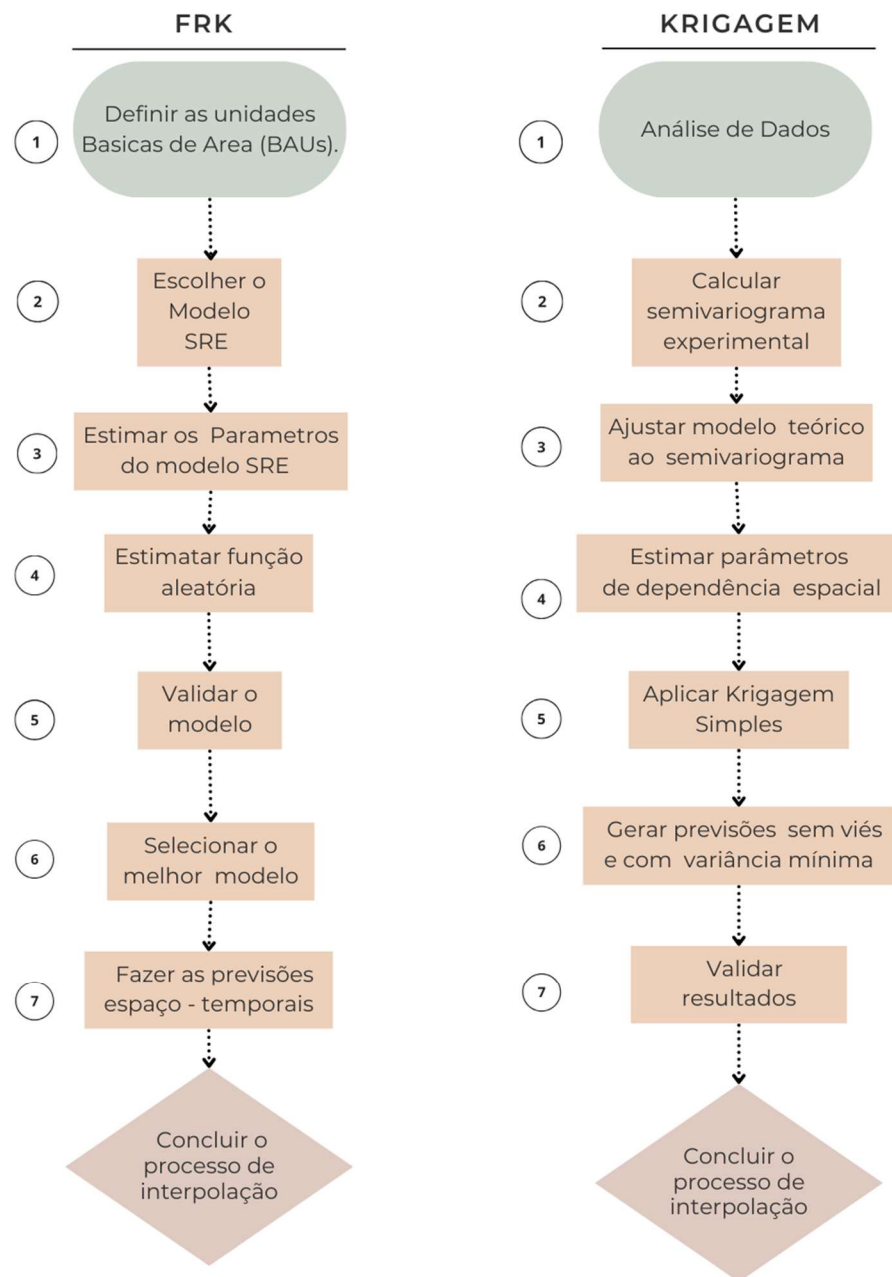


Figura 10 - Fluxograma dos métodos de interpolação Krigagem de Posto Fixo (FRK) e Krigagem Simples

4.2.3. Métricas para avaliação dos interpoladores

As seguintes métricas de precisão (BLANCO *et al.*, 2023; PEREIRA, G. W. *et al.*, 2022; SEKULIĆ *et al.*, 2020) foram usadas na avaliação dos interpoladores: erro médio absoluto (MAE) e raiz do erro quadrático médio (RMSE). Após a predição em todos os pontos da grade amostral foram calculados MAE e RMSE entre os valores

preditos e os valores observados. Dessa forma, foi contabilizado em quantos dias de toda a série histórica cada interpolador obteve o menor erro.

O MAE e o RMSE foram calculados de acordo com as equações 1 e 2, respectivamente. O RMSE é um valor absoluto que está nas mesmas unidades do atributo interpolado e descreve a precisão do modelo, ou seja, o quão próximo os valores previstos estão dos valores reais, utilizando para isso a raiz quadrada da soma dos resíduos quadrados. O MAE é capaz de dimensionar a assimetria média dos valores estimados em relação aos valores observados nos dados de parâmetro de controle. Assim, o erro médio tende a ser pequeno, na medida em que os erros negativos e positivos se compensam, e o ideal são valores próximos de zero.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i) \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2} \quad (2)$$

Em que, $\hat{x}_i$ representa o valor da precipitação previsto pelo interpolador no ponto i ; x_i é o valor observado no ponto i ; e n é o número de pontos amostrados, no caso de estações. Como o banco de dados tem frequência diária, as métricas foram calculadas para cada um dos dias de toda a série histórica e posteriormente contabilizado o número de dias em que cada interpolador teve o melhor desempenho.

4.2.4. Incertezas

A incerteza associada às predições obtidas por meio dos interpoladores geoestatísticos foi quantificada pelo erro quadrático de predição esperado, conhecido como variância de krigagem. A variância de krigagem é calculada por padrão na Krigagem Simples e FRK (SEKULIĆ *et al.*, 2020; SONG *et al.*, 2022, 2023). Dessa forma, o cálculo da variância de krigagem foi feito para cada dia da série histórica e posteriormente foi feita a média para todo o período.

A variância de krigagem é uma ferramenta essencial para avaliar a confiabilidade das estimativas espaciais que pode ser aplicada na avaliação da precisão, na tomada de decisão e na validação do modelo (SEKULIĆ *et al.*, 2020;

SONG *et al.*, 2022, 2023). Quanto à avaliação da precisão, locais com variâncias baixas indicam que as estimativas são mais precisas, pois os valores amostrais são consistentes e próximos. Locais com variâncias altas indicam maior incerteza, pois os valores amostrais são mais variáveis. Em muitas aplicações a variância de krigagem pode ser usada para identificar áreas onde é necessário monitoramento adicional ou medidas de controle devido à alta incerteza nas estimativas de precipitação. Assim, nas áreas que apresentam maior variabilidade, poderiam ser inseridas mais estações, melhorando a área e qualidade de amostragem.

4.3. Cálculo dos limiares de chuva para ocorrência de movimentos de massa

4.3.1. Método Frequentista

Para determinar os limiares de precipitação (ED) duração do evento D (dias) e a precipitação acumulada do evento E (mm), adotou-se o método frequentista proposto por Brunetti et al. (2010), e melhorado por Peruccacci et al. (2012). A Figura 11 ilustra o fluxograma das etapas necessárias ao cálculo do limiar por meio deste método, bem como o cálculo das incertezas.

Esse método baseia-se na análise estatística dos dados empíricos (E,D) para definir limiares de precipitação na forma de uma lei de potência:

$$E = \alpha D^\gamma \quad (\text{Eq. 3})$$

Em que E é a precipitação acumulada do evento (mm), D é a duração do evento de chuva (horas), α é o parâmetro de escala (intercepto), e γ é o parâmetro de forma (expoente) que controla a inclinação da curva de limiar. Observe que $\gamma = -\beta + 1$, onde β é a inclinação do limite correspondente da lei de potência ID, em que $I = \alpha D^{-\beta}$, com I (mm/h) a intensidade média da chuva.

CÁLCULO DO LIMIAR - MÉTODO FREQUENTISTA

LEI DA POTÊNCIA

$$E = \alpha D^\gamma$$

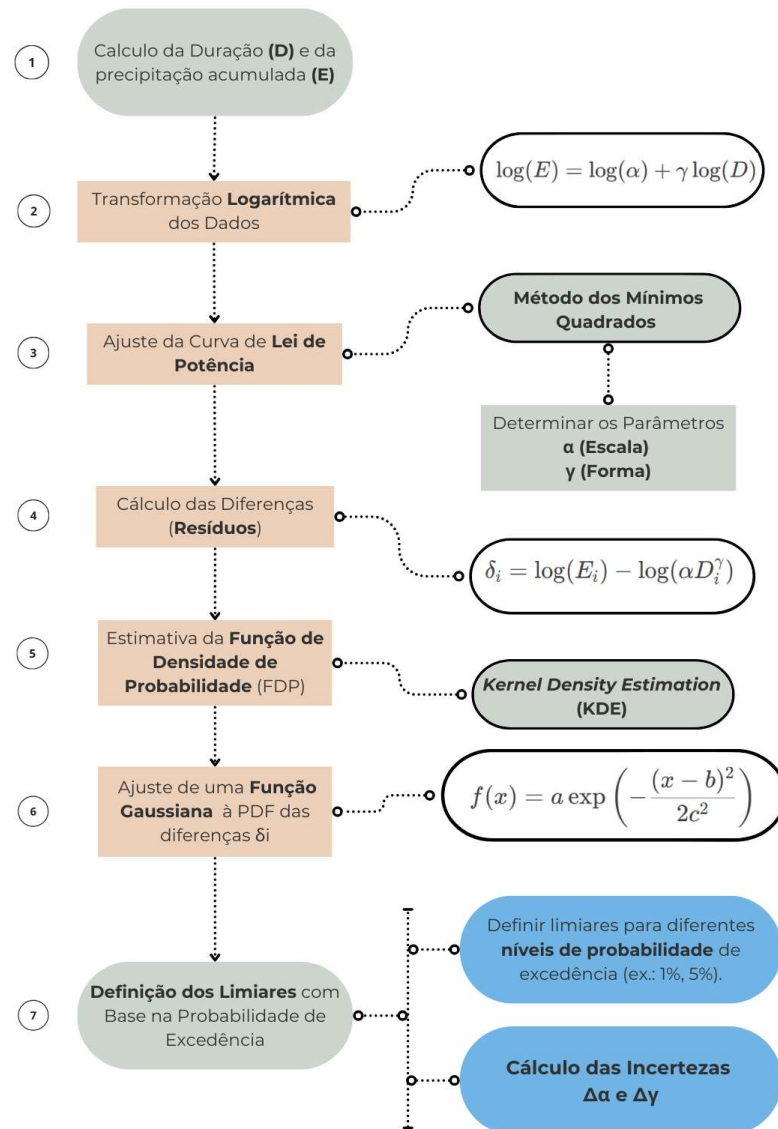


Figura 11 - Fluxograma do cálculo do limiar de precipitação pelo Método Frequentista.

A primeira etapa consiste na compilação do banco de dados de precipitação para determinar os eventos de chuva que desencadearam deslizamentos de terra. Para cada evento, registram-se a duração da chuva (D), em horas, e a precipitação acumulada (E), em milímetros. As tempestades são frequentemente caracterizadas por períodos de chuva complexos nos quais diferentes picos intensos alternam com curtos períodos de chuva menos intensa (ou temporariamente ausente). Nesses casos, a identificação do início e do fim da chuva crítica não é simples e decisões

subjetivas que não podem ser repetidas automaticamente em um sistema de alerta podem afetar os resultados finais. Portanto, para determinar um critério previamente padronizado foi estipulado o tempo padrão sem chuva para definir o início e fim de cada evento de chuva (TIRANTI; RABUFFETTI, 2010).

Dessa forma, a duração da precipitação (D) foi determinada medindo o período de tempo entre o início da ocorrência que determina a “hora de fim” da precipitação e o momento em que a precipitação começou (hora de início), além disso, foi utilizado um período de dois dias sem precipitação para separar os eventos de chuva (BRUNETTI *et al.*, 2010; GUZZETTI *et al.*, 2007; H., 2022; PERUCCACCI *et al.*, 2012; VENNARI *et al.*, 2014).

As informações das fichas de ocorrências não especificam o horário do deslizamento, apenas o dia, bem como a escala dos dados de precipitação também é diária. Dessa forma, definiu-se o volume E (mm) acumulado e definido pelo somatório da precipitação do dia da ocorrência de deslizamento (hora fim) até o último dia com precipitação (hora de início) antes do período seco de dois dias (Figura 12).

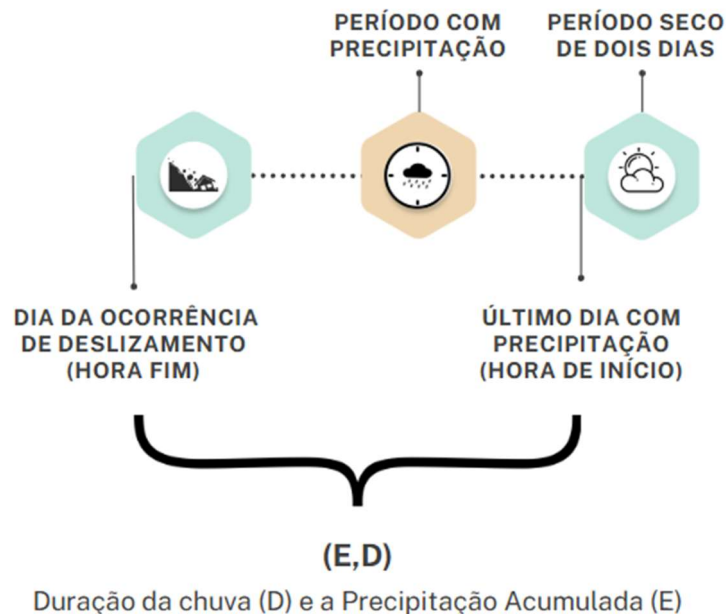


Figura 12 - Esquema para determinação da duração (D) e precipitação acumulada (E) de eventos de chuva associados a movimentos de massa. Em que (D) é o período entre o último dia com chuva (hora de início) e o dia do deslizamento (hora fim), com eventos separados um período seco de dois dias. A precipitação acumulada (E) é o somatório da precipitação diária neste intervalo.

Na segunda etapa os dados empíricos foram transformados para a forma logarítmica. Essa transformação lineariza a relação entre as variáveis, permitindo o uso de técnicas de regressão linear para estimar os parâmetros da curva. A relação entre a precipitação acumulada (E) e a duração da chuva (D) é modelada por uma curva de lei de potência (Eq. 3). Na etapa seguinte a equação é ajustada aos dados transformados logaritmicamente utilizando o método dos mínimos quadrados, que minimiza a soma dos quadrados das diferenças entre os valores observados e os valores previstos pelo modelo. Para cada ponto de dados (D,E), calcula-se a diferença (δ_i) entre o valor observado e o valor previsto pelo modelo ajustado conforme equação abaixo:

$$\delta_i = \log(E_i) - \log(\alpha D_i^\gamma) \quad (\text{Eq. 4})$$

Esses resíduos representam o desvio dos dados em relação ao modelo ajustado. A distribuição (δ_i) foi analisada utilizando a técnica de *Kernel Density Estimation* (KDE) (SCOTT, 2015; SILVERMAN, 2018; VENABLES; RIPLEY, 2013), que estima a função de densidade de probabilidade (FDP) de forma não paramétrica. A técnica de Kernel suaviza a distribuição dos resíduos, permitindo uma análise mais precisa de sua variabilidade. Em seguida, a função de densidade de probabilidade das diferenças é modelada usando uma função gaussiana (Eq. 5) que descreve a distribuição da diferença (δ_i) em torno de sua média.

$$f(x) = a \exp\left(-\frac{(x-b)^2}{2c^2}\right) \quad (\text{Eq. 5})$$

Em que a, b e c são parâmetros que definem a amplitude, a média e o desvio padrão da distribuição, respectivamente. Com base na distribuição Gaussiana das diferenças, definem-se limiares para diferentes níveis de probabilidade de excedência (por exemplo, 1% e 5%). O método frequentista para determinação de limiares pluviométricos assume que, quando o conjunto de eventos de chuva (D, E) é representativo das condições desencadeadoras de deslizamentos em uma determinada área, a probabilidade de ocorrência de movimentos de massa sob condições pluviométricas acima do limiar ED será necessariamente menor que a probabilidade de excedência estabelecida. Esta premissa fundamental permite a utilização desses limiares como ferramenta confiável para sistemas de alerta.

4.3.2. Incertezas

Para quantificar a incerteza estatística associada aos parâmetros dos limiares de precipitação acumulada-duração (E-D), foi empregada a técnica de *bootstrapping* (EFRON; TIBSHIRANI, 1994). Este método não paramétrico permite estimar a distribuição e a variabilidade dos parâmetros do modelo de limiar a partir dos bancos de dados de eventos de deslizamentos e precipitação para a área de estudo, sem assumir uma distribuição teórica prévia para os dados (EFRON; TIBSHIRANI, 1994; PERUCCACCI *et al.*, 2012). A aplicação desta técnica fornece uma medida da robustez do limiar calculado e permite a definição de limites de confiança.

A partir do banco de dados original contendo n eventos de precipitação (cada um caracterizado por sua duração D e chuva acumulada E) que resultaram em movimentos de massa na área urbana de Belo Horizonte, é gerado um número elevado ($k = 1000$) de amostras *bootstrap*. O valor adotado de n varia de acordo com o número de eventos válidos para cada grupo escolhido para análise do limiar como, por exemplo, para toda a área de estudo, bem como para os grupos de condicionantes. Cada amostra *bootstrap* foi criada selecionando aleatoriamente n eventos do banco de dados, com reposição. Para cada uma das k amostras *bootstrap* geradas, ajustou-se a equação do limiar (ED) e determinaram-se os valores dos parâmetros α e γ . As distribuições resultantes dos k valores de α e γ foram então utilizadas para calcular os valores médios ($\alpha_{\text{médio}}$, $\gamma_{\text{médio}}$), que definem o limiar (ED) representativo, e suas respectivas incertezas, tipicamente quantificadas pelos desvios padrão ($\Delta\alpha$, $\Delta\gamma$).

As incertezas associadas aos limiares dependem do número e da distribuição dos pontos de dados empíricos e diminuem à medida que o número de dados empíricos aumenta no conjunto de dados (VENNARI *et al.*, 2014). Os valores de incerteza $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$ refletem a variabilidade nos parâmetros do limiar devido à amostragem e à natureza finita do banco de dados. Estes valores são essenciais para construir uma faixa de incerteza em torno da curva de limiar média no espaço E-D, em que $\Delta\alpha$ influencia predominantemente a incerteza para eventos de curta duração e $\Delta\gamma$ para eventos de longa duração, dada a natureza exponencial da relação. Valores menores de $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$ indicam um limiar mais robusto e menos sensível à inclusão ou exclusão de eventos específicos no banco de dados. Os valores das diferenças no

intercepto α , $\Delta\alpha$, e no expoente de escala γ , $\Delta\gamma$, também podem ser usados para decidir se dois ou mais limites são estatisticamente diferentes ou não.

4.4. Análise de limiares de chuva por fatores condicionantes

Os limiares de precipitação (ED) foram calculados tanto para o banco de dados de ocorrências completo quanto de maneira estratificada, levando em conta subconjuntos de dados definidos por fatores condicionantes específicos: complexos geológicos, classes de declividade e o tipo de ocupação do solo categorizado em áreas ocupadas por Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais ou não este último será apresentado no apêndice A.

4.4.1. Complexos geológicos

Para avaliação das unidades geológicas predominantes foi elaborado um mapa de domínios geológicos simplificados para a área urbana de Belo Horizonte. A base cartográfica adotada foi a Carta Geológica do Município de Belo Horizonte, escala 1:100.000 (Figura 3), cuja versão digitalizada e revisada por Tuler (2009) deriva da compilação original de Silva et al. (1995), que integra levantamentos geológicos regionais conforme descrito no item 4.1.3.

Dada a extensão territorial e a heterogeneidade geotécnica das unidades geológicas mapeadas, optou-se por reagrupar os domínios litológicos detalhados na carta original em três complexos geológicos principais, visando garantir homogeneidade interna para a análise estratificada dos limiares (ED). Esse processo foi executado por meio de ferramentas de Sistema de Informação Geográfica (SIG), mediante reclassificação dos polígonos da carta geológica.

O primeiro complexo geológico definido, Supergrupo Minas (SM), engloba as formações metassedimentares do Supergrupo Minas, concentradas na porção sudeste da área de estudo, incluindo as unidades originalmente mapeadas como Grupo Sabará (PPms), Grupo Piracicaba (PPmp – com subdivisões como as formações Fecho do Funil, Cercadinho, Taboões e Barreiro) e Grupo Itabira (PPmi – abrangendo as formações Cauê e Gandarela). Este domínio é constituído por uma sequência de rochas metassedimentares (como itabiritos, dolomitos, filitos, quartzitos e xistos) que apresentam uma notável diversidade litoestrutural e uma resposta

anisotrópica aos processos intempéricos e aos esforços tectônicos. A presença de foliações, acamamentos e zonas de cisalhamento bem desenvolvidas nestas rochas cria descontinuidades preferenciais que controlam a infiltração da água e atuam como superfícies de fraqueza, favorecendo a ocorrência de movimentos de massa, muitas vezes condicionados por estas estruturas. Além disso, a variabilidade litológica resulta em diferentes produtos de intemperismo, desde solos mais argilosos (derivados de filitos e xistos) até solos mais arenosos associados a quartzitos e itabiritos, com distintas propriedades hidromecânicas. O relevo acidentado da Serra do Curral, associado a um conjunto de fatores: heterogeneidade litológica, forte controle estrutural e topografia íngreme; confere ao domínio do Supergrupo Minas um comportamento geotécnico complexo e particular frente à ocorrência de movimentos de massas causados por chuva.

O segundo, Complexo Belo Horizonte - Agm (CBH-Agm), corresponde às áreas dominadas por granitoides e migmatitos indiferenciados (Agm) no contexto do Complexo Belo Horizonte. A separação deste domínio geológico justifica-se pela sua natureza potencialmente mais heterogênea em comparação às áreas predominantemente gnáissicas e metaleptiníticas (CBH-Gng/MI). A designação “indiferenciada” sugere uma variabilidade interna maior em termos de composição mineralógica, textura e estruturas (como foliações, dobras, ou presença variável de porções graníticas e migmatíticas), o que pode resultar em padrões de intemperismo e desenvolvimento de perfis de solo com propriedades geotécnicas específicas. Essa variabilidade composicional e estrutural intrínseca à unidade Agm pode levar a respostas distintas aos processos de infiltração de água e perda de resistência do solo, e, portanto, é importante verificar se essas características tornam os limiares de chuva estatisticamente diferentes ou não daqueles observados nas áreas mais homogêneas de gnaisses e metaleptinitos, tornando relevante sua análise como uma classe separada.

Por fim, o domínio Complexo Belo Horizonte - Gng/MI (CBH-Gng/MI) agrupa as litologias representadas por gnaisses (gng) e metaleptinitos (ml), que constituem a maior parcela do Complexo Belo Horizonte na área urbana. O agrupamento das unidades Gnaiss (gng) e Metaleptinito (ml) do Complexo Belo Horizonte em um único domínio (CBH-Gng/ml) para a análise dos limiares de chuva fundamenta-se em similaridades observadas em seu comportamento frente aos processos de

intemperismo e sua influência na ocorrência de movimentos de massa. Ambas as litologias, constituintes majoritárias do embasamento cristalino pré-cambriano da região, tendem a desenvolver perfis de alteração que originam solos residuais com características geotécnicas comparáveis, predominantemente classificados como areno-argilosos a silto-argilosos (TULER, 2009). É justamente neste manto de intemperismo, cuja espessura pode ser significativa em áreas de relevo mais suave sobre estas unidades, que ocorrem frequentemente os deslizamentos rasos induzidos por chuva. Embora possam existir variações na resistência da rocha sã ou em características estruturais específicas, a semelhança nos produtos de alteração e a formação de perfis de solo profundos sob condições climáticas tropicais sugerem uma resposta relativamente homogênea dessas áreas aos gatilhos pluviométricos, justificando sua união em uma única classe para a escala de análise regional adotada neste estudo.

4.4.2. Classes de declividade

De forma análoga, para a análise dos limiares de chuva condicionados pela declividade, a Carta de Declividade (Figura 8) escala 1:100.000, foi reclassificada em três categorias principais. Os pontos de corte para estas categorias – 30% (aproximadamente $16,7^\circ$) e 47% (aproximadamente $25,2^\circ$) – foram definidos com base em sua relevância para a estabilidade de encostas e ocupação do terreno, conforme apontado por Tuler (2009), e em consonância com a legislação municipal de Belo Horizonte (Leis n.º 7.166/96 e n.º 8.137/00). Esta legislação utiliza tais valores como balizadores para o parcelamento e uso do solo urbano, refletindo um reconhecimento técnico-legal de diferentes graus de restrição e risco associados à inclinação das encostas. Assim, as classes de declividade adotadas neste estudo são:

- Classe 1: Declividades inferiores a 30% ($< 16,7^\circ$). Este intervalo engloba terrenos desde planos até moderadamente inclinados. Embora a componente gravitacional direta seja comparativamente menor, estas áreas não estão isentas de movimentos de massa, especialmente quando sujeitas a cortes de taludes, saturação do solo ou concentração de fluxos hídricos.
- Classe 2: Declividades entre 30% e 47% ($16,7^\circ$ a $25,2^\circ$). Esta classe corresponde a encostas consideradas íngremes, para as quais a legislação municipal já estabelece a necessidade de análise técnica para viabilidade de edificação. Estas

áreas apresentam uma suscetibilidade natural mais pronunciada a processos de instabilidade deflagrados por chuvas.

- Classe 3: Declividades superiores a 47% (> 25,2°). Caracteriza as áreas muito íngremes, onde o parcelamento do solo é legalmente restrito ou vedado. Nestas condições, a influência da gravidade é acentuada, tornando as encostas mais propensas a movimentos de massa, mesmo sob condições de precipitação menos extremas em comparação com áreas de menor declive.

Cada evento de movimento de massa foi, portanto, georreferenciado com este mapa de declividade reclassificado, utilizando ferramentas de SIG, e categorizado em uma das três classes definidas. Este procedimento permitirá avaliar se os limiares de chuva (ED) para a deflagração de movimentos de massas apresentam variações estatisticamente significativas em função do gradiente topográfico das encostas onde os eventos ocorreram.

4.4.3. Métricas para avaliação dos condicionantes

A comparação dos limiares de precipitação (E) entre os grupos estratificados (classes de declividade, complexos geológicos e padrão do uso e ocupação do solo) demandou uma abordagem estatística robusta, com não-normalidade verificada através dos testes de Anderson-Darling ($p < 0,05$ para todos os grupos). Todas as análises foram implementadas no ambiente de software R Core Team (R 4.4.3), com o suporte dos pacotes nortest (Gross, 2015) e rstatix (Kassambara, 2023).

O teste de Kruskal-Wallis foi utilizado como método principal para avaliar diferenças nas medianas entre os grupos (HOLLANDER, 2015). Este teste não-paramétrico é adequado para analisar distribuições assimétricas, comuns em dados climáticos (EPA, 2006; ZAR, 2000). O tamanho do efeito (η^2) foi calculado conforme:

$$\eta^2 = \frac{H-k+1}{n-k} \quad \text{Equação (6)}$$

Em que,

H: Valor da estatística do teste Kruskal-Wallis,

k: número de grupos comparados;

n é número total de observações.

O tamanho do efeito η^2 reflete a proporção da variância total na precipitação acumulada (E) atribuível ao fator de agrupamento. Este é classificado em três categorias principais conforme sua magnitude (Tabela 1).

Valor de η^2	Magnitude do Efeito	Interpretação
$0.01 \leq \eta^2 < 0.06$	Pequeno	A variável independente explica $\leq 6\%$ da variabilidade nos dados. Diferenças detectáveis, mas com relevância prática limitada.
$0.06 \leq \eta^2 < 0.14$	Moderado	Explica 6–14% da variabilidade. Efeito perceptível, com implicações práticas moderadas.
$\eta^2 \geq 0.14$	Grande	Explica $\geq 14\%$ da variabilidade. Impacto substantivo, com clara relevância para decisões técnicas.

Tabela 1 - Intervalos de referência para classificação da magnitude do efeito para o teste Kruskal-Wallis (EPA, 2006; ZAR, 2000).

Uma vez detectados resultados significativos ($p < 0,05$), o teste sinaliza a existência de diferenças estatisticamente significativas em, pelo menos, um dos grupos em relação aos demais. A seguir foi aplicado o teste *post-hoc* de Dunn com ajuste de Bonferroni realizando comparações par a par, com o intuito de identificar especificamente quais pares de grupos apresentavam medianas de (E) distintas.

Por fim, para as comparações pareadas que apresentaram significância estatística nos testes anteriores, aplicou-se o teste de Wilcoxon-Mann-Whitney (EPA, 2006; HOLLANDER, 2015; ZAR, 2000) para amostras independentes, complementado pelo cálculo do tamanho do efeito (r) (Tabela 2), segundo a equação:

$$r = \frac{Z}{\sqrt{N}} \quad \text{Equação (7)}$$

Em que,

Z é o escore estatístico padronizado obtido do teste;

N é o tamanho total da amostra (para testes independentes) ou número de pares (para testes pareados).

Valor de r	Magnitude do Efeito	Interpretação
$0.10 \leq r < 0.30$	Pequeno	Diferença detectável, mas com relevância prática limitada.
$0.30 \leq r < 0.50$	Moderado	Diferença com importância prática perceptível.
$r \geq 0.50$	Grande	Diferença substantiva, com implicações práticas claras.

Tabela 2 - Intervalos de referência para classificação da magnitude do efeito para o teste Wilcoxon (EPA, 2006; HOLLANDER, 2015; ZAR, 2000).

A interpretação conjunta dessas métricas, avaliação da significância estatística seguida da quantificação da magnitude do efeito, fornece uma avaliação mais robusta das variações nos limiares de precipitação entre os condicionantes analisados.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Modelagem e predição espaço-temporal de dados diários de precipitação aplicados a estudos de desastres associados a deslizamentos.

5.1.1. Análise exploratória do banco de dados de precipitação

Nesta etapa foram gerados mapas dos quartis de precipitação (Figura 13). Essa metodologia fornece apenas os valores pontuais onde estão localizadas as estações, mas, para grandes conjuntos de dados, como é o caso deste estudo, torna a análise mais demorada e manual. Já a análise exploratória por meio do IDW tornou o processo mais dinâmico e permitiu identificar o comportamento da precipitação na área de estudo.

Dessa forma, na escassez de informações, o mapa apresenta pigmentações concentradas nos pontos onde estão localizadas as estações. Nestes pontos o valor predito é igual ao observado, efeito que é denominado *blue eyes*. Existem descontinuidades irreais nas bordas das zonas de influência. Isso ocorre, pois o resultado do método depende apenas do ponto medido mais próximo, sem considerar a correlação espacial dos dados. Isso pode levar a mudanças abruptas nos valores estimados, que podem não refletir a verdadeira variação espacial das chuvas. Apesar disso, observa-se que, de maneira geral, os resultados gerados pelo IDW trazem uma boa referência do comportamento e da distribuição espacial da precipitação.

As regionais Barreiro, Oeste e Centro – Sul concentram os maiores valores precipitados, tanto para a precipitação máxima anual em um dia (Rx1day) (Figura 14 - A) quanto para a máxima acumulada em quatro dias (Figura 14 - B). Nestas áreas, os valores máximos diários (Figura 14 – A) chegaram a 230 mm e o acumulado de quatro dias a 415 mm. Já as regionais localizadas ao norte e nordeste da área de estudo (Venda Nova, Norte, Pampulha, Nordeste) concentram os menores valores precipitados, em que os máximos diários (Figura 14 – A) ficaram em torno de 100 mm e a precipitação máxima acumulada em quatro dias (Figura 14 – B) em aproximadamente 250 mm.

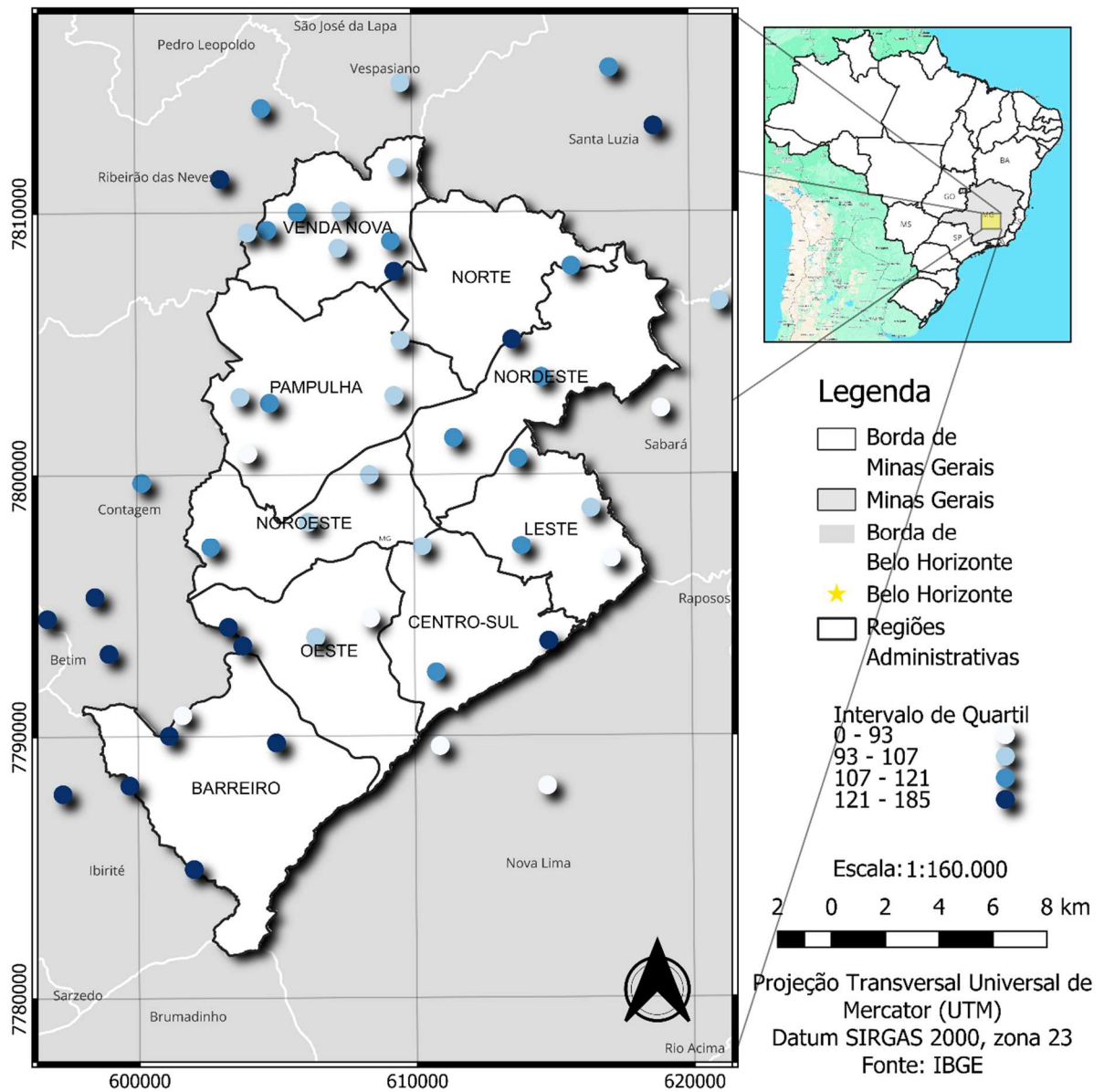


Figura 13 -Quartis da precipitação máxima anual em um dia (Rx1day) para o ano de 2022.

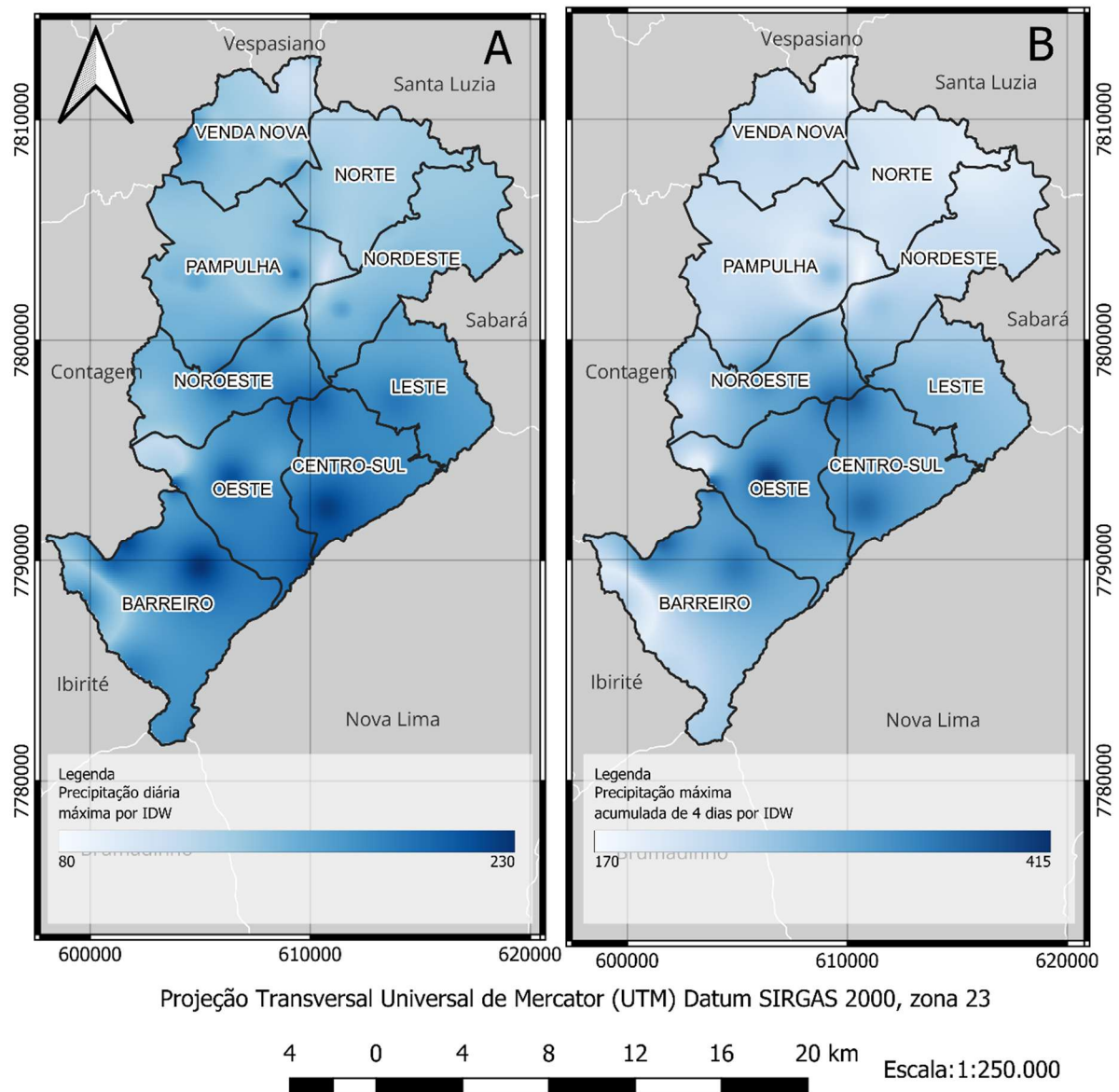


Figura 14 - Distribuição espacial da precipitação (mm) no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método IDW: (A) máxima anual em um dia (Rx1day); (B) máxima acumulada em quatro dias.

5.1.2. Mapas interpolados por Krigagem Simples e FRK

Visando a aplicabilidade dos dados para estudos da influência da pluviosidade e na ocorrência de movimentos de massa foram elaborados mapas de valores interpolados de pluviometrias, a partir das séries históricas diárias geradas através dos preditores Krigagem Simples e FRK. Apresentam-se, como resultados, os mapas para índice RX1 - máximo valor anual em um dia de precipitação (Figura 15) e, para avaliar o comportamento dos dados quanto às chuvas antecedentes, os mapas do

máximo valor anual acumulado em quatro dias consecutivos de precipitação (Figura 16).

Observa-se que a distribuição espacial da precipitação máxima anual em um dia (Rx1day) obtida pelo método da Krigagem Simples não apresentou grande variação de valores na maior parte da área de estudo (Figura 15). Isso ocorre porque a Krigagem Simples utiliza apenas um mecanismo de distância que é o semivariograma, ou seja, conforme os pontos se distanciam do valor observado a Krigagem Simples cria um degradê, suavizando os valores preditos, o que pode esconder a real característica daquela área. Observa-se, (Figura 15) que isso não ocorre com os valores preditos pelo FRK, dada às características do método. A metodologia de interpolação do FRK utiliza uma sobreposição de camadas de funções lineares que estão interativamente sendo ajustadas aos dados.

O FRK realiza a decomposição do processo espacial não apenas por uma função como a Krigagem Simples, mas em uma soma de funções de base, que são construídas usando as funções auxiliares fornecidas no pacote. Isso é feito para representar o processo espacial como uma combinação linear de funções mais simples, que podem ser modeladas e previstas com mais facilidade. As funções de base são geradas automaticamente com base nos dados e nos parâmetros especificados, além da resolução e do tipo de função usada. Este processo de decomposição espacial em funções de base é a representação funcional do processo espacial. Ao usar funções de base, o FRK capturou melhor a variabilidade espacial dos dados (Figura 15 e 16). Além disso, ao comparar os mapas gerados pelo FRK (Figura 15 e 16) com os resultados obtidos na análise exploratória utilizando o IDW (Figura 14), verifica-se a concordância na distribuição espacial da precipitação.

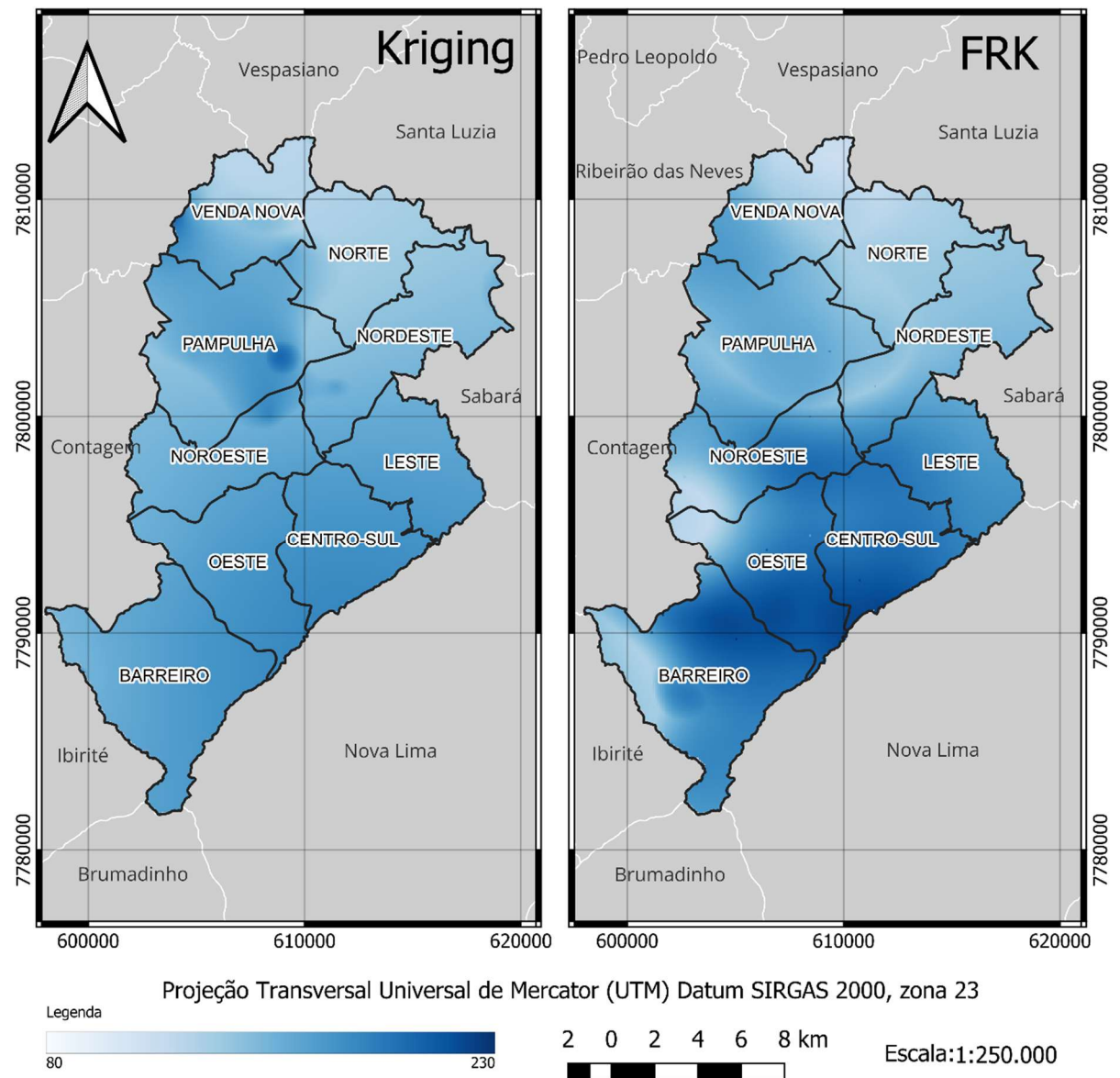


Figura 15 - Distribuição espacial da precipitação (mm) máxima anual em um dia (Rx1day) do período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método da Krigagem Simples (à esquerda) e FRK (à direita).

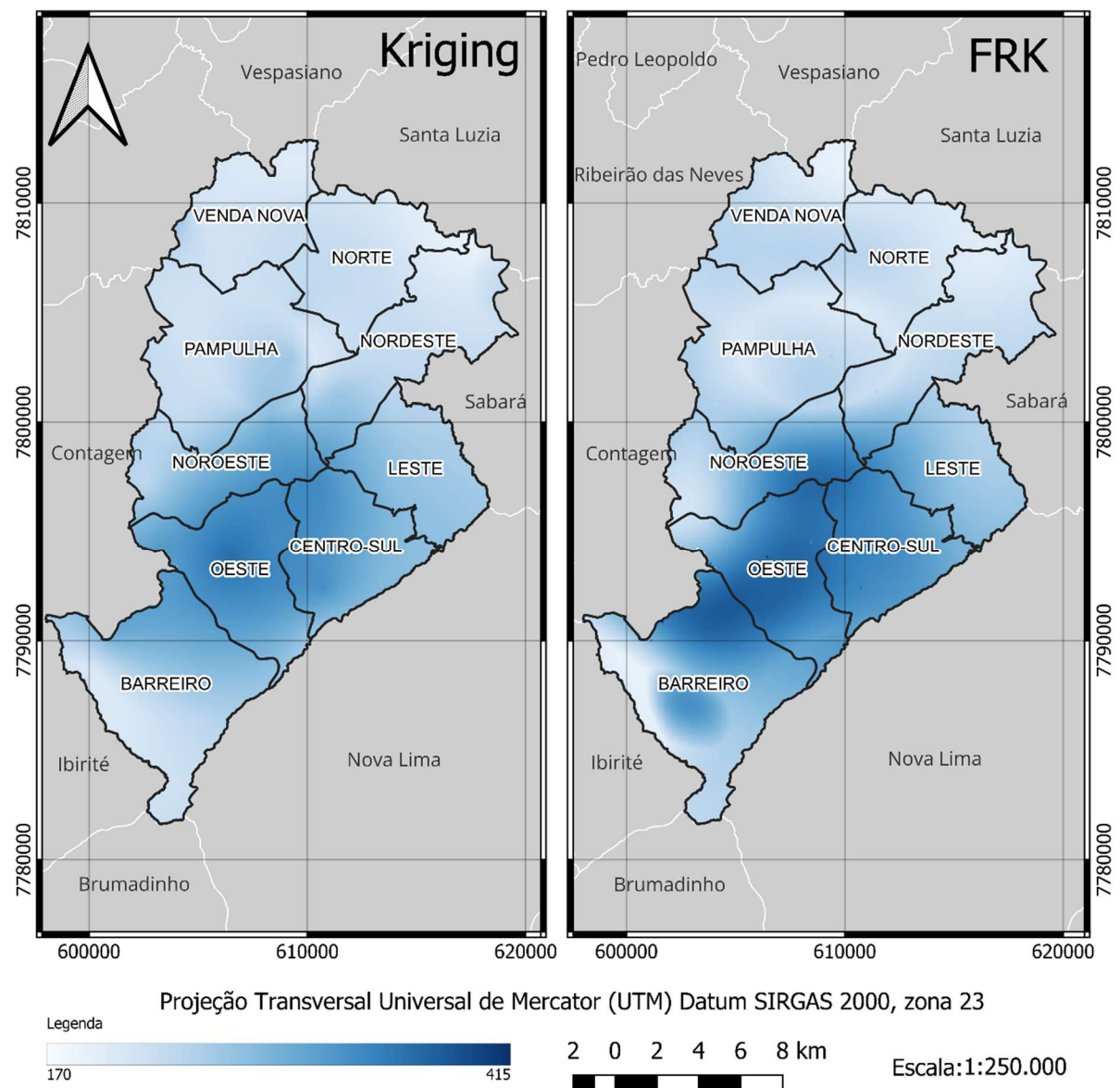


Figura 16 - Distribuição espacial da precipitação (mm) máxima anual acumulada em quatro dias no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método da Krigagem Simples e FRK.

5.1.3. Desempenho dos preditores

A Krigagem Simples obteve resultados ligeiramente melhores que o FRK ao contabilizar o número de dias que cada interpolador teve o melhor desempenho, considerando o RMSE e o MAE. Em 51% do número de dias avaliados a Krigagem Simples obteve valores menores de RMSE e MAE do que o FRK. Isso mostra que para os pontos onde é possível verificar os valores observados, ou seja, onde estão localizadas as estações, não há muita diferença entre as precisões obtidas pelos dois

interpoladores. Como o desempenho dos métodos é praticamente igual (51% - 49%), o próximo passo é verificar a distribuição da incerteza para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação nos locais mais distantes dos pluviômetros.

5.1.4. Incertezas

O cálculo das incertezas utilizando a variância de krigagem Simples foi aplicado pixel a pixel para toda a área de estudo (Figura 17). Os resultados gerados pelo método FRK apresentaram variâncias baixas (cores frias) o que indica que as estimativas são mais precisas, pois os valores amostrais são consistentes e próximos. Já para a Krigagem Simples os resultados indicam a maior parte do mapa locais com variâncias altas, o que significa maior incerteza (cores quentes), pois os valores amostrais são mais variáveis.

Para ambos os métodos as regiões de maior incerteza são aquelas com menor densidade de estações como a regional Norte, Nordeste, a parte sul do Barreiro e a parte noroeste da Pampulha. Essa informação, em conjunto com a localização dos eventos de movimentos de massas e o relevo, ajuda a identificar áreas nas quais é necessário monitoramento adicional, instalando novos pluviômetros, além da prioridade de execução dessas medidas. A exemplo disso, as regionais Norte e Nordeste, além de apresentarem valores altos de incerteza, concentram muitas ocorrências de movimentos de massa, especialmente nas áreas de maior declive. Prioritariamente, nestas regionais, seria importante melhorar a rede de monitoramento de pluviometria. Posteriormente poderiam ser adicionadas estações ao sul da regional Barreiro que, somada à alta incerteza, possui uma cadeia de montanhas relevante pertencente à Serra do Curral. Por fim, recomenda-se aumentar a rede de monitoramento também na região noroeste da Pampulha, uma vez que a área apresenta baixa densidade de estações, a despeito do menor número de ocorrências e um relevo com colinas suaves e inclinações moderadas.

É possível identificar que, para a Krigagem Simples, as regiões de menor incerteza coincidem com os locais das estações. Isto é, o método apresenta valores preditos precisos onde existem dados observados. Já para o método FRK os valores com menores índices de incerteza estão uniformemente distribuídos na área de estudo, sem destaques de coloração fria para os locais das estações. Isso mostra que

o método FRK obteve resultados adequados mesmo para as áreas onde não existiam dados observados.

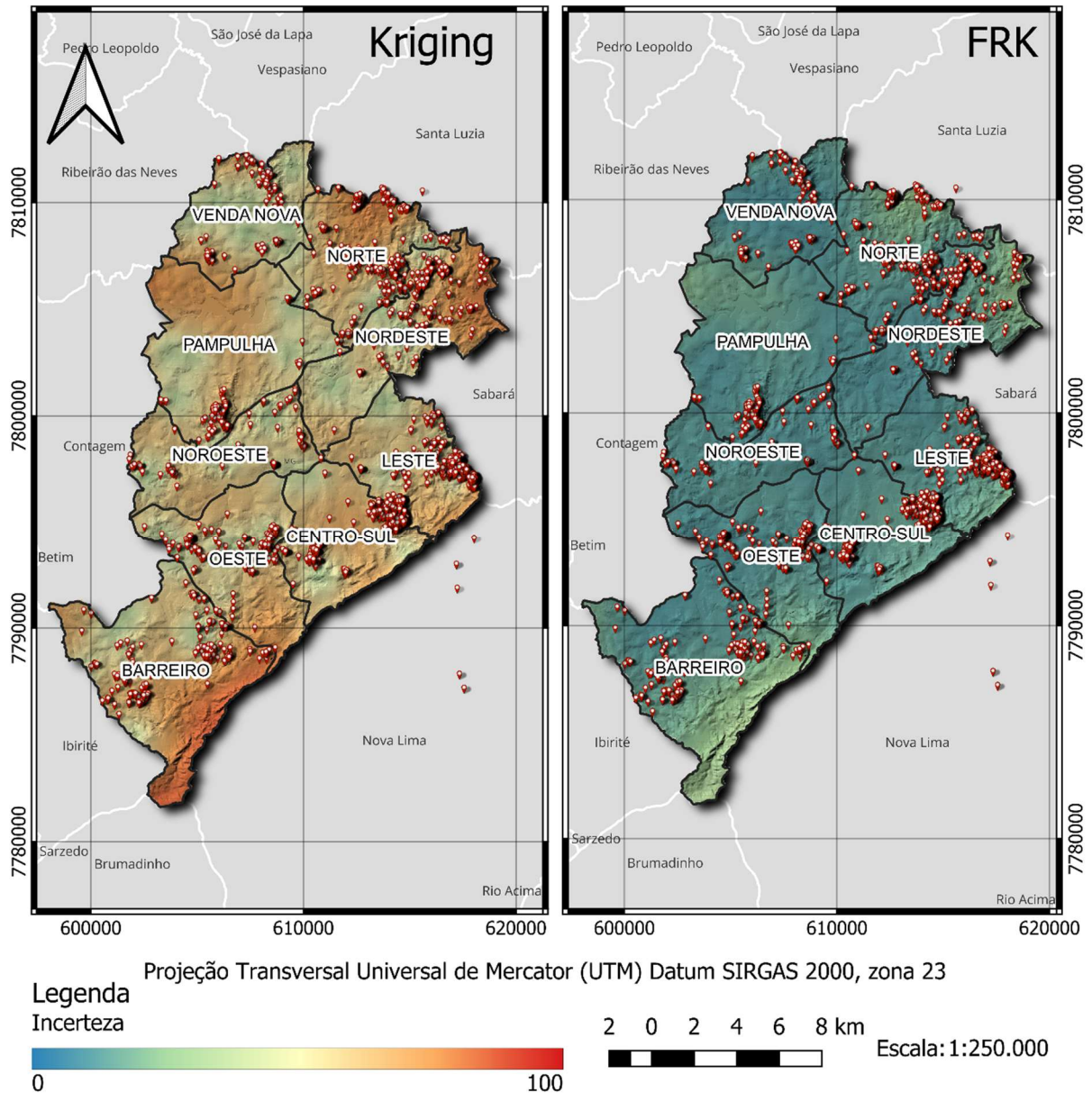


Figura 17 - Distribuição espacial da incerteza da precipitação diária (mm) para o método da Krigagem Simples (à esquerda) e do FRK (à direita), relevo e eventos de movimentos de massas para o período de 2012, 2013 e 2015 a 2022.

5.1.5. Relação entre movimentos de massa, precipitação acumulada e tipo de ocupação

Além dos agentes deflagradores como as chuvas, os movimentos de massas em encostas estão diretamente ligados a um conjunto de fatores condicionantes

como: as características do solo, os aspectos geomorfológicos, e o tipo de ocupação. Estes fatores, de maneira combinada, podem compor áreas potencialmente instáveis, favorecendo a ocorrência de movimentos de massas.

Muitas das vezes a suscetibilidade das encostas a esses eventos é potencializada por fatores antrópicos, decorrentes da ocupação desordenada em terrenos com aspectos morfológicos e geológicos desfavoráveis. Essa situação é encontrada em Belo Horizonte, onde os movimentos de massas estão registrados em sua maioria, em regiões de ocupação informal, as vilas e favelas (Figura 18). A paisagem original dessas regiões em Belo Horizonte já foi fortemente modificada devido à intervenção antrópica, podendo interferir significativamente no limiar de chuva necessário à deflagração dos movimentos de massas.

Observa-se que as regiões Norte, Nordeste e Leste possuem índices pluviométricos baixos, tanto para o Rx1day quanto para o máximo acumulado em quatro dias, quando comparados às regiões situadas a oeste e centro-sul. Entretanto, apresentam muitas ocorrências. Isso pode indicar que essas áreas apresentam condicionantes locais que favorecem a ocorrência de movimentos de massas para valores menores de precipitação. Cabe ressaltar que, além das atividades desordenadas de ocupação, os terrenos destas regiões também apresentam susceptibilidade natural ao processo de movimentação de encostas.

Para avaliar a relação entre ocupações irregulares e movimentos de massa em Belo Horizonte seria importante considerar tanto assentamentos de baixa renda quanto intervenções em áreas de alto padrão que violam as restrições legais (Leis Municipais 7.166/1996 e 8.137/2000). Estas normas proíbem o parcelamento e a urbanização em zonas de declividade superior a 30% sem medidas técnicas adequadas, além de restringirem ocupações em áreas ambientalmente sensíveis, como as Zonas de Proteção Ambiental (ZPAM) e Zonas de Adensamento Restrito (ZAR). Entretanto, a ocupação irregular persiste em diferentes escalas socioeconômicas, ampliando a susceptibilidade a desastres.

Destaca-se ainda que, em áreas de baixa renda, como os Aglomerados da Serra e o Morro das Pedras (regional Oeste), a ausência de infraestrutura de contenção e drenagem em encostas íngremes potencializa riscos geotécnicos. Paralelamente, em regiões de alto padrão, como encostas da Serra do Curral e

margens da Lagoa da Pampulha, condomínios são construídos em zonas de risco, desrespeitando diretrizes legais que visam proteger áreas geologicamente frágeis. Ambos os cenários alteram a dinâmica hidrológica local, seja pela impermeabilização do solo ou por cortes e aterros inadequados, podendo reduzir o limiar de precipitação necessário para deflagrar movimentos de massa. Assim, a discussão reforça a necessidade de fiscalização equitativa e planejamento urbano integrado, considerando todas as formas de ocupação que desafiam as normas técnicas e ambientais.

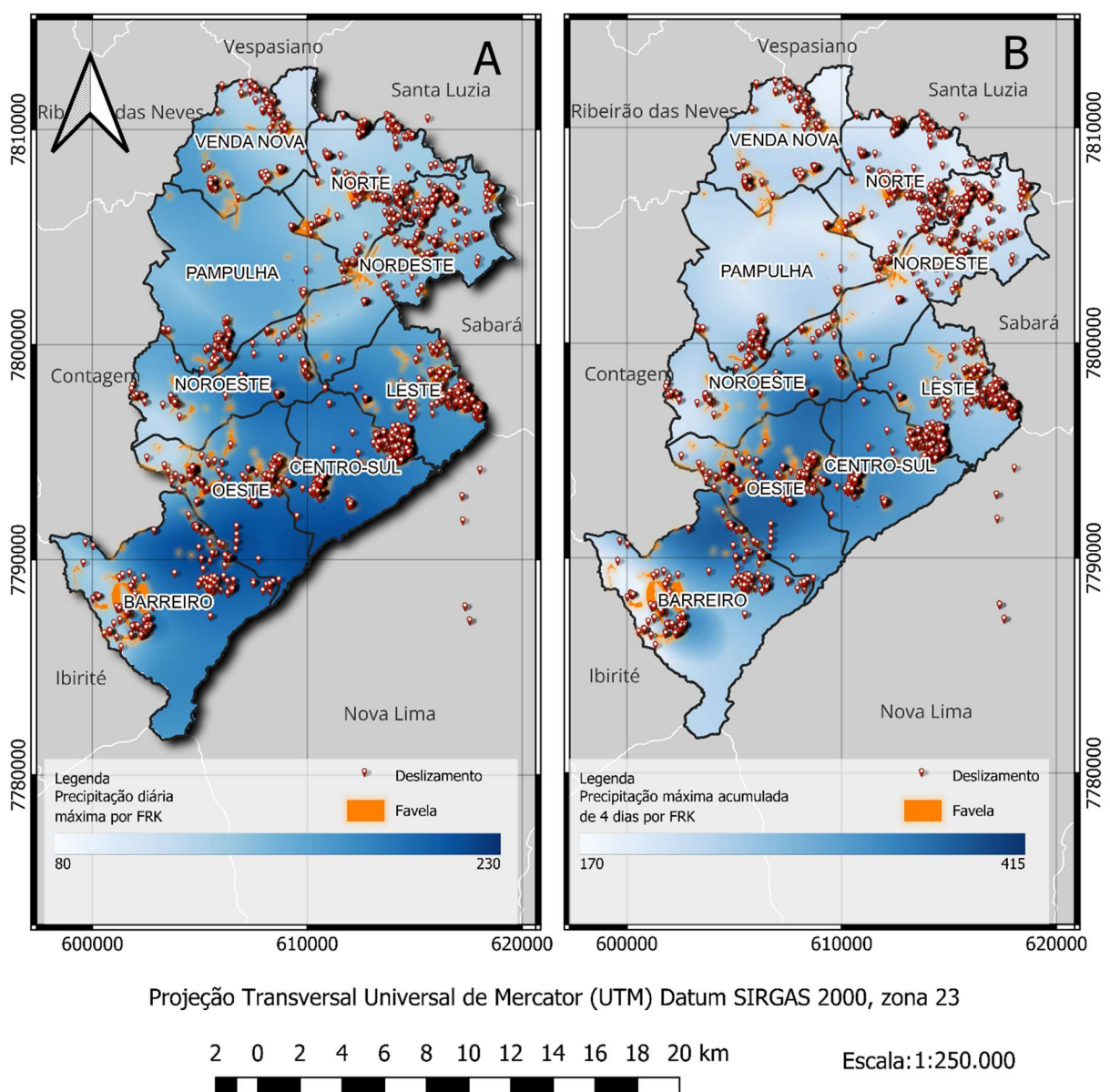


Figura 18 -Distribuição espacial da precipitação (mm) no período de 2012, 2013 e 2015 a 2022, obtida pelo método FRK: (a) máxima anual em um dia (Rx1day); (b) máxima acumulada em quatro dias.

5.2. Limiares de precipitação para Belo Horizonte – MG

Seguindo a metodologia frequentista proposta por Brunetti et al. (2010) e subsequentemente aprimorada e aplicada em diversos estudos (Guzzetti et al. 2007, 2008; Peruccacci et al. 2012), foram estabelecidos para a área urbana de Belo Horizonte conjuntos de limiares de precipitação acumulada (E,D). Estes foram obtidos através de critérios rigorosos que resultam em limiares objetivos e reproduzíveis. É fundamental ponderar que tais limiares representam o resultado de um modelo estatístico aplicado a um conjunto de dados empíricos de eventos de chuva que desencadearam movimentos de massa, os quais também foram submetidos a tratamento estatístico para sua definição. A quantificação da incerteza estatística associada aos novos limiares ED foi realizada por meio de uma abordagem *bootstrap*, permitindo não apenas estimar a variabilidade nos parâmetros dos limiares, mas também avaliar a robustez dos mesmos. Adicionalmente, foram aplicados testes estatísticos para verificar a significância e a magnitude das diferenças entre os limiares quando estratificados por fatores condicionantes, uma análise detalhada nas seções subsequentes.

Para este estudo, foram estabelecidos limiares de precipitação acumulada (E,D) para a área urbana de Belo Horizonte em múltiplos níveis de probabilidade de excedência – 5%, 10%, 20%, 30%, 40%, 50% – cujos parâmetros e curvas resultantes são apresentados na Tabela 3 e

Figura 19, respectivamente. A

Figura 19 ilustra graficamente estes limiares sobrepostos à dispersão dos 2408 eventos (E,D) que desencadearam movimentos de massa, acompanhados das respectivas bandas com nível de significância de 5%. Conforme esperado, os limiares posicionam-se progressivamente mais altos no gráfico à medida que o nível de probabilidade de excedência aumenta; o limiar de 5% ($L_5, E = 8,76D^{1,05}$) representa a condição mais crítica, enquanto o limiar de 50% ($L_{50}, E = 19,66D^{1,05}$) define um patamar pluviométrico consideravelmente superior. A escolha destes múltiplos níveis visa oferecer um espectro de representatividade e esclarecer as diferentes opções que podem ser consideradas por gestores públicos na concepção de futuros sistemas de alerta, permitindo um balanço entre a eficácia na detecção de eventos reais e a

frequência de alertas desnecessários. A escolha de qual curva de probabilidade de excedência (

Figura 19), adotar como gatilho em um LEWS dependerá de uma análise criteriosa por parte dos gestores.

Os parâmetros detalhados na Tabela 3 indicam que o expoente γ ($\approx 1,05$) permanece notavelmente estável entre os diferentes níveis de excedência, sugerindo que a sensibilidade dos limiares à duração do evento de chuva é consistente. As diferenças entre os limiares são, portanto, primordialmente governadas pelo intercepto α , que aumenta de 8,76 para 19,66 do nível de 5% para 50%. As incertezas associadas ($\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$), (Tabela 3), são relativamente baixas ($\Delta\alpha \approx 0,10$ e $\Delta\gamma \approx 0,10$ para todos os níveis), conferindo boa robustez a estes limiares gerais devido ao expressivo número de eventos utilizados em sua derivação.

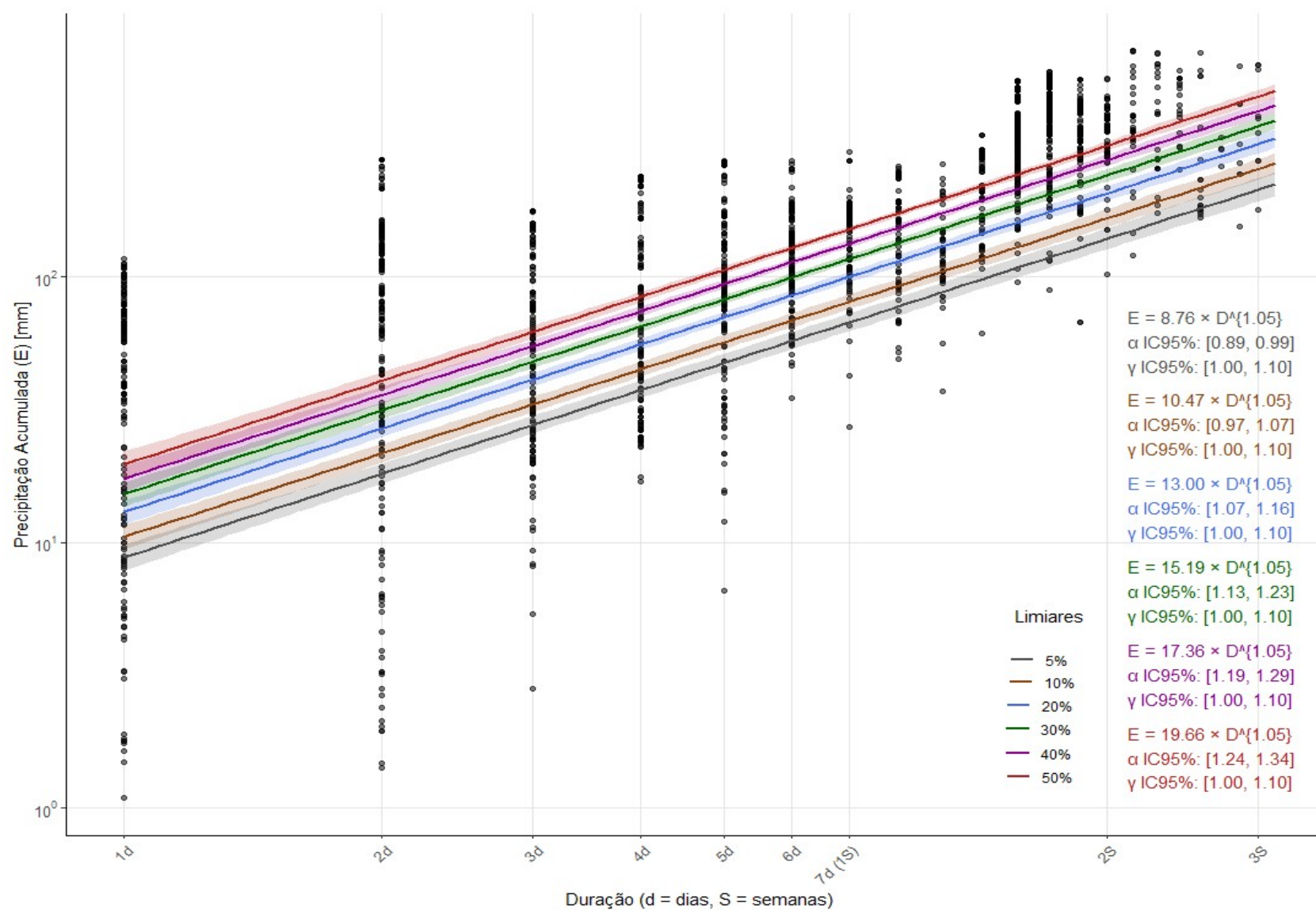


Figura 19 - Limiares de chuva de eventos acumulados-duração (E,D) para a área urbana de Belo Horizonte – MG, calculados para diferentes

níveis de probabilidade de excedência (5%, 10%, 20%, 30%, 40% e 50%). As linhas coloridas representam os limiares de lei de potência. As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os pontos cinza representam todos os eventos (E,D) que resultaram em movimentos de massa utilizados na análise. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada nível de excedência.

RÓTULO	ANÁLISE	ÁREA (KM ²)	Nº DE EVENTOS VALIDOS	EQUAÇÃO DO LIMIAR	DURAÇÃO (DIAS)	PRECIPITAÇÃO O (mm)	INCERTEZAS	
							$\Delta\alpha$	$\Delta\gamma$
L5				$E = 8,73 (D^{1,05})$			0,10	0,10
L10				$E = 10,47 (D^{1,05})$			0,10	0,10
L20	Área de estudo Belo Horizonte - MG	331,19	2408	$E = 13,00 (D^{1,05})$	$1 < D < 21$	$1,09 < E < 711$	0,09	0,10
L30				$E = 15,19 (D^{1,05})$			0,10	0,10
L40				$E = 17,36 (D^{1,05})$			0,10	0,10
L50				$E = 19,66 (D^{1,05})$			0,10	0,10

Tabela 3 - Parâmetros dos limiares de precipitação acumulada-duração (E,D) para a área urbana de Belo Horizonte – MG, calculados para diferentes níveis de probabilidade de excedência (5%, 10%, 20%, 30%, 40% e 50%). Rótulo: Identificação do limiar conforme o nível de probabilidade de excedência. Análise: Especifica a área de estudo. Área em km². Nº de Eventos Válidos: Número total de eventos (E,D) utilizados para a derivação dos limiares. Equação do Limiar: Equação da lei de potência $E = \alpha D^\gamma$ onde D é a duração da precipitação em dias e E é a precipitação acumulada do evento em mm. Duração (Dias) e Precipitação (mm): Intervalos de validade dos dados empíricos utilizados. $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$: Incertezas absolutas associadas ao intercepto (α) e ao expoente (γ), respectivamente.

As informações que compõem o catálogo de ocorrências foram primariamente obtidas a partir de vistorias de campo e registros manuais realizados pela Companhia Urbanizadora de Belo Horizonte (URBEL-PBH), que frequentemente incluíam relatos de moradores. Este método de compilação, focado em eventos que demandaram intervenção ou avaliação técnica do órgão municipal, difere de catálogos que se baseiam predominantemente em literatura científica ou notícias de grandes desastres, os quais podem introduzir um viés em direção a eventos de chuva mais raros e catastróficos, resultando em limiares de chuva artificialmente mais elevados, como discutido por Brunetti et al. (2010) e Peruccacci et al. (2012). O catálogo utilizado neste trabalho, ao contrário, tende a capturar uma gama mais ampla de eventos, incluindo aqueles de menor magnitude, mas com impacto direto na malha urbana e que motivaram a ação local.

O período de análise de uma década (2012-2022), embora tenha fornecido um número expressivo de eventos, pode ser considerado relativamente curto no contexto de variabilidade climática e para a captura de eventos de chuva de períodos de retorno maiores, ou seja, aqueles de magnitude excepcionalmente alta. Entretanto, destaca-se que o período de análise compreende o mês de janeiro de 2020, quando Belo Horizonte experimentou um evento recorde de precipitação extrema, com 320,9 mm de chuva em três dias, o que representou aproximadamente 97% do total de chuvas esperadas para o mês (DALAGNOL et al. 2022).

Adicionalmente, o curto período de cobertura limita a capacidade de inferir sobre possíveis influências de mudanças climáticas de longo prazo ou alterações significativas no uso e cobertura do solo que poderiam afetar a ocorrência de deslizamentos. Outra fonte de incerteza reside na natureza do registro das ocorrências que, ao depender de vistorias e relatos, pode apresentar alguma defasagem ou imprecisão na determinação exata da data do evento, impactando a precisão na definição da duração (D) e da precipitação acumulada (E) críticas. Desafios relacionados à completude de dados e à acurácia espaço-temporal são, de fato, inerentes a estudos baseados em inventários históricos de deslizamentos, como também discutido por Valenzuela et al. (2019) para a região das Astúrias, Espanha.

Apesar dessas limitações, a construção deste catálogo e a derivação dos limiares ED representam um avanço significativo para a compreensão da relação chuva-deslizamento na área urbana de Belo Horizonte. Estudos anteriores para a região, como os de Parizzi et al. (2010, 2011), embora valiosos, frequentemente se concentraram em análises de eventos pontuais ou em contextos sazonais de um único ano, dada a escassez de dados sistematizados de longo prazo. O presente trabalho, ao utilizar um inventário mais extenso e aplicar uma metodologia robusta e reproduzível para a definição dos limiares e suas incertezas, fornece uma base quantitativa mais sólida para futuras investigações e para o desenvolvimento de ferramentas de gestão de risco da área de estudo.

A Figura 20 ilustra os valores de precipitação acumulada (E) calculados para durações de 1, 2 e 3 dias, a partir dos limiares (E,D) estabelecidos para toda a área de estudo nos níveis de 5%, 10% - 90% de probabilidade de excedência. Este gráfico demonstra claramente a progressão dos volumes de chuva necessários para atingir

cada nível de excedência, oferecendo uma referência quantitativa que pode ser particularmente útil na tomada de decisão dos gestores públicos ou ainda na calibração de um futuro Sistema de Alerta Precoce para Deslizamentos de Terra (LEWSs).

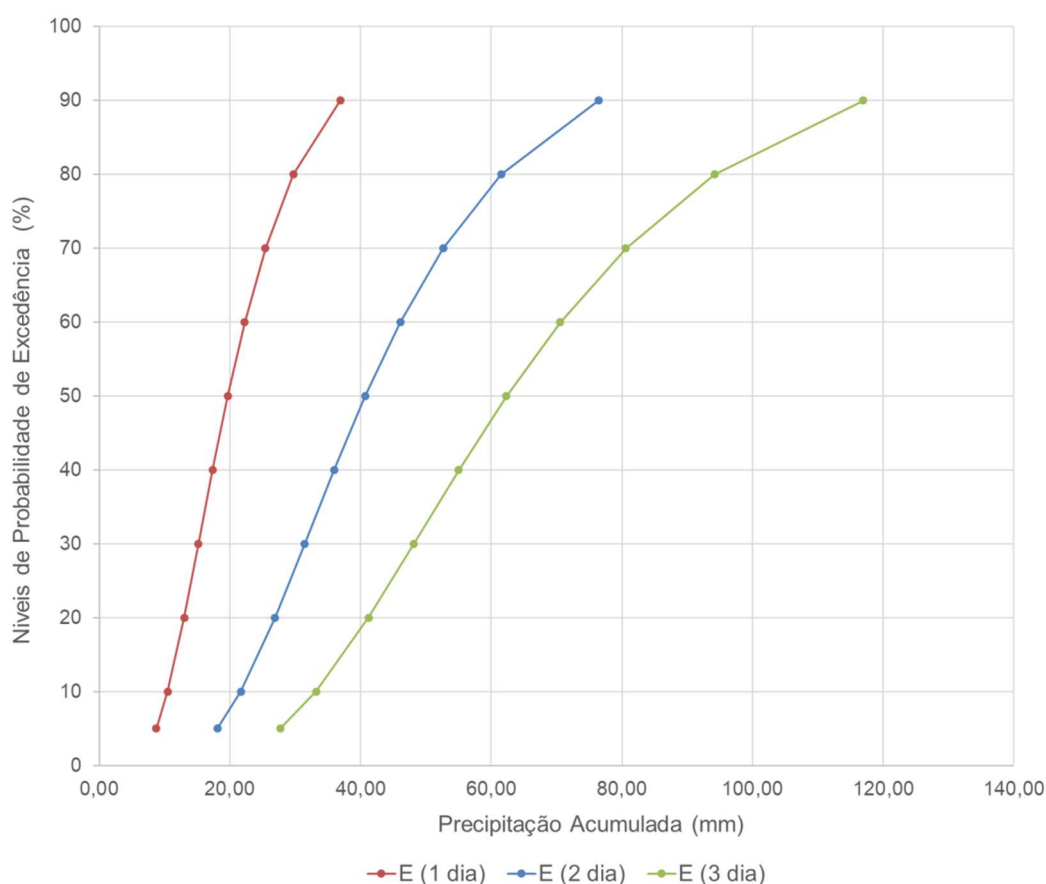


Figura 20 - Valores de precipitação acumulada (E, em mm) calculados para durações de evento de 1 dia (curva vermelha), 2 dias (curva azul) e 3 dias (curva verde), em função dos diferentes níveis de probabilidade de excedência (5% a 90%). Os valores de E são derivados das equações dos limiares ED estabelecidas para a área urbana de Belo Horizonte – MG.

Os limiares aqui apresentados, mesmo refletindo as condições do período analisado, oferecem um panorama inicial importante sobre a sensibilidade do terreno urbano aos eventos pluviométricos. Cabe ressaltar que a confiabilidade dos limiares de precipitação (ED) desenvolvidos neste estudo está intrinsecamente ligada à qualidade do inventário de movimentos de massa utilizado. Em Belo Horizonte, como em análises similares, a incorporação de tecnologias avançadas de monitoramento e múltiplas fontes de dados - incluindo sensoriamento remoto e ciência cidadã e a padronização da coleta - poderia aprimorar significativamente a precisão dos limiares.

Como discutido por Capobianco et al. (2024), tais avanços permitiriam não apenas refinar os parâmetros existentes, mas também melhorar a compreensão dos mecanismos de deflagração, fortalecendo sistemas de alerta precoce em ambientes urbanos complexos.

Os limiares de chuva não devem ser considerados como parâmetros estáticos. Diante das mudanças climáticas, da urbanização acelerada e das transformações no uso do solo, mesmo limiares baseados em extensas séries históricas representam condições passadas. O catálogo de 2.622 eventos analisados constitui um avanço significativo, mas requer atualização contínua. Como destacado por Capobianco et al. (2024), é essencial adotar uma abordagem dinâmica que incorpore a evolução da paisagem e dos fatores de instabilidade, garantindo a eficácia das estratégias de gestão de risco frente a perigos em constante transformação.

No contexto da gestão de riscos em Belo Horizonte, o Plano de Contingência Municipal 2024/2025 (GGRD, 2024) estabelece critérios para a emissão de alertas. Inicialmente, um "Alerta de Chuva" (Alerta 1) é emitido com base na previsão de volumes superiores a 20 mm. Para riscos geológicos específicos, um "Alerta Moderado (Amarelo)" é preconizado quando o acumulado de chuva nos últimos 2 dias situa-se entre 50 e 69 mm, e um "Alerta Forte (Vermelho)" quando o acumulado nos últimos 3 dias é igual ou superior a 70 mm. Estes valores operacionais para os alertas Moderado e Forte aproximam-se das condições de chuva que seriam definidas por um limiar ED com uma probabilidade de excedência consideravelmente alta, entre 60% e 70% (Figura 20). Utilizando a metodologia deste estudo, o limiar calculado para 60% de probabilidade de excedência resultaria na equação $E = 22,26D^{1,05}$. Para esta equação de limiar o resultado para as durações de 1, 2 e 3 dias seriam precipitações acumuladas de aproximadamente 22,26 mm, 46,09 mm e 70,55 mm respectivamente. Esses valores se alinham, em ordem de magnitude, com os critérios adotados pela prefeitura de Belo Horizonte para os alertas de maior severidade.

A notável proximidade entre os critérios de alerta para riscos geológicos adotados pelo Plano de Contingência Municipal e um limiar teórico de alta probabilidade de excedência (60%) levanta uma discussão importante sobre o balanço entre a sensibilidade e a capacidade de minimizar alertas não críticos do sistema de alerta atual. Um limiar com 60% de probabilidade de excedência, por

definição, implica que 60% dos eventos históricos que resultaram em movimentos de massa na área de estudo ocorreram sob condições de chuva inferiores a este patamar. Consequentemente, ao operar com critérios pluviométricos equivalentes a um limiar tão elevado, o sistema de alerta municipal pode estar configurado de forma a priorizar a minimização de falsos alarmes, mas potencialmente à custa de uma menor taxa de detecção de eventos reais, especialmente aqueles desencadeados por combinações de chuva e duração menos extremas.

Esta constatação sugere que, embora os critérios atuais possam ser eficazes para identificar condições de chuva de maior magnitude, uma parcela significativa de movimentos de massa pode ser deflagrada antes que tais patamares de alerta sejam atingidos. A utilização dos limiares de menor probabilidade de excedência desenvolvidos neste estudo (5%, 10%, 20% ou 30%), que são consideravelmente mais baixos, poderia oferecer uma maior sensibilidade, antecipando um número maior de situações de risco potencial. Evidentemente, a adoção de limiares mais baixos implicaria um aumento na frequência de alertas, incluindo possíveis falsos positivos, o que demanda uma cuidadosa avaliação dos custos e benefícios por parte dos gestores. Contudo, a quantificação dessas diferentes curvas de limiar e a compreensão de suas respectivas probabilidades de excedência fornecem uma base técnica para que essa avaliação seja feita de forma mais informada, possibilitando a calibração de um sistema de alerta que busque um equilíbrio otimizado entre a proteção da população e a viabilidade operacional.

A escolha do nível de probabilidade de excedência para a operacionalização de limiares de chuva em sistemas de alerta é uma etapa crítica que varia consideravelmente entre diferentes regiões e metodologias. Satyaningsih et al. (2023), por exemplo, ao definirem limiares dinâmicos para a Bacia de Progo, Indonésia, selecionaram o limiar ótimo buscando o nível de probabilidade de não excedência que maximizava o *true skill score* (TSS) – uma métrica que avalia a capacidade do limiar em discriminar corretamente eventos de deslizamento de não-eventos. Isso resultou em um limiar de 10% para dados de estações pluviométricas e 20% para dados do GSMaP-GNRT (*Global Satellite Mapping of Precipitation- Gauge adjusted Near Real Time*), um produto de estimativa de precipitação por satélite ajustado por pluviômetros e disponibilizado quase em tempo real. Yang et al. (2020), para a região de Dazhou, China, utilizando análise ROC, identificaram um limiar ótimo com probabilidade entre

4% e 10% para alertas moderados, limiares para alertas altos e muito altos varia entre 30% e 55% e 75% a 95%, respectivamente, indicando que condições de chuva muito mais extremas (e raras) seriam necessárias para este último. Piciullo et al. (2017), ao proporem um modelo regional de alerta para a Campânia, Itália, foram além de um limiar único, definindo um sistema com múltiplos níveis de alerta (moderado, alto, muito alto). Eles avaliaram o desempenho de nove combinações diferentes de três percentis de probabilidade de excedência para ativar esses níveis, selecionando a combinação que otimizava indicadores como o *odds ratio* (OR), a combinação de percentis de 1%, 80% e 90% foi considerada a que fornecia o melhor desempenho global do sistema de alerta com múltiplos níveis.

Estes exemplos demonstram que, embora a derivação de limiares para múltiplos níveis de probabilidade de excedência, como realizado neste estudo para Belo Horizonte, ofereça um espectro valioso de condições críticas, a definição de um ou mais níveis operacionais para um LEWS demanda uma análise de desempenho específica. Técnicas como a análise ROC, que avalia a capacidade preditiva do limiar em distinguir entre eventos e não eventos de deslizamento, e a otimização de *skill scores* como o TSS, são fundamentais para identificar a probabilidade de excedência que oferece o melhor balanço entre maximizar alertas corretos (verdadeiros positivos) e minimizar tanto os alertas perdidos (falsos negativos) quanto os alarmes desnecessários (falsos positivos). Portanto, os limiares aqui apresentados fornecem uma base robusta, mas estudos futuros direcionados à calibração de um sistema de alerta para Belo Horizonte deveriam empregar tais técnicas de avaliação de desempenho para determinar os níveis de probabilidade de excedência ótimos, considerando as particularidades locais e os objetivos específicos do sistema de gestão de riscos.

5.3. Análise de limiares de chuva por fatores condicionantes

Para elucidar o papel dos fatores condicionantes locais no cálculo dos limiares de chuva (E,D) para a ocorrência de movimentos de massa, os limiares de chuva foram então derivados individualmente para cada um dos subconjuntos, utilizando a abordagem frequentista e o modelo de lei de potência. A Tabela 4 consolida os resultados desta análise estratificada, apresentando para cada condicionante a curva de limiar (E,D) composta pelos parâmetros α e γ , as incertezas a eles associadas ($\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$), o número de eventos (N) que fundamentou cada cálculo, e a amplitude dos dados de duração (D) e precipitação (E). Todos os limiares apresentados nesta seção foram calculados para o nível de probabilidade de excedência de 5%.

Para avaliar as diferenças observadas visualmente entre os limiares ED derivados para os distintos subconjuntos de fatores condicionantes são estatisticamente significativas, foram aplicados testes não paramétricos. A Tabela 5 sumariza os resultados do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney, utilizado para comparar pares de grupos dentro de cada fator condicionante (classes de declividade, complexos geológicos e padrão de uso e ocupação do solo). Para cada par comparado, a tabela apresenta o número de eventos válidos em cada grupo (G1 e G2), o p-valor resultante do teste, que indica a significância estatística da diferença entre as medianas da precipitação acumulada (E) dos eventos, e, nos casos de significância ($p < 0,05$), o tamanho do efeito 'r' para quantificar a magnitude dessa diferença, juntamente com sua interpretação categórica. Estes resultados estatísticos são cruciais para corroborar ou refutar as distinções preliminares inferidas a partir da análise visual das curvas de limiar e suas respectivas bandas de incerteza.

RÓTULO	ANÁLISE	ÁREA EM (KM²)	Nº DE EVENTOS VALIDOS	DENSIDADE DE EVENTOS POR ÁREA (EVENTOS/KM²)	EQUAÇÃO DO LIMIAR	DURAÇÃO (DIAS)	PRECIPITAÇÃO (mm)	INCERTEZA	
								$\Delta\alpha$	$\Delta\gamma$
L5	Área de estudo - Belo Horizonte - MG	331,19	2408	7,27	$E = 8,76 (D^{1,05})$	$1 < D < 21$	$1,09 < E < 711$	0,10	0,10
L5 D1	Declividade 1 <16,7° (30%)	294,59	1396	4,74	$E = 9,68 (D^{1,04})$	$1 < D < 21$	$1,09 < E < 711$	0,12	0,14
L5 D2	Declividade 2 16,7° A 25,2° (30% A 47%)	28,89	772	26,72	$E = 7,72 (D^{1,04})$	$1 < D < 21$	$1,82 < E < 711$	0,13	0,15
L5 D3	Declividade 3 >25,2° (47%)	7,72	240	31,09	$E = 7,63 (D^{1,15})$	$1 < D < 20$	$3,19 < E < 563$	0,28	0,32
L5 GNG,ML	Complexo Belo Horizonte - GNG E ML	25,86	423	16,36	$E = 10,55 (D^{1,17})$	$1 < D < 21$	$1,41 < E < 489$	0,26	0,27
L5 SM	Super Grupo Minas	96,01	1288	13,42	$E = 6,63 (D^{1,03})$	$1 < D < 20$	$1,09 < E < 698$	0,11	0,12
L5 AGM	Complexo Belo Horizonte - AGM	209,32	697	3,33	$E = 12,3 (D^{1,1})$	$1 < D < 21$	$1,48 < E < 711$	0,19	0,21

Tabela 4 - Limiares de precipitação ED para o possível início de ocorrência de movimentos de massas em Belo Horizonte - MG. Rótulo: Identificação das equações dos limiares. Análise: condicionante para os quais o limiar foi definido. Área em KM². Número de eventos válidos. Densidade de eventos por área (eventos/km²). Equação do Limiar: D, duração da precipitação, em dias; E, precipitação acumulada do evento, em mm. Incerteza: incerteza associada ao intercepto α e à inclinação γ da curva do limiar.

GRUPO 1	GRUPO 2	Nº DE EVENTOS VALIDOS		P-VALOR		TAMANHO DO EFEITO 'r'	
		G1	G2				
Declividade 1 <16,7 ° (30%)	Declividade 2 16,7° A 25,2 (30% A 47%)	1396	772	1,00E+00	NS	-	-
Declividade 2 16,7° A 25,2 (30% A 47%)	Declividade 3 >25,2° (47%)	1396	240	1,00E+00	NS	-	-
Declividade 3 >25,2° (47%)	Declividade 3 >25,2° (47%)	772	240	1,00E+00	NS	-	-
Complexo Belo Horizonte - GNG e ML	Complexo Belo Horizonte - AGM	423	697	3,64E-01	NS	-	-
Complexo Belo Horizonte - GNG e ML	Super Grupo Minas	423	1288	4,23E-08	****	0,15	PEQUENO
Complexo Belo Horizonte - AGM	Super Grupo Minas	697	1288	3,50E-04	***	0,10	PEQUENO

Tabela 5 - Resultados do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney para a comparação da dos limiares (E,D) entre pares de grupos definidos pelos fatores condicionantes (declividade e complexos geológicos). G1 e G2 referem-se ao número de eventos válidos em cada grupo comparado. P-valor indica a significância estatística da diferença (NS: Não Significativo $p < 0,05$). Tamanho do Efeito 'r' quantifica a magnitude da diferença, com sua respectiva interpretação.

5.3.1. Complexos geológicos

A área de estudo foi categorizada em três complexos geológicos para a análise estratificada dos limiares de precipitação: (i) o Supergrupo Minas (SM), (ii) o Complexo Belo Horizonte - Agm (CBH-Agm) e (iii) o Complexo Belo Horizonte - Gng/MI (CBH-Gng/MI). A Figura 5 ilustra a distribuição espacial destes domínios na área urbana de Belo Horizonte, juntamente com a localização dos eventos de movimento de massa registrados e a proporção de área ocupada por cada um. Esta estratificação permitiu a derivação de limiares de chuva específicos, cujos parâmetros estão apresentados na Tabela 4 e Figura 21.

A Figura 21, no gráfico de pizza, indica que o CBH-Agm ocupa a maior extensão da área urbana (63,2%), seguido pelo SM (29,0%) e pelo CBH-Gng/MI (7,8%). O histograma na mesma figura demonstra que a maioria dos deslizamentos registrados

ocorreu sobre o Supergrupo Minas (53,5% dos eventos), seguido pelo CBH-Agm (29,8%) e CBH-Gng/MI (17,6%).

Embora o Supergrupo Minas (SM) não represente a maior extensão territorial dentro da área urbana estudada, ele concentra a maior proporção de movimentos de massa registrados (53,5% dos eventos em 29,0% da área). Esta observação sugere uma suscetibilidade importante deste domínio, que deve ser avaliada. Contudo, uma análise da densidade de eventos por unidade de área (eventos/km²) (revela uma nuance importante: o Complexo Belo Horizonte - Gng/MI (CBH-Gng/MI) exibe a maior densidade, com 16,36 eventos/km², seguido pelo Supergrupo Minas com 13,42 eventos/km². O Complexo Belo Horizonte - Agm (CBH-Agm), que é o maior em extensão, mas apresenta a menor densidade de eventos, com apenas 3,33 eventos/km². Esta distribuição diferenciada da densidade de ocorrências entre os complexos geológicos reforça a hipótese de que as características intrínsecas de cada domínio geológico, para além de sua simples extensão espacial, desempenham um papel significativo na predisposição à instabilidade de encostas na região.

As variações observadas na densidade de eventos entre os domínios geológicos podem ser atribuídas, em primeira análise, às suas distintas características geológico-geotécnicas. A elevada densidade de movimentos de massa no Complexo Belo Horizonte - Gng/MI (16,36 eventos/km²) é possivelmente reflexo da extensa formação de mantos de intemperismo sobre gnaisses e metaleptinitos, materiais reconhecidamente suscetíveis a deslizamentos rasos induzidos por chuva sob condições tropicais. Similarmente, a expressiva concentração de ocorrências no Supergrupo Minas (13,42 eventos/km²), que detém a maior proporção de eventos, é consistente com sua acentuada diversidade litoestrutural, presença de descontinuidades que favorecem a infiltração e atuam como planos de fraqueza, e a presença de rochas mais resistentes ao intemperismo – quartzitos e itabiritos, que resultam em um relevo acidentado associado. Em contrapartida, a menor densidade de eventos registrada no Complexo Belo Horizonte - Agm (3,33 eventos/km²), que engloba granitoides e migmatitos, pode indicar uma maior resistência geral dessas rochas ou um padrão de intemperismo que resulta em perfis menos propensos à instabilização generalizada, sem descartar a influência de sua heterogeneidade intrínseca em eventos localizados.

A distribuição espacial dos movimentos de massa, apresentada na Figura 21, exibe uma correlação visual marcante com os complexos geológicos definidos. Nota-se uma expressiva concentração de ocorrências na porção sul da área de estudo, coincidindo majoritariamente com a extensão do Supergrupo Minas, em particular nas vertentes da Serra do Curral, uma área de conhecida complexidade geológica e relevo acidentado. Em contraste, embora o Complexo Belo Horizonte - Gng/MI apresente a maior densidade de eventos por área, as ocorrências nesse domínio aparecem mais dispersas espacialmente ao longo de sua vasta extensão no setor centro-norte do município. Essa dispersão, assim como a concentração no Supergrupo Minas, pode não ser exclusivamente controlada pela litologia, sugerindo a possível influência conjugada de outros fatores condicionantes, como características topográficas específicas ou padrões de uso e ocupação do solo, que serão explorados nas análises subsequentes.

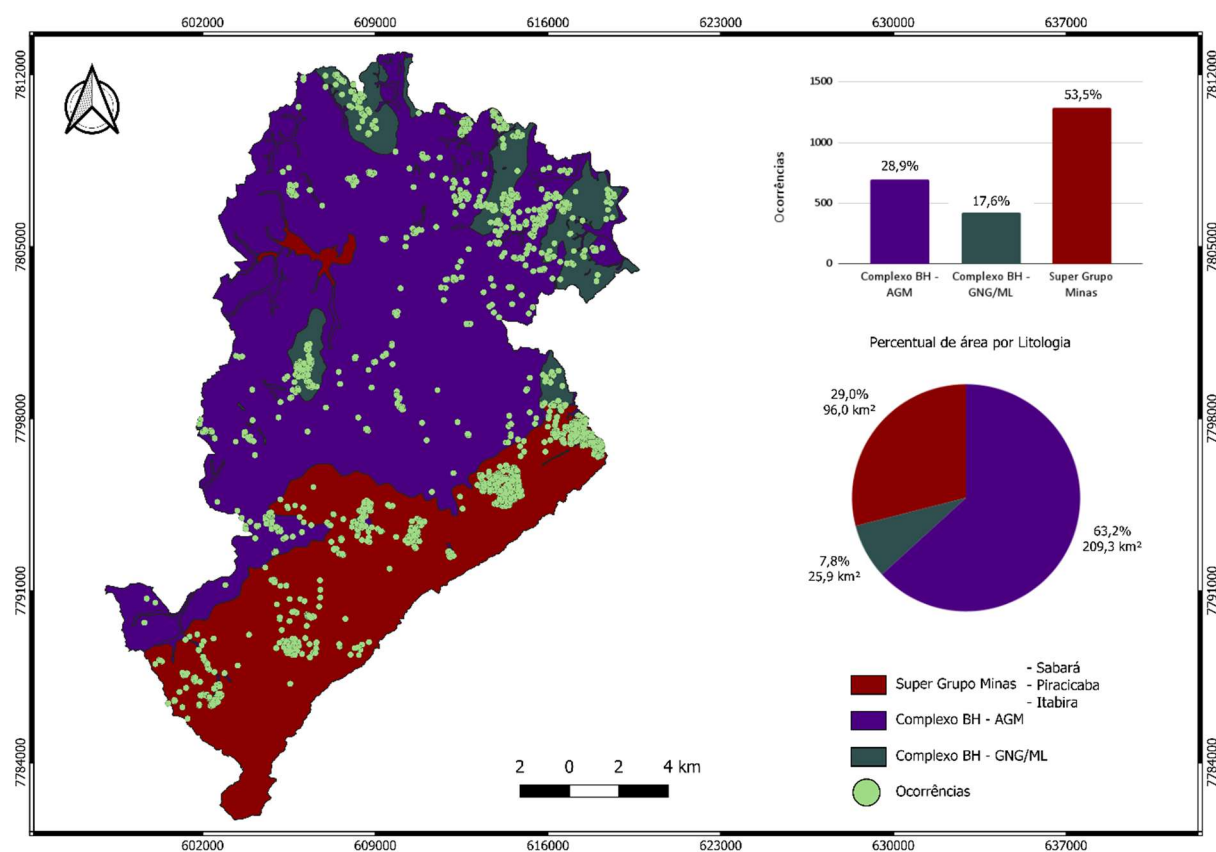


Figura 21 - Mapa geológico simplificado da área urbana de Belo Horizonte. SM, Supergrupo Minas; CBH-Agm, Complexo Belo Horizonte - AGM (granitoides e migmatitos indiferenciados); Gng/MI (CBH-Gng/MI), Complexo Belo Horizonte – Gng/MI (gnaisses e metaleptinitos). Os pontos verdes mostram a localização das ocorrências de movimentos de massas. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada complexo

geológico. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências registradas em cada um dos complexos.

A Figura 22 apresenta, em coordenadas log-log, a distribuição das condições de precipitação (E,D) que resultaram em movimentos de massa para os três complexos geológicos principais, juntamente com as respectivas curvas de limiar de 5% de probabilidade de excedência e suas bandas de incerteza de 95%. Uma análise visual das curvas de limiar revela que o Supergrupo Minas (L5 SGM) consistentemente exibe o limiar mais baixo, sugerindo uma maior suscetibilidade à deflagração de movimentos de massas sob condições de precipitação menos severas em comparação com os outros dois complexos geológicos. Os limiares para o Complexo Belo Horizonte - Agm (L5 AGM) e o Complexo Belo Horizonte - Gng/MI (L5 GNG,ML) apresentam um comportamento mais próximo, com o L5 AGM iniciando com valores ligeiramente mais elevados para durações curtas, mas sendo cruzado pelo L5 GNG,ML em durações mais longas, indicando uma relação mais complexa entre estas duas unidades. Esta observação é corroborada pelos testes estatísticos apresentados na Tabela 5. A comparação entre o L5 GNG,ML e o L5 AGM não revelou diferença estatisticamente significativa (Teste de Wilcoxon-Mann-Whitney, $p = 3,64E-01$, NS).

Em contraste, o L5 SGM mostrou-se estatisticamente diferente tanto do L5 GNG,ML ($p = 4,23E-08$, ****) quanto do L5 AGM ($p = 3,50E-04$, ***), confirmando sua menor exigência pluviométrica para a deflagração dos movimentos de massas (Tabela 5). Embora estatisticamente significativas, as magnitudes dessas diferenças, avaliadas pelo tamanho do efeito 'r', foram classificadas como pequenas ($r = 0,15$ para L5 GNG,ML vs L5 SGM; e $r = 0,10$ para L5 AGM vs L5 SGM), indicando que, apesar da distinção clara, a influência isolada da geologia explica uma porção relativamente modesta da variabilidade nos limiares de precipitação entre estes grupos. As bandas de incerteza, que representam os intervalos de confiança de 95% para cada limiar, refletem essas relações: o limiar L5 SGM permanece distintamente separado dos outros dois, embora o L5 GNG,ML se aproxime em durações mais longas (Figura 22). Em contraste, as bandas de incerteza para L5 AGM e L5 GNG,ML exibem sobreposição considerável, sendo que para chuvas com duração de 3 dias os resultados de ambos são semelhantes, o que é consistente com a ausência de diferença estatística entre estes dois limiares. A incerteza associada ao limiar L5 SGM é notavelmente menor, conforme indicado pelos valores inferiores de $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$ (Tabela

4) e pela banda de incerteza mais estreita na (Figura 22) o que é consistente com o maior número de eventos válidos (N=1288) utilizados na sua determinação. Isso sugere uma maior robustez para este limiar em comparação com os definidos para L5 GNG,ML (N=423) e L5 AGM (N=697).

A necessidade de incorporar as características geológicas na definição de critérios para sistemas de alerta de movimentos de massa é fortemente corroborada por estudos em diferentes contextos (Deng et al., 2022; Vennari et al., 2014; Maturidi et al., 2021). Lee et al. (2022), ao investigarem a influência de três grandes domínios geológicos (gnaisse, granito e rochas sedimentares) sobre os limiares de intensidade-duração (ID) na Coreia do Sul, demonstraram que encostas em rochas sedimentares eram significativamente mais suscetíveis, sendo deflagradas por condições de chuva menos intensas em comparação com aquelas em gnaisse e granito. Esta diferenciação nos gatilhos pluviométricos levou os autores a concluir que a consideração das condições geológicas é crucial para aprimorar a eficácia dos sistemas de alerta baseados em chuva naquele país, evitando que limiares generalistas subestimem o risco em áreas geologicamente mais frágeis. Tal conclusão reforça a relevância da abordagem estratificada por geologia adotada no presente estudo para Belo Horizonte, onde a identificação do Supergrupo Minas como a unidade mais crítica, com limiares ED distintamente mais baixos, sublinha o potencial para o desenvolvimento de alertas mais precisos e espacialmente adaptados, otimizando a gestão de riscos em um ambiente urbano geologicamente heterogêneo.

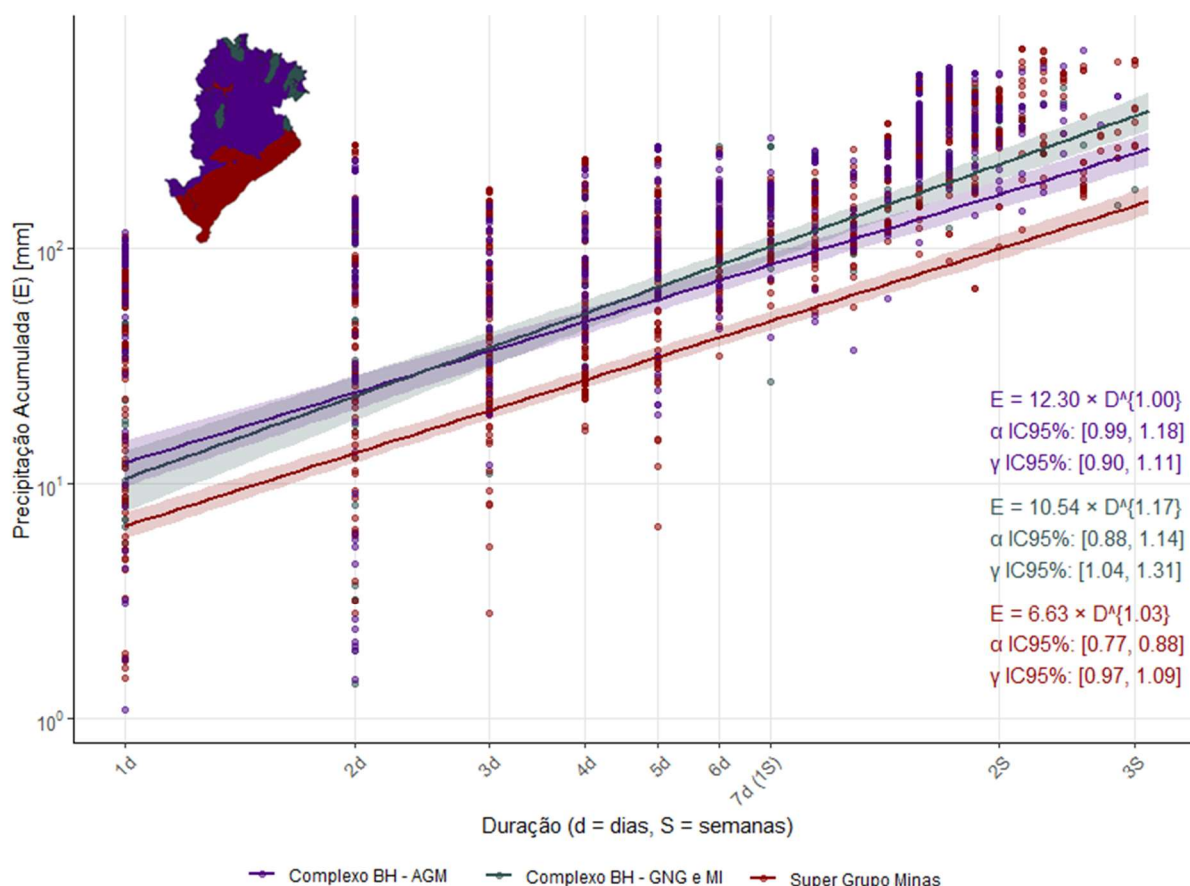


Figura 22 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para os complexos geológicos: Supergrupo Minas (SGM, pontos e limiar na cor vermelha), o Complexo Belo Horizonte - AGM (CBH-AGM, pontos e limiar na cor roxa) e o Complexo Belo Horizonte – GNG,ML (CBH- GNG, ML, pontos e limiar na cor verde). As linhas coloridas representam os limiares com 5% de probabilidade de excedência (L5 SGM, L5 AGM, L5 GNG,ML). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada complexo geológico. O detalhe da área de estudo mostra a distribuição dos complexos geológicos.

5.3.2. Classes de declividade

A influência da declividade do terreno nos limiares de precipitação (E,D) foi investigada através da estratificação da área de estudo em três categorias principais, definidas com base em sua relevância para a estabilidade de encostas e na legislação municipal: Classe 1 ($<16,7^\circ$ ou $<30\%$), Classe 2 ($16,7^\circ$ a $25,2^\circ$ ou 30% a 47%) e Classe 3 ($>25,2^\circ$ ou $>47\%$). A Figura 23 exhibe a distribuição espacial dessas classes na área urbana de Belo Horizonte, a localização dos eventos de movimento de massa e a proporção de área correspondente a cada categoria. Para cada uma dessas classes de declividade, foram calculados limiares de chuva específicos (E,D), cujos

parâmetros e respectivas incertezas estão detalhados na Tabela 4. Esta análise estratificada visa quantificar como o gradiente topográfico influencia as condições de chuva necessárias para a deflagração de movimentos de massa.

A análise da distribuição espacial e das ocorrências (Figura 23 e Tabela 4) revela que a Classe 1 (declividades <30%) é predominante, cobrindo 88,9% da área total do município (294,59 km²) e registrando 58,0% do total de eventos de movimento de massa, o que resulta em uma densidade de 4,74 eventos/km². Embora as Classes 2 (30% a 47%) e 3 (>47%) ocupem extensões territoriais menores, com 8,7% (28,89 km²) e 2,3% (7,72 km²) da área respectivamente, elas demonstram uma concentração de eventos notavelmente superior quando normalizada pela área. A Classe 2 apresenta uma densidade de 26,72 eventos/km², correspondendo a 32,1% das ocorrências, enquanto a Classe 3, a mais íngreme, exibe a maior densidade de todas, com 31,09 eventos/km², apesar de contabilizar 10,0% do total de eventos. Este gradiente crescente na densidade de eventos com o aumento da declividade evidencia, como esperado, a forte influência do ângulo da encosta na predisposição à ocorrência de movimentos de massa, em que terrenos mais inclinados são intrinsecamente mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massas.

A distribuição espacial dos movimentos de massa em relação às classes de declividade, conforme visualizado na Figura 23, complementa a análise de densidade. Embora as ocorrências na Classe 1 (<30%) estejam amplamente distribuídas por toda a extensão desta categoria dominante, nota-se uma tendência de concentração dos eventos das Classes 2 (30% a 47%) e 3 (>47%) em áreas específicas do município. Estas áreas mais íngremes, frequentemente associadas às bordas de planaltos, encostas de vales mais encaixados ou regiões com maior dissecação do relevo, como observado na porção sudeste e em setores localizados da região leste e noroeste, atuam como zonas preferenciais para a deflagração de deslizamentos. Esta concentração espacial, mesmo em classes de menor extensão territorial, sugere que a declividade, como fator intrínseco do terreno, exerce um controle primário na localização das instabilidades, podendo ser potencializada pela interação com outros fatores, como as características geológicas ou o tipo de intervenção antrópica.

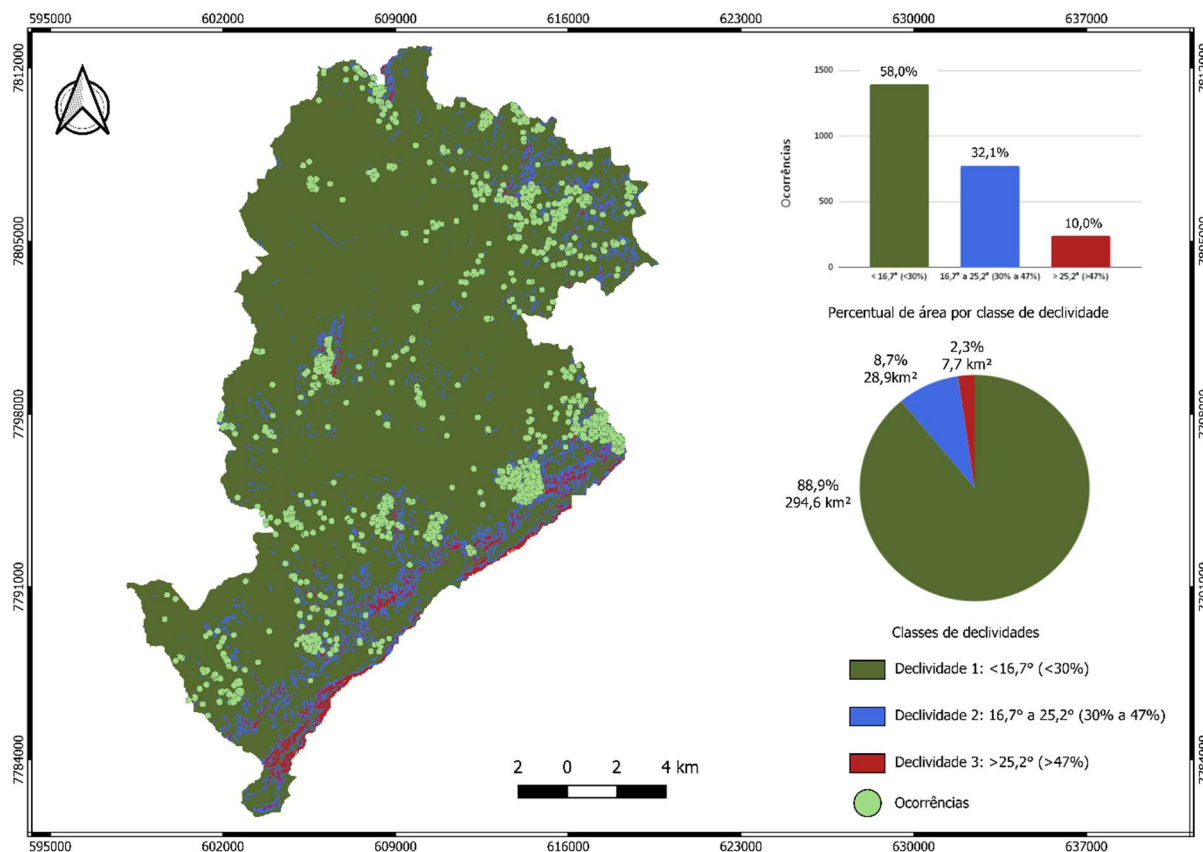


Figura 23 - Mapa de classes de declividade da área urbana de Belo Horizonte. Classe 1: <16,7° (<30%); Classe 2: 16,7° a 25,2° (30% a 47%); Classe 3: >25,2° (>47%). Os pontos verdes mostram a localização das ocorrências de movimentos de massa. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada classe de declividade. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências de movimentos de massa registradas em cada uma das classes.

A Figura 24 apresenta os limiares de chuva (E,D) para as três classes de declividade, sobrepostos aos respectivos eventos desencadeadores. Uma análise visual das curvas de limiar de 5% de probabilidade de excedência indica que o limiar para a Classe 1 (L5 D1) situa-se ligeiramente acima dos limiares para a Classe 2 (L5 D2) e Classe 3 (L5 D3) para durações menores que uma semana, após esse período o limiar para a Classe 3 (L5 D3) ultrapassa e segue acima dos demais. No entanto, as bandas de incerteza para os três limiares mostram uma sobreposição considerável ao longo de toda a faixa de duração analisada. Esta observação visual é consistente com os resultados dos testes estatísticos (Tabela 5), que não indicaram diferenças estatisticamente significativas entre nenhuma das classes de declividade (Teste de Wilcoxon-Mann-Whitney, $p > 0,05$, NS para todas as comparações par a par). A ausência de distinção estatística sugere que, embora a densidade de ocorrências aumente com a declividade, os limiares de chuva para a deflagração dos eventos não

variam significativamente entre as classes de gradiente topográfico definidas neste estudo para a área urbana de Belo Horizonte.

É importante notar que a robustez dos limiares varia entre as classes: a Classe 3 (>47%, N=240) exibe a maior incerteza, refletida em valores superiores de $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$ (Tabela 4) e uma banda de confiança visivelmente mais ampla (Figura 24), quando comparada às Classes 1 (N=1396) e 2 (N=772). Esta menor precisão estatística, decorrente do número reduzido de eventos, impõe cautela na aplicação direta do limiar L5D3 para fins preditivos. Embora a Classe 3 apresente a maior densidade de ocorrências, caracterizando-a como uma zona de alta propensão a movimentos de massa, a variabilidade associada ao seu limiar de chuva sugere a necessidade de mais dados para refinar sua estimativa em estudos futuros, ainda que seu reconhecido alto risco já demande atenção prioritária para planejamento e prevenção.

Com isso, avalia-se que a ausência de diferenças estatisticamente significativas nos limiares ED entre as três classes de declividade, contrastando com o claro aumento da densidade de eventos conforme o gradiente se acentua, configura um resultado relevante. Tal cenário sugere que, embora encostas mais íngremes sejam intrinsecamente mais suscetíveis à instabilidade, as condições pluviométricas críticas para a deflagração podem não variar substancialmente nas faixas de declividades urbanas estudadas. Isso pode indicar que, uma vez atingido certo grau de inclinação que torna a encosta suscetível a deslizamentos, outros fatores locais – como propriedades geotécnicas, cobertura vegetal ou alterações antrópicas – podem se tornar preponderantes na modulação do limiar, fazendo com que a resposta ao gatilho pluviométrico seja mais fortemente influenciada por essas condições sobrepostas do que pelo gradiente topográfico isoladamente.

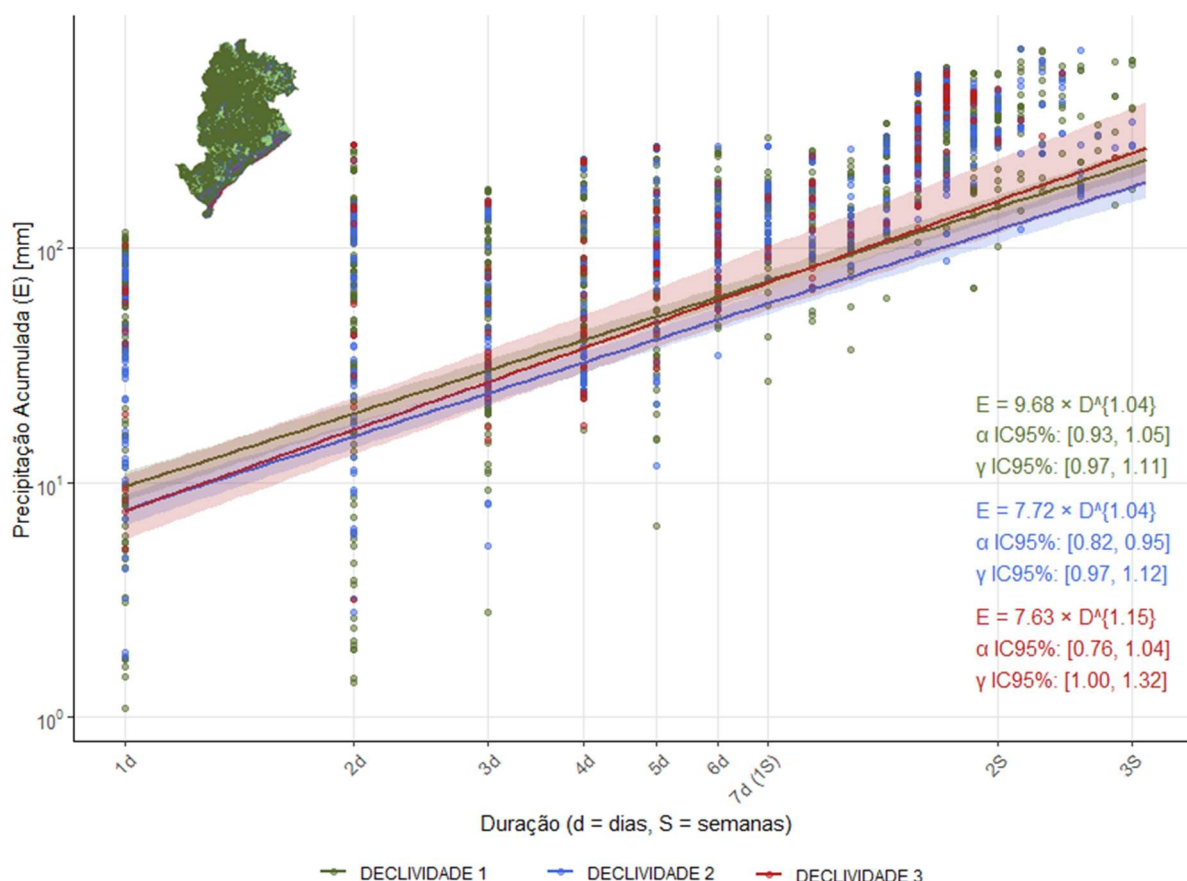


Figura 24 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E, D) na área urbana de Belo Horizonte para as classes de declividade: Classe 1 ($<16,7^\circ$ ou $<30\%$, pontos e limiar na cor verde), Classe 2 ($16,7^\circ$ a $25,2^\circ$ ou 30% a 47% , pontos e limiar na cor azul) e Classe 3 ($>25,2^\circ$ ou $>47\%$, pontos e limiar na cor vermelha). As linhas coloridas representam os limiares de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5 D1, L5 D2, L5 D3). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada classe de declividade.

A adoção de um limiar único para toda a área urbana poderia subestimar o risco em zonas específicas de maior vulnerabilidade, como as identificadas neste estudo. A definição do nível de probabilidade de excedência operacional deve ser cuidadosamente avaliada pelos gestores públicos em função dos riscos aceitáveis e das taxas de falsos alarmes, os percentuais de variação aqui demonstrados quantificam a magnitude com que as condições críticas de chuva podem ser antecipadas em diferentes contextos, permitindo a emissão de alertas mais precisos e direcionados.

6. CONCLUSÕES

Este estudo realizou a modelagem dos dados diários de precipitação em Belo Horizonte – MG na área urbana de Belo Horizonte, considerando o período entre 2012 e 2022. Verificou-se que o método de interpolação de dados de pluviometria FRK capturou melhor a variabilidade espacial dos dados, enquanto a Krigagem Simples suavizou os valores preditos, o que pode esconder a real característica da área.

O cálculo dos erros RMSE e o MAE, realizados para os pontos onde estão localizadas as estações, indicou que não existe diferença significativa entre as precisões obtidas pelos dois interpoladores. Já as incertezas foram calculadas para toda a área de estudo, por meio da variância de Krigagem, que foi aplicada pixel a pixel. O método FRK obteve valores menores de incerteza do que a Krigagem Simples e apresentou resultados adequados mesmo para as áreas onde não existiam dados observados.

Com base no cálculo das incertezas, na localização dos eventos de movimentos de massas e na orientação das vertentes identificou-se as principais áreas nas quais é necessário melhorar o monitoramento ou medidas de controle, prioritariamente instalando pluviômetros nas seguintes regiões: Norte, Nordeste, a parte sul do Barreiro e a parte noroeste da Pampulha.

Sequencialmente, este estudo estabeleceu, de forma sistemática para a área urbana de Belo Horizonte – MG, limiares de precipitação acumulada-duração (E,D) para a deflagração de movimentos de massa, utilizando um catálogo de 2622 eventos ocorridos entre 2012 e 2022 e aplicando o método frequentista com quantificação de incertezas via bootstrapping. Foram definidos limiares gerais para a área de estudo em múltiplos níveis de probabilidade de excedência (5%, 10%, 20%, 30%, 40% e 50%), revelando uma consistência no expoente de duração ($\gamma \approx 1,05$) e variações no intercepto (α) que governam os diferentes patamares críticos de chuva. Estes limiares gerais, dada à expressiva base de dados, apresentaram baixa incerteza, conferindo-lhes boa robustez e utilidade como referência fundamental para a região. Destacou-se a importância da avaliação criteriosa dos gestores públicos para definição do nível de probabilidade de excedência operacional. Os percentuais de variação demonstrados quantificam a magnitude com que as condições críticas de chuva

podem ser antecipadas em diferentes contextos, permitindo a emissão de alertas mais precisos e direcionados.

A análise estratificada dos limiares ED em função de fatores condicionantes demonstrou a influência significativa da geologia, enquanto as classes de declividade, apesar de influenciarem a densidade de ocorrências, não resultaram em limiares estatisticamente distintos entre si. O Supergrupo Minas (SM) apresentou o limiar de chuva mais baixo e estatisticamente diferente dos demais complexos geológicos (CBH-Agm e CBH-Gng/MI), para o nível de probabilidade de excedência de 5%, indicando maior suscetibilidade à deflagração por eventos de chuva menos severos, o que ressalta a importância crucial da estratificação para identificar cenários de vulnerabilidade acentuada.

As diferenças e similaridades encontradas nos limiares, bem como as variações na densidade de eventos, refletem a complexa interação entre as características naturais do terreno (geologia, topografia) e as modificações impostas pelo processo de urbanização. O estudo também destacou as limitações inerentes ao período de análise de uma década, que pode não capturar eventos de chuva de longos períodos de retorno, e as incertezas associadas ao registro de ocorrências. No entanto, mesmo com essas ressalvas, os limiares desenvolvidos representam um avanço substancial no conhecimento sobre os gatilhos pluviométricos para movimentos de massa em Belo Horizonte, superando a escassez de estudos anteriores baseados em dados tão extensos para a área.

Espera-se que os resultados aqui apresentados contribuam para a gestão de riscos de desastres na área de estudo. A análise de limiares gerais e, especificamente, os limiares estratificados por condicionantes, oferecem subsídios técnicos para o desenvolvimento e aprimoramento de sistemas de alerta precoce mais eficazes e espacialmente diferenciados. Adicionalmente, a identificação de áreas com limiares mais baixos, como aquelas sobre o Supergrupo Minas e, particularmente, as Vilas/Favelas neste domínio, pode orientar o direcionamento prioritário de medidas de mitigação e planejamento urbano.

A maior limitação e dificuldade de aplicação dos métodos sem dúvida foi a restrição computacional, especialmente para grandes conjuntos de dados, como é o

caso do estudo. A utilização de modelos complexos em alta resolução, além de demandar tempo para conclusão de cada análise implicou em maior capacidade de armazenamento de dados. Essas características tornaram principalmente o método FRK computacionalmente intensivo, bem como para o cálculo dos limiares.

Sugere-se, para trabalhos futuros, a análise da influência da precipitação antecedente em diferentes janelas temporais, uma abordagem que se mostrou relevante em outros contextos. A investigação de limiares sazonais específicos para Belo Horizonte, considerando as distintas características pluviométricas das estações chuvosa e seca, também representaria um avanço significativo, potencialmente refinando ainda mais a precisão dos sistemas de alerta, já que as condições de saturação existentes durante o período chuvoso são distintas daquelas existentes no período seco. Outras direções incluem a contínua atualização e expansão do catálogo de eventos para aumentar a robustez dos limiares, especialmente para subconjuntos de dados com menor número de ocorrências; a incorporação de outros fatores condicionantes, como características detalhadas do solo, tipologia específica dos movimentos de massa e a influência da cobertura vegetal, bem como uma análise mais aprofundada dos impactos de eventos climáticos extremos e das tendências associadas às mudanças climáticas; e, por fim, uma melhoria (com aumento da escala de mapeamento) e atualização da carta de uso do solo e de declividade da área urbana de BH.

REFERENCES

- ABREU, M. L. DE. CLIMATOLOGIA DA ESTAÇÃO CHUVOSA DE MINAS GERAIS: DE NIMER (1977) À ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL. **Geonomos**, v. 6, n. 2, p. 17–22, 1998.
- AHRENS, C. D.; SAMSON, P. J. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. 9. ed. Belmont, CA: Brooks/Cole, Cengage Learning, 2011.
- ALEOTTI, P. A warning system for rainfall-induced shallow failures. **Engineering Geology**, v. 73, n. 3–4, p. 247–265, 1 jun. 2004.
- ALMEIDA, et al. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos no Município de Petrópolis, RJ. In: **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, 7, Poços de Caldas, 1993. Anais, 2:129 – 133. 1993.
- ALTHUWAYNEE, O. F.; PRADHAN, B.; AHMAD, N. Estimation of rainfall threshold and its use in landslide hazard mapping of Kuala Lumpur metropolitan and surrounding areas. **Landslides**, v. 12, n. 5, p. 861–875, 2015.
- BAI, S. et al. Analysis of the relationship of landslide occurrence with rainfall: A case study of Wudu County, China. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 7, n. 4, p. 1277–1285, 2014.
- BELL, R. et al. Modelling and web processing of early warning. **Landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modeling**. France, p. 249–252, 2009.
- BENEDETTI, A. I. et al. Modello statistico per la previsione operative dei fenomeni franosi nella regione Emilia-Romagna. **Italian Journal of Geosciences**, v. 124, n. 2, p. 333–344, 2005.
- BLANCO, K. et al. Daily dataset of precipitation and temperature in the Department of Cauca, Colombia. **Data in Brief**, p. 109542, 2023. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S235234092300642X>. Acesso em: 7 set. 2023.
- Bonnard CH, Noverraz F. Influence of climate change on large landslides: assessment of long term movements and trends. In: *Proceedings of the International Conference on Landslides causes impact and countermeasures*. Gluckauf, Essen, Davos, pp 121–138, 2001.
- BORRELLI, L.; CIURLEO, M.; GULLÀ, G. Shallow landslide susceptibility assessment in granitic rocks using GIS-based statistical methods: the contribution of the weathering grade map. **Landslides**, v. 15, n. 6, p. 1127–1142, 2018.
- Brasil, Ministério da Integração e do Desenvolvimento Regional, Secretaria de Proteção e Defesa Civil; Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Estudos e Pesquisas em Engenharia e Defesa Civil (2023) Atlas digital de desastres no Brasil. MIDR, Brasília. <https://atlas.mdr.gov.br/>. Acesso em 11 de junho de 2025.

BROOKS, S. M. et al. Towards Establishing Climatic Thresholds for Slope Instability: Use of a Physically-based Combined Soil Hydrology-slope Stability Model. **Pure and Applied Geophysics**, v. 161, n. 4, p. 881–905, 2004.

BRUNETTI, M. T. et al. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. **Natural Hazards and Earth System Science**, v. 10, n. 3, p. 447–458, 2010. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-447-2010>

CAINE, N. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. **Geografiska Annaler**, v. 62A, n. 1/2, p. 23–27, 1980.

CAJAZEIRO, J. M. D. **ANÁLISE DA SUSCEPTIBILIDADE À FORMAÇÃO DE INUNDAÇÕES NAS BACIAS E ÁREAS DE CONTRIBUIÇÃO DO RIBEIRÃO ARRUDAS E CÓRREGO DA ONÇA EM TERMOS DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E IMPERMEABILIZAÇÃO**. Belo Horizonte: UFMG, 2012.

CALVELLO, M. et al. The Rio de Janeiro early warning system for rainfall-induced landslides: Analysis of performance for the years 2010-2013. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v. 12, p. 3–15, 1 jun. 2015.

CAMPBELL, R. H. Debris flows originating from soil slips during rainstorms in Southern California. **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 7, n. 4, p. 339–349, 1 nov. 1974.

CAMPOS, L. D. C. **Proposta de Reanálise de Risco Geológico- Geotécnico de Escorregamentos em Belo Horizonte - MG**. Belo Horizonte -MG: UFMG, 2011.

CAPOBIANCO V, CHOI CE, CROSTA G, NADIM F, WINTER MG. Effective landslide risk management in era of climate change, demographic change, and evolving societal priorities. **Landslides**. 2025. <https://doi.org/10.1007/s10346-024-02418-2>

CARMO, E. J. do; RODRIGUES, D. D.; SANTOS, G. R. dos. AVALIAÇÃO DOS INTERPOLADORES KRIGAGEM E TOPO TO RASTER PARA GERAÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO A PARTIR DE UM “AS BUILT”. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 21, n. 4, p. 674–690, 2015. Disponível em: <http://www.scielo.br/j/bcg/a/n83ZY5DP8gmwxKRpVVZ6NHj/?lang=pt>. Acesso em: 7 maio 2023.

CARVALHO, E. T. DE. **Geologia urbana para todos: uma visão de Belo Horizonte**. 2a ed. Belo Horizonte. v. 1

CASTÁN BROTO, V. Urban Governance and the Politics of Climate change. **World Development**, v. 93, p. 1–15, 2017.

CASTRO, J. M. G., Pluviosidade e Movimentos de Massa nas Encostas de Ouro Preto / MG. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 2006.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America : A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27–40, 2012. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.012>.

CHEN, S. C.; HUANG, B. T. Non-structural mitigation programs for sediment-related disasters after the Chichi Earthquake in Taiwan. **Journal of Mountain Science**, 2010 7:3, v. 7, n. 3, p. 291–300, 29 jul. 2010.

CHOU, S. C. et al. Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, n. December, p. 512–525, 2014.

CNM. (2023). Danos e Prejuízos causados por desastres no Brasil entre 2013 a 2023. Confederação Nacional de Municípios, 61.
<https://cnm.org.br/biblioteca/exibe/4943>

COPPOLA, L. *et al.* Pre-failure suction-induced deformation to inform early warning of shallow landslides: Proof of concept at slope model scale. **Engineering Geology**, v. 309, p. 106834, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106834>

CORTEZ, B. N. *et al.*, Modeling and spatio-temporal prediction rainfall data applied to mass movements in Belo Horizonte, Minas Gerais – Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 159:105524, 2025.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105524>

CORTEZ, B. N. *et al.* Nonstationary extreme precipitation in Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 67, n. 9, p. 1372–1383, 2022. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626667.2022.2075267>.

Cremen, G., Galasso, C. & Zuccolo, E. Investigating the potential effectiveness of earthquake early warning across Europe. **Nature Communications** 13, 639, 2022.
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-27807-2>

CRESSIE, N.; JOHANNESSON, G. Fixed Rank Kriging for Very Large Spatial Data Sets. **Journal of the Royal Statistical Society Series B: Statistical Methodology**, v. 70, n. 1, p. 209–226, 2008. Disponível em: <https://academic.oup.com/jrsssb/article/70/1/209/7109391>. Acesso em: 1 jun. 2023.

CROSTA, G. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. **Environmental Geology**, 1998 35:2, v. 35, n. 2, p. 131–145, 1998.

CROZIER, M. J. The climate-landslide couple: A Southern Hemisphere perspective. **Paleoclimate Research**, p. 333–354, 1997.

CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. Landslide Types and Processes. **Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report.**, v. 247, p. 36–75, 1996.

DAHAL, R. K.; HASEGAWA, S. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. **Geomorphology**, v. 100, n. 3–4, p. 429–443, 2008.

DALAGNOL, R. *et al.* Extreme rainfall and its impacts in the Brazilian Minas Gerais state in January 2020: Can we blame climate change?. **Climate Resilience and Sustainability**, v. 1, n. 1, p. e15, 2022. Disponível em: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/cli2.15>.

Deng RS, Liu HL, Zheng X, Zhang Q, Liu W, Chen LL. Towards establishing empirical rainfall thresholds for shallow landslides in Guangzhou, Guangdong Province, China. **Water** 14(23):3914, 2022. <https://doi.org/10.3390/w14233914>

DI BIAGIO, E.; KJEKSTAD, O. Early warning, instrumentation and monitoring landslides. **2nd Regional Training Course, RECLAIM II, 29th January–3rd February, 2007.**

Satyaningsih, R., Jetten, V., Ettema, J. *et al.* Dynamic rainfall thresholds for landslide early warning in Progo Catchment, Java, Indonesia. **Nat Hazards** **119**, 2133–2158 (2023). <https://doi.org/10.1007/s11069-023-06208-2>

EFRON, B. Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife BT - Breakthroughs in Statistics: Methodology and Distribution. *In*: KOTZ, S.; JOHNSON, N. L. (org.). New York, NY: Springer New York, 1992. p. 569–593. *E-book*. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-1-4612-4380-9_41.

EFRON, B.; TIBSHIRANI, R. J. **An introduction to the bootstrap.** CRC press, 1994.

EHRlich, M. *et al.* Triggering factors and critical thresholds for landslides in Rio de Janeiro-RJ, Brazil. **Natural Hazards**, v. 107, n. 1, p. 937–952, 2021.

ELBACHÁ, A.T. *et al.* Tentativa de correlação entre precipitação e deslizamentos na cidade de Salvador”. *In*: **Anais da 1ª Conferência Brasileira sobre estabilidade de Encostas (1ª COBRAE)** v.2, pp. 647-656, Rio de Janeiro, Brasil, 1992.

EPA (2006) Data quality assessment: statistical methods for practitioners. EPA QA/G-9S, EPA/240/B-06/003. U.S. Environmental Protection Agency. <https://www.epa.gov/quality>. Acesso em 11 de junho de 2025.

FATHANI, T. F.; KARNAWATI, D.; WILOPO, W. An integrated methodology to develop a standard for landslide early warning systems. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 16, n. 9, p. 2123–2135, 2016. Disponível em: <https://nhess.copernicus.org/articles/16/2123/2016/>.

FEIJÓ R. L. *et al.* Chuvas e Movimentos de Massa no Município do Rio de Janeiro. *In*: **Anais da 3a Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas (3a COBRAE)**, p. 223-230 - Rio de Janeiro, Brasil, 2001.

FERNANDES, N. F. & AMARAL, C. P. 1996. Movimentos de massa: uma abordagem geológico geomorfológica. *In*: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (org) Geomorfologia e Meio Ambiente. Bertrand, Rio de Janeiro. p. 123-194.

FERREIRA, I. O. *et al.* IN BATHYMETRIC SURFACES: IDW OR KRIGING?. **Boletim de Ciências Geodésicas**, [s. l.], v. 23, n. 3, p. 493–508, 2017. Disponível em: <http://www.scielo.br/j/bcg/a/Gjzs3fjFXwQX6C7QTgxcWVQ/?lang=en>. Acesso em: 7 maio 2023.

FERREIRA, I. O.; DOMINGOS, R. D.; SANTOS, G. R. **Coleta, Processamento e Análise de dados batimétricos:** Novas edições acadêmicas, 2015.

FERREIRA, Í. O.; SANTOS, G. R. dos; RODRIGUES, D. D. Estudo Sobre a Utilização Adequada Da Krigagem Na Representação Computacional De Superfícies Batimétricas. **Revista Brasileira de Cartografia**, [s. l.], v. 65, n. 5, p. 831–842, 2013.

FERREIRA, R. G. *et al.* Geostatistical modeling and traditional approaches for streamflow regionalization in a Brazilian Southeast watershed. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 108, p. 103355, 2021. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981121002029>.

FLORIS, M. *et al.* Modelling of Landslide-Triggering Factors - A Case Study in the Northern Apennines, Italy. v. 104p. 745–753, 2004.

FLORIS, M.; BOZZANO, F. Evaluation of landslide reactivation: A modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides. **Geomorphology**, v. 94, n. 1–2, p. 40–57, 1 fev. 2008.

FONSECA, I.; CAVALCANTI, A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27–40, 2012.

GARCIA-URQUIA, E. Establishing rainfall frequency contour lines as thresholds for rainfall-induced landslides in Tegucigalpa, Honduras, 1980–2005. **Natural Hazards**, v. 82, n. 3, p. 2107–2132, 2016.

GARSCHAGEN, M. Decentralizing urban disaster risk management in a centralized system? Agendas, actors and contentions in Vietnam. **Habitat International**, , v. 52, p. 43–49, 2016.

GERMAIN, D.; ROY, S.; JOSE TEIXERA GUERRA, A. Empirical Rainfall Thresholds for Landslide Occurrence in Serra do Mar, Angra dos Reis, Brazil. **Landslides**, v. 37, p. 1–24, 2021.

GERSCOVICH M. S., D. **Estabilidade de taludes**. 2ªed. São Paulo: [s. n.], 2016.

GGRD, G. G. de R. e D.-. PLANO DE CONTIGÊNCIA PARA ENFRENTAMENTO DE DESASTRES EM BELO HORIZONTE - 2024/2025. 2024.

GIACOM, G. *et al.* ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE MÉTODOS INTERPOLADORES DE MODELOS DE SUPERFÍCIES. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 66, n. 6, p. 1315–1329, 2014.

GIANNECCHINI, R. Rainfall triggering soil slips in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy). **Advances in Geosciences**, v. 2, p. 21–24, 2005.

Gomes FCM, Zaidan RT, Rocha CHB (2022) Análise comparativa entre a aplicação de métodos de interpolação, para a geração de modelos digitais de elevação. *Rev Bras Geogr Fís* 15(5):2448–2462. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v15.5.p2448-2462>

GOMES, F. C. M.; ZAIDAN, R. T.; ROCHA, C. H. B. Análise comparativa entre a aplicação de métodos de interpolação, para a geração de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 15, n. 5, p. 2448–2462, 2022. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgf/article/view/253224>.

GÓMEZ, D. *et al.* Landslides forecasting using satellite rainfall estimations and machine learning in the Colombian Andean region. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 125, p. 104293, 2023.

GOOVAERTS, P. **Geostatistics for natural resources evaluation**. Oxford University

Press on Demand, 1997.

Gross, J., & Ligges, U. (2015). nortest: Tests for Normality (R package version 1.0-4). [CRAN](https://cran.r-project.org/web/packages/nortest/index.html).

GUIDICINI, G. & NIEBLE, C. M. 1984. Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação. São Paulo: 2a ed. Edgard Blücher,. 194p.

Guzzetti F, Peruccacci S, Rossi M, Stark CP. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: An update. **Landslides** 5(1):3–17, 2008. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0112-1>

GUZZETTI, F. *et al.* Geographical landslide early warning systems. **Earth-Science Reviews**, v. 200, p. 102973, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102973>

GUZZETTI, F. *et al.* Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. **Engineering Geology**, v. 73, n. 3–4, p. 229–245, 2004.

GUZZETTI, F. *et al.* Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 98, n. 3–4, p. 239–267, 2007. <https://doi.org/10.1007/s00703-007-0262-7>

HADER, P. R. P.; REIS, F. A. G. V.; PEIXOTO, A. S. P. Landslide risk assessment considering socionatural factors: methodology and application to Cubatão municipality, São Paulo, Brazil. **Springer Netherlands**, 2022-. ISSN 15730840.v. 110 Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04991-4>.

HAMMOND, M. J. *et al.* **Urban flood impact assessment : A state-of-the-art review**. v. 9006, 2015.

HAQUE, U. *et al.* Fatal landslides in Europe. **Landslides**, v. 13, n. 6, p. 1545–1554, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0689-3>.

HERNÁNDEZ-MORENO, G.; ALCÁNTARA-AYALA, I. Landslide risk perception in Mexico: a research gate into public awareness and knowledge. **Landslides**, v. 14, n. 1, p. 351–371, 2017. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-016-0683-9>.

HOFSTRA, N. *et al.* Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 21, 2008.

Hollander M, Wolfe DA, Chicken E. **Nonparametric statistical methods**, 3rd ed. Wiley, New York, 2015.

HONG, Y.; ADLER, R. F. Predicting global landslide spatiotemporal distribution: Integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates. **International Journal of Sediment Research**, v. 23, n. 3, p. 249–257, 1 set. 2008.

IADANZA, C.; TRIGILA, A.; NAPOLITANO, F. Identification and characterization of rainfall events responsible for triggering of debris flows and shallow landslides. **Journal of Hydrology**, v. 541, p. 230–245, 2016.

IBGE- Área territorial brasileira 2020. Rio de Janeiro: IBGE, 2021. Disponível em <https://ibge.gov.br/cidades-e-estados/mg/belo-horizonte.html>. Acesso em 15 de abril de 2022. (2021).

IBGE- Diretoria de Pesquisas, Coordenação de População e Indicadores Sociais, Estimativas da população residente com data de referência 1 de julho de 2020. Disponível em <https://ibge.gov.br/cidades-e-estados/mg/belo-horizonte.html>. Acesso em 15 de abril de 2022. (2020).

IBGE- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Suscetibilidade a Deslizamentos do Brasil: Primeira aproximação**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro.(2019).

IBGE- Modelo digital de elevação | Modelo Digital. Rio de Janeiro: IBGE, 2024. Disponível em https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html?caminho=cartas_e_mapas/mapas_municipais/colecao_de_mapas_municipais/2022/MG/. Acesso em 15 de janeiro de 2025.

IBSEN, M. L.; CASAGLI, N. Rainfall patterns and related landslide incidence in the Porretta-Vergato region, Italy. **Landslides**, v. 1, n. 2, p. 143–150, 24 jun. 2004.

IDE, F. S., MACEDO, E. S. Investigação da relação chuva e escorregamento no município de Campinas (SP). In: **Anais do 11º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental**, Florianópolis, Santa Catarina, 2005.

INMET. Normais Climatológicas do Brasil 1991 2020. Brasília/DF, Brasil.

INTRIERI, E. *et al.* Brief communication “Landslide Early Warning System: toolbox and general concepts”. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, n. 1, p. 85–90, 2013. Disponível em: <https://nhess.copernicus.org/articles/13/85/2013/>.

INTRIERI, E. *et al.* Design and implementation of a landslide early warning system. **Engineering Geology**, v. 147–148, p. 124–136, 2012.

IPCC, 2012. Gerenciando os riscos de eventos extremos e desastres para promover a adaptação às mudanças climáticas. Um Relatório Especial dos Grupos de Trabalho I e II do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor e P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, NY, EUA, 582 pp, 2012.

IPCC, 2022: Mudança Climática 2022: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade. Contribuição do Grupo de Trabalho II ao Sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas [H.-O. Pörtner, DC Roberts, M. Tignor, ES Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, NY, EUA, 3056 pp., doi: 10.1017/9781009325844.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied geostatistics**: Oxford university press New York, 1989. v. 561

IVERSON, R. M. Landslide triggering by rain infiltration. **Water Resources Research**, v. 36, n. 7, p. 1897–1910, 1 jul. 2000.

JAKOB, M.; WEATHERLY, H. A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. **Geomorphology**, v. 54, n. 3–4, p. 137–156, 2003.

KANUNGO, D. P.; SHARMA, S. Rainfall thresholds for prediction of shallow landslides around Chamoli-Joshimath region, Garhwal Himalayas, India. **Landslides**, v. 11, n. 4, p. 629–638, 2014.

Kassambara, A. rstatix: Pipe-Friendly Framework for Basic Statistical Tests. R package version 0.7.2, 2023. Disponível em : <https://rpkgs.datanovia.com/rstatix/>.

Kumar, V., Ranjan, D., & Verma, K. S. (2021). Global climate change: the loop between cause and impact (pp. 187–211). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822928-6.00002-2>

LACERDA, W. A.; COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M. Slope safety preparedness for impact of climate change: Technical report on landslide related disasters in Brazil. London, UK: **Taylor & Francis Group**, 2017.

LAGOMARSINO, D. et al. Updating and tuning a regional-scale landslide early warning system. **Landslides**, v. 10, n. 1, p. 91–97, 2013.

LAINAS, S.; SABATAKAKIS, N.; KOUKIS, G. Rainfall thresholds for possible landslide initiation in wildfire-affected areas of western Greece. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 75, n. 3, p. 883–896, 2016.

Lee JU, Cho YC, Kim M, Jang SJ, Lee J, Kim S. The effects of different geological conditions on landslide-triggering rainfall conditions in South Korea. **Water** 14:2051, 2022. <https://doi.org/10.3390/w14132051>

LI, C. et al. The power-law relationship between landslide occurrence and rainfall level. **Geomorphology**, v. 130, n. 3–4, p. 221–229, 2011.

LI, Y.; MO, P. A unified landslide classification system for loess slopes: A critical review. **Geomorphology**, v. 340, p. 67–83, 2019.

Lima KC, Gandu AW, Souza EP. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Meteorol. Atmos. Phys.** 109(1–2):121–135, 2010.

LIMA, J. DE. **Elaboração de Mapa de Susceptibilidade ao Risco Geotécnico na Comunidade da Rocinha com utilização de Modelo Probabilístico e Ferramenta Geoestatística**. Rio de Janeiro: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Engenharia, 2017.

LIMA, K. C. et al. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. p. 121–135, 2010.

LUO, W.; LIU, C. C. Innovative landslide susceptibility mapping supported by geomorphon and geographical detector methods. **Landslides**, v. 15, n. 3, p. 465–474, 2018.

LYRA, A. et al. Climate change projections over three metropolitan regions in Southeast Brazil using the non-hydrostatic Eta regional climate model at 5-km resolution. **Theor Appl Climatol**, v. 132, p. 663–682, 2018.

MA, C. et al. Characteristics of clustering debris flows in Wenchuan earthquake zone. **Journal of Mountain Science**, 2013 10:6, v. 10, n. 6, p. 953–961, 23 nov. 2013.

Maciej Tomczak and Ewa Tomczak. The need to report effect size estimates revisited. An overview of some recommended measures of effect size. *Trends in Sport Sciences*. 2014;

MAGALHÃES FILHO, L. C. DE A. **ILHA DE CALOR URBANA, METODOLOGIA PARA MENSURAÇÃO: Belo Horizonte, uma análise exploratória**. Belo Horizonte: Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, 2006.

MARCHI, L.; ARATTANO, M.; DEGANUTTI, A. M. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). **Geomorphology**, v. 46, n. 1–2, p. 1–17, 2002.

MARCUZZO, F. F. N.; DE ANDRADE, L. R.; MELO, D. C. R. Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso (Interpolation Methods in Mathematics of Rainfall Mapping of the State of Mato Grosso). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 4, p. 793–804, 2011. Disponível em: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/232714>. Acesso em: 4 jun. 2023.

Marengo JA, Cunha APMA, Cuartas LA, Alvala RCS, Alves LM, Tomasella J. Flash floods and landslides in the city of Recife, Northeast Brazil after heavy rain on May 25–28, 2022: Causes, impacts, and disaster preparedness. **Weather Clim Extremes** 39:100545, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100545>

MARENGO, J. A. **Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI**. 2a ed ed. Brasília/DF, Brasil.

MARTELLONI, G. et al. Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale. **Landslides**, v. 9, n. 4, p. 485–495, 4 dez. 2012.

MATEOS, R. M. et al. Integration of landslide hazard into urban planning across Europe. **Landscape and Urban Planning**, v. 196, p. 103740, 2020.

Maturidi AMAM, Kasim N, Abu Taib K, Wan Azahar WNA, Tajuddin HBA . Empirically based rainfall threshold for landslides occurrence in Peninsular Malaysia. **KSCE J Civ Eng** 25(12):4552–4566, 2021. <https://doi.org/10.1007/s12205-021-1586-4>

MCPHILLIPS, L. E. et al. Defining Extreme Events: A Cross-Disciplinary Review. **Earth's Future**, v. 6, p. 441–455, 2018.

MELILLO, M. et al. An algorithm for the objective reconstruction of rainfall events responsible for landslides. **Landslides**, v. 12, n. 2, p. 311–320, 2015.

MELILLO, M. et al. Rainfall thresholds for the possible landslide occurrence in Sicily (Southern Italy) based on the automatic reconstruction of rainfall events. **Landslides**, v. 13, n. 1, p. 165–172, 1 fev. 2016.

MENDONÇA, M. B. DE; GONZALEZ, F. C. G.; DA SILVA COELHO, G. V. Likelihood of landslide occurrences for definition of rainfall thresholds applied to the Quitandinha river basin, Petrópolis, Brazil. **Landslides**, v. 18, n. 2, p. 583–593, 2021.

MILLY, P. C. D. et al. Stationarity Is Dead : Whither Water Management ? **Science-Climate Change**, v. 319, n. March 2014, 2008.

MONTRASIO, L.; VALENTINO, R.; LOSI, G. L. Shallow landslides triggered by rainfalls: Modeling of some case histories in the Reggiano Apennine (Emilia Romagna Region, Northern Italy). **Natural Hazards**, v. 60, n. 3, p. 1231–1254, 23 fev. 2012.

MORAES, O. L. L. de. Proposing a metric to evaluate early warning system applicable to hydrometeorological disasters in Brazil. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v. 87, p. 103579, 2023. <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2023.103579>

NAKAZAWA, V. A. & CERRI, L. E. S. 1990. Os escorregamentos ocorridos em Petrópolis, RJ, em fevereiro de 1988: ações emergenciais. In: Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano, 1, São Paulo, 1990. Anais... ABGE, São Paulo. p. 325-333.

NGUYEN, H.; CRESSIE, N.; BRAVERMAN, A. Spatial statistical data fusion for remote sensing applications. **Journal of the American Statistical Association**, v. 107, n. 499, p. 1004–1018, 2012.

NICU, I. C. Application of analytic hierarchy process, frequency ratio, and statistical index to landslide susceptibility: an approach to endangered cultural heritage. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 3, p. 1–16, 2018.

NIKOLOPOULOS, E. I. *et al.* Estimation of debris flow triggering rainfall: Influence of rain gauge density and interpolation methods. **Geomorphology**, v. 243, p. 40–50, 2015.

NIKOLOPOULOS, E. I. *et al.* Impact of uncertainty in rainfall estimation on the identification of rainfall thresholds for debris flow occurrence. **Geomorphology**, v. 221, p. 286–297, 2014.

NUNES, A. DE A. et al. Intensity-duration-frequency curves in the municipality of Belo Horizonte from the perspective of non-stationarity. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 26, p. 1–14, 2021.

NUNES, A. J. C. et al. 1990. Contribuição ao conhecimento do risco geológico da cidade de Petrópolis, RJ. In: **Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano**, 1, São Paulo, 1990. Anais. ABGE, São Paulo. p. 102-114.

P.J. Ribeiro Jr., P.J. Diggle geoR: a package for geostatistical data analysis using the R software R. News, 1 pp. 15-18, 2001.

PALENZUELA, J. A. et al. Assessing critical rainfall thresholds for landslide triggering by generating additional information from a reduced database: an approach with examples from the Betic Cordillera (Spain). **Natural Hazards**, v. 84, n. 1, p. 185–212, 2016.

Parizzi MG. Riscos geológicos e hidrológicos no município de Belo Horizonte, MG. **Revista da ABGE**, 11, 1–11, 2021. Disponível em: (PDF) RISCOS GEOLÓGICOS E HIDROLÓGICOS NO MUNICÍPIO DE BELO HORIZONTE, MG GEOLOGICAL AND HYDROLOGICAL RISKS IN BELO HORIZONTE, MG.

Parizzi MG, Ramos CG, Gomes RA, Nogueira FLC. Correlações entre chuvas e movimentos de massa no município de Belo Horizonte, MG. **Rev. Geografias** 6(2):49–68, 2010.

PARIZZI, M. G. et al. Processos de movimentos de massa em Belo Horizonte, MG. **Rev Geografias** 7(1):58–87, 2011. Disponível em: <http://www.cantacantos.com.br/revista/index.php/geografias/article/download/131/129>

PARIZZI, M. G. Condicionantes e mecanismos de ruptura em taludes da região Metropolitana de Belo Horizonte, MG. Tese (doutorado) – Universidade Federal de Ouro Preto, 2004. 213 pp. 2004.

PARIZZI, M. G. et al. Correlações entre chuvas e movimentos de massa no município de Belo Horizonte, MG. **Revista Geografias**, v. 6, n. 2, p. 49–68, 2010.

PARK, J. Y. et al. A regional-scale landslide early warning methodology applying statistical and physically based approaches in sequence. **Engineering Geology**, v. 260, p. 105193, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105193>

PATTON, F.D., HENDRON JR., A.J. General Report on “Mass Movements”. **International Congress of International Association of Engineering Geology**, São Paulo, Brazil, Proceedings. V-GR.57., 1974.

PECORARO, G.; CALVELLO, M.; PICIULLO, L. Monitoring strategies for local landslide early warning systems. **Landslides**, v. 16, n. 2, p. 213–231, 2019. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-018-1068-z>.

PEREIRA, G. W. et al. Soil mapping for precision agriculture using support vector machines combined with inverse distance weighting. **Precision Agriculture**, v. 23, n. 4, p. 1189–1204, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11119-022-09880-9>.

PEREIRA, L. C. et al. Construction of multidimensional geomechanical models with IDW and using R language. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103775, 2022.

PERES, D. J. et al. Influence of uncertain identification of triggering rainfall on the assessment of landslide early warning thresholds. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 633–646, 1 mar. 2018.

PERUCCACCI, S. et al. Lithological and seasonal control on rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy. **Geomorphology**, v. 139–140, p. 79–90, 15 fev. 2012. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.005>

PETLEY, D. Global patterns of loss of life from landslides. **Geology**, v. 40, n. 10, p. 927–930, 2012. Disponível em: <http://www.landslidecentre.org/database.htm>.

PETRUCCI, O. Landslide Fatality Occurrence: A Systematic Review of Research Published between January 2010 and March 2022. **Sustainability**, Vol. 14, Page 9346, v. 14, n. 15, p. 9346, 2022. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2071-1050/14/15/9346/htm>.

Picarelli L, Lacasse S, Ho KKS. The impact of climate change on landslide hazard and risk. In: Sassa K et al (eds) **Understanding and reducing landslide disaster risk: Volume 1 Sendai Landslide Partnerships and Kyoto Landslide Commitment**. Springer, Cham, pp 131–141, 2021. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60196-6_6

PICIULLO, L. et al. Definition and performance of a threshold-based regional early warning model for rainfall-induced landslides. **Landslides**, v. 14, n. 3, p. 995–1008, 1 jun. 2017.

PICIULLO, L.; CALVELLO, M.; CEPEDA, J. M. Territorial early warning systems for rainfall-induced landslides. **Earth-Science Reviews**, v. 179, p. 228–247, 2018.

POSNER, A. J.; GEORGAKAKOS, K. P. Soil moisture and precipitation thresholds for real-time landslide prediction in El Salvador. **Landslides**, v. 12, n. 6, p. 1179–1196, 1 dez. 2015.

Prefeitura de Belo Horizonte (2025) Vilas e favelas. Belo Horizonte. <https://prefeitura.pbh.gov.br/urbel/vilas-e-favelas>. Acesso em 11 junho 2025

RAN, Q.-H. et al. Physically-based approach to analyze rainfall-triggered landslide using hydraulic gradient as slide direction. *J Zhejiang Univ-Sci A (Appl Phys & Eng)*, v. 13, n. 12, p. 943–957, 2012.

Reboita MS, Gan MA, Rocha RP, Da Silva NF, Nobre CA (2010) Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Rev Bras Meteorol** 25(2):185–204. <https://www.scielo.br/j/rbmet/a/yhrG5QPXhBCkZXcGKgyzWvf/?lang=pt>.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/rbmet/a/yhrG5QPXhBCkZXcGKgyzWvf/?lang=pt>. Acesso em: 21 maio 2023.

REICHENBACH, P. et al. Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy). **Environmental Geology** 1998 35:2, v. 35, n. 2, p. 146–159, ago. 1998.

Reis, R.J. e Simões, T.K. MG Tempo – PUC Minas: Período chuvoso em Belo Horizonte 2006 / 2007. Relatório do Convênio MG - Tempo PUC Minas/PBH, 34p. 2007

Ribeiro, C. M., Mól, C. R. F. Avaliação das mudanças climáticas em Belo Horizonte: análise dos parâmetros temperatura e precipitação. Anais do Simpósio sobre a

situação ambiental e qualidade de vida na Região Metropolitana de Belo Horizonte – MG, Belo Horizonte, v.1, p. 67-77. 1985.

Santo A, Massaro L. Landslide monitoring and maintenance plan along infrastructure: the example of the Maratea major rockfall (Southern Italy). **Landslides** 22:975–987, 2025. <https://doi.org/10.1007/s10346-024-02409-3>

SANTOS, G. R. dos *et al.* KRIGAGEM SIMPLES versus KRIGAGEM UNIVERSAL: QUAL O PREDITOR MAIS PRECISO?. **ENERGIA NA AGRICULTURA**, v. 26, n. 2, p. 49–55, 2011. Disponível em: <https://revistas.fca.unesp.br/index.php/energia/article/view/209>.

Scott DW Multivariate density estimation: theory, practice, and visualization. John Wiley & Sons, 2015.

Segoni S, Piciullo L, Gariano SL. Uma revisão da literatura recente sobre limiares de precipitação para a ocorrência de deslizamentos. **Landslides** 15:1483–1501, 2018. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0966-4>

SEGONI, S. *et al.* Analysing the relationship between rainfalls and landslides to define a mosaic of triggering thresholds for regional-scale warning systems. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 9, p. 2637–2648, 2014a.

SEGONI, S. *et al.* Landslides triggered by rainfall: A semi-automated procedure to define consistent intensity–duration thresholds. **Computers & Geosciences**, v. 63, p. 123–131, 1 fev. 2014b.

SEGONI, S.; PICIULLO, L.; GARIANO, S. L. A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. **Landslides**, v. 15, n. 8, p. 1483–1501, 2018.

SEKULIĆ, A. *et al.* Random forest spatial interpolation. **Remote Sensing**, v. 12, n. 10, p. 1–29, 2020.

SELBY, M.J. Hillslope Materials and Processes. Oxford: 2ed. Oxford University Press, Oxford, 451p, 1993.

SHI, T.; CRESSIE, N. Global statistical analysis of MISR aerosol data: a massive data product from NASA's Terra satellite. **Environmetrics**, [s. l.], v. 18, n. 7, p. 665–680, 2007. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/env.864>.

Silverman BW . Density estimation for statistics and data analysis. Routledge, 2018.

SILVESTRE, M. R.; FLORES, E. F.; SANT' ANNA NETO, J. L. Geoestatística aplicada à espacialização da precipitação. **Revista Formação (ONLINE)**, v. 3, n. January, p. 317–338, 2016.

SINGH, K.; KUMAR, V. Limites de chuva que desencadeiam deslizamentos de terra : uma revisão. **Meio Ambiente Sustentável e Infraestrutura**, v. 90, p. 455–464, 2021.

SONG, Z. *et al.* A two-stage Kriging estimation variance reduction method for efficient time-variant reliability-based design optimization. **Reliability Engineering & System Safety**, v. 237, p. 109339, 2023. Disponível em:

<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0951832023002533>.

SONG, Z. *et al.* An estimation variance reduction-guided adaptive Kriging method for efficient time-variant structural reliability analysis. **Mechanical Systems and Signal Processing**, v. 178, p. 109322, 2022.

STALEY, D. M. *et al.* Objective definition of rainfall intensity-duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. **Landslides**, v. 10, n. 5, p. 547–562, 1 out. 2013.

TATIZANA, C. *et al.* Análise de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos – Serra do Mar, Município de Cubatão In: **Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, v. 2, pp. 225-236, ABGE, São Paulo (SP), Brasil, 1987a.

TATIZANA, C. *et al.* Modelamento numérico da análise de correlação entre Chuvas e Escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar. In: **Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, v. 2, pp. 237-248, ABGE, São Paulo (SP), Brasil, 1987b.

TERRANOVA, O. G. *et al.* GASAKe: Forecasting landslide activations by a genetic-algorithms-based hydrological model. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 7, p. 1955–1978, 7 jul. 2015.

TIRANTI, D.; RABUFFETTI, D. Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for an operational warning system implementation. **Landslides**, v. 7, n. 4, p. 471–481, 17 dez. 2010.

TOMINAGA, L. K. **Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP**. São Paulo: Universidade de São Paulo faculdade de filosofia, letras e ciências humanas departamento de geografia, 2007.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo. 3a ed.

TULER, M. DE O. **Estudo De Movimentos De Massa Gravitacionais No Município De Belo Horizonte, Mg**. Viçosa - MG: Universidade Federal de Viçosa, 2009.

UNDRR. **Sendai Framework Terminologia sobre Redução de Risco de Desastres | UNDRR**. 2023. Disponível em: <https://www.undrr.org/terminology>. Acesso em: 27 abr. 2023.

UNISDR. Pesquisa Global de Sistemas de Alerta Precoce: Uma Avaliação das Capacidades, Lacunas e Oportunidades para a Construção de um Sistema Global Abrangente de Alerta Precoce para Todos os Riscos Naturais. 2006. Disponível em: <chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcgiclfindmkaj/https://www.unisdr.org/2006/ppew/info-resources/ewc3/Global-Survey-of-Early-Warning-Systems.pdf>.

Valenzuela P, Zêzere JL, Domínguez-Cuesta MJ *et al* (2019) Empirical rainfall thresholds for the triggering of landslides in Asturias (NW Spain). *Landslides* 16:1285–1300. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01170-2>

VALLET, A. et al. A multi-dimensional statistical rainfall threshold for deep landslides based on groundwater recharge and support vector machines. **Natural Hazards**, v. 84, n. 2, p. 821–849, 2016.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. 2. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: INMET, 2005.

VARNES, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: SCHUSTER & KRIZEK (eds.). *Landslides: analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington DC. p. 11-33.

VARNES, D. J. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 23, n. 1, p. 13–14, 1984.

Venables WN, Ripley BD (2013) *Modern applied statistics with S-PLUS*. Springer Science & Business Media

Vennari C, Gariano SL, Antronico L, Brunetti MT, Iovine G, Peruccacci S, Terranova OG, Guzzetti F. Rainfall thresholds for shallow landslide occurrence in Calabria, southern Italy. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, 14(2):317–330, 2014. <https://doi.org/10.5194/NHESS-14-317-2014>

Viena. R: uma linguagem e ambiente para computação estatística R. **Foundation for Statistical Computing**, (2019)

Wallemacq P, UNISDR, CRED. **Economic losses, poverty and disasters 1998-2017**. 2018

Wang Haizhi, Qingli Zeng, Bing Xu et al. Rainfall thresholds of the debris flows based on various rainfall intensity types in Beijing, PREPRINT (Version 1) available at **Research Square**, 2021. [<https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-342133/v1>]

WEBSTER, R. Is soil variation random?. **Geoderma**, v. 97, n. 3–4, p. 149–163, 2000.

WEBSTER, R.; OLIVER, M. A. Local Estimation or Prediction: Kriging. In: **GEOSTATISTICS FOR ENVIRONMENTAL SCIENTISTS**. p. 37–46. 2007. *E-book*. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/9780470517277.ch8>.

WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A.; CAMPBELL, R. H. Debris-flow hazards in the Blue Ridge of central Virginia. **Environmental & Engineering Geoscience**, v. 6, n. 1, p. 3–23, 1 fev. 2000.

Wilson RC, Mark RK, Barbato G. Operação de um sistema de alerta em tempo real para fluxos de detritos na área da baía de São Francisco, Califórnia, Engenharia Hidráulica, ASCE, Divisão de Hidráulica, ASCE, São Francisco, Califórnia, pp. 1908–1913, 1993.

WONG, D. W. S. Interpolation: Inverse-Distance Weighting. **International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology**, p. 1–7, 2017. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/9781118786352.wbieg0066>.

XIAO, T. et al. Spatial prediction of landslide susceptibility using GIS-based statistical and machine learning models in Wanzhou County, Three Gorges Reservoir, China. **Acta Geochimica**, v. 38, n. 5, p. 654–669, 2 out. 2019.

YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B. Geoestatística: conceitos e aplicações. 2013.

Yang, H., Wei, F., Ma, Z. et al. Limiar de precipitação para atividade de deslizamentos em Dazhou, sudoeste da China. **Landslides** 17 , 61–77 ,2020. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01270-z>

YAO, W. et al. Time-dependent slope stability during intense rainfall with stratified soil water content. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 78, n. 7, p. 4805–4819, 1 out. 2019.

ZAMMIT-MANGION, A.; CRESSIE, N. FRK: An R Package for Spatial and Spatio-Temporal Prediction with Large Datasets. **Journal of Statistical Software**, v. 98, p. 1–48, 2021. Disponível em: <https://www.jstatsoft.org/index.php/jss/article/view/v098i04>. Acesso em: 1 maio 2023.

Zar JH. **Biostatistical Analysis**. 5th ed. 2000.

ZILLI, M. T. et al. A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. v. 2279, p. 2269–2279, 2017.

APÊNDICE A

Além dos condicionantes naturais, a dinâmica de uso e ocupação do solo em Belo Horizonte impõe uma camada adicional de complexidade e preocupação à análise da suscetibilidade a movimentos de massa. A cidade possui 336 assentamentos classificados como de interesse social, os quais abrigam aproximadamente 480 mil habitantes, representando cerca de 20% da população total do município (PREFEITURA DE BELO HORIZONTE, 2025), estes assentamentos totalizam cerca de 154 mil domicílios, conforme dados consolidados após o novo Plano Diretor (Lei 11.181/2019). O processo de urbanização da cidade, conforme detalhado por Tuler (2009), resultou nesta paisagem heterogênea, onde áreas de ocupação formal coexistem com estas extensas áreas de interesse social, frequentemente estabelecidas em encostas e terrenos originalmente marginais ou com restrições geotécnicas. Esta significativa parcela da população vivendo em assentamentos com características urbanísticas e infraestruturais particulares implica diferentes graus de intervenção antrópica no terreno – como cortes, aterros e alterações nos sistemas de drenagem – que podem modificar substancialmente a estabilidade natural das encostas. De fato, Cortez et al. (2025), utilizando o mesmo banco de dados de ocorrências deste estudo, observaram que, ao avaliar a distribuição espaço-temporal das chuvas e dos movimentos de massa, mesmo regiões com menores índices pluviométricos podem apresentar uma alta incidência de eventos, sugerindo que as características da ocupação e outros fatores locais desempenham um papel crucial. Portanto, a estratificação dos limiares de chuva (ED) em função do padrão de uso e ocupação do solo, distinguindo estas áreas de interesse social, torna-se fundamental para investigar como este proeminente fator antrópico modula a resposta do terreno aos eventos pluviométricos.

Os dados espaciais correspondentes à Carta do Padrão de Uso e Ocupação do Solo (Figura 9) foram obtidos em formato shapefile e se refere à ocupação existente em 2009, portanto, desatualizada com atual ocupação. A partir deste, foi realizada uma reclassificação para gerar duas categorias principais de análise: (1) áreas identificadas como "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais" e (2) as áreas de zoneamento restantes do município, que englobam as demais classificações de uso e ocupação. Cada evento de movimento de massa foi, então, espacialmente cruzado

com este mapa de uso e ocupação do solo reclassificado, utilizando ferramentas de SIG, para determinar se a ocorrência se localizava dentro de uma área classificada como "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais" ou não. A subsequente análise dos limiares de chuva (ED) para estes dois subconjuntos permitirá avaliar o papel deste fator condicionante antrópico na modulação da resposta das encostas aos eventos pluviométricos.

A influência do padrão de uso e ocupação antrópico sobre os limiares de precipitação (E,D) foi avaliada considerando duas categorias principais: áreas classificadas como "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais" e as "Demais Zonas de Ocupação" do município. A Figura A1 apresenta a distribuição espacial destas categorias e a sobreposição dos eventos de movimento de massa. Embora as "Demais Zonas de Ocupação" cubram a vasta maioria do território municipal (95,9%; 317,7 km²), as áreas de "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais", que ocupam apenas 4,1% da área total (13,49 km²), concentram uma proporção notavelmente elevada de movimentos de massa, correspondendo a 43,1% de todos os eventos registrados (Figura A1 - Histograma). Esta concentração resulta em uma densidade de ocorrências drasticamente superior em Vilas/Favelas, atingindo 76,87 eventos/km², em nítido contraste com a densidade de 4,32 eventos/km² observada nas "Demais Zonas de Ocupação" (Tabela A 1). Tal disparidade evidencia a acentuada vulnerabilidade e a maior propensão à instabilidade em áreas de ocupação informal e/ou com maior precariedade infra estrutural, cujos limiares de chuva (E,D) específicos estão detalhados na Tabela A 1.

RÓTULO	ANÁLISE	ÁREA EM (KM ²)	Nº DE EVENTOS VALIDOS	DENSIDADE DE EVENTOS POR ÁREA (EVENTOS/KM ²)	EQUAÇÃO DO LIMIAR	DURAÇÃO (DIAS)	PRECIPITAÇÃO (mm)	INCERTEZA	
								$\Delta\alpha$	$\Delta\gamma$
L5 NF	Áreas com outras zonas de ocupação	317,7	1371	4,32	$E = 9,92 (D^{1,07})$	$1 < D < 21$	$1,82 < E < 711$	0,13	0,13
L5 F	Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais	13,49	1037	76,87	$E = 7,15 (D^{1,01})$	$1 < D < 21$	$1,48 < E < 599$	0,13	0,15
L5 SM+F	Super Grupo Minas + Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais	7,37	679	92,13	$E = 5,81 (D^{1,04})$	$1 < D < 21$	$1,48 < E < 566$	0,13	0,18

Tabela A 1- Limiares de precipitação ED para o possível início de ocorrência de movimentos de massas em Belo Horizonte – MG, para o condicionante de uso e ocupação do solo. Rótulo: Identificação das equações dos limiares. Análise: condicionante para o condicionante de uso

e ocupação do solo. Área em KM². Número de eventos válidos. Densidade de eventos por área (eventos/km²). Equação do Limiar: D, duração da precipitação, em dias; E, precipitação acumulada do evento, em mm. Incerteza: incerteza associada ao intercepto α e à inclinação γ da curva do limiar.

Observa-se uma concentração dos pontos de ocorrência sobre as áreas mapeadas como "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais" (Figura A1). Embora estas áreas representem uma pequena fração do território municipal, a densidade visual de eventos sobre elas é marcadamente superior em comparação com as "Demais Zonas de Ocupação", onde os eventos se mostram mais dispersos. É particularmente notável a sobreposição de muitas dessas áreas de Vilas/Favelas com o domínio do Supergrupo Minas (SM), especialmente na porção sudeste da área de estudo. Esta correlação espacial sugere que a combinação da ocupação por assentamentos precários com as características intrínsecas do Supergrupo Minas – como sua diversidade litoestrutural e comportamento geotécnico complexo e sua elevada declividade – pode criar cenários de suscetibilidade particularmente elevada, explicando a alta incidência de movimentos de massa nessas zonas de interação.

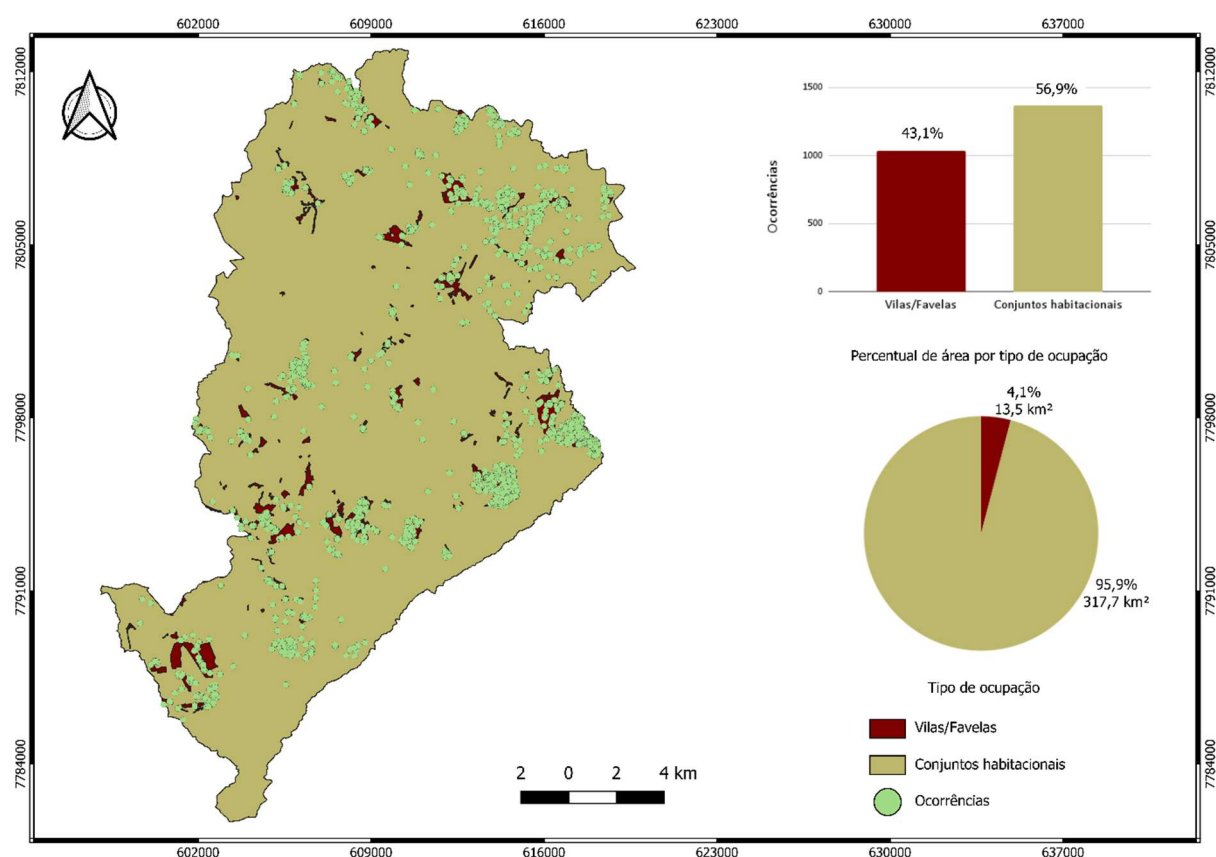


Figura A1 - Mapa do padrão de uso e ocupação do solo da área urbana de Belo Horizonte, categorizado em: (i) Áreas ocupadas por Vilas/Favelas e Conjuntos

Habitacionais e (ii) Demais zonas de ocupação do município. Os pontos verdes claros mostram a localização das ocorrências de movimentos de massa. O gráfico de pizza ilustra a extensão territorial e a porcentagem de área ocupada por cada categoria de uso e ocupação. O histograma apresenta o número e a proporção das ocorrências de movimentos de massa registradas em cada uma das categorias.

A Figura A2 ilustra os limiares de chuva (E,D) de 5% de probabilidade de excedência para as duas categorias de uso e ocupação do solo, sobrepostos aos respectivos eventos desencadeadores e acompanhados de suas bandas de incerteza de 95%. Uma análise visual da figura demonstra que o limiar para áreas de "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais" (L5 F) situa-se consistentemente abaixo do limiar para as "Demais Zonas de Ocupação" (L5 NF) ao longo de toda a faixa de duração dos eventos e mesmo considerando a variabilidade associada à ambas as formas de ocupação. Esta disposição sugere que menores volumes de precipitação acumulada são suficientes para deflagrar movimentos de massa em áreas de favela em comparação com as demais áreas urbanizadas. Esta distinção visual é confirmada pelos resultados dos testes estatísticos (Tabela A 2), que indicaram uma diferença estatisticamente significativa entre os dois limiares (Teste de Wilcoxon-Mann-Whitney, $p = 4,00E-03$, **). Apesar da significância estatística, a magnitude desta diferença, avaliada pelo tamanho do efeito 'r', foi classificada como pequena ($r = 0,08$), indicando que, embora real, a diferença nos limiares pluviométricos entre os dois tipos de ocupação é de magnitude modesta. Entretanto, em cenários em que a segurança de vidas e a integridade de bens estão em consideração, mesmo uma redução modesta no limiar de chuva necessário para deflagrar movimentos de massa pode implicar um aumento substancial na frequência com que condições críticas são atingidas, especialmente em áreas densamente povoadas e com infraestrutura vulnerável como as Vilas/Favelas. Portanto, esta diferença, ainda que de pequena magnitude estatística, possui implicações práticas consideráveis, justificando a adoção de critérios de alerta diferenciados e a intensificação de medidas preventivas nessas áreas.

As bandas de incerteza para os limiares L5 F e L5 NF, embora se aproximem, não apresentam sobreposição substancial em nenhuma faixa de duração, o que é consistente com a diferença estatística detectada. Em termos de robustez, ambos os limiares foram derivados de um número expressivo de eventos (L5 F, $N=1037$; L5 NF, $N=1371$), resultando em incertezas relativamente baixas nos parâmetros α e γ (Tabela

A 1), o que confere confiabilidade a esta distinção. Esses resultados reforçam a maior vulnerabilidade das áreas com características de assentamentos informais ou com infraestrutura urbanística menos consolidada, indicando que elas não apenas concentram mais eventos, mas também são mais suscetíveis à ocorrência de eventos deflagrados por condições de chuva menos intensas.

GRUPO 1	GRUPO 2	Nº DE EVENTOS VALIDOS		P-VALOR		TAMANHO DO EFEITO 'r'	
		G1	G2				
Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais	Áreas com outras zonas de ocupação	1037	1371	4,00E-03	**	0,08	PEQUENO

Tabela A 2- Resultados do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney para a comparação da dos limiares (E,D) entre pares de grupos definidos pelo uso e ocupação do solo. G1 e G2 referem-se ao número de eventos válidos em cada grupo comparado. P-valor indica a significância estatística da diferença (NS: Não Significativo $p < 0,05$). Tamanho do Efeito 'r' quantifica a magnitude da diferença, com sua respectiva interpretação.

A intensificação da suscetibilidade em áreas de "Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais", refletida nos limiares de chuva (E,D) mais baixos, está intimamente ligada às alterações antrópicas significativas nessas ocupações, como cortes e aterros, que modificam a topografia original e a estabilidade das encostas; alterações nos sistemas naturais de drenagem, que geram concentrações de fluxo; lançamento inadequado de efluentes e águas servidas no terreno; e a remoção da cobertura vegetal original. Tais modificações tendem a exacerbar a instabilidade natural das encostas, alterando a infiltração, aumentando a saturação do solo e reduzindo sua resistência ao cisalhamento. Esta observação encontra paralelo em outros contextos, como o estudo de Valenzuela et al. (2019) nas Astúrias, Espanha, que também destacou a relevância dos deslizamentos ocorridos em encostas artificiais ou modificadas pela ação humana. Tal constatação reforça a compreensão de que, em ambientes urbanos, o padrão de uso e ocupação do solo, especialmente quando envolve intervenções que desconsideram as características geotécnicas e geomorfológicas locais, pode se tornar um fator condicionante tão ou mais crítico que as próprias características naturais do terreno na deflagração de movimentos de massa. Nesse contexto, a constatação de maior vulnerabilidade, refletida em limiares pluviométricos mais baixos, reforça a necessidade de políticas públicas e intervenções de planejamento urbano e gestão de riscos especificamente direcionadas para essas

áreas. A identificação de gatilhos de chuva menos severos para estes locais é crucial para o desenvolvimento de sistemas de alerta precoce mais eficazes e adaptados, bem como para priorizar investimentos em obras de mitigação, melhorias estruturais e, em casos críticos, programas de reurbanização das áreas mais críticas.

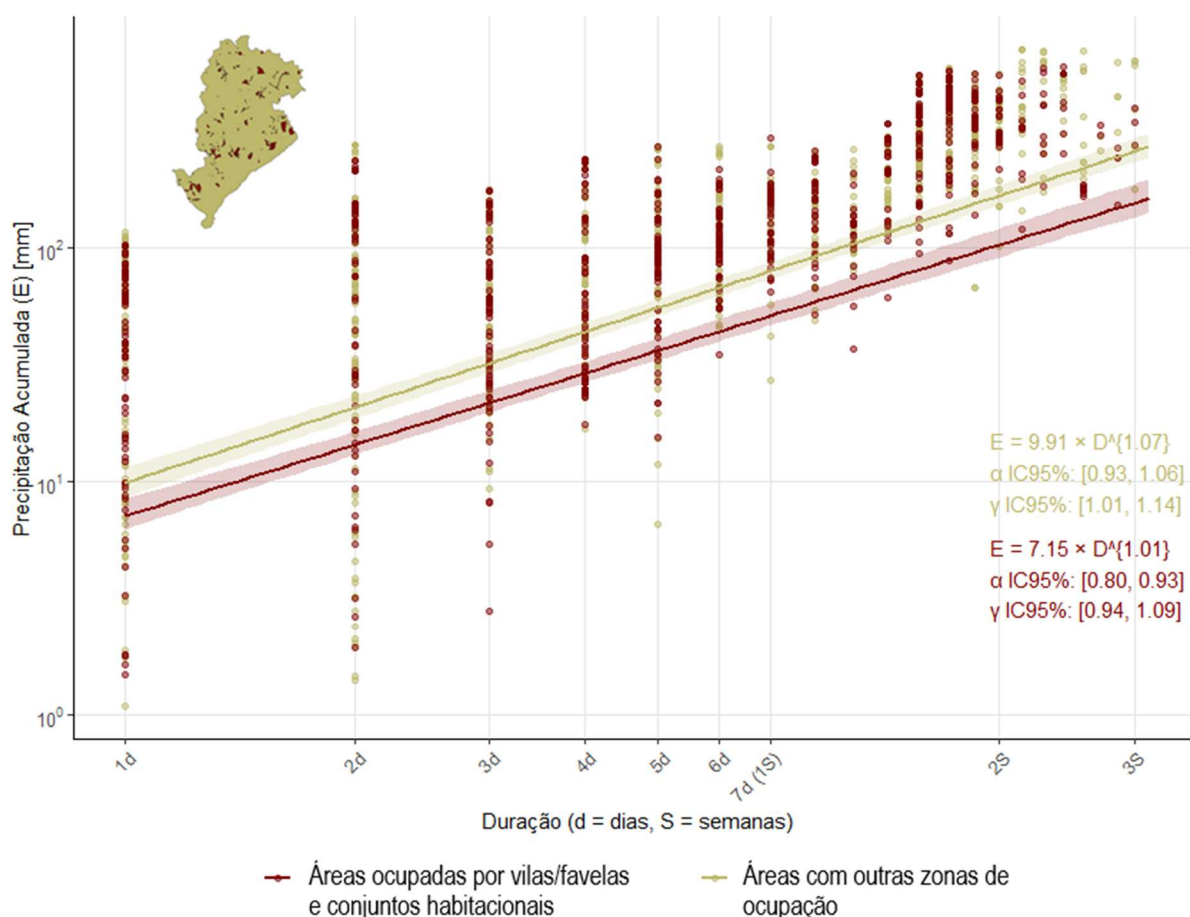


Figura A2 - Limiares de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para as categorias de uso e ocupação do solo: Áreas de Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais (pontos e limiar na cor vermelha) e Demais Zonas de Ocupação (pontos e limiar na cor verde). As linhas coloridas representam os limiares de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5F e L5NF, respectivamente). As áreas sombreadas adjacentes a cada linha de limiar indicam as respectivas bandas com nível de significância de 5%. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. As equações dos limiares e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados para cada categoria de uso e ocupação.

Considerando que as áreas ocupadas por Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais e o complexo geológico do Supergrupo Minas (SM) demonstraram influenciar significativamente os limiares de chuva (E,D) quando analisados isoladamente, elaborou-se uma análise estratificada adicional especificamente para os eventos que ocorreram simultaneamente nestes condicionantes. O objetivo desta

análise combinada foi determinar se a interação destes dois fatores – um antrópico e outro natural, ambos associados a uma maior suscetibilidade e/ou limiares mais baixos individualmente – resultaria em um limiar ED ainda mais crítico, refletindo um cenário de vulnerabilidade potencialmente acentuada.

A Figura A3 apresenta o limiar de chuva (E,D) de 5% de probabilidade de excedência e a respectiva banda de incerteza de 95% para o subconjunto de eventos das áreas de Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais situados no complexo do Supergrupo Minas (L5 SGM+F), sobreposto aos dados (E,D) correspondentes. A equação do limiar resultante, $E = 5,81D^{1,04}$ (), revela um intercepto ($\alpha = 5,81$) que é o menor entre todos os limiares individuais calculados para os condicionantes. Este valor de intercepto mais baixo sugere que, para eventos de curta duração, a combinação de ocupação em áreas de Vilas e Favela sobre o Supergrupo Minas requer a menor quantidade de chuva acumulada para a deflagração de movimentos de massa. O expoente γ (1,04) é similar aos observados para os limiares L5 F (1,01) e L5 SGM (1,03), indicando uma sensibilidade semelhante à duração do evento. O limiar L5 SGM+F foi derivado de um número considerável de eventos ($N=679$), o que confere boa robustez à análise, refletida em valores de incerteza para $\Delta\alpha$ e $\Delta\gamma$ comparáveis aos dos limiares individuais mais robustos (Tabela A 1). Essa avaliação quantifica a intensificação do risco em áreas onde a vulnerabilidade social e as fragilidades geotécnicas intrínsecas do terreno se sobrepõem, resultando em condições de chuva menos severas para ocorrências de movimentos de massas.

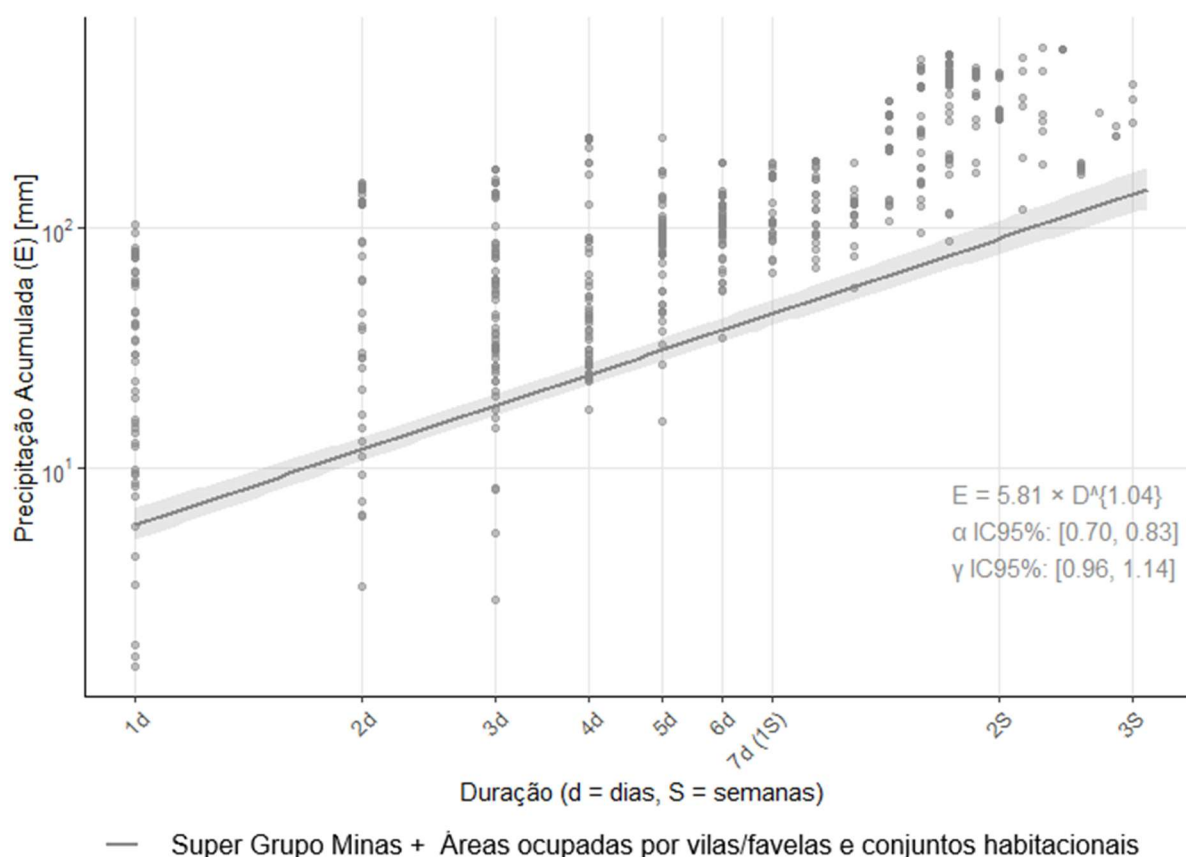


Figura A3 - Limiar de chuva de eventos acumulados (E,D) na área urbana de Belo Horizonte para ocorrências de movimentos de massa em áreas classificadas simultaneamente como Vilas/Favelas e Conjuntos Habitacionais e sobre o complexo geológico do Supergrupo Minas. A linha cinza representa o limiar de lei de potência de 5% de probabilidade de excedência (L5 SGM+F). A área sombreada adjacente à linha de limiar indica a respectiva banda com nível de significância de 5%. Os pontos cinza representam os eventos (E,D) utilizados nesta análise combinada. Os dados são apresentados em coordenadas log-log. A equação do limiar e os intervalos de confiança de 95% para os parâmetros α e γ são mostrados.

Além da discussão sobre os níveis de excedência para um limiar geral, a análise estratificada por fatores condicionantes revela variações significativas que podem refinar a precisão de um sistema de alerta. Para ilustrar de forma prática as implicações das diferenças encontradas nos limiares ED de 5% de probabilidade de excedência, a Tabela A 3 apresenta os valores de precipitação acumulada (E) calculada para durações de 1, 2 e 3 dias, especificamente para os limiares que se mostraram estatisticamente distintos em relação ao limiar geral da área de estudo (L5). Observa-se que o limiar para áreas de Vilas/Favelas (L5 F) requer aproximadamente 22% menos chuva acumulada em comparação com o limiar geral (L5) para as mesmas durações. De forma ainda mais expressiva, o limiar para o Supergrupo Minas (L5 SGM) indica a necessidade de cerca de 26% menos

precipitação. A combinação mais crítica, áreas de Vilas/Favelas sobre o Supergrupo Minas (L5 SGM+F), demonstra a maior redução, exigindo aproximadamente 34% menos chuva acumulada do que o limiar geral para deflagrar movimentos de massa. Estas diferenças percentuais, calculadas para um nível de excedência de 5% – considerado conservador – ressaltam a importância de se considerar limiares estratificados na concepção de sistemas de alerta precoce.

RÓTULO	ANÁLISE	EQUAÇÃO DO LIMIAR	E (mm) (D = 1 dia)	E (mm) (D = 2 dia)	E (mm) (D = 3 dia)
L5	Área de estudo - Belo Horizonte - MG	$E = 8,76 (D^{1,05})$	8,76	18,14	27,76
L5 F	Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais	$E = 7,15 (D^{1,01})$	7,15	14,40	21,69
L5 SGM	Super Grupo Minas	$E = 6,63 (D^{1,03})$	6,63	13,54	20,56
L5 SGM+F	Super Grupo Minas + Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais	$E = 5,81 (D^{1,04})$	5,81	11,95	18,21

Tabela A 3 - Valores de precipitação acumulada (E, em mm) para durações de evento de 1, 2 e 3 dias, calculados a partir das equações dos limiares ED de 5% de probabilidade de excedência para a área de estudo total (L5) e para os subconjuntos de condicionantes que se mostraram estatisticamente significativos: Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais (L5 F), Supergrupo Minas (L5 SGM), e a combinação de Supergrupo Minas + Áreas ocupadas por vilas/favelas e conjuntos habitacionais (L5 SGM+F).