

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH  
PPG MESTRADO PROFISSIONAL EM REDE NACIONAL EM GESTÃO E REGULAÇÃO DE  
RECURSOS HÍDRICOS – PROFÁGUA

**SIMULAÇÃO E ANÁLISE DE FLUXO DE DETRITOS NA BACIA  
DO RIO TIMBÉ, LOCALIZADA NO MUNICÍPIO DE TIMBÉ DO  
SUL/SC, BRASIL**

**SARAH BRULINGER PAVEI**

# ProfÁgua



# ProfÁgua



SARAH BRULINGER PAVEI

## **SIMULAÇÃO E ANÁLISE DE FLUXO DE DETRITOS NA BACIA DO RIO TIMBÉ, LOCALIZADA NO MUNICÍPIO DE TIMBÉ DO SUL/SC, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação Mestrado Profissional em Rede Nacional em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos - ProfÁgua UFRGS como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos.

**Orientador:** Prof.<sup>a</sup> Dra. Franciéle Schwanck Carlos

**Banca examinadora:**

Prof. Dr. Fernando Dornelles

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan

Prof. Dr. Luiz Felipe Velho

Porto Alegre/RS  
2023

## CIP - Catalogação na Publicação

Pavei, Sarah Brulinger  
Simulação e análise de fluxo de detritos na bacia  
do rio Timbé, localizada no município de Timbé do  
Sul/SC, Brasil / Sarah Brulinger Pavei. -- 2023.  
98 f.  
Orientadora: Franciéle Schwanck Carlos.

Dissertação (Mestrado Profissional) -- Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas  
Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Gestão e  
Regulação de Recursos Hídricos, Porto Alegre, BR-RS,  
2023.

1. Desastres Naturais. 2. Fluxo de Detritos. 3.  
Estabilidade de Encostas. 4. Modelagem. 5. Recursos  
Hídricos. I. Carlos, Franciéle Schwanck, orient. II.  
Título.

“Homens fortes criam tempos fáceis e tempos fáceis geram homens fracos, mas homens fracos criam tempos difíceis e tempos difíceis geram homens fortes.”  
(Provérbio Oriental)

## AGRADECIMENTOS

**“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001, agradeço também ao Programa de Mestrado Profissional em Rede Nacional em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos - ProfÁgua, Projeto CAPES/ANA AUXPE N°. 2717/2015, pelo apoio técnico científico aportado até o momento”.**

Agradeço primeiramente a Deus que abriu as portas para eu ingressar nesse programa, a minha família por compreender minhas ausências e reclamações. Ao meu namorado, por eu “alugar”, seu computador por tempo indeterminado para poder rodar a simulação.

A superintendência do DNIT de Florianópolis pela disponibilização dos materiais necessários para a realização desse estudo, assim como a minha orientadora Franciéle Schwanck Carlos pelo apoio e suporte para a realização dessa dissertação.

Ao Leonardo Rodolfo Paul, que disponibilizou seu modelo SIRDEFLOW, para que eu pudesse realizar esse trabalho, assim como todo o Grupo de Pesquisa em Desastres Naturais (GPDEN), coordenado pelo Prof. Gean Paulo Michel, assim como o Prof. Masato Kobiyama, juntamente aos membros pertencentes ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH/UFRGS).

Por fim, agradeço a todos os meus professores do polo da UFRGS, assim como o polo da UFBA e UNESP, na qual pude ter contato com excelentes professores e aos meus colegas de curso que conheci, assim como toda a equipe envolvida na criação desse mestrado profissional.

Muito Obrigada.

## RESUMO

**PAVEI, Sarah. Simulação e análise de fluxo de detritos na bacia do rio Timbé, localizada no município de Timbé do Sul/SC, Brasil.** Dissertação. Mestrado Profissional em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos, Programa de Pós-graduação em Rede Nacional ProfÁgua, IPH/UFRGS, Porto Alegre/RS. 2023.

A necessidade de identificação e o mapeamento das áreas com predisposição à ocorrência de processos naturais catastróficos, resultantes em danos e ameaça à sociedade, é uma demanda de elevada importância, principalmente pelo papel que exerce em situações de planejamento e gestão ambiental, territorial e de riscos. No Brasil, por meio da Lei 9.433/97, conhecida como lei das águas, que estabelece em seu art. 2º, III - a prevenção e a defesa contra eventos hidrológicos críticos de origem natural ou decorrentes do uso inadequado dos recursos naturais. Neste contexto, este trabalho tem como objetivo realizar uma simulação computacional de fluxo de detritos, através dos modelos *Shallow Landsliding Stability Model* (SHALSTAB) e o *Simplified Rheology Based Debris Flow Simulation* (SIRDEFLOW), analisando o alcance e altura final das deposições sobre a bacia do rio Timbé, localizada no município de Timbé do Sul/SC, Brasil. A metodologia utilizada consiste na criação do mapa de suscetibilidade de escorregamentos da bacia através do modelo SHALSTAB, gerando 112 pontos de iniciação de fluxo na qual foram inseridas no programa SIRDEFLOW para realização da simulação. Os resultados obtidos, foram 0,42 km<sup>2</sup> de área total de deposição, distância total percorrida máxima de 2,09 km e mínima de 15,05 m e a altura final variando de 0,04 a 0,39 m, em relação aos pontos de iniciação, destaca-se o ponto 112 que percorreu 2,09 km afetando uma área de 27.775,00 m<sup>2</sup>, salientando também a influência das áreas de iniciação de fluxo, assim como a declividade como um dos principais agentes de espalhamento. Além disso, foi possível a geração da informação de propagação do fluxo de detritos, demonstrando o comportamento da bacia hidrográfica do rio Timbé em relação a esse tipo de fenômeno. Posto isto, constatou-se que as áreas de deposição se concentraram em região de vegetação, não contemplando áreas antropizadas. Na qual podemos concluir que além dos fatores condicionantes para a ocorrência de um evento, a área de iniciação de fluxo é um fator de grande influência. Por fim, conclui-se que a bacia do rio Timbé é suscetível a escorregamentos translacionais rasos, assim como possui um potencial significativo a movimentos de massa. O modelo SHALSTAB demonstrou ser uma boa ferramenta para determinação das áreas com predisposição a escorregamentos, assim como o SIRDEFLOW para a determinação de alcance e altura final dos fluxos de detritos. O que poderia representar ser mais uma ferramenta de auxílio aos gestores no planejamento urbano, políticas urbanas, zoneamento, planos preventivos de defesa civil, etc.

**Palavras-chave:** estabilidade de encostas; modelagem; recursos hídricos.

## ABSTRACT

**PAVEI, Sarah. Simulation and analysis of debris flow in the Timbé River basin, located in the municipality of Timbé do Sul/SC, Brazil.** Dissertation. Professional Master's in Water Resources Management and Regulation, ProfÁgua National Network Graduate Program, IPH/UFRGS, Porto Alegre/RS. 2023.

The need for identification and mapping of areas prone to catastrophic natural processes, resulting in damages and threats to society, is of utmost importance, especially due to its role in environmental, territorial, and risk planning and management situations. In Brazil, through Law 9.433/97, known as the water law, which establishes in its art. 2, III - the prevention and defense against critical hydrological events of natural origin or resulting from the inadequate use of natural resources. In this context, this study aims to perform a computational simulation of debris flow using the Shallow Landsliding Stability Model (SHALSTAB) and the Simplified Rheology Based Debris Flow Simulation (SIRDEFLOW) models, analyzing the extent and final deposition height in the Timbé River basin, located in the municipality of Timbé do Sul/SC, Brazil. The methodology used consists of creating a landslide susceptibility map of the basin using the SHALSTAB model, generating 112 flow initiation points that were input into the SIRDEFLOW program for simulation. The obtained results were 0.42 km<sup>2</sup> of total deposition area, a maximum total distance traveled of 2.09 km and a minimum of 15.05 m, and a final height ranging from 0.04 to 0.39 m relative to the initiation points. Notably, initiation point 112 traveled 2.09 km, affecting an area of 27,775.00 m<sup>2</sup>. The influence of the flow initiation areas, as well as slope steepness, emerged as primary factors in the spreading process. Additionally, it was possible to generate information on debris flow propagation, demonstrating the behavior of the Timbé River basin concerning this type of phenomenon. It was observed that the deposition areas concentrated in vegetated regions, excluding anthropized areas. Therefore, it can be concluded that in addition to the conditioning factors for an event's occurrence, the flow initiation area is a significant influencing factor. Finally, it is concluded that the Timbé River basin is susceptible to shallow translational landslides, as well as having significant potential for mass movements. The SHALSTAB model proved to be a valuable tool for determining areas prone to landslides, as well as SIRDEFLOW for determining the extent and final height of debris flows. This could represent an additional tool to aid managers in urban planning, urban policies, zoning, civil defense preventive plans, etc.

**Keywords:** slope stability; modeling; water resources.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Nova Friburgo/RJ (janeiro/2011). .....	25
Figura 2 – Teresópolis/RJ (janeiro/2011). .....	25
Figura 3 – São Sebastião/SP (fevereiro/2023). .....	26
Figura 4 – São Sebastião/SP (fevereiro/2023). .....	26
Figura 5 – Escarpas da Serra Geral em Timbé do Sul/SC (dezembro/1995).....	27
Figura 6 – Contato entre o Alto Vale e o Apex dos Leques Aluviais (dezembro/1995). .....	28
Figura 7 – Morro do Baú em Ilhota/SC (novembro/2008). .....	28
Figura 8 – Rio do Sul/SC (dezembro/2020).....	29
Figura 9 – Morfologia de um fluxo de detritos. ....	31
Figura 10 – Esquema de uma onda de corrida de detritos com frente rochosa.....	33
Figura 11 – Diagrama tensão cisalhante x deformação em diferentes abordagens reológicas. ....	36
Figura 12 – Representação do escoamento de Fluido Newtoniano. ....	37
Figura 13 – Representação do escoamento de Fluido Plástico de Bingham e Herschel-Bulkley.....	37
Figura 14 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método D8. ....	41
Figura 15 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método D-inf. ....	42
Figura 16 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método MFD. ....	43
Figura 17 – Representação da conservação de massa em um grid. ....	45
Figura 18 – Fluxograma SIRDEFLOW. ....	47
Figura 19 – Representação hipotética de uma encosta. ....	50
Figura 20 – Representação esquemática do modelo hidrológico.....	52
Figura 21 – Classes Condutividade Hidráulica ( $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) - Água a 20° C. ....	53
Figura 22 – Fluxograma de estudo.....	57
Figura 23 – Bacia do rio Timbé. ....	58
Figura 24 – Visualização do SIRDEFLOW no PyCharm.....	65
Figura 25 – Mapa de Uso do Solo da bacia do rio Timbé. ....	68
Figura 26 – Mapa Hipsométrico da bacia do rio Timbé. ....	69
Figura 27 – Mapa de Declividade em graus da bacia do rio Timbé. ....	70
Figura 28 – Mapa Geomorfológico da bacia do rio Timbé.....	71
Figura 29 – Mapa Pedológico da bacia do rio Timbé.....	73
Figura 30 – Mapa de Suscetibilidade da bacia do rio Timbé.....	74

Figura 31 – Mapa de Suscetibilidade com visualização de cicatrizes de 1995.....	75
Figura 32 – Mapa de Suscetibilidade com pontos de iniciação de fluxo criados. ....	76
Figura 33 – Mapa de Fluxo de detritos da bacia rio Timbé. ....	80
Figura 34 – Fluxo de detritos área 1. ....	82
Figura 35 – Fluxo de detritos área 2. ....	83
Figura 36 – Fluxo de detritos área 3. ....	83
Figura 37 – Áreas de fluxo com confluências.....	84
Figura 38 – Mapa de uso e cobertura do solo do rio Timbé com fluxo de detritos. ....	85

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação dos movimentos de massa.....	21
Tabela 2 – Características dos principais movimentos de massa nas encostas brasileira.....	22
Tabela 3 – Classes de acordo com o modelo SHALSTAB.....	55
Tabela 4 – Parâmetros geométricos da bacia do rio Timbé .....	58
Tabela 5 – Índices relativos à forma da bacia do rio Timbé .....	59
Tabela 6 – Índices relativos ao sistema de drenagem da bacia do rio Timbé .....	59
Tabela 7 – Índices relativos ao relevo da bacia do rio Timbé.....	60
Tabela 8 – Parâmetros de entrada SHALSTAB.....	61
Tabela 9 – Parâmetros de entrada SIRDEFLOW .....	65
Tabela 10 – Avaliação dos resultados do SHALSTAB .....	75
Tabela 11 – Coordenadas, área, perímetro, elevação e declividade das iniciações de fluxo .....	77
Tabela 12 – Altura final, alcance e áreas resultantes da simulação .....	80

## LISTA DE ABREVIATURAS

- ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
- CEMADEN – Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
- DNIT – Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes
- D8 – *Deterministic Eight-Node Algorithm*
- D-Inf – *D-infinity*
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- EM-DAT – *Emergency Events Database*
- ESRI – *Environmental Systems Research Institute*
- GPDEN – Grupo de Pesquisa em Desastres Naturais (IPH/UFRGS)
- IAEG – *Association of Engineering Geology and the Environment*
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IPH – Instituto de Pesquisas Hidráulicas
- MFD - *Freeman's Multiple Flow Direction*
- MEEI – Modelo de Estabilidade de Encosta Infinita
- MHEU – Modelo Hidrológico de Estado Uniforme
- MDT – Modelo Digital de Terreno
- RMS – *Root Mean Square*
- SAGA – Sistema para Análises Geocientíficas Automatizadas
- SED – Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável
- SIGSC – Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina
- SHALSTAB – *Shallow Landsliding Stability Model*
- SIRDEFLOW - *Simplified Rheology Based Debris Flow Simulation*
- UFBA – Universidade Federal da Bahia
- UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- UNESP – Universidade Estadual Paulista (Campus de Ilha Solteira)

## LISTA DE SÍMBOLOS

- $\alpha$  – Ângulo de viagem  
 $\alpha_1$  – Ângulo de direção do fluxo D-inf  
 $\alpha_2$  – Ângulo de direção do fluxo D-inf  
 $a_c$  – Área de contribuição a montante  
 $\phi$  – Ângulo de atrito interno do solo  
 $A$  – Área de deposição  
 $A_{in}$  – Área da zona de iniciação do fluxo de detritos  
 $a$  – Área de contribuição  
 $\beta_i$  – Declividade da célula  $i$   
 $b$  – Comprimento de contorno  
 $b_p$  – Dimensão do pixel  
 $c$  – Coesão do solo  
 $C_{esp}$  – Coeficiente de espalhamento  
 $F_i$  – Escoamento particionado para a célula  $i$   
 $F_{i+1}$  – Fluxo particionado para a célula seguinte no sentido anti-horário  
 $FS$  – Fator de segurança  
 $K_{HB}$  – Índice de consistência do fluido Herschel-Bulkley  
 $K_d$  – Índice de consistência do fluido dilatante  
 $K_s$  – Condutividade hidráulica saturada  
 $l$  – Comprimento da encosta  
 $L$  – Distância total percorrida  
 $g$  – Aceleração gravitacional  
 $h_{in}$  – Profundidade da superfície de ruptura  
 $h$  – Altura da coluna d'água dentro da camada de solo  
 $h_e$  – Altura do escoamento  
 $h_{RMS}$  – Altura para as células entre os tempos  $t$  e  $t - 1$   
 $m$  – Índice de comportamento do fluido  
 $\eta$  – Expoente operacional  
 $\theta$  – Declividade do terreno  
 $p$  – Espessura do solo

- $\rho_s$  – Massa específica do solo úmido
- $\rho_w$  – Massa específica da água
- $q$  – Taxa de recarga uniforme
- $q_{in}$  – Fluxo proveniente das oito células envolta da célula em análise
- $q_{out}$  – Fluxo que sai da célula em análise para as oito células adjacentes
- $q_f$  – Fluxo unitário
- $S_{D8}$  – Declive no sistema D8
- $Q_e$  – Quantidade total de água que entra no sistema
- $Q_p$  – Descarga de pico
- $Q_s$  – Quantidade total da água que sai do sistema
- $\tau$  – Tensão cisalhante
- $\tau_y$  – Tensão cisalhante crítica
- $T$  – Transmissividade do solo
- $\sigma$  – Tensão normal do solo
- $u$  – Poro-pressão
- $\mu_b$  – Viscosidade do plástico de Bingham
- $\mu_n$  – Viscosidade efetiva do Fluido Newtoniano
- $v$  – Velocidade
- $v_B$  – Viscosidade cinemática para fluido de Bingham
- $v_{HB}$  – Viscosidade cinemática para fluido de Herschel-Bulkley
- $v_N$  – Viscosidade cinemática para o fluido newtoniano
- $V$  – Volume
- $z$  – Profundidade do solo
- $z_0$  – Altura da célula central
- $z_i$  – Altura da  $i$  célula do entorno
- $w$  – Umidade do solo
- $W$  – Peso do solo
- $\varphi_i$  – Coeficiente de aspecto

## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>8</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>9</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>11</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS .....</b>	<b>12</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS.....</b>	<b>13</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>17</b>
<b>2. OBJETIVO.....</b>	<b>19</b>
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	19
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>20</b>
3.1 MOVIMENTOS DE MASSA.....	20
3.2 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA EM ENCOSTAS .....	20
3.3 FLUXO DE DETRITOS ( <i>FLOWS</i> ).....	23
3.3.1 Casos de fluxos de detritos ocorridos no Brasil.....	24
3.3.2 Alguns casos de fluxo de detritos ocorridos no Estado de Santa Catarina .....	27
3.4 FASES DE UM FLUXO DE DETRITOS .....	29
3.4.1 Zona de Ruptura.....	31
3.4.2 Zona de Transporte .....	32
3.4.3 Zona de Deposição.....	33
3.5 MODELO NUMÉRICO PARA REPRODUÇÃO DE FLUXO DE DETRITOS.....	34
3.5.1 SIRDEFLOW.....	35
3.5.1.1 Abordagens reológicas do modelo .....	35
3.5.1.2 Algoritmos de direcionamento de fluxo.....	40
3.5.1.3 Soluções utilizadas pelo modelo para fluido Newtoniano .....	43
3.5.1.4 Funcionamento do modelo.....	46
3.5.1.5 Limitações do modelo.....	48
3.6 MODELO NUMÉRICO PARA ESTABILIDADE DE ENCOSTA.....	48
3.6.1 SHALSTAB.....	49

3.6.1.1 Modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI).....	49
3.6.1.2 Combinação do Modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI) e Modelo hidrológico de estado uniforme (MHEU) .....	52
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>57</b>
4.1 ÁREA DE ESTUDO .....	57
4.2 DADOS MORFOMÉTRICOS.....	58
4.3 SHALSTAB .....	60
4.4 SIRDEFLOW .....	62
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>68</b>
5.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	68
5.1.1 Características de cobertura e uso do solo .....	68
5.1.2 Hipsometria.....	69
5.1.3 Declividade .....	70
5.1.4 Geomorfologia .....	71
5.1.5 Pedologia.....	73
5.2 MAPA DE SUSCETIBILIDADE .....	74
5.3 MAPA DE FLUXO DE DETRITOS.....	80
<b>6. CONCLUSÃO .....</b>	<b>87</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>88</b>



## 1. INTRODUÇÃO

Desastres naturais ocasionados por movimentos de massa são relatados em todas as partes do mundo. Estes processos são modeladores naturais das encostas, principalmente em regiões com elevada declividade. Porém, quando esses fenômenos ocorrem em encostas ocupadas, causam impactos sociais, econômicos, bloqueiam vias de acessos e, com frequência, levam a perda de muitas vidas, tanto em áreas urbanas quanto rurais (PRIETO et al., 2017).

Segundo Paixão et al. (2021), ao longo das últimas décadas o desenvolvimento econômico e populacional do Brasil associado ao planejamento inadequado de bacias hidrográficas em níveis municipal, estadual e nacional ocasionou a expansão territorial. Tal expansão causou intensa e desordenada urbanização, mostrando que o número de desastres naturais vem aumentando e causando inúmeras fatalidades.

Conforme a base de dados *Emergency Events Database* (EM-DAT), 26.750 pessoas morreram em todo o mundo entre 1991 a 2020 devido a deslizamentos. No Brasil em igual período, 629 mortes foram registradas devido a deslizamentos e 2502 mortes devido a combinação de deslizamentos de terra e inundações (MELO et al., 2021). Dessa forma, entende-se que há necessidade de identificar as áreas suscetíveis a esses processos, viabilizando auxiliar políticas públicas de prevenção de desastres (PRIETO et al., 2017).

No Brasil, por meio da Lei 9.433/97 (Política Nacional de Recursos Hídricos e Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos), foi estipulado em seu Art. 2º, inciso III - a prevenção e a defesa contra eventos hidrológicos críticos de origem natural ou decorrentes do uso inadequado dos recursos naturais (BRASIL, 1997). Porém, só em 2012, em virtude dos desastres ocorridos em janeiro de 2011 na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, houve um avanço significativo através do marco legal brasileiro, com leis que tratam sobre o papel da União, Distrito Federal, Estados e Municípios, na gestão de risco de desastres.

A Lei 12.608/12 (Política Nacional de Proteção e Defesa Civil) definiu, em seus seguintes artigos as competências da União, Estados e Municípios (BRASIL, 2012):

Art. 6º Compete à União:

IV - Apoiar os Estados, o Distrito Federal e os Municípios no mapeamento das áreas de risco, nos estudos de identificação de ameaças, suscetibilidades, vulnerabilidades e risco de desastre e nas demais ações de prevenção, mitigação, preparação, resposta e recuperação;

IX - Realizar o monitoramento meteorológico, hidrológico e geológico das áreas de risco, bem como dos riscos biológicos, nucleares e químicos, e produzir alertas sobre a possibilidade de ocorrência de desastres, em articulação com os Estados, o Distrito Federal e os Municípios;

Art. 7º Compete aos Estados:

IV - Identificar e mapear as áreas de risco e realizar estudos de identificação de ameaças, suscetibilidades e vulnerabilidades, em articulação com a União e os Municípios;

V - Realizar o monitoramento meteorológico, hidrológico e geológico das áreas de risco, em articulação com a União e os Municípios;

VIII - Apoiar, sempre que necessário, os Municípios no levantamento das áreas de risco, na elaboração dos Planos de Contingência de Proteção e Defesa Civil e na divulgação de protocolos de prevenção e alerta e de ações emergenciais.

Art. 8º Compete aos Municípios:

IV - Identificar e mapear as áreas de risco de desastres;

V - Promover a fiscalização das áreas de risco de desastre e vedar novas ocupações nessas áreas;

VII - Vistoriar edificações e áreas de risco e promover, quando for o caso, a intervenção preventiva e a evacuação da população das áreas de alto risco ou das edificações vulneráveis;

IX - Manter a população informada sobre áreas de risco e ocorrência de eventos extremos, bem como sobre protocolos de prevenção e alerta e sobre as ações emergenciais em circunstâncias de desastres.

Consequentemente a Lei 12.983/2014, foi criada, na qual dispôs a transferência de recursos para execução de ações de prevenção em áreas de risco e de resposta e recuperação em áreas atingidas por desastres (BRASIL, 2014).

Neste contexto, de acordo com as leis supracitadas, a identificação e o mapeamento das áreas com predisposição à ocorrência de processos naturais catastróficos, resultando em danos e ameaça à sociedade, é uma demanda de elevada importância, principalmente pelo papel que exerce em situações de planejamento e gestão ambiental, territorial e de riscos (SILVA, 2015).

## 2. OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é realizar uma simulação computacional de fluxo de detritos, através dos modelos *Shallow Landsliding Stability Model* (SHALSTAB) desenvolvido por Dietrich e Montgomery (1998) e o *Simplified Rheology Based Debris Flow Simulation* (SIRDEFLOW) proposto por Paul (2020), analisando o alcance e a altura final das deposições sobre a bacia do rio Timbé, localizada no município de Timbé do Sul/SC, Brasil.

### 2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ✓ Caracterizar a área de estudo através dos mapas: Cobertura e uso do solo, Hipsométrico, Declividade, Geomorfológico e Pedológico;
- ✓ Criar o mapa de áreas suscetíveis a escorregamentos através do modelo SHALSTAB;
- ✓ Calibrar o modelo, de acordo com o mapeamento de cicatrizes de escorregamentos ocorridas em 1995;
- ✓ Criar pontos de iniciação de fluxo de detritos;
- ✓ Criar o mapa de fluxo de estudos através do modelo SIRDEFLOW;
- ✓ Analisar o alcance, a altura final e as confluências dos fluxos de detritos;
- ✓ Verificar as áreas atingidas por fluxo de acordo com o mapa de uso do solo.

### **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1 MOVIMENTOS DE MASSA**

Os movimentos de massa, assim como os processos de intemperismo e erosão, são fenômenos naturais, constantemente atuantes, de dinâmica externa, que modelam a paisagem da superfície terrestre, dependem diretamente da natureza do material, da velocidade e natureza do movimento (CASSETI, 1991; FERNANDES e AMARAL, 2000). Os fatores que desencadeiam esses fenômenos estão diretamente ligados à declividade e à estabilidade das encostas, além de intemperismo, clima, conteúdo de água contida nos materiais, vegetação e sobrecarga do solo (LEINZ e AMARAL, 2001).

Movimentos de massa correspondem aos mecanismos de transporte de sedimentos, solos ou rochas, induzidos pela força gravitacional e pela ação conjunta ou isolada de fatores, como a presença de águas superficiais, subterrâneas ou de ações antrópicas, como desmatamentos, cortes e aterros, entre outras. De acordo com estes mecanismos, ao longo dos anos, pesquisadores no assunto agruparam e classificaram os diferentes tipos de movimentos, dentre eles, segundo Highland e Bobrowsky (2008, p. 7), “com base na categoria de movimento e no tipo de material envolvido”.

#### **3.2 CLASSIFICAÇÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA EM ENCOSTAS**

As encostas constituem uma conformação natural do terreno, originadas pela ação de forças externas e internas por meio de agentes geológicos, climáticos, biológicos e humanos, os quais, através dos tempos, esculpem a superfície da Terra. Desastres naturais ocasionados por movimentos de massa são relatados em todas as partes do mundo, as encostas, até mesmo aquelas de declividades muito baixas, estão sujeitas à ação de processos gravitacionais (BRASIL, 2007).

Cunha e Guerra (2008), afirmam que, nos movimentos de massa, ocorrem um movimento conjunto de solo e/ou rocha, onde a gravidade/declividade possui um papel significativo. A água pode tornar o evento ainda mais catastrófico, o acúmulo de água no solo é um dos principais agentes na deflagração de um evento.

Em decorrência destes eventos, surgiram diversas classificações de movimentos de massa. No entanto, atualmente, a *International Association of Engineering Geology and the Environment* (IAEG) considera oficial a classificação de Varnes (1978), a qual se tornou

referência para muitos pesquisadores. Este autor classifica de forma simples que, para cada tipo de movimento, aponta-se o tipo de material envolvido. Os movimentos considerados por Varnes (1978) são: quedas (*falls*), tombamentos (*topples*), escorregamentos (rotacional e translacional) (*slides*), espalhamentos (*lateral spreads*), corridas (*flows*) e complexos (*complex*), e os materiais envolvidos são rochas ou solo, sendo esse último subdividido conforme a granulometria, Tabela 1.

**Tabela 1 – Classificação dos movimentos de massa**

Tipo de Movimento		Tipo de Material		
		Rocha Sã	Solos de Engenharia	
			Predominantemente Grosso	Predominantemente Fino
Quedas ( <i>falls</i> )		de rochas	de detritos	de terra
Tombamento ( <i>topples</i> )		de rochas	de detritos	de terra
Escorregamento ( <i>slides</i> )	Rotacional	Deslizamentos de rochas	Deslizamentos de detritos	Deslizamentos de terra
	Translacional			
Espalhamentos laterais ( <i>lateral spreads</i> )		de rochas	de detritos	de terra
Corridas ( <i>flows</i> )		de rochas	de detritos	de terra
		Avalanche de rocha	Avalanche de detritos	-
		Rastejo de rocha	Rastejo de solo	
Complexos ( <i>complex</i> )		Combinação de dois ou mais dos principais tipos de movimentos		

Adaptado de: Varnes (1978)

Augusto Filho (1992), baseando-se na classificação de Varnes (1978), reuniu, resumidamente, os principais tipos de movimentos de massa relacionados a encostas, agrupando-os em quatro grandes classes de processos, sendo: rastejos (*creep*), escorregamentos (*slides*), quedas (*falls*) e corridas (*flows*), que ocorrem com mais frequência na dinâmica ambiental brasileira (ambientes tropicais e subtropicais), conforme Tabela 2.

**Tabela 2 – Características dos principais movimentos de massa nas encostas brasileira**

Tipo de Movimento	Característica do Movimento, Material e Geometria
Rastejos ( <i>creep</i> )	<p>Vários planos de deslocamento (internos);</p> <p>Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade;</p> <p>Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes;</p> <p>Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada;</p> <p>Geometria indefinida.</p>
Escorregamentos ( <i>slides</i> )	<p>Poucos planos de deslocamento (externos);</p> <p>Velocidades médias (m/h) a altas (m/s);</p> <p>Pequenos a grandes volumes de material;</p> <p>Geometria e materiais variáveis;</p> <p>Planares – solos pouco espessos, solo e rochas com um plano de fraqueza;</p> <p>Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas;</p> <p>Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza.</p>
Quedas ( <i>falls</i> )	<p>Sem planos de deslocamento;</p> <p>Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado;</p> <p>Velocidades muito altas (vários m/s);</p> <p>Material rochoso;</p> <p>Pequenos a médios volumes;</p> <p>Geometria variável: lascas, placas, blocos etc.;</p> <p>Rolamento de matacão, Tombamento.</p>
Corridas ( <i>flows</i> )	<p>Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação);</p> <p>Movimento semelhante ao de um líquido viscoso;</p> <p>Desenvolvimento ao longo das drenagens;</p> <p>Velocidades médias a altas;</p> <p>Mobilização de solo, rocha, detritos e água;</p> <p>Grandes volumes de material;</p> <p>Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.</p>

Adaptado de: Augusto Filho (1992)

Augusto Filho e Virgili (2004) descrevem sucintamente os principais fatores condicionantes dos processos de instabilização de encostas na dinâmica ambiental brasileira da seguinte forma:

- (i) Características climáticas, com destaque para o regime pluviométrico;
- (ii) Características e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas e taludes, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas (xistosidade, fraturas etc.);
- (iii) Características geomorfológicas, com destaque para a inclinação, amplitude e forma do perfil das encostas (retilíneo, convexo e côncavo);
- (iv) Regime das águas superficiais e subsuperficiais;
- (v) Características do uso e ocupação, incluindo cobertura vegetal e;
- (vi) As diferentes formas de intervenção antrópica das encostas, como cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida etc.

### 3.3 FLUXO DE DETRITOS (*FLAWS*)

Os fluxos de detritos são conhecidos como um dos tipos de movimentos de massa mais catastróficos da natureza, em função da rapidez, energia e volume elevados do movimento (LIMA et al., 2020). As corridas de massa (*flows*) possuem uma grande variedade de denominações, principalmente em função de sua velocidade e das características dos materiais que mobilizam.

Dentre a variedade dos fluxos se destacam o *debris-flow* (fluxo de detritos misturado de lama, rocha e detritos superficiais) e *mud-flow* (fluxos de materiais predominantemente finos (argila e silte), com alguns detritos de rocha, contendo grande quantidade de água), (LEINZ e AMARAL, 2001; TEIXEIRA, 2009).

Silveira et al. (2014) especifica que no caso das corridas de detritos (*flows*) é necessário verificar conjuntamente aos condicionantes relacionados à geologia e geomorfologia, às precipitações pluviométricas e os condicionantes relacionados às ações antrópicas, para a ocorrência do processo.

O mecanismo de transporte envolvido no *debris-flow* é complexo, pelo fato de não ser um fluxo único e exclusivamente formado por um líquido uniforme, e sim pela mistura de sólidos de menor granulometria (argilas e siltes) até grandes blocos de rocha, que chegam a alguns metros de diâmetro (SHOUCHANG e SHENLIANG, 1985). Tal variedade de

granulometria atua de forma distinta durante o fluxo, tornando complexa a contabilização da contribuição de cada diâmetro de partícula no comportamento geral da massa.

Os fluxos de detritos cada vez mais vêm causando graves prejuízos à sociedade e ao meio ambiente tanto no Brasil quanto no mundo. Isto implica na importância de se desenvolver mais pesquisas para compreender os mecanismos de tais fenômenos naturais e as medidas necessárias para reduzir os desastres relacionados aos mesmos (KOBAYAMA e MICHEL, 2014).

### **3.3.1 Casos de fluxos de detritos ocorridos no Brasil**

No Brasil diversos eventos vêm acontecendo ao longo dos anos, vários fatores afetam a variabilidade da precipitação, como os fenômenos El Niño e a La Niña, responsáveis por anomalias positivas e negativas.

O El Niño provoca secas severas nas regiões Norte e Nordeste do país, enquanto o La Niña favorece a formação de chuvas nessas mesmas regiões. Já a região Sul do Brasil sob a influência do El Niño as chances de episódios de chuva forte aumentam, por outro lado, em anos de La Niña, geralmente chove abaixo da média, especialmente na primavera (BARBIERI et. al., 2008; SCHEIBE, 2010).

Em janeiro de 2011, chuvas de grande intensidade caíram sobre a região serrana do Rio de Janeiro, incidindo sobre os municípios de Nova Friburgo, Petrópolis, Teresópolis, Bom Jardim, São José do Vale do Rio Preto, Sumidouro e Areal. Uma área estimada de 2.300 km<sup>2</sup>, choveu em 24 horas, metade do que se esperava para o mês, as chuvas foram intensas, com duração de 32 horas (BUSCH e AMORIM, 2011).

Conforme a avaliação de perdas e danos do Banco Mundial (2012), as chuvas torrenciais afetaram mais de 300 mil pessoas, houve de 918 óbitos, 8.795 desabrigados e 22.604 desalojados, as estimativas apontam para custos totais da ordem de R\$ 4,78 bilhões, Figura 1-2.





**Figura 1 – Nova Friburgo/RJ (janeiro/2011).**

FONTE: Portal G1 (2011)



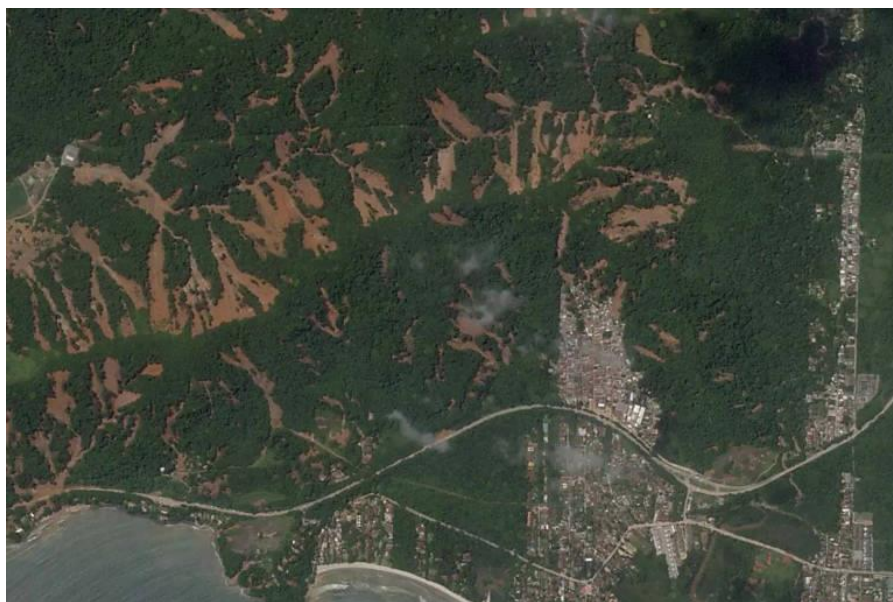
**Figura 2 – Teresópolis/RJ (janeiro/2011).**

FONTE: Portal G1 (2011)

No Estado de São Paulo, os municípios de Bertioga, São Sebastião, Ilhabela, Caraguatatuba e Ubatuba, foram atingidos por fortes chuvas, ocorridas entre os dias 18 e 19 de fevereiro de 2023, causaram enxurradas, desabamentos, destruição da infraestrutura urbana, inúmeros óbitos, desaparecidos e desabrigados.

De acordo com dados de pluviômetros digitais do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), em 24 horas, a chuva somou 680 mm em Bertioga, 626 mm em São Sebastião, 388 mm no Guarujá, 337 mm em Ilhabela, 335 mm em Ubatuba, 234 mm em Caraguatatuba, 225 mm em Santos, 203 mm em Praia Grande e 186 mm em São Vicente.

De acordo com o boletim divulgado pelo governo estadual, houve 65 fatalidades, 1.090 desalojados e 1.076 desabrigados na região, ao todo foram liberados, R\$ 7 milhões para a Defesa Civil agir nos municípios envolvidos, Figura 3-4.



**Figura 3 – São Sebastião/SP (fevereiro/2023).**

FONTE: Portal Folha de São Paulo (2023)



**Figura 4 – São Sebastião/SP (fevereiro/2023).**

FONTE: MetSul (2023)



### 3.3.2 Alguns casos de fluxo de detritos ocorridos no Estado de Santa Catarina

No Estado de Santa Catarina, há vários registros destes eventos, em destaque os de grande repercussão midiática, ocorridos em dezembro de 1995, novembro de 2008 e dezembro de 2020.

No extremo sul de Santa Catarina, depois de duas horas de chuvas intensas, a catástrofe de dezembro de 1995, atingiu 37 municípios, dentre os quais 24 decretaram estado de calamidade pública. O evento resultou em 28 vítimas fatais, 18 desaparecidas e 25.322 pessoas desabrigadas. O desastre foi desencadeado por sucessivas movimentações de massa, atingindo sub-bacias Rio Pinheirinho em Jacinto Machado, Rio Figueira em Timbé do Sul e Alto Rio São Bento em Siderópolis e Nova Veneza. Estas localidades, segundo Pellerin et al. (1995) foram atingidas por ventos fortes de até  $150 \text{ km h}^{-1}$  e chuvas intensas concentradas superiores a 400 mm acumulados, Figura 5-6.



**Figura 5 – Escarpas da Serra Geral em Timbé do Sul/SC (dezembro/1995).**

FONTE: Acervo do Laboratório de Análise Ambiental – UFSC (1996)



**Figura 6 – Contato entre o Alto Vale e o Apex dos Leques Aluviais (dezembro/1995).**

FONTE: Acervo do Laboratório de Análise Ambiental – UFSC (1996)

Em novembro de 2008, devido às chuvas intensas, foram registrados diversos deslizamentos de terra nos municípios de Gaspar e Ilhota, causando a morte de 126 pessoas, desabrigando 80 mil, interditando trechos das principais rodovias, fechando o porto de Itajaí e interrompendo o abastecimento de gás em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Oito municípios ficaram isolados, 10 decretaram estado de calamidade pública e vários ficaram totalmente alagados, Figura 7.



**Figura 7 – Morro do Baú em Ilhota/SC (novembro/2008).**

FONTE: NSC Total (2008)

Em dezembro de 2020, em decorrência de altos índices de precipitação, sucessivos movimentos de massa foram registrados nos municípios de Ibirama, Presidente Getúlio e Rio do Sul, pertencentes ao Alto Vale do Itajaí, causando a morte de 21 pessoas, 100 pessoas desalojadas e a destruição de pelo menos 80 residências, deixando 172 desabrigados, além de danos em infraestrutura pública, Figura 8.



**Figura 8 – Rio do Sul/SC (dezembro/2020).**

FONTE: Vale Agrícola (2020)

### **3.4 FASES DE UM FLUXO DE DETRITOS**

Para descrever quantitativamente os fluxos de detritos, são utilizados diversos parâmetros, na qual se destacam: o volume ( $V$ ), velocidade ( $v$ ), descarga de pico ( $Q_p$ ), distância total percorrida ( $L$ ), ângulo de viagem ( $\alpha$ ) e área de deposição ( $A$ ), (RICKENMANN, 1999).

O volume, é definido como o total de material movimentado para a área de deposição durante um evento. Sua quantificação é importante, pois é um parâmetro que pode ser correlacionado com outros, tais como vazão de pico e distância percorrida. É o parâmetro mais importante do ponto de vista do potencial destrutivo. Há várias relações empíricas para estimar o volume total de um fluxo de detritos, atualmente são utilizadas algumas técnicas como: fotogrametria, radares de penetração, sísmicas, etc. (NUNES e SAYÃO, 2014).

A velocidade, apresenta difícil medição durante um evento de fluxo de detritos, sua aproximação pode ser realizada em visitas de campo após o evento, mas é geralmente estimada por meio de correlações empíricas e medidas de ensaios realizados em laboratório. Os fluxos



de detritos geralmente são movimentos com grandes velocidades, portanto este parâmetro é muito importante, pois se relaciona diretamente com a intensidade de perigo (RICKERMANN,1999; VARNES, 1978; CRUDEN e VARNES, 1996).

A descarga de pico, é a área máxima de seção transversal do fluxo multiplicada pela velocidade durante a fração de tempo em que o fluxo percorre a seção de análise. É a característica mais importante de um fluxo de detritos, sendo a causa principal do surgimento de grandes ondas de arraste, é um parâmetro adotado para projetos de estruturas de proteção. A estimativa da descarga de pico é geralmente obtida por meio de relações empíricas (HUNGR, 2005).

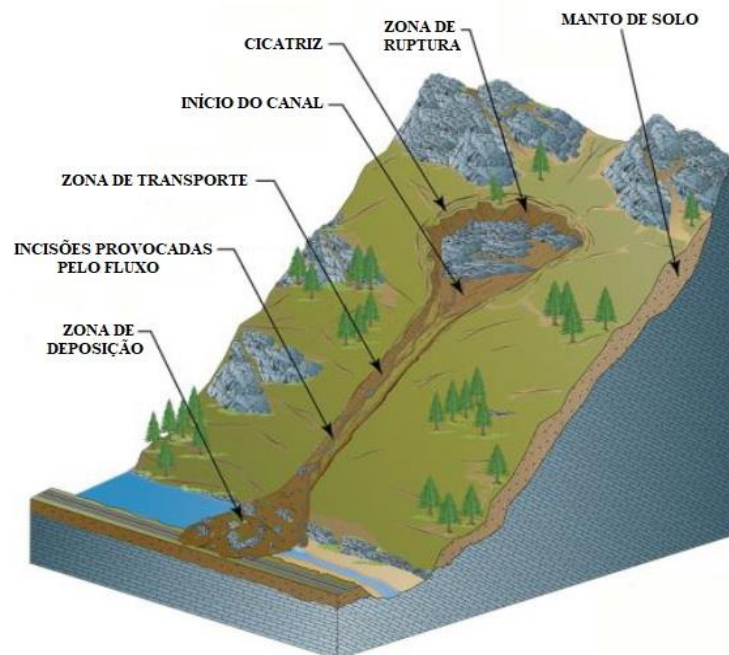
A distância total percorrida, é representada pela projeção horizontal que une o primeiro ponto da zona de iniciação do movimento com o ponto mais afastado do material depositado durante o movimento. A extensão da área de deposição também é importante para a projeção de medidas de proteção e para a análise de risco. Este parâmetro pode ser determinado por meio de medições em campo, fotogrametria e a partir de coordenadas obtidas com GPS (NUNES e SAYÃO, 2014).

O ângulo de viagem, é definido como a diferença entre o ponto mais alto na zona de iniciação e o ponto mais baixo na zona de deposição. Este parâmetro é determinado por meio observações em campo (HEIM, 1989).

A área de deposição, segundo Iverson et al. (1997) é definida em: área de seção transversal e área planimétrica de deposição. A seção transversal é a área do canal de fluxo de detritos, que é inundada pelo fluxo na descarga de pico e varia ao longo do canal em função da força de arraste dos detritos, velocidade do fluxo e quantidade de água da mistura. Já a área planimétrica de deposição representa a área coberta pela deposição do fluxo de detritos e medida por fotos aéreas e com auxílio de GPS (BERTI e SIMONI, 2007).

De acordo com, Gostner et al. (2008) e Paixão et al., (2021) o fluxo de detritos possui três mecanismos distintos, Figura 9:

- (i) Zona de ruptura: é o local em que ocorre o aporte inicial de sedimentos ao fluxo;
- (ii) Zona de transporte: é uma zona transicional, muitas vezes associadas a canais em zonas declivosas, em que os sedimentos são incorporados ao fluxo;
- (iii) Zona de deposição: é o local onde os sedimentos se depositam, apresentando formato de diques ou de cones.



**Figura 9 – Morfologia de um fluxo de detritos.**

FONTE: Adaptado de *Wyoming State Geological Survey* (2022)

### 3.4.1 Zona de Ruptura

A zona de ruptura ou comumente chamada de zona de iniciação está localizada em uma falha na parte alta da encosta, na lateral de um talude ou canal principal, costumam ser associadas ao terço superior das cicatrizes (GOSTNER et al., 2008).

Segundo Rocha (2014), para ocorrer uma ruptura, é necessário inicialmente haver uma falha no solo e conseqüentemente ela se fluidificar, ou seja, requer o deslocamento da massa e água suficiente para saturá-la. Após isso ocorre a conversão de energia potencial gravitacional para energia cinemática capaz de mudar o estilo do movimento de deslocamento para fluxo. Portanto, constata-se que, elevadas precipitações são a fonte mais comum para o fornecimento de água para a ocorrência de fluxos de detritos. Com o aumento da quantidade de água no sistema, a pressão hídrica no poro aumenta diminuindo a resistência ao cisalhamento, acarretando a diminuição da coesão do solo, fazendo com que ele se liquefaça transformando-se em um fluido viscoso.

Conforme, Takahashi (2007) e Iverson et al. (1997), a área de iniciação de um fluxo de detritos possui declividade elevada superiores a 25°, podendo se dar a partir de três diferentes situações: (i) Remobilização de sedimentos do leito de um canal que, ao serem mobilizados, aumentam a concentração de sólidos na água e a densidade do fluido, se transformando em

fluxos de detritos; (ii) Escorregamentos que, ao convergirem para o canal, tem seus sedimentos propagados; e (iii) Ruptura de barragem.

Iverson et al. (1997), destaca que, quando se trata de iniciação por escorregamento, existem pelo menos três mecanismos que são relevantes:

(i) Falha de Coulomb generalizada ao longo do solo, baseando-se na lei de equilíbrio estático de Mohr-Coulomb;

(ii) Liquefação por conta de poro-pressões elevadas, pode ocorrer por um movimento lento do escorregamento, na qual as partículas de solo se reorganizam e o bloco atinge um estado chamado quase-estático ou crítico;

(iii) Aumento da temperatura granular, que representa a intensidade das flutuações e o grau de agitação dos sedimentos presentes no meio. Nesse mecanismo há uma conversão de energia translacional dos grãos para energia de flutuação, a qual aumentará a mobilidade dos grãos.

Após o processo de iniciação, a massa deslocada adquire movimento, saindo da zona de ruptura, para a zona de transporte.

### **3.4.2 Zona de Transporte**

Segundo Hungr (2005), a zona de transporte corresponde ao local percorrido pelo fluxo de detritos onde ele permanece em movimento. No percurso, o movimento pode incrementar seu volume, erodindo o material nesta zona ou carregando o material depositado de movimentos anteriores. A taxa de erosão irá depender das características geológicas e das condições dos materiais na zona de trajetória do fluxo.

Geralmente, esta zona de transporte possui locais com declividades maiores que 10°, a grande mobilidade dos fluxos de detritos está ligada à presença de argilas na mistura água-solo, pois a argila reduz a permeabilidade aumentando a poro-pressão e assim a mobilidade da massa (BATHURST et al., 1997; HUNGR, 2005; COSTA, 1984; IVERSON, 1997).

Segundo Pierson (1986) a configuração interna do fluxo é dividida em três zonas, Figura 10:

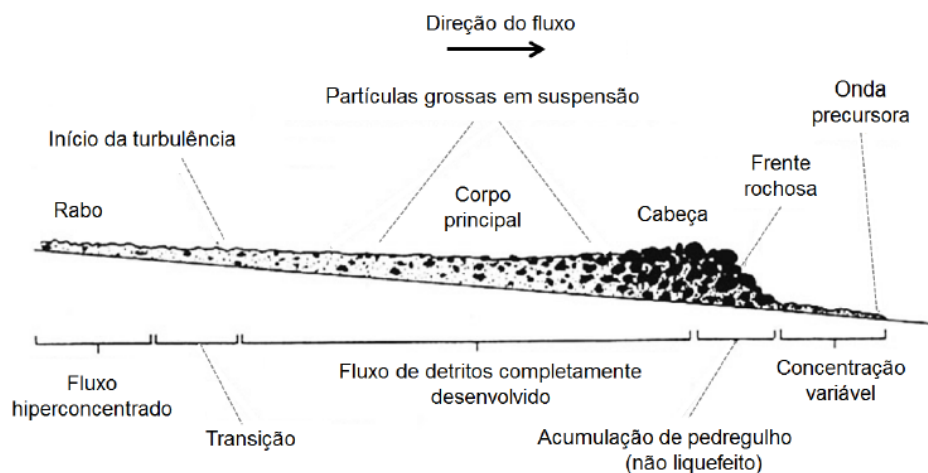
(i) Frente rochosa (cabeça): Composta de partículas de maior diâmetro como pedregulhos, blocos de rochas e material não liquefeito sendo capazes de



transportar grandes blocos de rocha. O aumento de material grosso como pedregulhos na frente do movimento causa um aumento no nível de fluxo, resultando em um aumento na vazão de pico;

(ii) Corpo principal: Composto de uma massa de material fino e detritos liquefeitos;

(iii) Cauda ou rabo: É um fluxo turbulento composto por uma carga de sedimentos dissolvidos em água, similar a uma inundação de detritos.



**Figura 10 – Esquema de uma onda de corrida de detritos com frente rochosa.**

FONTE: Adaptado de Pierson (1986)

### 3.4.3 Zona de Deposição

Segundo Nery (2016), a deposição do material das corridas de detritos depende do local de sua ocorrência, do canal (estreito e/ou aberto), da característica do detrito, bem como da existência de barreiras naturais ou artificiais. A deposição do material e o cessar do fluxo ocorrem em regiões mais planas e abertas, com declividades entre 3° e 10°. Porém, podem apresentar deposição parcial ou inicial em até 15°, neste caso, o cessar, pode estar associado à perda do material confinante no canal, ou seja, o espreadimento e, também, pelo impedimento do fluxo devido a barramentos naturais e artificiais.

Neste contexto, Vandine (1996) descreve que o comportamento da deposição pode ocorrer de três formas:

(i) Lâminas ou camadas de detritos (*debris sheets*) são geralmente depositadas sobre uma porção da área do leque de deposição, em que são caracterizados por um

ramo ou canal de diferentes direções, apresentando uma forma geométrica semelhante a um “nariz” em sua fase final;

(ii) Canais preenchidos parcialmente ou totalmente pelos detritos (*debris plugs*) caracterizam-se pelo comportamento de deposição ao longo do canal e em suas laterais e, conseqüentemente, quando da deposição total destes materiais no canal, podem resultar numa mudança brusca da direção de fluxo deste canal;

(iii) Os diques de detritos (*debris levees*) são barreiras íngremes que podem ocupar ambas as margens dos canais, podendo apresentar vários metros de altura e estender-se por várias dezenas de metros ao longo do canal.

### 3.5 MODELO NUMÉRICO PARA REPRODUÇÃO DE FLUXO DE DETRITOS

Existem diversas maneiras para realizar estudos de fluxos de detritos, um mecanismo para entender esses fenômenos são as modelagens. A modelagem de fluxos de detritos pode se dar a partir de modelos físicos ou matemáticos. Os modelos físicos podem ser construídos, enquanto os modelos matemáticos podem ser empíricos ou computacionais, os quais podem ter embasamento físico (PAIXÃO, 2021).

Devido à alta complexidade do fenômeno, muitos modelos têm sido utilizados para tentar simular o comportamento de fluxos de detritos, a modelagem numérica computacional é uma das ferramentas mais importantes e eficientes para fins de mapeamento. Modelos numéricos requerem baixo custo de implementação e possibilitam maior agilidade na obtenção de resultados, uma vez que podem simular cenários mais facilmente e a custos inexpressivos quando comparados com os modelos físicos (PAIXÃO, 2021).

No mercado, existem vários *softwares* disponíveis para simulação de fluxos de detritos, como FLO-2D (O'BRIEN et al., 1993), DAN-W (HUNGR, 1995), LISEM (DE ROO et al., 1996), HB (LAIGLE e COUSSOT, 1997), BING-1D (IMRAN et al., 2001), DAN-3D (MCDUGALL e HUNGR, 2004), DFEM (NAEF et al., 2006), KANAKO-2D (NAKATANI et al., 2007), MassMov2D (BEGUERÍA et al., 2009), TRENT-2D (ARMANINI et al., 2009), SIRDEFLOW (PAUL, 2020), entre outros.

No Brasil, alguns destes *softwares* são largamente utilizados, por exemplo o FLO-2D, foi utilizado por Rocha (2014), para simular fluxos de detritos ocorridos na bacia do rio Cunha no município de Rio dos Cedros/SC, já Sakai (2014), utilizou o mesmo modelo para

realizar um estudo de impacto de *debris flows* na bacia do rio Santo Antônio em Caraguatatuba/SP, neste caso em especial foi realizado uma retroanálise do evento ocorrido em 1967.

Paixão et. al. (2021), utilizou o KANAKO-2D, para simular fluxos de detritos na bacia hidrográfica do arroio Böni, em Alto Feliz e São Vendelino/RS, ao utilizar esse programa ele analisou a sensibilidade do modelo em relação a alcance, área de erosão, área de deposição, área total atingida e largura do fluxo. Já Michel et al. (2021), utilizou o SIRDEFLOW, para elaboração do relatório técnico dos desastres de dezembro de 2020 nos municípios de Presidente Getúlio, Ibirama e Rio do Sul/SC.

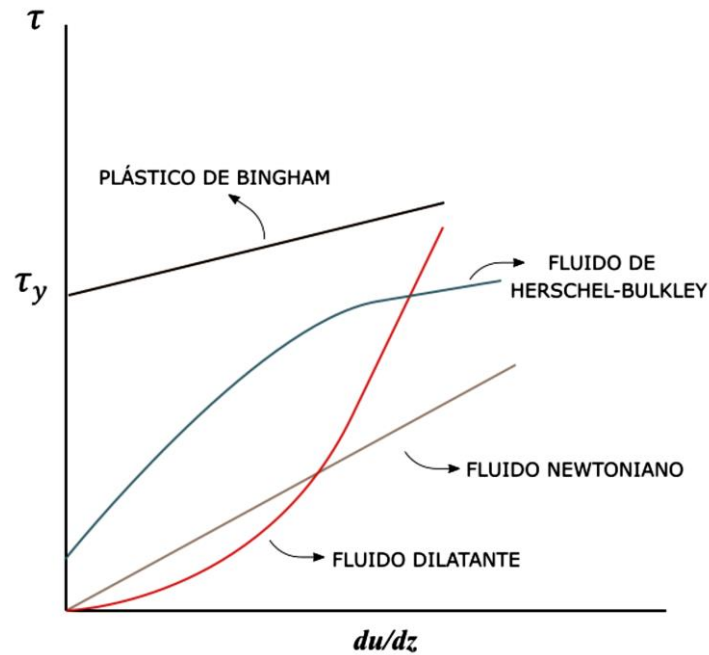
### 3.5.1 SIRDEFLOW

O *Simplified Rheology Based Debris Flow Simulation* (SIRDEFLOW) é um modelo matemático de propagação de fluxo de detritos, simplificado, determinístico e fisicamente embasado para fluidos newtonianos e não-newtonianos em escala de bacia hidrográfica. Foi desenvolvido por Leonardo Rodolfo Paul, mestre em recursos hídricos e saneamento ambiental pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). O modelo foi desenvolvido em linguagem Python 3.7, que possui suporte e integração com o *software* de geoprocessamento QGIS, atualmente está em versão pré-distribuição.

O SIRDEFLOW, utiliza uma abordagem de fluido newtoniano de uma fase, ou seja, uma mistura homogênea sem distinção entre o comportamento da água e dos sedimentos, interpretando a célula como um canal. As vantagens de utilização desse modelo é requerer poucos parâmetros de entrada, permitindo a interação entre fluxos de múltiplas iniciações e possibilitando a visão da distribuição de volumes, bem como o alcance ao longo da paisagem.

#### 3.5.1.1 Abordagens reológicas do modelo

O modelo utiliza as seguintes abordagens reológicas: Fluido Newtoniano (n) (HUNT, 1994); Plástico de Bingham (b); Herschel-Bulkley (hb); e Dilatante (d), Figura 11.



**Figura 11 – Diagrama tensão cisalhante x deformação em diferentes abordagens reológicas.**

FONTE: Adaptado de Takahashi (2014)

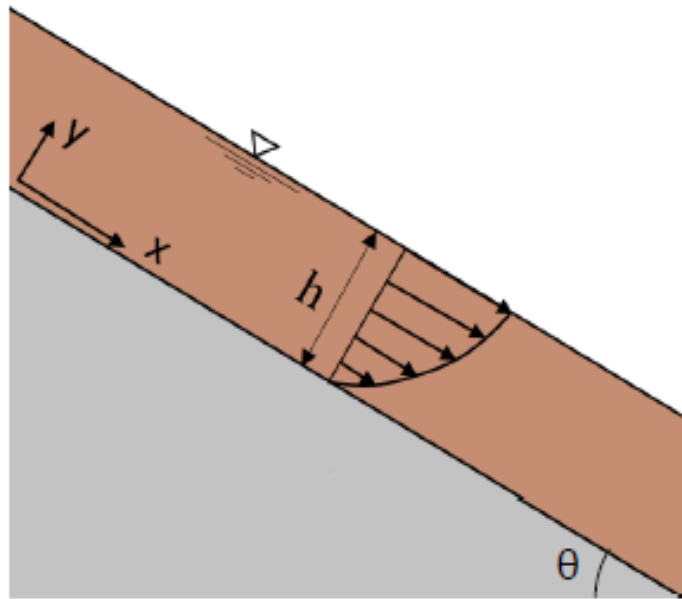
O Fluido Newtoniano, se deformam a partir de qualquer tensão aplicada, não representam a maior parte dos fluxos de detritos, mas podem servir como uma solução simples, é utilizado para fluidos como água, mercúrio e álcool, representado pela Figura 12. A equação constitutiva para um fluido Newtoniano ideal e sua respectiva velocidade é dada pela equação:

$$\tau = \mu_n \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

Onde:  $\tau$  é a tensão cisalhante ( $\text{N.m}^{-2}$ );  $\mu_n$  é a viscosidade efetiva do fluido ( $\text{Ns.m}^{-2}$ );  $(\partial u/\partial z)$  corresponde à taxa de deformação do fluido.

$$q_f = \frac{gh_e^3}{3\nu_N} \sin \theta \quad (1.1)$$

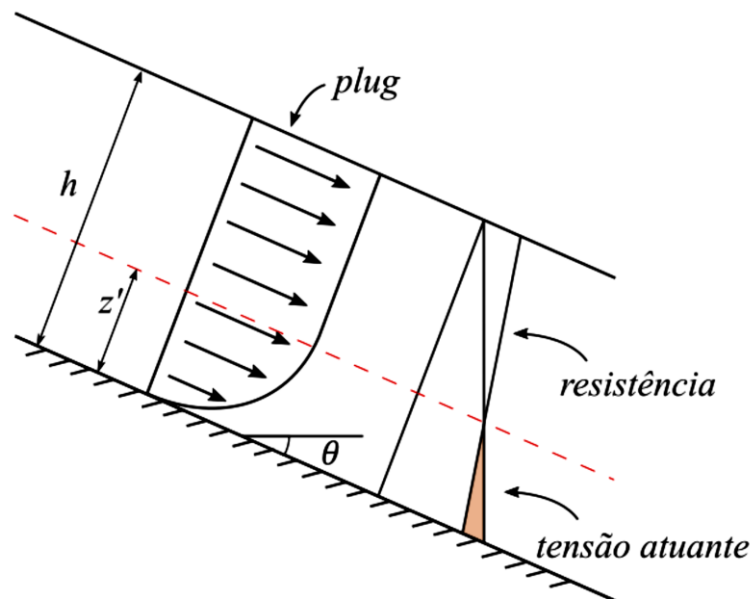
Onde:  $q_f$  é o fluxo unitário;  $g$  é a aceleração gravitacional ( $\text{m.s}^{-2}$ );  $h_e$  é a altura do escoamento (m);  $\nu_N$  é a viscosidade cinemática para o fluido newtoniano ( $\text{Ns.m}^{-2}$ ); e  $\theta$  é o ângulo da encosta ( $^\circ$ ).



**Figura 12 – Representação do escoamento de Fluido Newtoniano.**

FONTE: Adaptado de Takahashi (2014)

Para o Plástico de Bingham é necessária uma tensão mínima para começar a se deformar, ou seja, a partir de um valor de tensão de cisalhamento crítica, representado pela Figura 13.



**Figura 13 – Representação do escoamento de Fluido Plástico de Bingham e Herschel-Bulkley.**

FONTE: Adaptado de Takahashi (2014)

A característica destes fluidos é possuir uma alta fração de argila, porções que se comportam de maneira plástica e ao longo do percurso formando *plugs* (camada em que a velocidade de movimento é máxima e constante ao longo de sua extensão). Exemplos comuns deste tipo de fluido são piche, creme dental, água com argila, entre outros.

A partir do momento em que há movimento a taxa de deformação passa a ser linearmente proporcional à viscosidade dinâmica, representado pela equação 2:

$$\mu_b \frac{\partial u}{\partial z} = \begin{cases} 0, & \tau < \tau_y \\ \tau - \tau_y, & \tau \geq \tau_y \end{cases} \sim \text{Logo, } \tau = \tau_y + \mu_b \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2)$$

Onde:  $\tau_y$  é a tensão cisalhante crítica (N.m<sup>-2</sup>);  $\mu_b$  é a viscosidade do plástico de Bingham (Ns.m<sup>-2</sup>);  $(\partial u/\partial z)$  corresponde à taxa de deformação do fluido.

De acordo com Paul (2020), ao considerar que  $\tau_y$  e  $\mu_b$  são constantes, em regime permanente, uniforme, a velocidade ao longo do perfil pode ser dada por:

$$u = \frac{g \cdot z'^2 \sin \theta}{\nu_B} \left( \frac{y}{z'} - \frac{1}{2} \left( \frac{y}{z'} \right)^2 \right) \quad (2.1)$$

Onde:  $u$  é a velocidade ao longo do perfil (m.s<sup>-1</sup>); o fluxo unitário;  $g$  é a aceleração gravitacional (m.s<sup>-2</sup>);  $\nu_B$  é a viscosidade cinemática para fluido de Bingham (m.s<sup>-2</sup>) e  $\theta$  é o ângulo da encosta (°).

Considerando a Equação 2.1, podem ser obtidos o fluxo e a velocidade média através das equações:

$$q_f = \int_0^{z'} u \, dy = \frac{g \cdot z'^3 \sin \theta}{\nu_B} \left( \frac{1}{2} - \frac{z'}{6h_e} \right) \quad (2.2)$$

$$U = \frac{g \cdot z'^2 \sin \theta}{\nu_B} \left( \frac{1}{2} - \frac{z'}{6h_e} \right) \quad (2.3)$$

Onde:  $g$  é a aceleração gravitacional (m.s<sup>-2</sup>);  $\theta$  é o ângulo da encosta (°);  $\nu_B$  é a viscosidade cinemática para fluido de Bingham (m.s<sup>-2</sup>); e  $h_e$  é a altura do escoamento (m).

Desse modo, se a profundidade  $h_e$  for igual a  $z'$ , significa que todo o ambiente está fluidificado, reduzindo-se a uma equação semelhante.

Para o Herschel-Bulkley, é também necessária uma tensão mínima para começar a deformar, porém a relação não precisa mais ser linear, por conta do expoente “m”, portanto, a taxa de deformação é expressa pela equação 3:

$$K_{HB} \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^m = \begin{cases} 0, & \tau < \tau_y \\ \tau - \tau_y, & \tau \geq \tau_y \end{cases} \quad (3)$$

Onde:  $K_{HB}$  é o índice de consistência do fluido; e  $m$  é o índice de comportamento do fluido, o qual varia entre 0 e 1 e determina o comportamento do escoamento – para  $m = 1$ , o fluido comportar-se-á como um plástico de Bingham, caso  $y = z'$ , então será reduzida a uma equação típica de um fluido newtoniano.

Esse tipo de fluido também possui um *plug*, que tende a se tornar mais espesso conforme a diminuição do coeficiente m (PAUL, 2020). O perfil de velocidades e a velocidade média são dados pelas seguintes equações:

$$u = \left( \frac{m}{m+1} \right) * \left( \frac{g \cdot z'^{m+1} \cdot \sin \theta}{v_{HB}} \right)^{\frac{1}{m}} * \left( 1 - \left( 1 - \frac{y}{z'} \right)^{\frac{m+1}{m}} \right) \quad (3.1)$$

$$U = \left( \frac{m}{m+1} \right) * \left( \frac{g \cdot z'^{m+1} \cdot \sin \theta}{v_{HB}} \right)^{\frac{1}{m}} * \left( 1 - \frac{m}{2m+1} * \frac{z'}{h_e} \right) \quad (3.2)$$

Onde:  $v_{HB} = K_{HB}/\rho_{HB}$  é a viscosidade cinemática para um fluido de Herschel-Bulkley ( $m.s^{-2}$ );  $g$  é a aceleração gravitacional ( $m.s^{-2}$ );  $h_e$  é a altura do escoamento (m); e  $\theta$  é o ângulo da encosta ( $^\circ$ ).

Exemplos comuns deste tipo de fluido são os polímeros, a equação constitutiva permite assumir comportamentos tanto dilatantes como pseudoplásticos.

Já o fluido dilatante irá se deformar de maneira não-linear, aumentando sua resistência à deformação conforme o aumento da tensão cisalhante. A equação de um fluido dilatante é expressa pela equação 4:

$$\tau = K_d \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^n, n > 1 \quad (4)$$

Onde:  $\tau$  é a tensão cisalhante;  $K_d$  é o índice de consistência do fluido dilatante;  $(\partial u/\partial z)$  corresponde à taxa de deformação do fluido e o  $n$  é o índice de comportamento do fluido.

As soluções para o perfil de velocidades e velocidade média são apresentadas nas equações:

$$u = \left( \frac{n}{n+1} \right) * \left( \frac{g \cdot h_e^{n+1} \cdot \sin \theta}{v_d} \right)^{\frac{1}{n}} * \left[ 1 - \left( 1 - \frac{y}{h_e} \right)^{\frac{n+1}{n}} \right] \quad (4.1)$$

$$U = \left( \frac{n}{n+1} \right) * \left( \frac{g \cdot h_e^{n+1} \cdot \sin \theta}{v_d} \right)^{\frac{1}{n}} * \left[ 1 - \frac{n}{2n+1} \right] \quad (4.2)$$

Onde:  $v_d = K_d/\rho_d$  é a viscosidade cinemática para um fluido dilatante;

O comportamento esperado por um fluido dilatante é o aumento da resistência à deformação conforme o aumento da tensão cisalhante. Assim, o coeficiente  $n$  deve ser maior que 1. Essa abordagem reológica é a comumente utilizada em modelos de propagação de fluxos de detritos rochosos.

### 3.5.1.2 Algoritmos de direcionamento de fluxo

Esse modelo utiliza três métodos de direcionamento de fluxo, o *deterministic eight-node algorithm* - D8 (O'CALLAGHAN e MARK, 1984), *D-infinity* - D-inf (TARBOTON, 1997) e o *Freeman's Multiple Flow Direction* – MFD (FREEMAN, 1991). Como o modelo resolve as velocidades para uma direção, precisamos de um método que indique a direção do escoamento.

No método D8, a partir de cada *pixel* do MDT o fluxo é direcionado em uma direção entre oito opções, e sempre é direcionado para o maior desnível negativo de declive, Figura 14. Para Wilson (2018), esse algoritmo pode ser mais adequado para avaliar fluxos em um vale, mas pouco interessante para áreas muito planas ou em cumes onde há divergência de escoamento. O declive é calculado pela equação 5:



$$S_{D8} = \max_{i=1,8} \left[ \frac{z_0 - z_i}{b_p \cdot \varphi_i} \right] \quad (5)$$

Onde:  $S_{D8}$  é o declive no sistema D8;  $z_0$  é a altura da célula central;  $z_i$  é a altura da  $i$  célula do entorno;  $b_p$  é a dimensão do pixel;  $\varphi_i$  é o coeficiente de aspecto (equivalência de distâncias entre os centros de duas células adjacentes), o qual será igual a 1 para células horizontais e verticais ao pixel e  $\sqrt{2}$  para células diagonais.

77	71	68	70	57	48	↘	↘	↘	↘	↓	↙
74	66	56	48	45	50	↘	↘	↘	↓	↙	↙
68	52	43	36	37	47	→	→	↘	↓	↙	↓
63	57	54	21	30	23	↗	↗	↘	↘	↓	↙
67	60	46	20	15	19	↘	↘	↘	↘	↙	↙
73	52	33	11	12	13	→	→	→	↓	←	←

**Figura 14 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método D8.**

FONTE: Zhang et al., (2015)

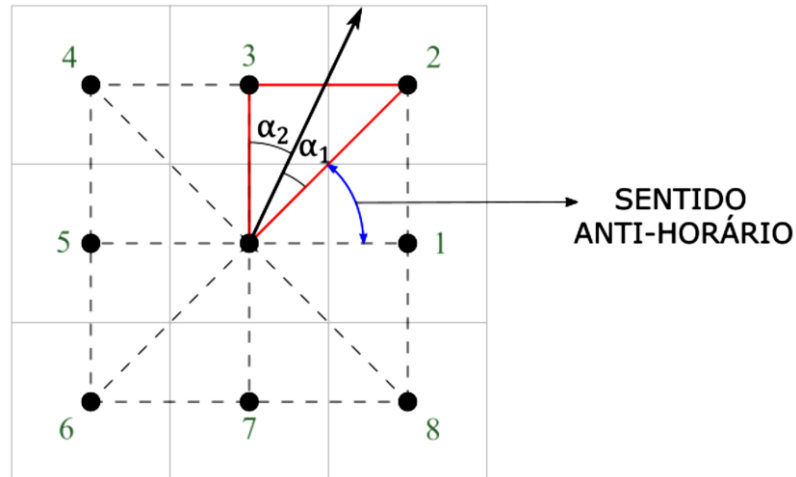
O método D-inf, indica uma direção, dentre infinitas opções, ele trabalha com uma única direção de fluxo, que terá uma orientação entre 0 e  $2\pi$  voltada para o declive mais acentuado dentre oito feições triangulares (TARBOTON, 1997). O algoritmo verifica as declividades ao obter as diferenças de altura entre os centros focais dos 8 pixels circundantes. A partir da direção, são calculados os ângulos ( $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ ), representados pelas equações 6, 6.1:

$$F_i = \frac{a_2}{a_1 + a_2} \quad (6)$$

$$F_{i+1} = \frac{a_1}{a_1 + a_2} \quad (6.1)$$

Onde:  $F_i$  é o escoamento particionado para a célula  $i$ ; e  $F_{i+1}$  é o fluxo particionado para a célula seguinte no sentido anti-horário.

Os ângulos são calculados no sentido anti-horário a partir do Leste e é formado na direção com maior declividade, onde até duas células recebem o fluxo, Figura 15.



**Figura 15 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método D-inf.**

FONTE Adaptado de (TARBOTON, 1997)

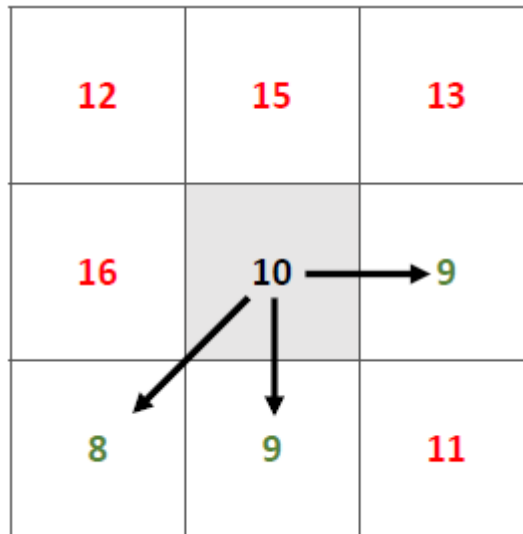
Esse método utiliza o método D8, quando há áreas muito planas ou depressões, indicando o *pixel* como “não resolvido” para indicar o escoamento para um *pixel* vizinho de elevação semelhante que tenha sua direção de fluxo determinada (TARBOTON, 1997).

Já o método MFD, diferente dos outros dois, é capaz de distribuir o fluxo para mais de uma célula de acordo com a declividade. A distribuição de fluxos flui por até oito direções, dependendo da declividade e do parâmetro  $\eta$ , equação 7:

$$F_i = \frac{(\tan \beta_i)^\eta}{\sum_{j=1}^{\eta} (\tan \beta_j)^\eta} \quad \{ \tan \beta_i > 0; \eta \leq 8 \} \quad (7)$$

Onde:  $\beta_i$  é a declividade da célula  $i$ ;  $\eta$  é um expoente operacional que quando próximo de 1 estimula a dispersão do fluxo e quanto maior for seu valor, seu comportamento se aproxima de um algoritmo de fluxo único.

Quando o algoritmo encontra uma área plana, em que os pixels do entorno possuem o mesmo valor, a direção do fluxo será determinada considerando células que estão além do grid. Esse procedimento é realizado até encontrar uma célula que possui altitude inferior à área plana (FREEMAN, 1991), Figura 16.



**Figura 16 – Representação do direcionamento de Fluxo pelo método MFD.**

FONTE Adaptado de (FREEMAN, 1991)

### 3.5.1.3 Soluções utilizadas pelo modelo para fluido Newtoniano

A solução para estimar o fluxo que passa por cada célula parte das equações de Hunt (1994), Navier-Stokes e continuidade para duas dimensões (sendo  $x$  a componente paralela ao fundo e  $y$  a componente perpendicular ao fundo), representada na Equação 8:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} + \rho \cdot g \cdot \sin \theta + \mu \cdot \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = \rho \cdot \left( u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial t} \right) \quad (8)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial y} + \rho \cdot g \cdot \cos \theta + \mu \cdot \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) = \rho \cdot \left( u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial t} \right) \quad (8.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (8.2)$$

Onde:  $p$  é a pressão;  $u$  e  $v$  são as velocidades nas componentes  $x$  e  $y$ , respectivamente ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $\theta$  é o ângulo da encosta ( $^\circ$ );  $\mu$  é a viscosidade dinâmica do fluido ( $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $\rho$  é a massa específica do fluido ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ).

Tendo como pressuposto o escoamento permanente e completamente desenvolvido, portanto,  $u$  e  $p$  irão depender apenas de  $y$  e a velocidade vertical passa a ser desprezada. Assim, a solução torna-se, Equação 9:

$$g \cdot \sin \theta + v_N \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0 \quad (9)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial y} - \rho \cdot g \cdot \cos \theta = 0 \quad (9.1)$$

Onde:  $v_N = \mu/\rho$  é a viscosidade cinemática para o fluido newtoniano.

Assume-se um perfil de velocidades em que  $u$  junto ao fundo e as tensões cisalhantes na superfície são nulas. A velocidade em ponto qualquer da componente  $y$  é dada pela Equação 10:

$$u = \frac{g}{2v_N} \cdot [h^2 - (h - y)^2] \cdot \sin \theta \quad (10)$$

Assim, considerando que o escoamento possui uma altura  $h$ , o fluxo unitário ( $q$ ) pode ser determinado por uma integração da variação da velocidade ao longo da componente  $y$ , Equação 11.

$$q = \int_0^h u \, dy = \frac{g \cdot h^3}{3v_N} \cdot \sin \theta \quad (11)$$

Dessa maneira, a velocidade média do perfil ( $U$ ) pode ser expressa pela Equação 12:

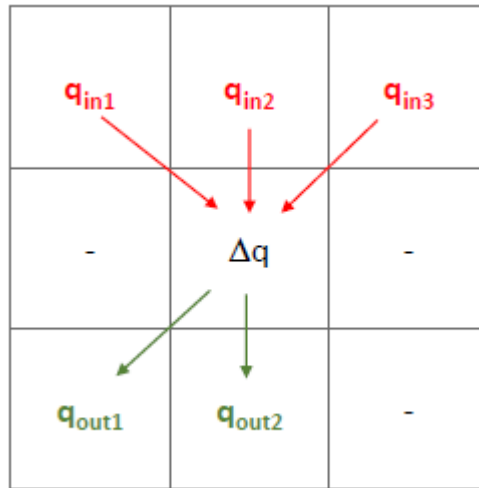
$$U = \frac{q}{h} = \frac{g \cdot h^2}{3v_N} \cdot \sin \theta \quad (12)$$

As formulações finais são denominadas como aproximação de onda-cinemática (*kinematic wave*). Com essa equação é possível estimar a variação das alturas e dos fluxos em cada incremento de tempo.

Para avaliar a mudança transiente da profundidade do escoamento do fluxo de detritos, a seguinte equação de conservação de massa é utilizada, Equação 13:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla q = 0 \quad (13)$$

Essa equação exprime um balanço de entradas e saídas em um volume de controle aberto interligado por outras oito unidades, que são os *pixels* do entorno, Figura 17.



**Figura 17 – Representação da conservação de massa em um grid.**

FONTE: Paul (2020)

Assim, ao discretizar a Equação 13 por uma aproximação de diferenças finitas pelo método de Euler para equação diferencial ordinária, a altura do escoamento de uma célula no tempo  $t$  é expressa por:

$$h(t) = h.(t - 1) + \frac{\Delta t}{b} \cdot \left( \sum_{i=1}^8 q_{in} - \sum_{i=1}^8 q_{out} \right) \quad (14)$$

Onde:  $b$  é a dimensão da célula (m);  $q_{in}$  é o fluxo proveniente das oito células envolta da célula em análise ( $m^2/s$ );  $q_{out}$  é o fluxo que sai da célula em análise para as oito células adjacentes ( $m^2/s$ ). A acurácia desse método estará diretamente ligada ao intervalo de tempo ( $\Delta t$ ), na qual menores intervalos resultarão em uma solução mais adequada.

Dessa maneira, o fluxo que sai da célula é calculado e redistribuído para as células indicadas pelo algoritmo de direcionamento de fluxo. Esse cálculo ocorre até atingir o critério de parada. Para tanto, o modelo utiliza a raiz do valor quadrático médio (ou *root mean square* – RMS) da diferença das alturas entre os tempos  $t$  e  $t - 1$ .

A fórmula do RMS para este caso é dada pela Equação 15:

$$h_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_t - h_{t-1})^2} \quad (15)$$

Onde:  $h_{RMS}$  é o RMS da altura para as células entre os tempos  $t$  e  $t - 1$  (m).

Entretanto para áreas muito grandes com pequenas áreas de iniciação de fluxo de detritos poderiam encerrar a simulação precocemente. Dessa forma, é utilizado como critério de parada a máxima diferença de alturas entre os tempos  $t$  e  $t - 1$ . Os valores variam de 0,1 a 0,001 m (PAUL, 2020).

Para não ocorrer espalhamento do fluxo de detritos além do limite das manchas observadas, é inserido um coeficiente de limite, chamado de coeficiente de espalhamento ( $C_{esp}$ ). Esse coeficiente é utilizado no D-inf *Avalanche Runout*, uma ferramenta que cria manchas de propagação de fluxos a partir do ângulo de alcance o qual é formado entre o ponto de origem do fluxo e o ponto de maior alcance do fluxo (PAUL, 2020).

#### 3.5.1.4 Funcionamento do modelo

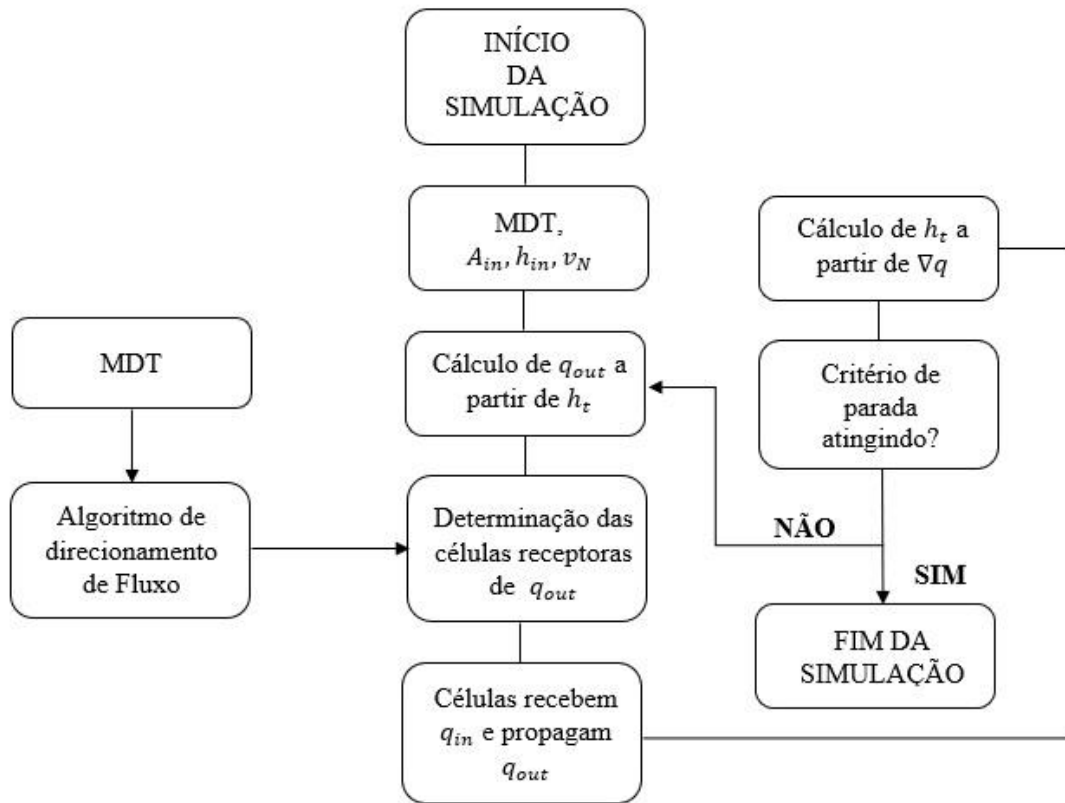
Para o funcionamento do modelo são necessários alguns parâmetros de entrada, sendo eles:

- (i) MDT da área de estudo;
- (ii) *Grid* indicando as declividades associadas a cada *pixel*;
- (iii) Zona de iniciação do fluxo de detritos ( $A_{in}$ );
- (iv) Profundidade da superfície de ruptura ( $h_{in}$ ), que será associada a área de iniciação, constituindo o volume a ser propagado;
- (v) Viscosidade cinemática para fluido newtoniano ( $\nu$ ).

Além destes cinco parâmetros descritos, existem os parâmetros operacionais adotados pelo programa, são eles:

- (i) coeficiente de espalhamento ( $C_{esp}$ ) – disponível somente para D-inf;
- (ii) intervalo de temporal para realização dos cálculos ou *time step* ( $\Delta t$ );
- (iii) valor do critério de parada (variação máx. da altura).

Após inseridas todas as entradas, o algoritmo iniciará os cálculos, todo fluxograma do modelo é representado pela Figura 18.



**Figura 18 – Fluxograma SIRDEFLOW.**

FONTE: Adaptado de PAUL (2020)

Ao fornecer as áreas de iniciação do fluxo, junto às profundidades, as células têm suas respectivas alturas iniciais de escoamento. A partir disso, é calculado o primeiro afluxo ( $q_{out}$ ) para cada uma das células considerando as alturas de escoamento iniciais. Em seguida são determinadas as células receptoras a partir de informações fornecidas pelo algoritmo de direcionamento de fluxo. Então, ocorre o influxo e afluxo simultaneamente, gerando uma variação de altura na célula.

A partir dos volumes propagados, uma nova altura  $h_t$  é calculada para a célula. O critério de parada verifica se a máxima variação das alturas foi inferior ao valor pré-estabelecido. Caso essa variação for inferior ao valor informado, a simulação é encerrada, caso contrário os afluxos são recalculados com base em  $h_t$ . Assim, o modelo permite extrair

informações de velocidade e profundidade do escoamento de acordo com um intervalo de iterações fornecidas pelo usuário (PAUL, 2020).

#### 3.5.1.5 Limitações do modelo

Assim como em outros modelos, os parâmetros reológicos possuem maior fonte de incertezas, as equações constitutivas para fluidos acabam servindo como uma abstração de comportamentos das partículas envolvidas nos fluxos de detritos (IVERSON, 2003). Outro parâmetro importante, além de ser um fator de calibração do modelo é a viscosidade cinemática do solo, que são obtidos com viscosímetros e determinados em laboratório, normalmente em trabalhos científicos, esses parâmetros são utilizados oriundos de bibliografia, e comumente são testados individualmente para se adequarem às áreas de estudo.

De acordo com Paul (2020), a exatidão da simulação depende do intervalo de tempo  $\Delta t$ , o modelo também não avalia a iniciação do fluxo e seu desenvolvimento, apenas o seu deslocamento. Não avalia a erosão e as deposições dos sedimentos, por atuar em regime permanente, não considera a alteração das propriedades do fluxo de detritos ao longo do tempo.

### 3.6 MODELO NUMÉRICO PARA ESTABILIDADE DE ENCOSTA

O estudo de estabilidade de encostas considera, fundamentalmente, a relação de equilíbrio existente entre as forças provindas do peso dos materiais, efeito da água e as relacionadas à resistência de ruptura (FIORI e CARMIGNANI, 2001). Dessa forma, os modelos físicos de estabilidade de encostas normalmente, trabalham com dois módulos: o módulo geotécnico, tendo como base a equação de Mohr-Coulomb e o módulo hidrológico.

No mercado, encontra-se vários programas disponíveis como o SHALSTAB (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994), SINMAP (PACK et al., 1998), TRIGRS (BAUM et al., 2002), SLOPE/W (GEO-SLOPE, 2017), entre outros.

No Brasil diversos pesquisadores utilizam o SHALSTAB na investigação de estabilidade de encostas naturais. Melo e Kobiyama (2018), identificaram 39 estudos, através do levantamento dos trabalhos técnico-científicos que aplicaram o modelo SHALSTAB no mapeamento de escorregamentos no Brasil no período de 2002–2016.



Salvador et. al. (2020), adotou o SHALSTAB para mapear e analisar as áreas dos desastres de dezembro de 2020 nos municípios de Presidente Getúlio, Ibirama e Rio do Sul/SC. Já o grupo de pesquisa em desastres naturais (GPDEN – IPH/UFRGS), utiliza este modelo para a elaboração de relatórios técnicos e pesquisas, buscando compreender e representar a dinâmica de fenômenos naturais que resultam em desastres, com o intuito de disseminar o conhecimento e promover a conscientização da população, em especial próxima a zonas de risco.

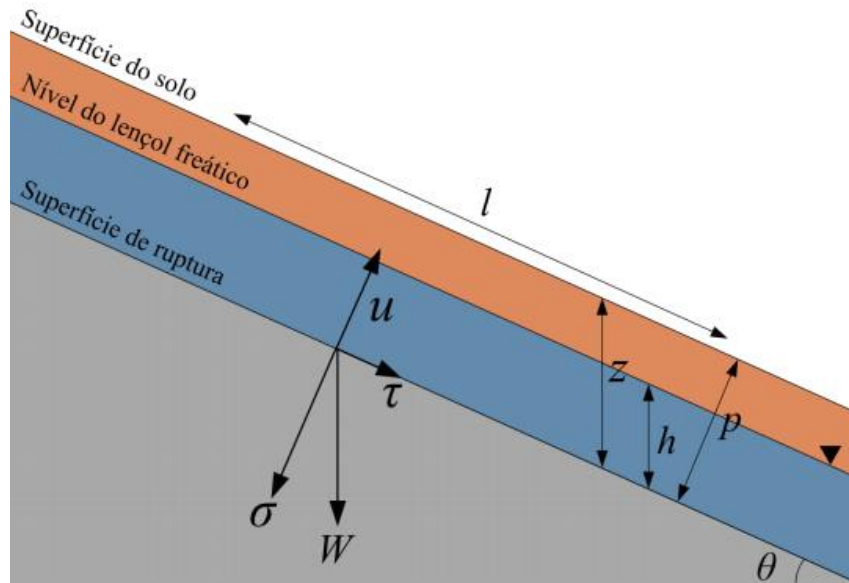
### 3.6.1 SHALSTAB

O *Shallow Landslide Stability Analysis* (SHALSTAB) é um modelo determinístico, direcionado a identificação de locais com predisposição a escorregamentos translacionais rasos, que combina dois modelos: estabilidade de encosta infinita (MEEI) e o modelo hidrológico de estado uniforme (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998). Desse modo, o modelo determina as áreas suscetíveis a escorregamentos a partir da relação entre a razão da quantidade da chuva e a transmissividade suficiente para provocar a instabilidade de uma encosta (MELO e KOBIYAMA, 2018).

Segundo Michel (2015), o modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI) simula a estabilidade de uma porção de solo situada diretamente sobre a camada impermeável, que pode ser o embasamento rochoso ou uma interface entre dois solos de condutividade hidráulica distinta. Já o modelo hidrológico de estado uniforme (MHEU) é responsável pelo balanço entre a concentração e a transmissão da água no solo, caracterizando, assim, os locais da área de estudo que estarão sujeitos à saturação. Ou seja, o módulo geotécnico vai medir o equilíbrio ou desequilíbrio de tensões em uma porção de solo, já o módulo hidrológico vai ser responsável por estimar a quantidade de água no solo.

#### 3.6.1.1 Modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI)

O modelo de estabilidade de encosta infinita baseia-se na lei de Mohr-Coulomb em uma abordagem bidimensional, onde, no momento da ruptura de uma encosta, a tensão de cisalhamento gerada pelo peso do solo torna-se igual à resistência ao cisalhamento existente. De acordo com Michel (2015), este compara os componentes desestabilizadores da gravidade e os componentes estabilizadores do atrito e da coesão em um plano de falha paralelo à superfície do solo, desprezando os efeitos das margens, Figura 19.



**Figura 19 – Representação hipotética de uma encosta.**

FONTE: Adaptado de Michel (2015)

Do modelo de estabilidade de encosta para vertentes infinitas (MICHEL, 2015), representado na Figura 19, se extraem as Equações (16), (17) e (18):

$$\tau = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \quad (16)$$

Onde:  $\tau$  é a tensão cisalhante no momento da ruptura ( $\text{kg/m.s}^2$ );  $g$  é a aceleração gravitacional ( $\text{m/s}^2$ );  $\rho_s$  é a massa específica do solo úmido ( $\text{kg/m}^3$ );  $z$  é a profundidade do solo (m);  $\theta$  declividade do terreno ( $^\circ$ ).

$$\sigma = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2\theta \quad (17)$$

Onde:  $\sigma$  é a tensão normal ( $\text{kg/m.s}^2$ ).

A poro-pressão ( $u$ ), também conhecida como pressão neutra é a força que atua no sentido oposto à tensão normal, sendo resultante da pressão que a água dentro dos poros do solo está exposta (FIORI e CARMIGNANI, 2001). Esta variável pode ser expressa de diversas maneiras e sua formulação depende da complexidade com a qual os fenômenos hidrológicos que ocorrem na bacia serão abordados (MICHEL, 2015).

$$u = g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2\theta \quad (18)$$

Onde:  $u$  é a poro-pressão ( $\text{kg/m.s}^2$ );  $\rho_w$  é a massa específica da água ( $\text{kg/m}^3$ );  $h$  é altura da coluna d'água (m).

O critério de falha de Mohr-Coulomb pode então ser avaliado usando a seguinte Equação 19:

$$\tau = c + (\sigma - u). \tan\phi \quad (19)$$

Onde:  $c$  é a coesão do solo ( $\text{kg/m.s}^2$ );  $\phi$  é o ângulo de atrito interno do solo ( $^\circ$ ).

Substituindo as Equações (16), (17) e (18) na Equação (19) gera a relação de equilíbrio limite para os MEEI, Equação 20:

$$g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta = c + (g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2\theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2\theta) \cdot \tan\phi \quad (20)$$

Michel (2015), destaca que o termo situado ao lado esquerdo da igualdade na Equação (20) representa a tensão cisalhante. Os termos ao lado direito da igualdade representam a resultante da resistência ao cisalhamento da encosta. Portanto, a razão entre o lado direito e o lado esquerdo da igualdade determina a propensão de uma encosta a falhar, isto é, o Fator de Segurança (FS), Equação 21:

$$FS = \frac{c + (g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2\theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2\theta) \cdot \tan\phi}{g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta} \quad (21)$$

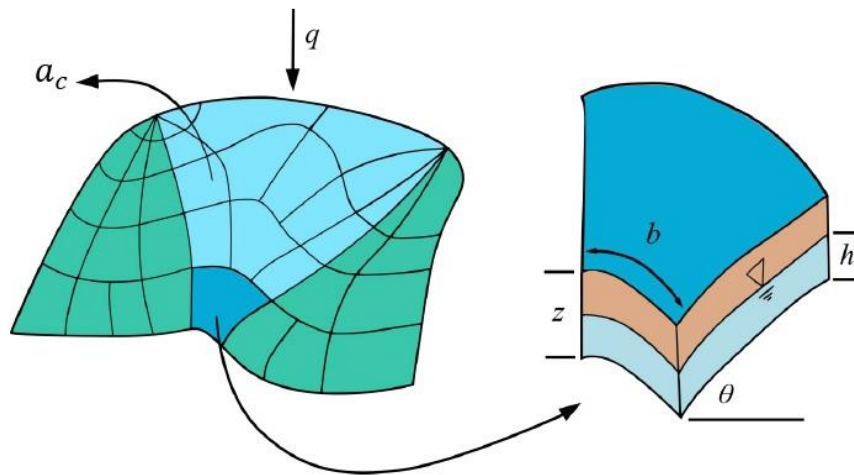
$$FS = \frac{\text{Resistência real ao cisalhamento}}{\text{Resistência mínima ao cisalhamento}} \quad (21.1)$$

Assim, nos locais onde as forças que promovem a estabilidade forem exatamente iguais às forças que levam a instabilidade, o FS é igual a 1. Já quando  $FS < 1$ , a encosta está predisposta à falha e o local é considerado instável; e onde  $FS > 1$ , a encosta tende a estabilidade (MICHEL, 2015). Não se pode afirmar que um valor de  $FS > 1$  representa a estabilidade absoluta, apenas pode-se afirmar que existe um aumento da probabilidade de estabilidade com o aumento do valor de FS (SELBY, 1993).

### 3.6.1.2 Combinação do Modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI) e Modelo hidrológico de estado uniforme (MHEU)

O modelo hidrológico empregado no SHALSTAB é um modelo simplificado de fluxo da água no solo, que foi proposto e desenvolvido por Beven e Kirkby (1979) e O’Loughlin (1986), esse modelo simula a variação padrão do comportamento espacial de umidade do solo (altura da coluna d’água do solo), considerando um estado de recarga uniforme em um período de chuva, no entanto, isso é uma simplificação, visto que evidentemente este evento não ocorre em estado uniforme.

A Figura 20, sintetiza o modelo hidrológico de estado uniforme, representada pela Equação 22.



**Figura 20 – Representação esquemática do modelo hidrológico.**

FONTE: Adaptado de Michel (2015).

A área de contribuição à montante é representada por  $a_c$ ; O comprimento de contorno do limite inferior de cada elemento por  $b$ , e  $q$  é a taxa de recarga uniforme. Por fim,  $h$  e  $z$  representam a coluna d’água a partir das espessuras do fluxo subsuperficial e da massa do solo, respectivamente.

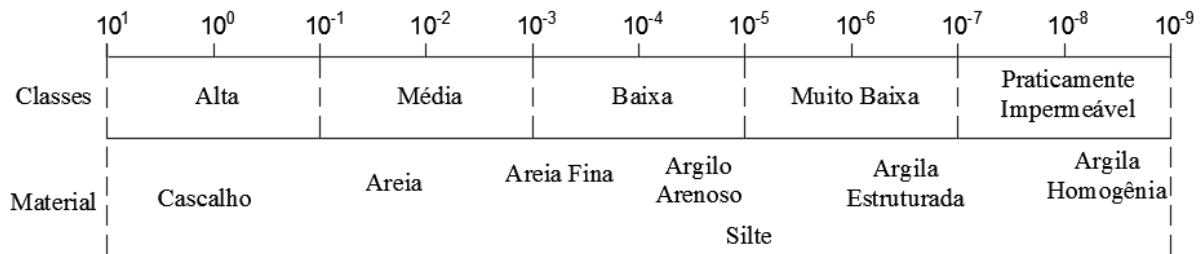
$$w = \frac{q \cdot a_c}{T \cdot b \cdot \sin \theta} = \frac{K_s \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{K_s \cdot \sin \theta \cdot z \cdot \cos \theta \cdot b} = \frac{h}{z} \quad (22)$$

Onde:  $w$  é a umidade do solo (m/m);  $q$  é a taxa de recarga uniforme (m/dia);  $a_c$  é a área de contribuição à montante (m<sup>2</sup>);  $T$  é a transmissividade do solo (m<sup>2</sup>/dia);  $b$  o comprimento de

contorno da fronteira inferior de cada elemento (m);  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada (m/dia).

A condutividade hidráulica ( $K$ ), é uma das mais importantes propriedades hídras do solo. Em condição saturada (poros preenchidos com água),  $K$  atinge seu valor máximo, denominada de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), onde o fluxo se propaga de forma constante atingindo as camadas mais profundas do solo (REICHARDT, 1987).

Desta forma, Klute e Dirksen (1986) apresentam uma distribuição dos valores de  $K$  compatíveis as classes texturais do solo com magnitudes que variam entre  $10^1$  para frações mais permeáveis e  $10^{-9}$   $\text{cm.s}^{-1}$  para impermeáveis, Figura 21.



**Figura 21 – Classes Condutividade Hidráulica ( $\text{cm.s}^{-1}$ ) - Água a 20° C.**

FONTE: Adaptado de Klute e Dirksen (1986)

Em detalhe, a magnitude de  $10^1$  a  $10^{-3}$   $\text{cm.s}^{-1}$  são atribuídas para cascalhos e areias qualificados como alta e média condutividade hidráulica, respectivamente. As magnitudes de  $10^{-3}$  a  $10^{-7}$   $\text{cm.s}^{-1}$  representam as texturas areia fina, argilo-arenosa, silte, franco-argilosa e argila estruturada, consideradas como baixa e muita baixa condutividade hidráulica, e, por fim, entre  $10^{-7}$  a  $10^{-9}$   $\text{cm.s}^{-1}$  estão às argilas homogêneas, consideradas praticamente como impermeáveis (LAWALL, 2018).

Portanto, no SHALSTAB de uma maneira simplificada, ao invés de entrar com o parâmetro de altura de camada de solo saturada ( $h$ ) e ter a dificuldade de estimar a profundidade do solo ( $z$ ) *pixel a pixel*, ele isola a relação ( $h/z$ ) da equação, convertendo essa relação em um teor de umidade do solo ( $w$ ). Ou seja, a combinação do modelo de encosta infinita e do modelo hidrológico de estado uniforme é gerada a partir do rearranjo da Equação (20) em função de  $h/z$ , Equação 23.

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) + \frac{c}{z \cdot g \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi \cdot \rho_w} \quad (23)$$

Igualando as Equações (22) e (23), obtém-se:

$$\frac{q \cdot a_c}{T \cdot b \cdot \sin\theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) + \frac{c}{z \cdot g \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi \cdot \rho_w} \quad (24)$$

No caso do SHALSTAB, a Equação (24) é solucionada como:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a_c} \cdot \sin\theta \cdot \left[ \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) + \frac{c}{z \cdot g \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi \cdot \rho_w} \right] \quad (25)$$

O parâmetro  $q/T$  representa a relação entre a taxa de recarga uniforme ( $q$ ) e a transmissividade do solo ( $T$ ). A taxa de recarga uniforme expressa a magnitude do evento chuvoso e a transmissividade expressa a capacidade do solo em conduzir o volume de água que está infiltrando. Na modelagem de escorregamentos,  $q$  não está relacionada com o valor médio da chuva durante um longo período (por exemplo, durante um ano), e sim durante um período crítico de chuva capaz de desencadear escorregamentos (MICHEL et al., 2021).

Com isso, é possível estabelecer a parcela saturada do solo em determinado ponto, por parâmetros geomorfológicos e hidrológicos. De acordo com Michel (2015), é possível identificar a altura da coluna d'água presente na camada de solo necessária para a desestabilização da encosta.

Também, pode-se definir duas condições extremas: (i) o solo está completamente seco e há ausência de coluna d'água, desta maneira  $h/z = 0$ ; e (ii) o solo está completamente saturado e  $h$  torna-se igual a  $z$ , conseqüentemente  $h/z = 1$ .

Analisando a relação entre  $h/z = 0$  (ausência de coluna d'água do solo), tem-se que a elevada declividade da encosta, se sobressai aos parâmetros de resistência do solo. Nessa condição, é estabelecida a classe incondicionalmente instável, geralmente identificada pelas áreas de difícil acumulação dos solos em função da declividade (MELO e KOBIYAMA, 2018), Equação 26:

$$\tan\theta \geq \tan\phi + \frac{c}{z \cdot g \cdot \cos^2\theta \cdot \rho_w} \quad (26)$$

Em contrapartida, existe a segunda condição, onde o solo está completamente saturado, nesse caso os parâmetros de resistência serão sempre maiores ou iguais à declividade. Essa situação representa a determinação da classe incondicionalmente estável, que pode ser comumente identificada pelas áreas de baixa declividade que não apresentam condições para escorregamento, embora estejam sobre intensas cargas hidráulicas (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994), Equação 27.

$$\tan\theta \leq \tan\phi \cdot \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_w}\right) + \frac{c}{z \cdot g \cdot \cos^2\theta \cdot \rho_w} \quad (27)$$

Segundo Michel et al., (2021), quando uma encosta não é íngreme o suficiente ao ponto de ser incondicionalmente instável ou tão suave ao ponto de ser incondicionalmente estável, há uma altura de coluna d'água capaz de ocasionar sua falha. A definição da porcentagem de saturação necessária para gerar instabilidade se dá por meio de um modelo hidrológico.

Assim sendo, o SHALSTAB, como resultado não gera um fator de segurança e sim um mapa com diferentes valores de  $q/T$ , mais especificamente o log de  $q/T$ , classificando originalmente em 7 classes de instabilidade (MELO e KOBIYAMA, 2018), Tabela 3.

**Tabela 3 – Classes de acordo com o modelo SHALSTAB**

ID	Código da Classe	Classes
1	Instável	Incondicionalmente Instável
2	$\log q/T < -3.1$	Muito Instável
3	$-3.1 < \log q/T < -2.8$	Instável
4	$-2.8 < \log q/T < -2.5$	Nem Instável e Nem Estável
5	$-2.5 < \log q/T < -2.2$	Estável
6	$\log q/T > -2.2$	Muito Estável
7	Estável	Incondicionalmente Estável

Adaptado de: Dietrich e Montgomery (1998)

Desse modo, para uma bacia com características uniformes de transmissividade, quanto maior o valor de  $q/T$  calculado pelo modelo, maior é a magnitude do evento chuvoso requerida para gerar instabilidade no terreno. Os valores de  $q/T$  são numericamente muito

pequenos, por isso, são expressos pelo seu logaritmo em base 10 (MONTGOMARY e DIETRICH, 1998).

Neste contexto, para a aplicação do modelo SHALSTAB, são necessários dados de entrada topográficos, hidrológicos e geotécnicos.



## 4. MATERIAL E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste estudo, foram o modelo digital de terreno, os dados topográficos, hidrológicos e geotécnicos da área de estudo, os *softwares* ArcGIS 10.5, QGIS 3.22.4 e SIRDEFLOW. Para melhor compreensão a metodologia do trabalho foi dividida em 5 etapas distintas, conforme fluxograma abaixo, Figura 22.



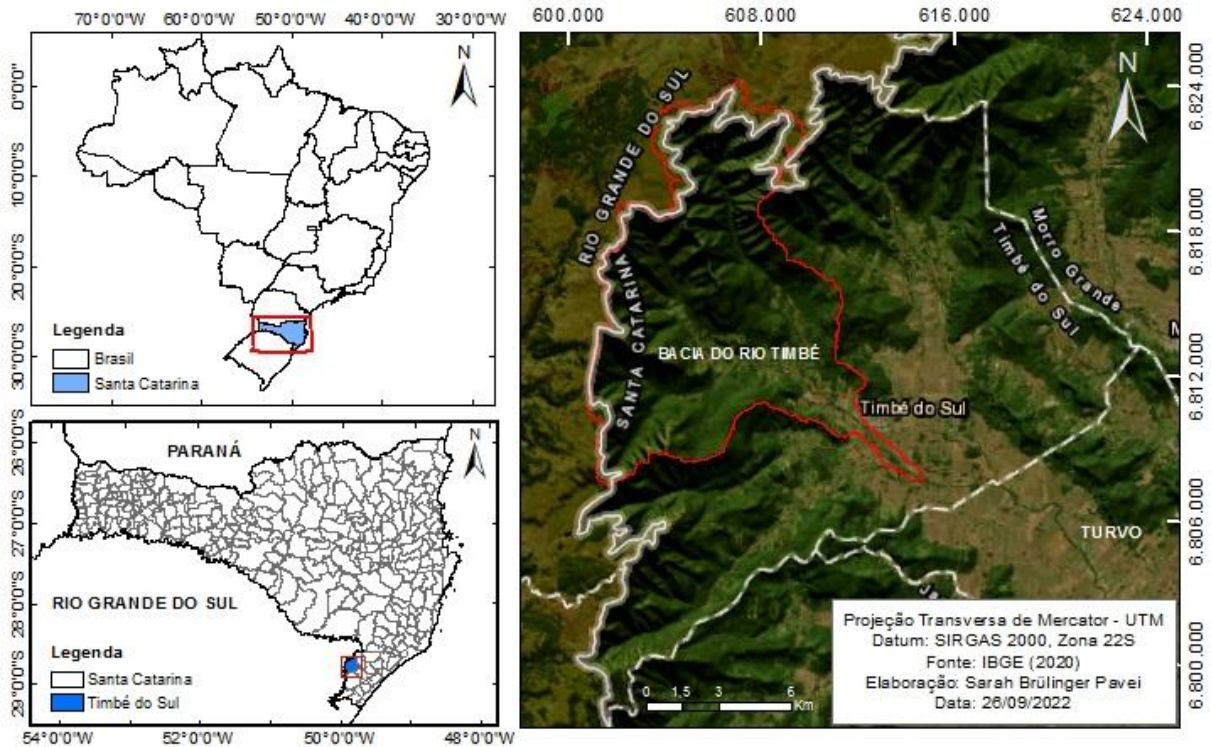
**Figura 22 – Fluxograma de estudo.**

FONTE: Autoria própria (2023)

### 4.1 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do Rio Timbé, está situada na região sul do Estado de Santa Catarina, no município de Timbé do Sul/SC, possui uma população estimada de 5.388 habitantes, abrangendo uma área total de 328,507 km<sup>2</sup> (IBGE, 2021). Está localizada entre as latitudes 28° 26'S e 29° 07'S e longitudes 49° 14'W e 50° 01'W, distando aproximadamente 272 km de Florianópolis e 250 km de Porto Alegre. A bacia apresenta uma área de 114,30 km<sup>2</sup>, e está delimitada de acordo com sua influência sobre o centro urbano deste município, Figura 23.

Pela aplicação do Sistema Köppen, o clima nesta região se enquadra no Grupo C (Mesotérmico), sendo subtropical, uma vez que a média das temperaturas mínimas estão abaixo de 18 °C e acima de 3 °C. Dentro deste grupo, o clima da região Central de Santa Catarina pertence ao tipo úmido (f), sem estação seca distinta. Ainda dentro deste tipo, é possível distinguir, em função do fator altitude, dois subtipos: (i) Subtipo a - de verão quente: característico de zona litorânea onde as temperaturas médias dos meses mais quentes estão acima de 22 °C e; (ii) Subtipo b - de verão fresco: característico de zonas mais elevadas.



**Figura 23 – Bacia do rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2022)

## 4.2 DADOS MORFOMÉTRICOS

Os dados morfométricos da área de estudo, foram obtidos através do estudo análise morfométrica da bacia do rio Timbé desenvolvido por Pavei (2021), nele constam os seguintes parâmetros: geométricos (Tabela 4), índices relativos quando a forma da bacia (Tabela 5), sistema de drenagem (Tabela 6) e relevo (Tabela 7).

**Tabela 4 – Parâmetros geométricos da bacia do rio Timbé**

Parâmetros	Símbolo	Resultado	Unidade
Área	A	114,30	km <sup>2</sup>
Perímetro	P	75,12	km
Comprimento Axial	Lx	18,11	km
Comprimento total de rios	Lt	250,94	km
Comprimento do rio principal	L	19,53	km
Distância nascente - foz	Ev	18,54	km
Diferença entre curvas de nível	H	20	m
Comprimento das curvas de nível	Lcn	3189,93	km
Nº total de rios (1ª ordem)	Nr	119	-
Comprimento da bacia	Lb	19,53	km

**Tabela 5 – Índices relativos à forma da bacia do rio Timbé**

Parâmetros	Símbolo	Resultado
Coefficiente de compacidade	Kc	1,981
Coefficiente de forma	Kf	0,349
Índice de circularidade	Ic	0,255
Razão de alongação	Rea	0,666
Índice entre comprimento e área da bacia	Ico	1,827

Conforme os resultados apresentados nas tabelas 4 e 5, a bacia hidrográfica do rio Timbé se mostra pouco suscetível a inundações em condições normais de precipitação, ou seja, eliminando eventos de intensidades anormais. Constata-se também, que a bacia apresenta formato alongado, indicando que as cheias observadas na região se devem principalmente as condições climáticas e de ocupação da bacia e não a sua forma.

**Tabela 6 – Índices relativos ao sistema de drenagem da bacia do rio Timbé**

Parâmetros	Símbolo	Resultado	Unidade
Densidade de drenagem	Dd	2,195	km km <sup>-2</sup>
Extensão média do escoamento superficial	Ems	0,114	km
Extensão do percurso superficial	Eps	0,228	km
Coefficiente de manutenção	Cm	455,487	m <sup>2</sup> m <sup>-1</sup>
Coefficiente de torrencialidade	Ct	2,286	m <sup>2</sup> m <sup>-1</sup>
Densidade de rios	Dr	1,041	Nr km <sup>-2</sup>
Densidade de confluências	Dc	1,032	Nc km <sup>-2</sup>
Sinuosidade	Sin	1,053	-
Índice de sinuosidade	Is	5,069	%
Classificação	-	Classe I - Muito reto	-
Declividade do rio principal	S1	0,06441	m m <sup>-1</sup>
Declividade do rio principal	S2	0,02973	m m <sup>-1</sup>

Quanto ao sistema de drenagem, conforme os resultados da tabela 6, mostram que a bacia possui uma alta capacidade de drenagem, alta capacidade de gerar novos canais de drenagens, baixa tendência para a ocorrência de inundações relacionados a condições normais de precipitação e é pouco sinuosa.

Através dos valores de declividade do rio principal, pode se obter uma estimativa do tempo de escoamento e o tempo de concentração. De acordo com os estudos geológicos do DNIT (2017), a rede hidrográfica na região serrana, os cursos d'água se encaixam em vales profundos em forma de "V", abertos, de forte pendente e altos gradientes hidráulicos.

**Tabela 7 – Índices relativos ao relevo da bacia do rio Timbé**

Parâmetros	Símbolo	Resultado	Unidade	Classificação
Altitude máxima	Hmáx	1297,00	m	-
Altitude mínima	Hmín	92,00	m	-
Amplitude altimétrica	Dm	1205,00	m	-
Altitude média	Hm	630,933	m	-
Altitude modal	Hmo	1222,73	m	-
Comprimento das curvas de nível	LCN	3189,93	km	-
Declividade média	Dec	0,5582	m m <sup>-1</sup>	-
Coeficiente de massividade	Km	0,5236	-	-
Coeficiente orográfico	Ko	330,36	-	-
Relação de relevo	Rr	62,647	m km <sup>-1</sup>	Relação baixa
Índice de rugosidade	Ir	2644,975	-	-
Coeficiente de rugosidade	Rn	122,525	-	Classe D - solos com uso apropriado para Reflorestamento
Fator topográfico	Ft	22,882	-	-
Razão de textura	Rt	1,584	-	Razão de textura grosseira
Log da textura topográfica	Log Tt	0,600	-	-
Textura topográfica	Tt	3,985	-	Classe textura topográfica grosseira
Índice de Alongamento	KL	10,245	-	-

Conforme os resultados da tabela 7, o ponto de maior elevação está localizado na cota 1297 m, e a cota mínima situa-se na altura da confluência com o Rio Figueira, na cota 92 m em relação ao nível do mar.

Por fim, através destes dados morfométricos, foi possível caracterizar a área de estudo, criando o mapa de cobertura e uso do solo, hipsometria, declividade, geomorfologia e pedologia do terreno.

### 4.3 SHALSTAB

O mapa de áreas suscetíveis a escorregamentos, foram realizadas no *software* QGIS 3.22.4, na qual são necessários sete parâmetros de entrada: área de contribuição (m<sup>2</sup>); declividade (rad.); densidade aparente do solo (g/cm<sup>3</sup>); condutividade hidráulica (m/h); espessura do solo (m); Ângulo de atrito interno (°) e coesão do solo (MPa).

A densidade aparente do solo, espessura e coesão, e ângulo de atrito interno foram obtidos pelos ensaios de cisalhamento direto e triaxial, disponibilizado pelo DNIT (2017), assim como o ensaio triaxial especial realizado por (SILVEIRA et. al, 2004), já a condutividade hidráulica foi obtida na literatura.

As variáveis (área de contribuição e declividade) foram obtidas a partir do tratamento do modelo digital de terreno (MDT), disponível para *download* no Sistema de Informações Geográficas de Santa Catarina (SIGSC), com resolução espacial de 1 m e precisão altimétrica de 1 m, no formato GeoTIFF, com projeção SIRGAS200/UTM Zone 22S.

O tratamento do MDT foi efetuado com o auxílio da ferramenta SAGA (Sistema para Análises Geocientíficas Automatizadas), incluída no QGIS, adotando os seguintes passos:

1° - Foi adicionado o *raster* do MDT para o QGIS;

2° - *Terrain Analysis – Preprocessing: Fill Sinks* (Wang & Liu), com o auxílio dessa ferramenta foi realizado o preenchimento das depressões, ou seja, a remoção das depressões espúrias do modelo digital de terreno. Essa etapa é extremamente necessária para que o fluxo não seja interrompido no escoamento da rede hidrográfica.

3° - *Terrain Analysis – Morphometry: Slope, Aspect, Curvature*, foi inserido o MDT, onde os cálculos foram baseados no método de Zevenbergen e Thorne (1987), com isso foi obtido a declividade em radianos, variando os valores em 0 a 1,5 rad, correspondendo proporcionalmente de 0° a 90°, o *Aspect* e *Curvature*, não foram utilizados para este trabalho.

4° - *Terrain Analysis – Hydrology: SAGA Wetness Index*, foi determinado o escoamento da bacia (*catchment area*) e o *Topographic Wetness Index* (TWI). A área de contribuição (*catchment area*) prediz os pontos que estão situadas nos vales e lugares com menor distância dos cursos d'água expondo uma situação mais realista das áreas úmidas já o TWI por definição, apresenta a distribuição das zonas de saturação de água superficial e do conteúdo de água nos solos, estimando um balanço entre acúmulo de água e condições de drenagem em escala local (OLIVEIRA et al., 2017), porém neste estudo o TWI não foi utilizado.

Por meio dos passos 1° ao 4°, foram obtidos os parâmetros área de contribuição e declividade. Neste trabalho, foi utilizado o SHALSTAB disponível no QGIS, com o auxílio da ferramenta SAGA - *Terrain Analysis – Slope Stability: SHALSTAB*, foram adotados os seguintes parâmetros de entrada, Tabela 8.

**Tabela 8 – Parâmetros de entrada SHALSTAB**

Parâmetros	Símbolo	Valores		Unidade
		Mín. (Global)	Máx. (Global)	
Área de contribuição	<i>ab</i>	grid	grid	m <sup>2</sup>
Declividade	$\theta$	grid	grid	rad.

Massa específica do solo	$\rho_s$	1,26	1,98	$\text{g cm}^{-3}$
Condutividade hidráulica	$K_s$	0,00020	0,001794	$\text{m h}^{-1}$
Espessura do solo	$z$	0,3	1	m
Ângulo de atrito interno	$\phi$	27,4	28,2	°
Coesão do solo	$c$	0,18	0,19	MPa

Posto os dados, o programa iniciou os cálculos, tendo como resultado o mapa de suscetibilidade da bacia, exposto no item 5.2.

Para fins de calibração do modelo a área da bacia foi ampliada de 114,30 km<sup>2</sup> para 190,14 km<sup>2</sup> para a inclusão do *shapefile* das cicatrizes de escorregamentos anteriores, datados de 1995, na bacia do rio Figueira, localizado a 9 km do centro urbano do município. Este processo é importante, para confirmar se as áreas suscetíveis a escorregamentos identificadas pelo SHALSTAB estão condizentes com as áreas onde eventos já ocorreram anteriormente.

Após a calibração do modelo, com o auxílio do *software* ArcGis 10.5 foi criado um *shapefile* de áreas de iniciação de fluxo. As áreas foram criadas aleatoriamente, preferencialmente em áreas com declividade classificadas como montanhosa ou escarpada e também, em áreas caracterizadas como incondicionalmente instáveis e muito instáveis, para simular os fluxos de detritos que podem ocorrer nesta região. Ao total foram criados 112 pontos de iniciação de escorregamentos com profundidade de 1 m.

Para não ocorrer divergências na profundidade do solo, os polígonos foram traçados em cotas superiores a 500 m, essa opção se dá devido à variação de profundidade de solo observadas nos boletins de sondagem do DNIT, verificou-se que na cota indicada a variação da profundidade era de 0,3 a 1 m, enquanto em cotas inferiores à profundidade variava entre 4 a 18 m.

#### 4.4 SIRDEFLOW

Para a simulação do SIRDEFLOW, primeiramente foi convertido o *shapefile* das áreas de iniciação de fluxo para o formato *raster*. Para melhor compreensão desse processo foram utilizados os *softwares* ArcGis e o Qgis, seguindo os seguintes passos:

1º - No *software* ArcGis, foi inserido o *shapefile* de iniciação de fluxo, em sua tabela de atributos, foi criado uma coluna de profundidade do solo, adotando o valor de 1 m.

2º - Após esse processo, o *shapefile* de iniciação de fluxo, foi convertido para *raster*, tendo como base as dimensões da bacia. Esse passo se faz necessário, pois o número de linhas e colunas (*Columns and Rows*) de cada *raster* utilizado no SIRDEFLOW tem que ser iguais, pois o programa realiza uma checagem destas células, caso as dimensões dos arquivos forem diferentes o programa não roda.

3º - Após o passo anterior, com o auxílio da ferramenta *Conversion Tools – To Raster – Polygon to Raster*: Em *Value Field*, foi selecionado a coluna profundidade do solo, em *Priority field (optional)* – foi adotado a coluna profundidade do solo, em *Environment – Processing Extent – Extend* foi selecionado o MDT da bacia. Essa etapa é importante, pois o SIRDEFLOW opera apenas com arquivos *raster* no formato tif.

4º - Quando se converte um *shapefile* em *raster*, o programa assume o valor do *pixel* em inteiro, neste estudo em específico ele assumiu o valor de 8 Bit *unsigned interger*, sendo necessário a conversão para *float point*.

5º - *Spatial Analyst Tools – Map Algebra – Raster Calculator*: Foi utilizado a seguinte fórmula: `Float(Con("Cicatrices.tif"==1,1.0))`, ou seja, para os *pixels* se tornarem pontos flutuantes (*float point*), o valor de 1 foi convertido em 1.0.

Caso houvesse diferentes profundidades de solo seriam necessários inserir mais dados na fórmula, exemplo: `Float(Con("Cicatrices.tif"==1,1.0, Con("Cicatrices.tif"==2,2.0, Con("Cicatrices.tif"==3,3.0, Con("Cicatrices.tif"==4,4.0))))`... assim por diante.

6º - Com o auxílio do *software* Qgis, para que o *raster* não possua *pixels* sem dados, foi utilizado a ferramenta *Raster – Análise - Preencher semdados*: A distância máxima (em *pixels*) a procurar por valores para interpolar foi adotado o valor de 10, o restante não foi alterado.

7º - Por fim, atribui-se um valor para os *pixels NoData*, essa etapa é importante para que o algoritmo do SIRDEFLOW possa rodar normalmente. Com o auxílio da ferramenta *raster – Preencher células NoData*: Foi adotado o valor de preenchimento de -9999.

Todos os passos anteriores (1º ao 7º), foram apenas para o tratamento da imagem das iniciações de cicatrizes de fluxo, já para os *rasters* MDT e declividade, foram seguidos os seguintes passos com o auxílio do *software* QGIS:

1º - Através da ferramenta *Terrain Analysis - Preprocessing: Fill Sinks* (Wang & Liu): Foi realizado o preenchimento de depressões (*sinks*), no MDT, esse passo é importante para não afetar a qualidade do resultado do algoritmo de direcionamento.

2º - Com o MDT preenchido, foi utilizado a ferramenta *raster – Preencher células NoData*: Foi adotado o valor de preenchimento de -9999, preenchendo assim, *pixels* sem dados. Esse passo é importante, pois normalmente as bordas do MDT, não possuem valor, então para o algoritmo poder rodar normalmente é necessário adotar um valor específico para estes *pixels*.

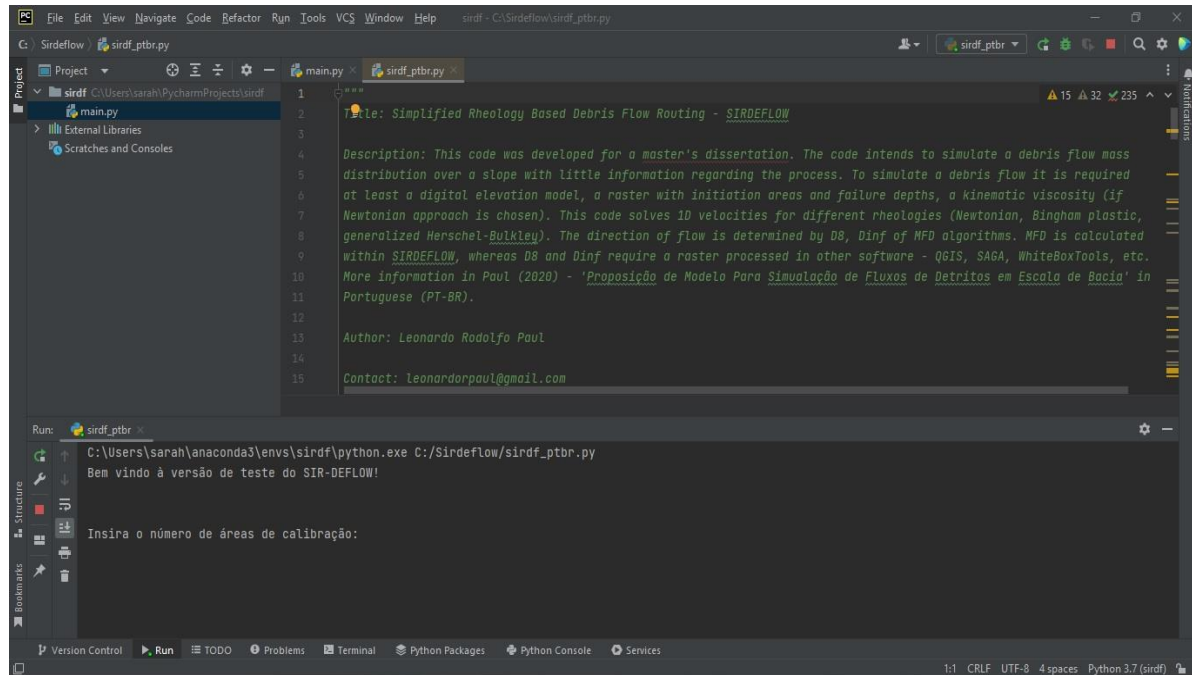
3º - Com o auxílio da ferramenta GDAL - Análise *raster – Declividade*: Foi adicionado o MDT preenchido (*Fill Sinks*), o restante dos “campos” não foram selecionados, resultado da declividade estará em graus.

4º - Gerado o *raster* declividade em graus, foi realizado o preenchimento das células NoData (passo 2º), utilizando o mesmo valor -9999.

5º - Após o 4º passo, os arquivos *rasters* MDT, declividade e iniciação, foram exportados em formato tif e projetados com as coordenadas WGS84/UTM zone 22S, para fins de compatibilização com o programa.

Após seguir todos os passos anteriores, pode-se realizar as simulações. No momento como o SIRDEFLOW está em uma versão pré-distribuição, ele não possui uma interface, para rodar o *script* é necessário criar um ambiente virtual, posto isto, o programa foi executado com o auxílio do programa PyCharm Community Edition 2022.2.1, Figura 24.





**Figura 24 – Visualização do SIRDEFLOW no PyCharm.**

FONTE: Autoria própria (2023)

Para a simulação de fluxos de detritos da bacia do rio Timbé, foram adotados os seguintes parâmetros de entrada, Tabela 9. Devido ao SIRDEFLOW não utilizar a vírgula como separador decimal, os valores da tabela abaixo estão representados como utilizados no programa.

**Tabela 9 – Parâmetros de entrada SIRDEFLOW**

Parâmetros	Valor	Unidade
Número de áreas de calibração	1	-
Viscosidade cinemática	0.05	m s <sup>-1</sup>
Método de direcionamento	MFD	-
Fator de convergência	1	-
Reologia	Dilatante	-
Coefficiente de comportamento do fluido	1.2	-
Dimensão do pixel	1	m
Passo de tempo	0.1	s
Número de iterações desejado (velocidade)	0	-
Critério de parada	Diferença mínima de altura de fluxo entre iterações (m)	-
Valor da diferença mínima de altura de fluxo	0.1	m

O número de áreas de calibração está em fase de desenvolvimento, portanto para que não ocorra interferência no resultado foi adotado o valor de 1. A ideia desse parâmetro é

abordar vários tipos de fluxos com características diferentes, porém ocorrendo ao mesmo tempo.

O valor de viscosidade cinemática ( $\nu$ ) serve como parâmetro de calibração e de teste. Se for adotado um valor muito alto de viscosidade, o fluxo irá possuir pouca água, ou seja, será bastante resistente ao escoamento, já valores muito baixos significa que o evento é pouco resistente a deformação.

Se tratando de uma encosta, valores de viscosidade baixa, faz com que o comportamento do evento seja mais fluido, já valores elevados, faz com que o fluxo de detritos passe a fluir muito devagar. Como, por exemplo, a água possui valor de viscosidade de 0,000001 ou  $10^{-6}$ , já os fluxos de detritos podem chegar até a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Para essa simulação foi adotado o valor de 0.05 (o valor tem que estar separado por ponto), pois o programa não entende a vírgula como separador decimal.

O método de direcionamento escolhido foi o MFD, devido a esse método direcionar o fluxo para qualquer direção. Em suas análises Paul (2020), constatou que para MDT com resolução espacial (*pixel*) de 1 m, o algoritmo de direcionamento que resultou em melhor desempenho foi através do método MFD. Para casos em que não há disponibilidade de resoluções tão detalhadas, o D-inf é uma alternativa mais interessante para conter o espalhamento em excesso do MFD.

O fator de convergência 'n' para MFD varia de 1 a 99, foi utilizado o valor de 1 para ocorrer o máximo espalhamento possível. Valores menores permitem maior espalhamento do fluxo, já valores maiores acabam restringindo o seu espalhamento.

A reologia adotada foi a dilatante ( $d$ ), essa reologia se comporta, quanto maior a força, menor a velocidade, e é a comumente utilizada em modelos de propagação de fluxos de detritos rochosos. Para o coeficiente de comportamento do fluido, foi utilizado o valor de 1.2. Paul (2020) utilizou em suas simulações valores de 1,2; 1,4; 1,6; 1,8 e 2,0 para testar o comportamento do fluido, em suas análises os melhores desempenhos foram obtidos com o coeficiente 1,2.

Michel et. al. (2021), por exemplo, adotou para a simulação dos fluxos em Presidente Getúlio/SC o valor de 1,5, na qual obteve resultados satisfatórios, já Paul (2020) para os eventos na bacia do rio Mascaradas/RS obteve um bom resultado utilizando o valor de 1,2.

O passo de tempo utilizado foi de 0.1 s, porém para a velocidade foi adotado o valor de zero, devido ao programa no momento apresentar um erro ao gerar a imagem *raster*. O critério de parada escolhido foi a diferença mínima de altura de fluxo entre iterações (m), para que o fluxo consiga se espalhar até obter uma altura de 0.1 m, ou seja, quando a altura do fluxo atingir 0,1 m os cálculos cessam e é gerado o *raster* do espalhamento e altura dos fluxos de detritos, essa opção é a mais indicada, porém demanda maior capacidade de processamento.

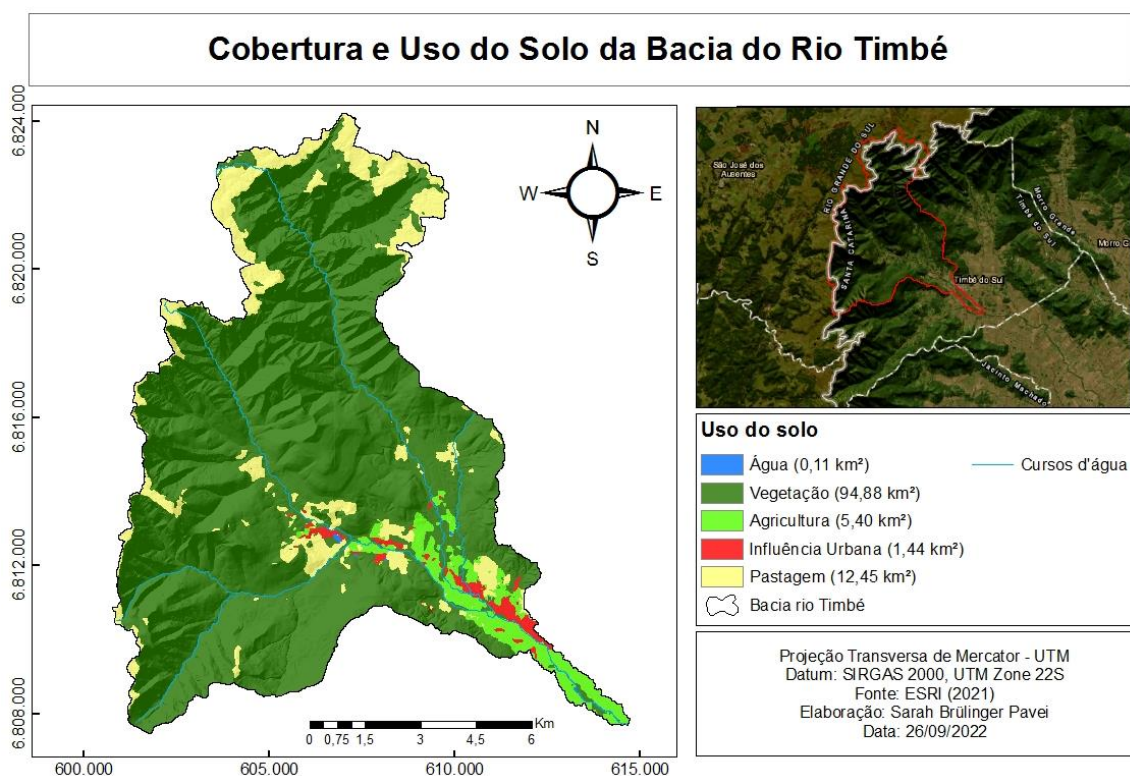
O programa também permite como o critério de parada o número de iterações (i), esse método é indicado para explicação de um estudo ou se houver limitação de *hardware*, se a opção for essa, o programa abre a opção de inserir o número de iterações desejado, nesse campo pode se adotar vários valores desde 1 até  $\infty$ .

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

#### 5.1.1 Características de cobertura e uso do solo

Por meio do mapa cobertura e uso do solo (Figura 25), constata-se que a bacia do rio Timbé, tem sua cobertura e uso do solo composta por 83,02% de vegetação, 10,89% pastagem, 4,73% de agricultura, 1,26% por área urbana e 0,10% de água, Figura 25.



**Figura 25 – Mapa de Uso do Solo da bacia do rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2021)

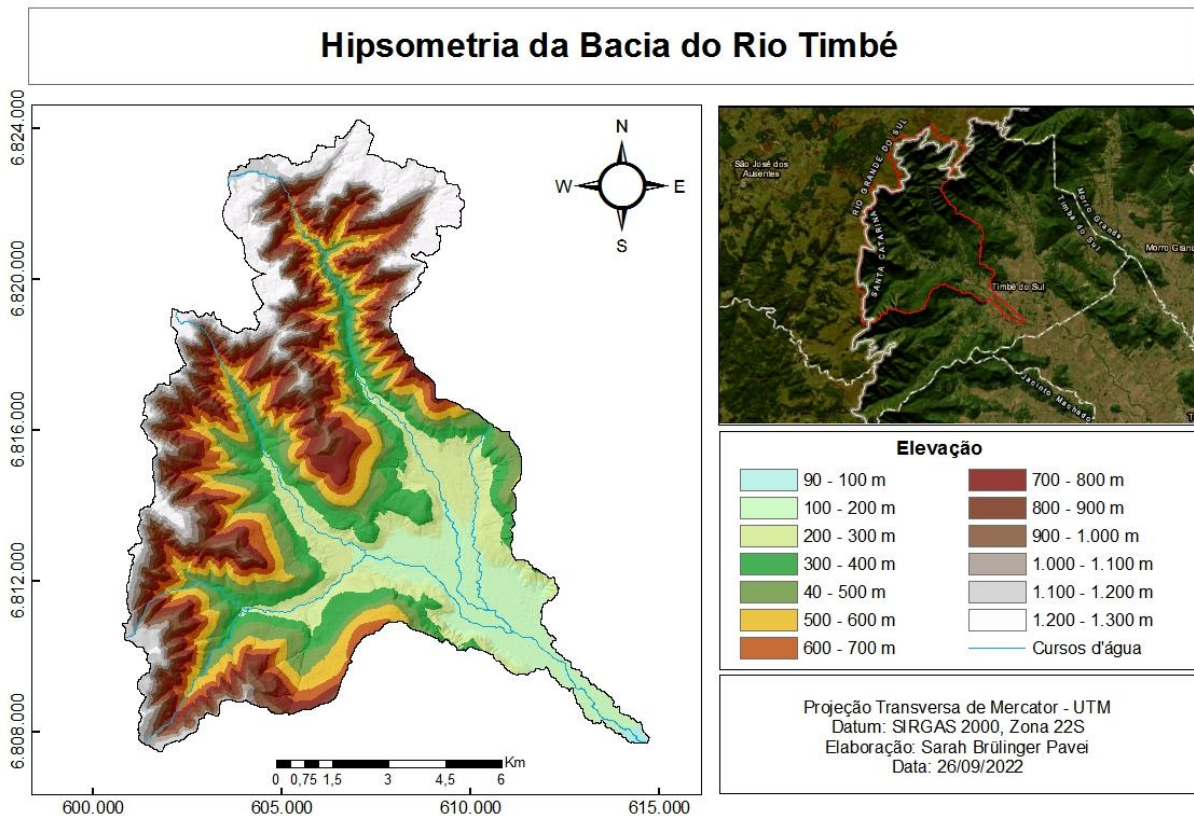
Segundo classificação do IBGE (2013), entende-se por vegetação as formações arbóreas com porte superior a 5 metros de altura, incluindo-se as áreas de Floresta Ombrófila Densa, de Floresta Ombrófila Aberta, de Floresta Estacional, além da Floresta Ombrófila Mista. As áreas destinadas à agropecuária possuem formações campestres que são vegetações fisionomicamente bem diversas da florestal, ou seja, aquelas que se caracterizam por um estrato predominantemente arbustivo, esparsamente distribuído sobre um estrato gramíneo-lenhoso. Incluem-se nessa categoria as Savanas, Estepes, Savanas-Estépicas, Formações Pioneiras e Refúgios Ecológicos.

Segundo Michel (2021), por muitos anos acreditou-se que a vegetação exercia um papel irrelevante na estabilidade das encostas, posteriormente, diversos autores salientaram que a presença de vegetação pode exercer influência relevante sobre a estabilidade das encostas modificando sua suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos.

Michel (2021), ainda salienta que o fator de sobrecarga gerada pelo peso da vegetação exerce influência significativa sobre o fator de segurança (FS) em solos rasos, a 1 m de profundidade a variação desta sobrecarga dentro dos limites estabelecidos pode gerar variações na ordem de 20%. Entretanto, profundidades maiores atenuam a influência deste fator e a partir de 3 a 4 m de profundidade a sobrecarga se torna irrelevante. Em profundidades mais elevadas, o efeito da vegetação passa a auxiliar na estabilidade das encostas.

### 5.1.2 Hipsometria

A bacia possui elevada amplitude altimétrica, com diferença de 1.205 m entre os pontos de máxima e mínima altitude, Figura 26.



**Figura 26 – Mapa Hipsométrico da bacia do rio Timbé.**

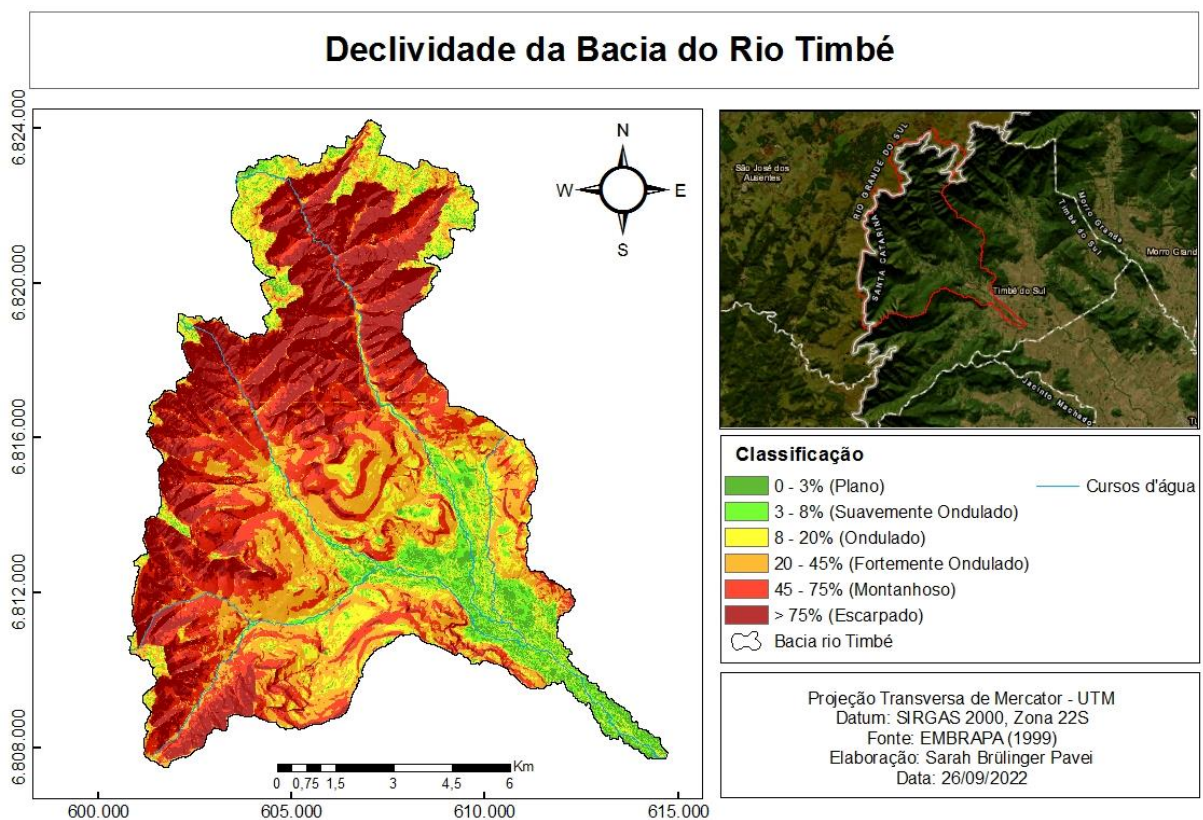
FONTE: Autoria própria (2022)



Segundo Back (2014), o relevo de uma bacia é um dos principais fatores na formação das cheias, afetando as condições meteorológicas, os processos erosivos, o regime hidráulico das cheias e a expressão quantitativa da velocidade de escoamento e de perdas de água durante as chuvas.

### 5.1.3 Declividade

De acordo com a Tabela 7, a declividade média da bacia é de 55,82%, na qual segundo a classificação da Embrapa (1999) o relevo se enquadra como “montanhoso”. Verifica-se também que a bacia possui áreas escarpadas, superiores as 75% de inclinação, caracterizando as escarpas abruptas, exuberantes e *canyons* profundos presentes na região, Figura 27.



**Figura 27 – Mapa de Declividade em graus da bacia do rio Timbé.**

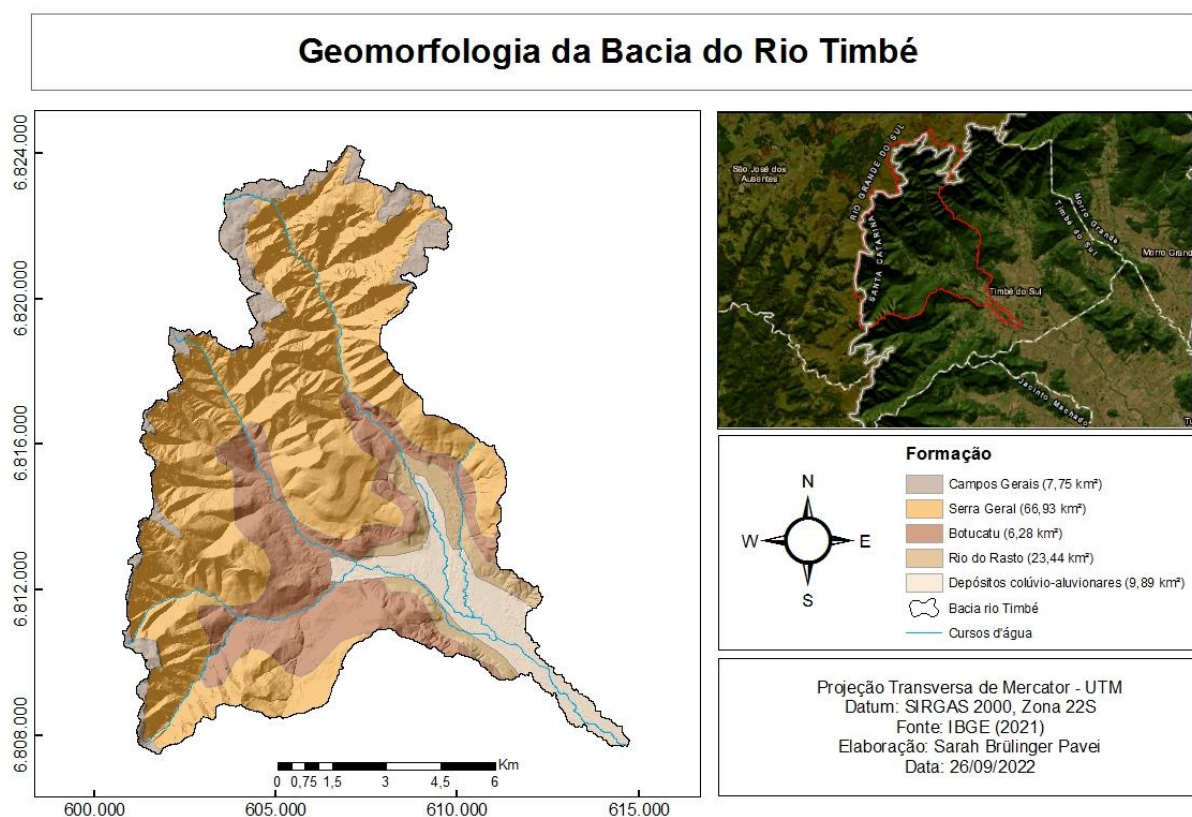
FONTE: Autoria própria (2022)

Segundo Back (2014), a declividade influencia na relação entre a precipitação e o deflúvio da bacia hidrográfica, sobretudo devido ao aumento da velocidade de escoamento superficial, reduzindo a possibilidade da infiltração de água no solo. Quanto maior a declividade

do terreno, maior será a velocidade de escoamento, menor o tempo de concentração e maior será o pico de vazão na bacia.

#### 5.1.4 Geomorfologia

Segundo o estudo geológico do DNIT (2017), a bacia do rio Timbé é composto pelas Formações: Campos Gerais; Serra Geral; Botucatu; Rio do Rastro, e; Depósitos colúvio-aluvionares, Figura 28.



**Figura 28 – Mapa Geomorfológico da bacia do rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2022)

A geomorfologia dos Campos Gerais consiste em maciços rochosos, margeados por superfícies planas, as áreas planas estão intimamente ligadas à sedimentação continental. O Planalto Basáltico-Arenítico envolve os arenitos eólicos da Formação Botucatu, às Eruptivas Básicas da Formação Serra Geral, cuja feição escarpada é fortemente dissecada por uma drenagem obsequente. As Planícies Aluvionares-Deltáicas, dos rios da região que desembocam no Oceano Atlântico, constituem extensas planícies de acumulação, comendo-se de terraços

arenosos e aluviões, constituídos basicamente de areias, cascalhos inconsolidados e argilas de planícies de inundação (DNIT, 2017).

A formação mais característica da área de estudo é a Serra Geral, representando 58,57% de toda a área. Pedologicamente os litótipos da Formação Serra Geral, por alteração intempérica, apresentam e/ou dão origem a solos argilosos, ou silto-argilosos marrom avermelhado com blocos e matações com diâmetro variando ente 0,5 a 1,0 m imerso na matriz argilosa, são pouco desenvolvidos com a espessura da ordem de poucos metros. Os arenitos da Formação Botucatu originam, por alteração, solos essencialmente arenosos até areno-siltosos (DNIT, 2017).

Os litótipos da Formação Rio do Rasto por intemperismo dão origem a solos que variam desde arenosos a sílticos-argilosos ou argilo-siltosos. As planícies, por processo de intemperização e/ou acumulação, expõem estrados argilosos, siltosos e arenosos, ou com miscigenação entre eles, com espessura e extensão lateral variáveis. Invariavelmente, os leitos dos rios, são ocupados por depósitos de seixos rolados, cuja granulometria, é tanto maior quando maior a proximidade do depósito da rocha fonte. Já os rios situados próximo da serra, apresentam seixos com diâmetro superiores a 6” com predomínio da fração compreendida ente 4” e 6”. À medida que os rios vão perdendo a competência vai depositando seixos menores (DNIT, 2017).

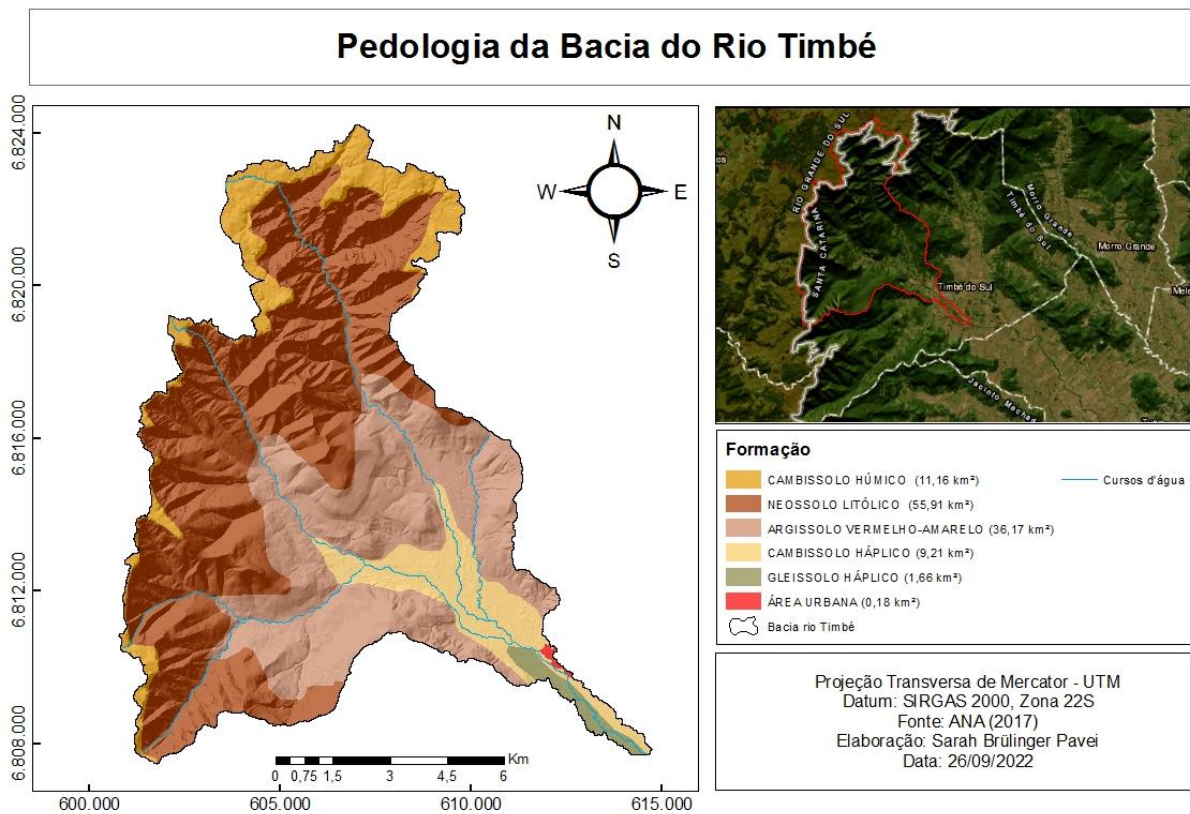
Conforme os boletins de sondagem disponibilizados pelo DNIT (2017), o perfil típico é composto por solo silte argiloso ou pedregulhos, com presença de blocos pouco alterados de basalto, em meio a solo ou por vezes camada de fragmentos de basalto. As camadas inferiores apresentam variações de basalto maciço e basalto vesicular pouco a moderadamente alterado, algumas vezes com passagem de solo, e nas camadas mais profundas a rocha apresenta-se sã a pouco alterada. Em geral, os basaltos são coerentes ou muito coerentes, extremamente fraturados nas camadas superficiais e moderadamente fraturados nas camadas inferiores, com fraturas, sub-verticais, sub-horizontais, inclinadas, com inclinação variando de 20° a 60° em média, com paredes oxidadas em camadas superiores, rugosas, sem preenchimento (algumas sondagens foram detectadas preenchimento de quartzo).



### 5.1.5 Pedologia

As características pedológicas da bacia exercem grande influência sobre a estabilidade das encostas, já que ditam a resistência ao cisalhamento dos solos e a capacidade de transmitir a água que infiltra durante um período chuvoso.

Conforme a classificação dos solos da Embrapa (2018), de toda área da bacia do rio Timbé, 48,91% são compostas de Neossolos Litólicos Eutróficos; 31,64% por Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; 9,76% de Cambissolos Húmicos Distróficos; 8,06% de Cambissolos Háplicos Distróficos; 1,45% de Gleissolo Háplicos Distróficos; e 0,15% de área urbana, Figura 29.

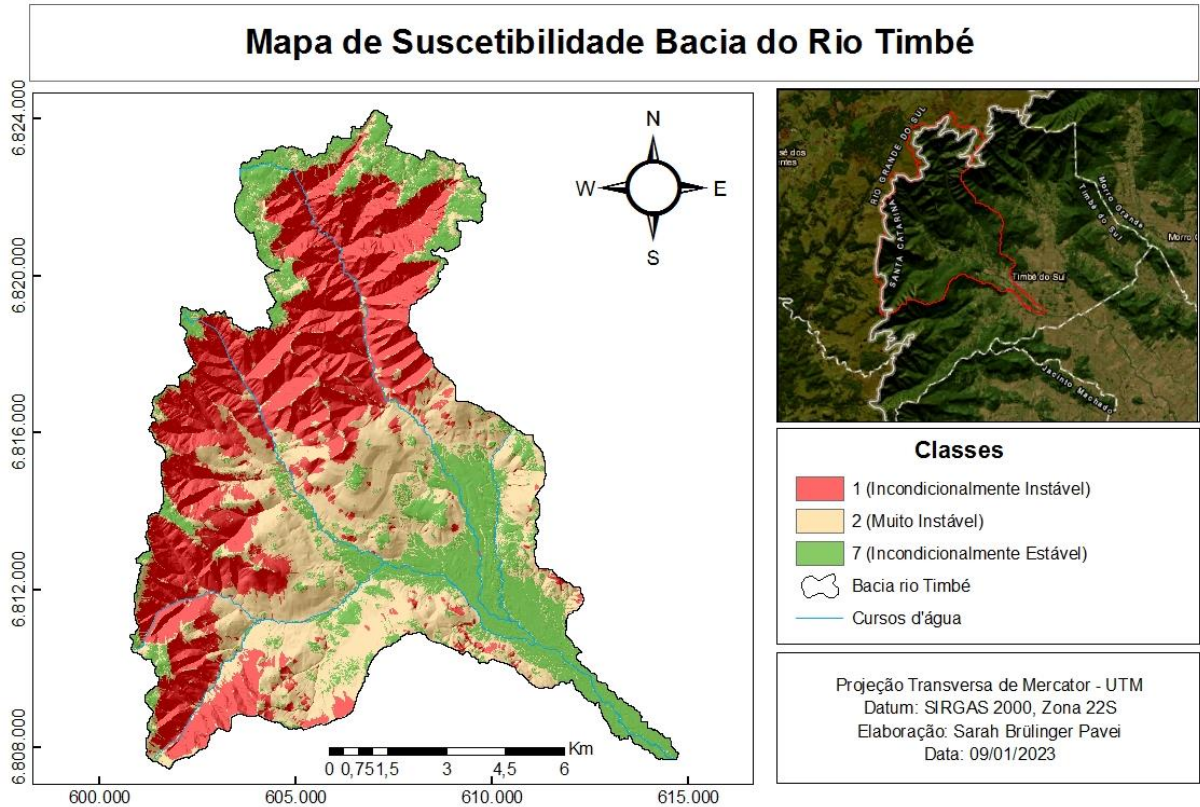


**Figura 29 – Mapa Pedológico da bacia do rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2022)

## 5.2 MAPA DE SUSCETIBILIDADE

Com o auxílio do modelo SHALSTAB, após inseridos os dados necessários, obteve-se o seguinte mapa das áreas com predisposição a escorregamentos, Figura 30.

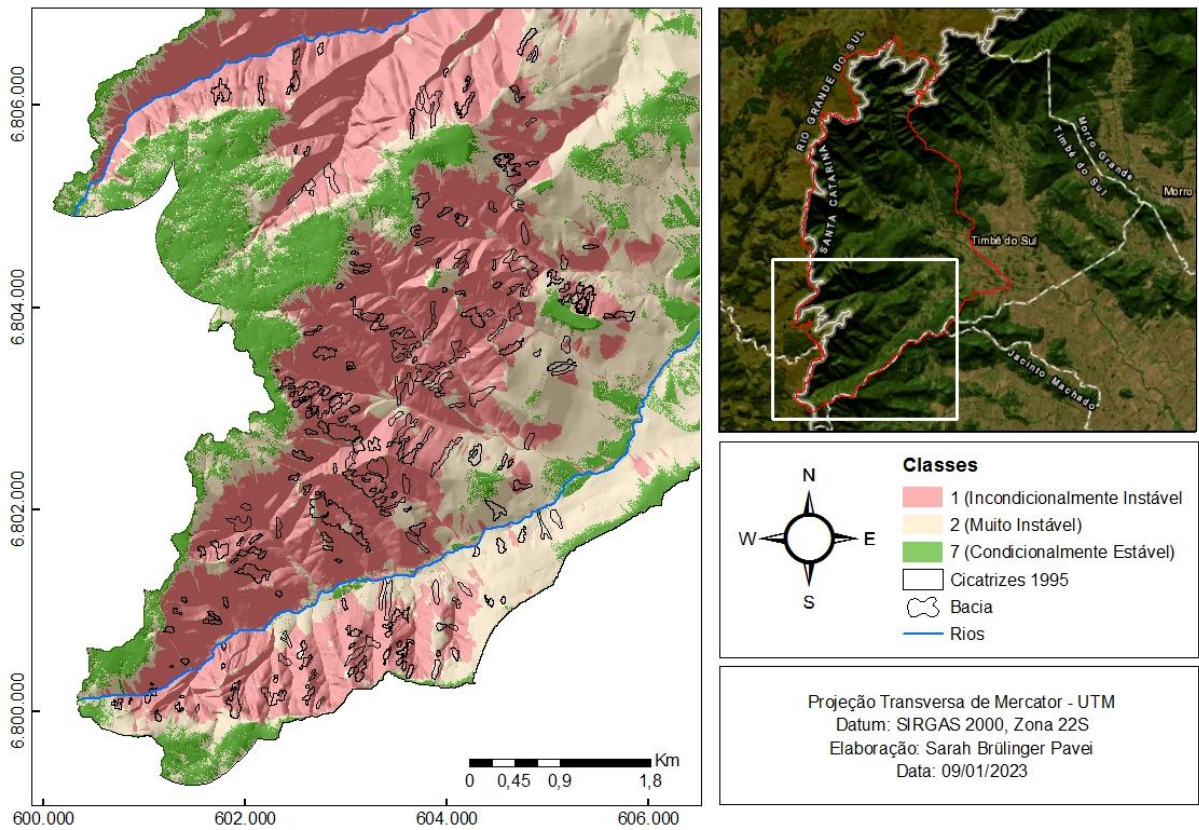


**Figura 30 – Mapa de Suscetibilidade da bacia do rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2023)

Constata-se que para a área de estudo, foram obtidas apenas 3 classes, sendo a classe 1 (Incondicionalmente Instável) abrangendo uma área de 47,90 km<sup>2</sup>, totalizando 41,92% de toda a área da bacia. A classe 2 (Muito Instável) totalizando 39,75 km<sup>2</sup> correspondendo a 34,79% e pôr fim a classe 7 (Incondicionalmente Estável), abrangendo 26,61 km<sup>2</sup> equivalente a 23,29% de toda a área da bacia, conforme Tabela 3.

Portanto para fins de calibração do modelo, ampliou-se a área de estudo de 114,30 km<sup>2</sup> para 190,14 km<sup>2</sup>, com o intuito de incluir as cicatrizes de escorregamentos ocorridas em dezembro de 1995 na bacia do rio Figueira, localizada a 9 km do centro urbano no município de Timbé do Sul/SC. No total foram mapeados 208 pontos de escorregamentos, representados pela Figura 31.



**Figura 31 – Mapa de Suscetibilidade com visualização de cicatrizes de 1995.**

FONTE: Autoria própria (2023)

Pode-se notar que as cicatrizes antigas em sua maioria estão localizadas em áreas de classe 1 (Incondicionalmente Instáveis), de acordo com a classificação proposta por Dietrich e Montgomery (1998), descritas na Tabela 3.

Neste contexto, para fins de validação do modelo foi elaborado uma tabela com os índices dos resultados obtidos de cada *pixel* inserido na bacia, Tabela 10.

**Tabela 10 – Avaliação dos resultados do SHALSTAB**

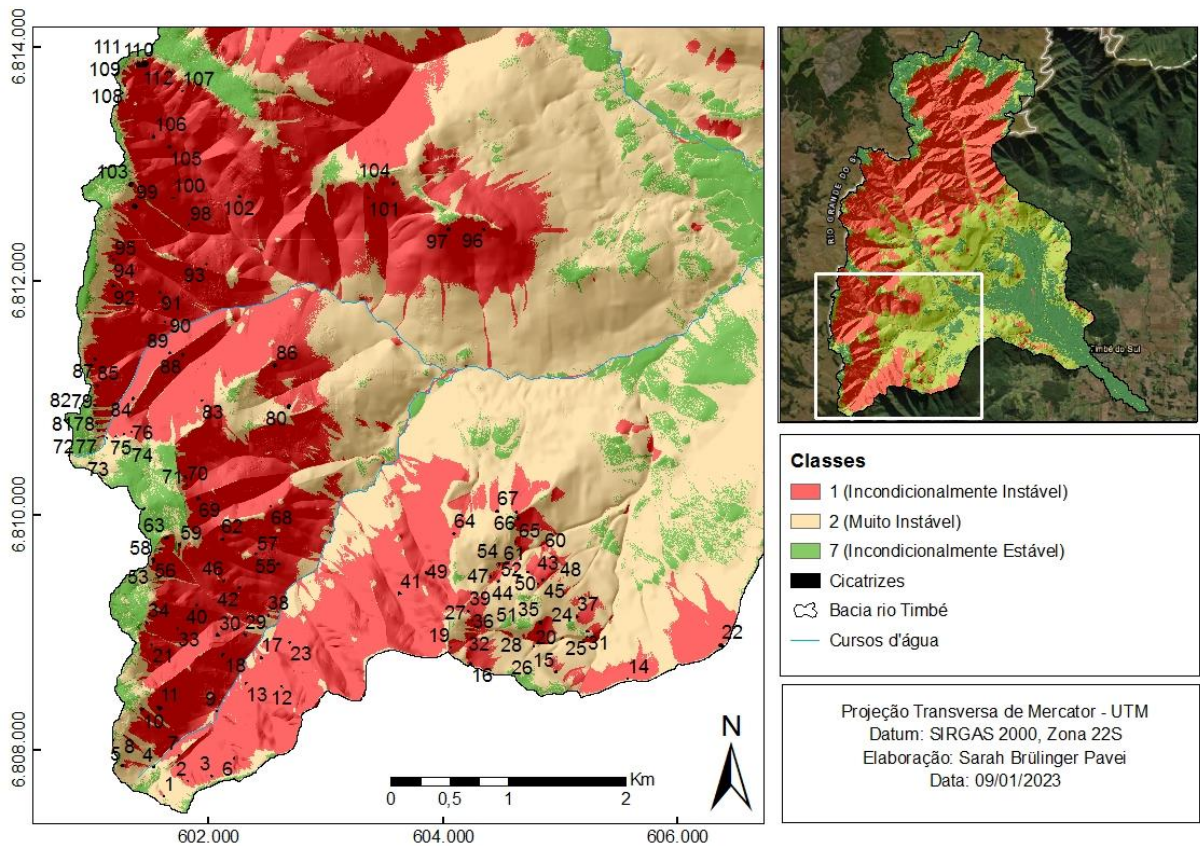
Classe	Qtd. <i>Pixels</i> Classe	<i>Pixels</i> (%) Classe	Qtd. <i>Pixels</i> Cicatrizes	<i>Pixel</i> (%) Cicatrizes
1 (Incondicionalmente Instável)	71664051	37,69	1515103	81,44
2	69222355	36,41	338611	18,20
7 (Incondicionalmente Estável)	49250854	25,90	6650	0,36
Total	190137260	100	1860364	100

Com os resultados obtidos acima, pode-se observar que 81,44% das cicatrizes existentes estão inseridas na área incondicionalmente instável, já 18,20% ficaram inseridas na



área 2 e apenas 0,36% ficaram inseridos em área estável, com isso pode-se concluir que os parâmetros de entrada utilizados no SHALSTAB são condizentes com a realidade da área de estudo.

Portanto a próxima fase foi criar um arquivo *raster* das áreas propensas a ocorrências de escorregamentos na área de estudo, Figura 32. A localização dos pontos assim como a área, perímetro, elevação e declividade estão descritas Tabela 11.



**Figura 32 – Mapa de Suscetibilidade com pontos de iniciação de fluxo criados.**

FONTE: Autoria própria (2023)

As cicatrizes abrangeram uma área total de, 30.191,78 m<sup>2</sup>, variando de 4,40 a 3.315,89 m<sup>2</sup>, em destaque o ponto 112 de maior área e o ponto 111 de menor área. A declividade variou entre 15,39° a 68,88°, em destaque o ponto 9 de menor declividade e o ponto 71 de maior declividade. A elevação dos pontos variou entre 574,78 e 1.215,46 m, sendo o ponto 109 com maior altitude e o ponto 60 de menor elevação, Tabela 11.

**Tabela 11 – Coordenadas, área, perímetro, elevação e declividade das iniciações de fluxo**

Pontos	Coordenada (E) UTM, Fuso 22S	Coordenada (N) UTM, Fuso 22S	Área (m <sup>2</sup> )	Perímetro (m)	Elevação (m)	Declividade (°)
1	601.614,28	6.807.603,51	64,53	32,80	1.105,08	44,34
2	601.815,93	6.807.734,45	24,97	19,55	1.101,29	43,97
3	602.020,38	6.807.775,55	110,96	40,79	1.130,21	50,12
4	601.526,00	6.807.854,68	148,84	51,57	1.017,24	38,95
5	601.256,82	6.807.864,47	209,07	56,15	1.143,81	31,39
6	602.212,67	6.807.926,73	103,53	40,70	1.014,93	50,38
7	601.739,77	6.807.949,70	76,76	37,31	970,06	34,33
8	601.269,43	6.808.123,11	10,56	12,17	1.196,11	34,78
9	602.062,96	6.808.330,77	82,23	35,07	749,95	15,38
10	601.426,90	6.808.345,26	402,82	76,00	1.162,11	39,88
11	601.573,68	6.808.355,99	1.136,04	125,28	1.081,37	38,28
12	602.616,11	6.808.539,50	99,81	45,85	855,12	42,22
13	602.312,49	6.808.568,58	227,77	57,06	688,93	16,96
14	605.568,76	6.808.604,85	81,76	37,07	790,34	38,16
15	604.960,01	6.808.662,87	278,15	60,76	820,19	36,44
16	604.229,97	6.808.736,00	233,07	55,50	1.055,81	40,85
17	602.444,34	6.808.782,97	312,43	68,39	648,38	27,54
18	602.115,61	6.808.811,89	410,93	83,20	794,87	42,54
19	604.060,75	6.808.874,25	141,41	44,43	1.110,59	36,97
20	604.771,70	6.808.880,74	111,67	40,44	800,79	31,48
21	601.506,76	6.808.896,59	98,93	38,26	1.057,48	46,81
22	60.6365,37	6.808.892,46	622,84	91,45	880,16	48,57
23	602.687,36	6.808.917,58	299,49	67,32	654,10	32,82
24	605.011,47	6.808.951,00	53,58	26,94	738,77	49,68
25	605.225,16	6.808.960,43	82,67	36,78	700,97	40,25
26	604.689,42	6.808.967,68	13,98	13,76	823,62	37,48
27	604.200,19	6.808.987,51	36,57	22,09	1.028,38	36,59
28	604.577,17	6.808.988,17	17,50	15,41	865,96	36,78
29	602.305,64	6.808.982,05	314,14	71,65	655,32	29,62
30	602.068,76	6.808.978,69	533,78	93,07	763,62	38,17
31	605.228,32	6.809.009,47	191,25	57,01	702,17	36,57
32	604.222,66	6.809.023,96	36,91	22,50	1.012,78	36,67
33	601.731,78	6.809.034,57	104,79	43,93	937,51	41,72
34	601.466,57	6.809.083,10	142,94	48,81	1.138,60	41,48
35	604.827,00	6.809.084,53	540,53	86,16	828,09	37,40
36	604.241,23	6.809.103,15	120,18	41,08	1.013,11	32,88
37	605.138,90	6.809.135,31	205,06	54,51	701,15	43,58
38	602.504,11	6.809.141,99	196,93	52,89	590,84	17,90
39	604.209,47	6.809.184,21	210,43	52,71	1.012,19	38,49
40	601.895,43	6.809.232,92	235,06	57,07	854,87	45,03
41	603.622,85	6.809.333,17	450,09	82,29	690,55	33,82

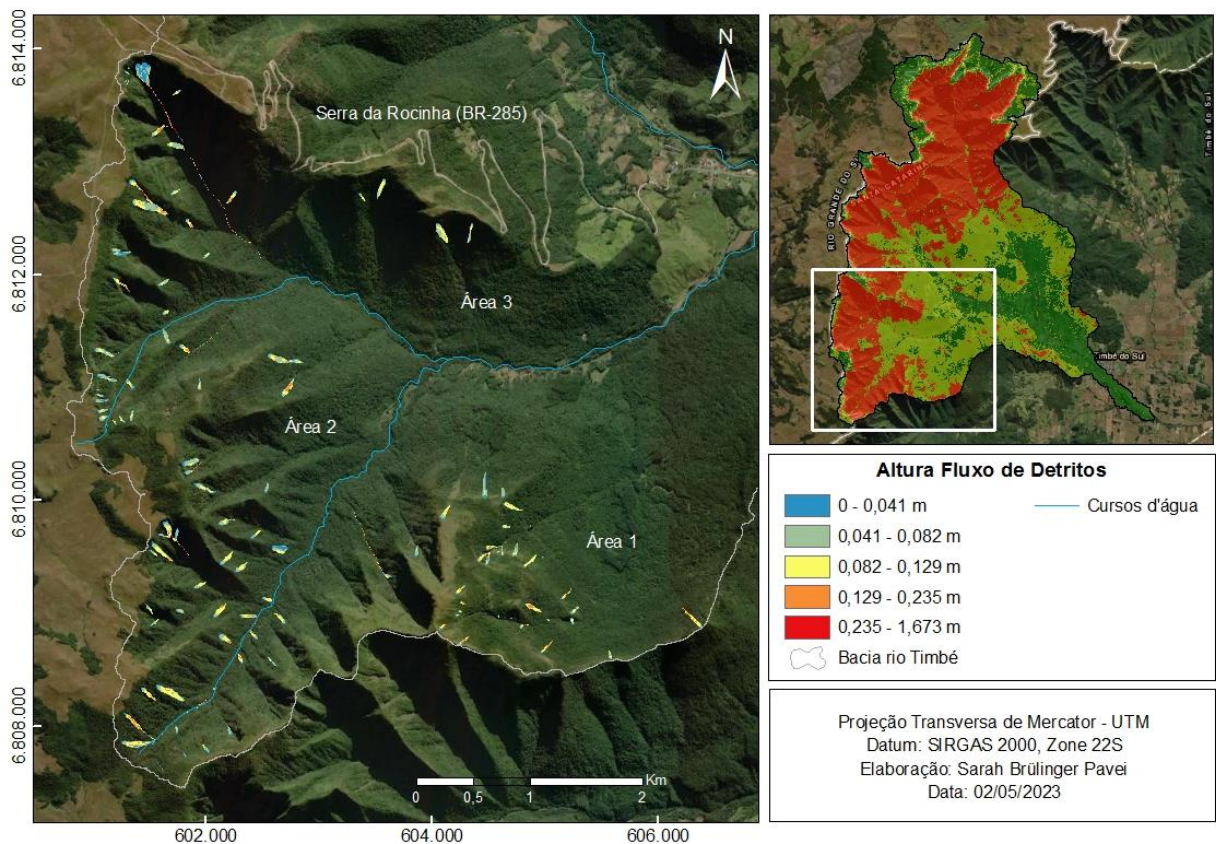
42	602.255,56	6.809.380,71	324,61	65,15	786,93	42,19
43	604.805,96	6.809.418,97	105,52	39,78	773,06	34,25
44	604.470,41	6.809.438,10	153,96	51,45	806,63	50,47
45	604.843,74	6.809.448,29	201,93	52,64	736,85	45,31
46	602.126,63	6.809.444,30	359,45	70,34	884,70	45,68
47	604.399,83	6.809.477,20	296,41	63,12	824,99	47,79
48	604.965,38	6.809.492,02	8,78	13,05	645,03	33,83
49	603.845,40	6.809.514,10	137,57	43,28	755,22	43,25
50	604.717,98	6.809.517,62	217,83	59,02	726,18	48,24
51	604.615,64	6.809.520,63	93,54	35,65	736,60	36,24
52	604.575,79	6.809.538,96	18,96	16,15	725,69	39,92
53	601.497,83	6.809.565,66	76,72	34,53	1.130,55	35,63
54	604.474,31	6.809.585,20	244,28	56,50	742,31	35,23
55	602.587,59	6.809.584,71	401,58	72,68	618,26	36,86
56	601.522,51	6.809.617,31	677,14	99,41	1.145,59	44,03
57	602.395,98	6.809.672,41	164,44	50,32	744,74	42,88
58	601.582,27	6.809.707,28	111,05	42,81	1.131,07	32,44
59	601.745,01	6.809.748,45	216,30	57,88	1.091,52	43,42
60	604.856,68	6.809.777,17	4,45	8,84	574,78	38,22
61	604.611,37	6.809.774,59	102,13	37,05	706,81	41,83
62	602.112,46	6.809.795,82	354,53	71,30	926,58	40,31
63	601.634,18	6.809.807,36	624,64	98,42	1.166,34	46,48
64	604.087,52	6.809.844,93	312,08	64,92	810,37	34,69
65	604.633,89	6.809.975,06	478,33	80,28	715,71	42,76
66	604.618,63	6.810.029,37	153,90	46,91	706,67	55,46
67	604.456,54	6.810.034,87	349,60	73,07	691,62	50,41
68	602.523,46	6.810.077,44	118,26	41,06	761,98	39,05
69	601.905,84	6.810.143,84	398,07	73,43	1.061,67	44,47
70	601.805,26	6.810.251,73	158,30	47,59	1.089,57	62,45
71	601.796,39	6.810.325,75	403,51	75,97	1.100,15	68,89
72	601.050,53	6.810.661,89	10,46	12,03	1.128,36	45,52
73	601.123,94	6.810.660,91	17,12	18,11	1.081,47	34,25
74	601.202,22	6.810.674,62	48,74	26,78	1.109,78	43,32
75	601.271,20	6.810.693,30	93,14	36,16	1.130,72	40,29
76	601.334,37	6.810.711,61	140,16	43,32	1.123,64	39,78
77	601.051,90	6.810.726,72	145,77	46,50	1.114,31	45,52
78	601.042,04	6.810.785,10	166,27	49,29	1.118,46	49,62
79	601.021,13	6.810.879,06	124,31	43,64	1.144,50	49,46
80	602.676,39	6.810.928,87	677,63	95,92	749,43	34,93
81	601.022,63	6.810.939,45	73,94	31,87	1.144,83	49,44
82	601.028,04	6.810.975,49	23,68	18,36	1.144,44	53,10
83	601.936,46	6.810.980,96	158,46	46,60	955,11	34,98
84	601.347,55	6.810.997,58	352,26	70,65	957,94	45,41
85	601.041,45	6.811.104,97	309,70	65,47	1.135,53	50,06
86	602.560,80	6.811.279,84	830,17	103,85	773,58	39,38

87	601.025,28	6.811.331,71	429,03	76,07	1.072,82	50,43
88	601.773,75	6.811.366,21	489,18	81,03	771,27	44,17
89	601.664,43	6.811.386,33	250,54	57,81	821,56	54,23
90	601.620,94	6.811.652,86	170,92	47,87	691,69	36,08
91	601.577,50	6.811.905,55	197,30	51,19	828,90	46,07
92	601.180,30	6.811.960,54	335,50	66,84	1.068,14	42,43
93	601.973,77	6.812.145,49	113,15	40,33	746,32	38,15
94	601.180,32	6.812.183,06	212,73	54,49	1.088,64	52,05
95	601.164,46	6.812.214,53	101,65	36,88	1.110,52	52,86
96	604.343,56	6.812.441,45	265,60	58,93	785,76	45,36
97	604.042,14	6.812.439,51	717,16	97,95	855,00	47,17
98	601.825,94	6.812.481,99	220,87	58,44	743,80	38,41
99	601.361,94	6.812.639,62	1341,41	133,11	1.110,45	40,60
100	601.687,76	6.812.709,67	168,56	49,96	894,10	46,91
101	603.356,92	6.812.711,69	113,27	39,55	836,05	35,63
102	602.257,49	6.812.725,23	321,58	64,74	706,11	39,05
103	601.331,71	6.812.824,11	738,78	103,19	1.172,29	41,51
104	603.570,66	6.812.833,54	435,70	77,46	899,82	39,32
105	601.660,40	6.813.149,05	406,51	73,92	855,87	51,38
106	601.524,24	6.813.234,29	426,03	74,93	949,92	40,03
107	601.772,62	6.813.625,11	111,05	39,34	1.114,86	48,44
108	601.280,68	6.813.669,54	22,69	17,43	1.212,97	50,07
109	601.265,46	6.813.704,53	36,04	21,93	1.215,46	51,91
110	601.277,34	6.813.795,17	31,55	20,52	1.211,20	52,56
111	601.302,93	6.813.832,71	4,40	7,93	1.212,52	46,77
112	601.430,04	6.813.849,11	3.315,89	254,67	1.177,69	45,67
Total			30.191,78	6.153,48		

### 5.3 MAPA DE FLUXO DE DETRITOS

Após inseridos os parâmetros de entrada no SIRDEFLOW (Tabela 9), foram obtidos os seguintes resultados de alcance, altura final e área de deposição dos fluxos de detritos, representados pela Figura 33 e Tabela 12.

Para melhor visualização dos resultados da Figura 33 foram divididas em três seções: área 1 (Figura 34), área 2 (Figura 35) e área 3 (Figura 36).



**Figura 33 – Mapa de Fluxo de detritos da bacia rio Timbé.**

FONTE: Autoria própria (2023)

**Tabela 12 – Altura final, alcance e áreas resultantes da simulação**

Pontos	Altura final (m)	Alcance (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Pontos	Altura final (m)	Alcance (m)	Área (m <sup>2</sup> )
1	0,14	145,79	817,00	57	0,10	110,46	2.556,50
2	0,04	44,38	566,50	58-59-63	0,24	364,03	11.909,50
3	0,09	93,30	1.949,00	60	0,06	15,93	131,50
4-5	0,33	892,47	15.969,70	61	0,09	74,74	1.684,50
6	0,06	103,85	2.006,00	62	0,09	188,76	4.787,00

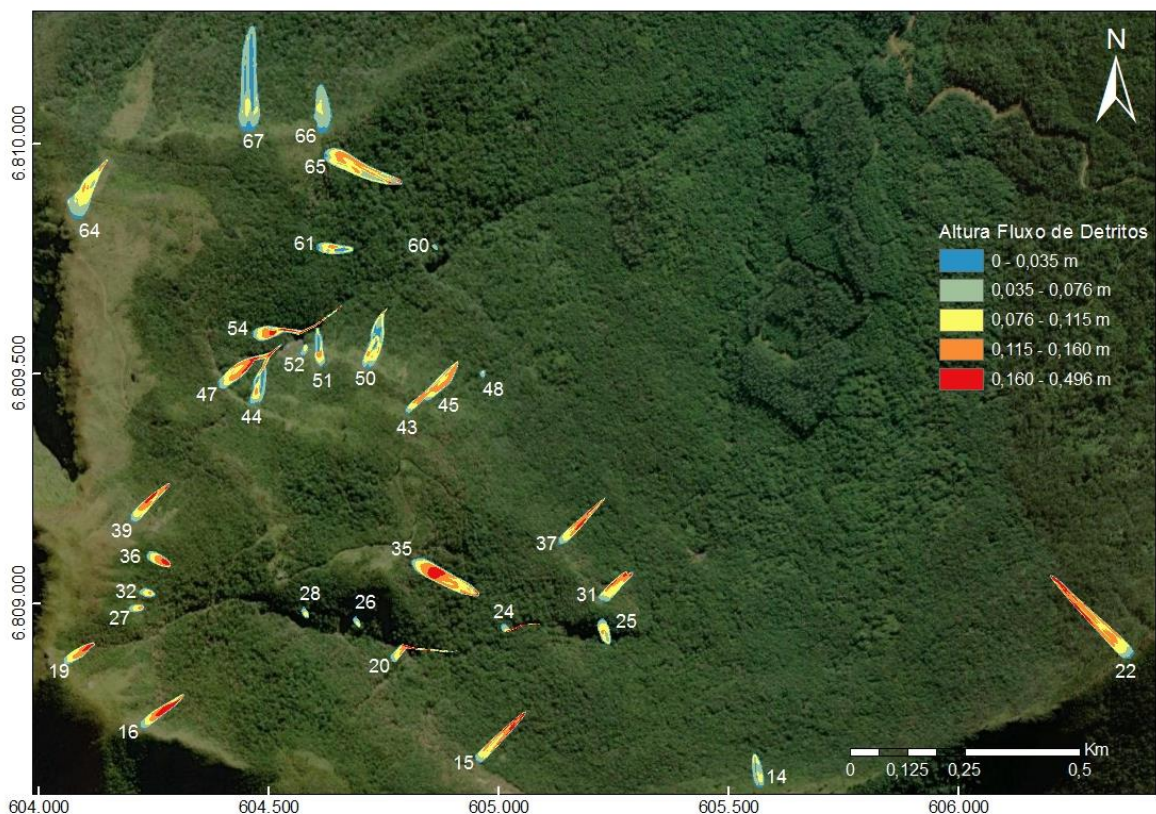


7	0,08	58,60	1.381,00	64	0,11	140,89	4.272,00
8	0,37	357,02	6.548,00	65	0,18	170,52	5.490,50
9	0,12	143,54	785,50	66	0,06	98,96	3.093,50
10	0,11	171,09	4.787,00	67	0,07	221,47	8.076,00
11	0,11	171,15	13.120,00	68	0,06	84,56	2.350,50
12	0,05	263,00	1.590,00	69	0,09	194,81	5.541,50
13	0,05	87,74	2.526,50	70	0,16	197,67	2.743,00
14	0,09	68,39	1.495,50	71	0,06	140,69	6.871,00
15	0,16	143,57	2.669,50	72	0,06	38,26	291,50
16	0,16	110,51	2.147,00	73	0,10	34,46	308,50
17	0,11	211,07	2.964,00	74	0,08	56,54	866,50
18	0,15	126,50	5.127,50	75	0,06	83,07	1.330,00
19	0,17	73,74	1.481,50	76	0,06	87,11	2.287,50
20	0,22	151,66	1.193,50	77	0,10	93,99	2.330,00
21	0,08	95,20	1.738,50	78	0,07	89,41	2.575,50
22	0,22	236,16	5.709,50	79	0,05	110,13	3.058,00
23	0,09	130,25	3.639,00	80	0,08	178,08	6.178,50
24	0,21	88,09	504,50	81	0,05	68,63	1.458,50
25	0,09	53,68	1.220,00	82	0,06	33,02	602,00
26	0,08	23,68	279,00	83	0,05	105,58	2.598,00
27	0,12	31,54	532,00	84	0,07	405,71	3.498,50
28	0,11	23,71	309,00	85	0,05	178,65	5.620,00
29	0,07	149,04	4.536,00	86	0,06	305,68	10.866,50
30	0,10	169,43	5.860,00	87	0,08	235,07	6.011,50
31	0,17	87,94	2.086,00	88	0,16	417,38	4.769,50
32	0,11	32,80	576,50	89	0,07	136,93	4.269,50
33	0,05	76,75	1.919,50	90	0,11	95,80	1.881,50
34	0,11	113,40	2.181,50	91	0,07	111,94	3.010,50
35	0,19	150,01	4.895,00	92	0,12	187,93	3.583,00
36	0,16	53,32	1.235,50	93	0,12	83,39	1.497,00
37	0,12	133,97	2.067,00	94-95	0,05	155,99	6.702,00
38	0,10	85,74	2.482,00	96	0,08	166,87	3.964,50
39	0,16	109,55	2.140,50	97	0,09	183,07	9.698,50
40	0,07	118,82	3.294,00	98	0,22	99,61	2.483,50
41	0,39	679,82	4.844,50	99-103	0,32	453,74	23.654,00
42	0,05	135,44	4.512,50	100	0,08	96,89	2.314,50
43-45	0,12	154,21	3.339,50	101	0,09	81,60	1.548,00
44-47	0,10	161,11	5.393,00	102	0,12	126,82	3.459,50
46	0,07	160,41	4.902,50	104	0,08	178,27	5.670,00
48	0,09	15,05	190,50	105	0,14	155,92	6.358,00
49	0,08	106,31	2.662,00	106	0,21	164,56	4.267,00
50	0,16	133,03	3.461,00	107	0,10	91,51	1.535,50
51	0,12	78,91	1.544,50	108	0,08	51,35	439,00
52	0,09	25,72	368,50	109	0,05	49,49	787,00
53	0,09	83,32	1.385,00	110	0,06	45,13	663,50

54	0,35	205,94	2.606,00	111	0,04	27,81	208,00
55	0,07	128,85	7.832,00	112	0,27	2.090,40	27.775,00
56	0,12	230,73	7.730,00				
Total						17.038,51	397.027,70

Nota-se que a distância total percorrida máxima foi de 2,09 km e a mínima de 15,05 m o total da propagação do fluxo de detritos abrangeu uma área total de 0,40 km<sup>2</sup>. Nos resultados acima podemos concluir que além dos fatores condicionantes para esse evento, verificou-se um fator relevante para propagação do fluxo de detritos, a área de iniciação. Como podemos observar o ponto 112 possui uma área de iniciação de 3.315,89 m<sup>2</sup>, com declividade de 45,67° percorreu a distância de 2,09 km enquanto o ponto 111 de 4,40 m<sup>2</sup> e declividade de 46,77°, percorreu a distância de 27,81 m, uma diferença de 2,06 km.

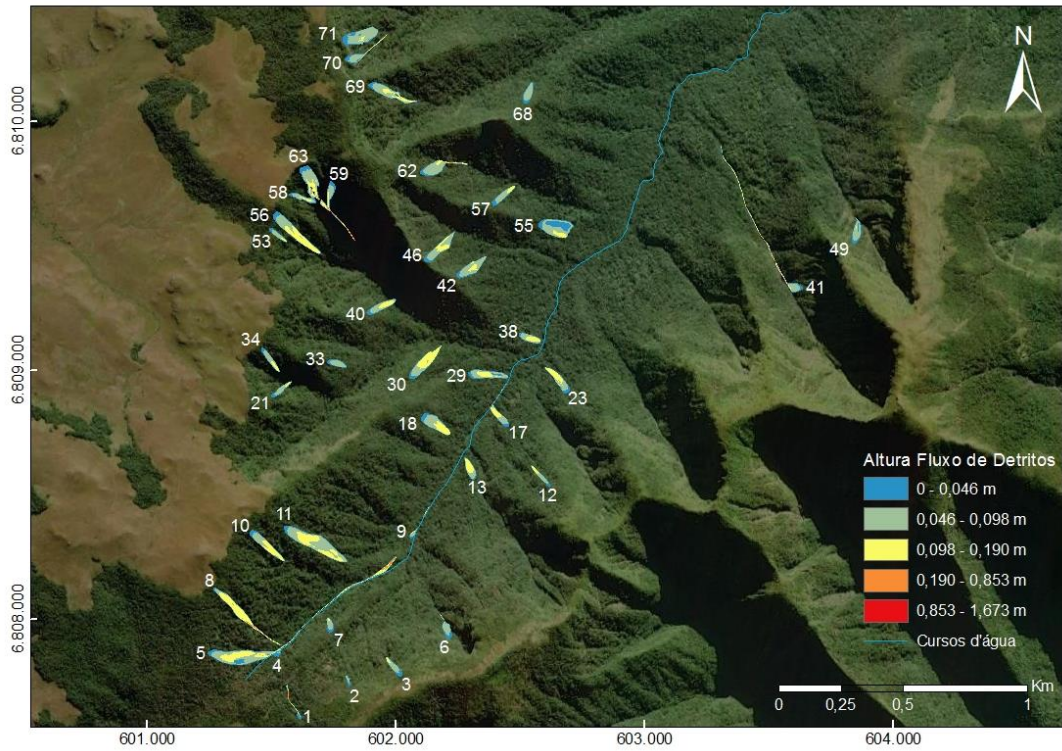
Também é possível observar que o ponto 48 com área de iniciação de 8,78 m<sup>2</sup> e declividade de 33,83° percorreu 15,05 m, em relação ao ponto 111 houve uma diferença de 12,76 m, a diferença de declividade fez com que a propagação do ponto 111 fosse duas vezes maior que o 48.



**Figura 34 – Fluxo de detritos área 1.**

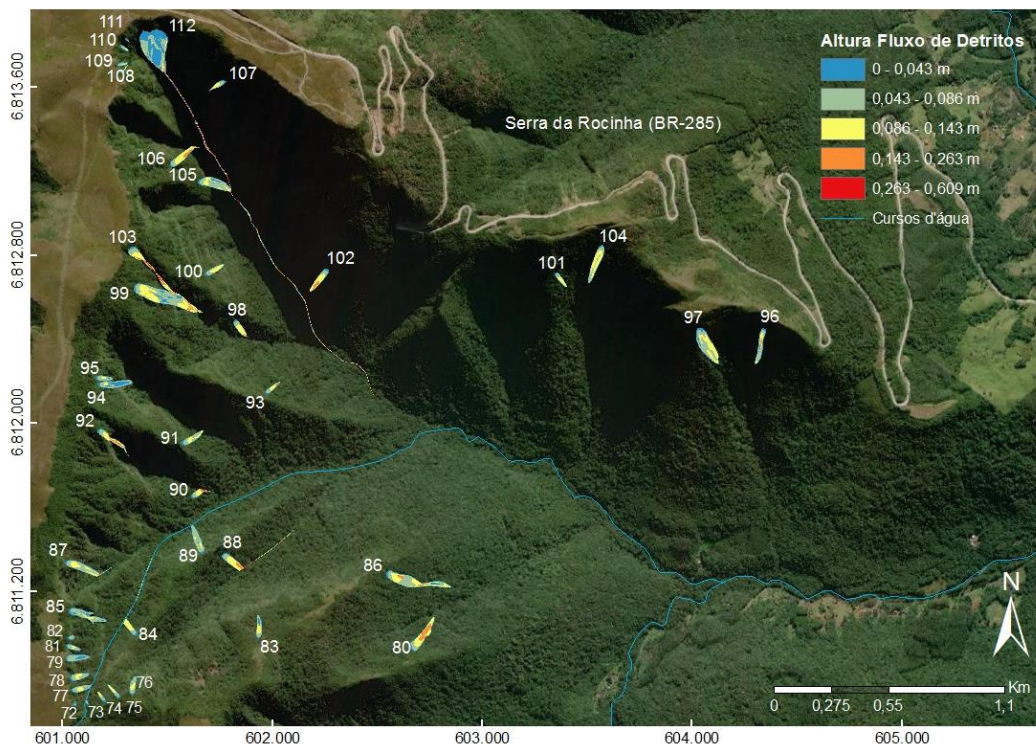
FONTE: Autoria própria (2023)





**Figura 35 – Fluxo de detritos área 2.**

FONTE: Autoria própria (2023)

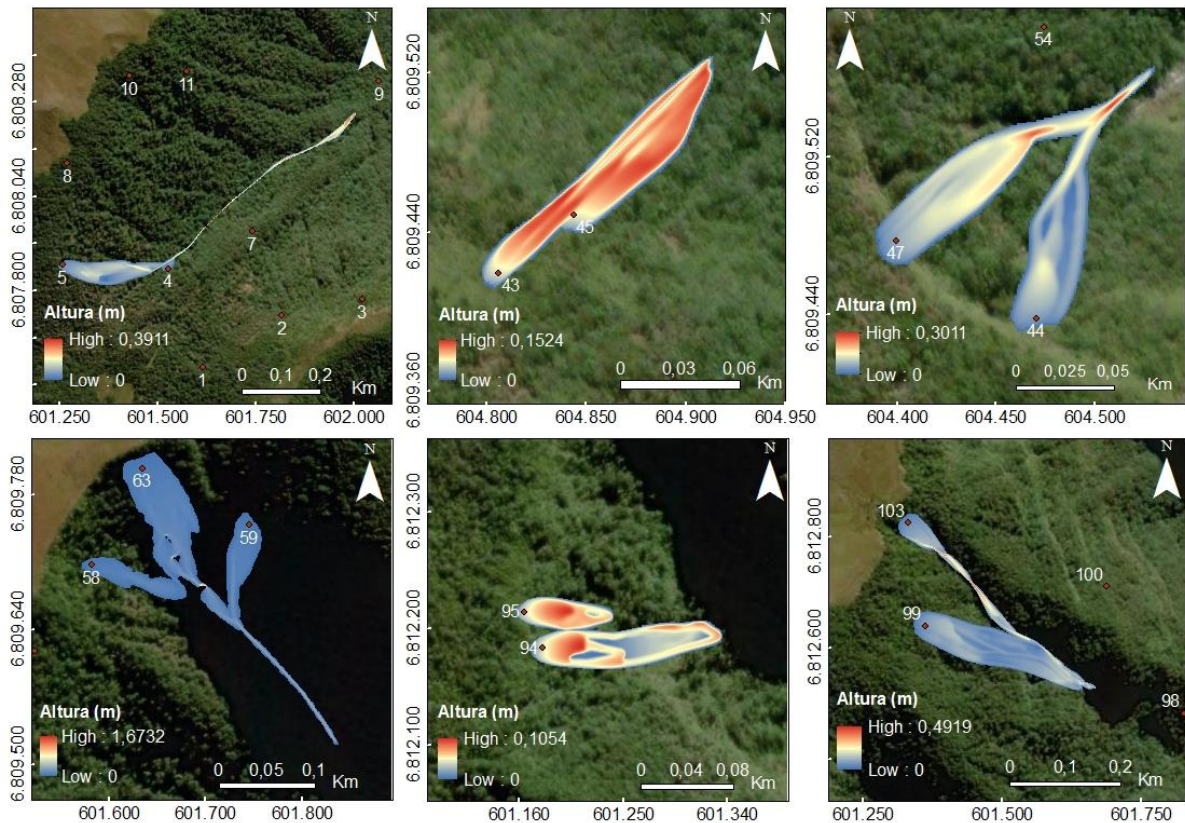


**Figura 36 – Fluxo de detritos área 3.**

FONTE: Autoria própria (2023)



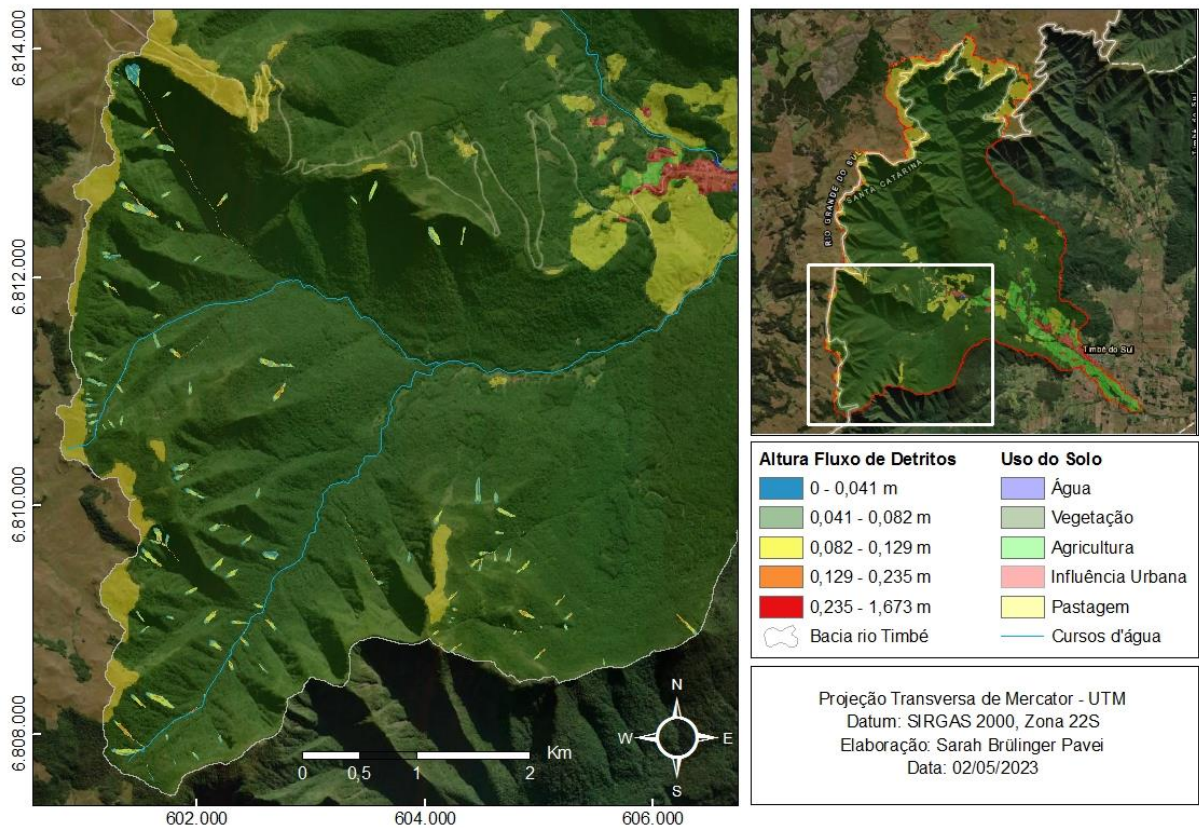
Observa-se que alguns pontos convergiram, sendo eles os pontos: 4-5, 43-45, 44-47, 58-59-63, 94-95 e 99-103. Nota-se que na confluência dos fluxos houve um aumento de material transportado, ocasionando um maior espalhamento do fluxo, ambos representados pela Figura 37.



**Figura 37 – Áreas de fluxo com confluências.**

FONTE: Autoria própria (2023)

Deste modo, verificado o alcance das deposições, se constata que as áreas atingidas se concentraram apenas na área de vegetação conforme a classificação de uso do solo (Figura 38).



**Figura 38 – Mapa de uso e cobertura do solo do rio Timbé com fluxo de detritos.**

FONTE: Autoria própria (2023)

Por fim, verificou-se por meio dos resultados, que a resolução do MDT, é um fator determinante na simulação de fluxos de detritos, resoluções muito altas, superiores a 10 m, podem representar espalhamentos grotescos, incompatível com a realidade da área, todavia em resolução de 1 m, mais adequado, necessita de um computador de maior capacidade de processamento.

Notou-se também que capacidade de processamento, é um fator limitante, grandes áreas podem exigir uma maior configuração, devido aos cálculos do programa serem executados na memória RAM do computador, por exemplo, bacia superiores a 100 km<sup>2</sup>, após 2 dias de simulação ininterrupta utilizando um sistema operacional Windows 10 64 bits, com memória RAM de 8 GB e processador Intel core i5-6200U CPU 2.30GHz, não foram suficientes para o programa concluir seus cálculos, o *software* emite um erro de memória insuficiente. Testado novamente em um outro computador com sistema operacional Windows 10 64 bits, memória RAM de 16 GB e processador Intel core i5-10400F CPU 2.90GHz, após 2 dias também de simulação ininterrupta não foi possível a finalização dos cálculos.

Portanto, para bacias superiores a 100 km<sup>2</sup>, recomenda-se o uso de um computador tenha uma configuração superior a 16 GB de RAM, ou que se execute o programa diretamente em um servidor, caso não seja possível, é necessário o fracionamento da bacia em pequenas áreas de contribuição.

## 6. CONCLUSÃO

Os fluxos de detritos são um dos movimentos de massa mais catastróficos da natureza, devido a sua velocidade, variação de material transportado, alcance, e seu volume. Os modelos computacionais para simulação desses eventos são de extrema necessidade, seja para conhecimento, para auxiliar no planejamento urbano dos municípios localizados em áreas com propensão a ocorrências desses fenômenos, assim como na gestão de desastres elaborado pela Defesa Civil.

A realização deste estudo, possibilitou uma maior compreensão do fenômeno *debris-flow*. Constatou-se que a qualidade dos dados, a caracterização do terreno e o modelo digital de terreno é de fundamental importância para realizar uma simulação fidedigna da área. O modelo digital de terreno com resolução superior a 10 m, pode representar espalhamentos grotescos, incompatível com a realidade da área de estudo, sendo mais adequado a utilização de MDT com resolução de 1 m.

Analisando os resultados de alcance e a altura final das deposições, verificou-se que as áreas atingidas pelos fluxos de detritos se concentraram em região de vegetação, não contemplando áreas antropizadas. Na qual podemos concluir que além dos fatores condicionantes para a ocorrência de um evento, a área de iniciação de fluxo é um fator de grande influência.

Por fim, conclui-se que a bacia do rio Timbé é suscetível a escorregamentos translacionais rasos, assim como possui um potencial significativo a movimentos de massa. O modelo SHALSTAB demonstrou ser uma boa ferramenta para determinação das áreas com predisposição a escorregamentos, assim como o SIRDEFLOW para a determinação de alcance e altura final dos fluxos de detritos. O que poderia representar ser mais uma ferramenta de auxílio aos gestores no planejamento urbano, políticas urbanas, zoneamento, planos preventivos de defesa civil, etc.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO – ANA. Catálogo de Metadados da ANA. Disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/ffeb6007-b741-4099-9889-5d50b3cd4168>>. Acessado em 25 de setembro de 2022.

ARMANINI, A.; FRACCAROLLO, L.; ROSATTI, G. Two-dimensional simulation of debris flows in erodible channels. *Computers & Geosciences*, 35, p. 993-1006, 2009.

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 1, 1992, Rio de Janeiro, RJ. / Anais/, p. 721-733.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de Taludes. In: OLIVEIRA, A. M. D. S. e BRITO, S. N. A. D. (Ed.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE, 2004. p. 243-269.

BACK, A. J. Bacias hidrográficas: Classificação e caracterização física. (com Programa HidroBacias para cálculos). 1 ed. Florianópolis: Epagri, 2014. 162 p.

BANCO MUNDIAL. Avaliação de Perdas e Danos: Inundações e Deslizamentos na Região Serrana do Rio de Janeiro - janeiro de 2011. Relatório elaborado pelo Banco Mundial com apoio do Governo do Estado do Rio de Janeiro. Brasília, 2012. Disponível em: <<https://antigo.mdr.gov.br/images/stories/ArquivosDefesaCivil/ArquivosPDF/publicacoes/InundacoesDeslizamentosnaRegiaoSerranaDoRioDeJaneiro.pdf>>. Acesso em: 26 nov. 2021.

BARBIERI, D.W.; MARCELINO, I.P.V.O.; SAUSEN, T. M. Anomalias de precipitação para a região Sul do Brasil: análise de consistência. In: V Seminário Latino-americano e I Seminário Ibero-americano de Geografia Física. 12 a 17 de maio de 2008, Santa Maria, RS. /Anais/, p. 3891-3903.



BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. TRIGRS: A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis. U.S. *Geological Survey Open-File Report*, v. 02, p. 35, 2002.

BATHURST, J. C.; BURTON, A.; WARD, T. J. Debris flow run-out and landslide sediment delivery model tests. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 5, n. 123, p. 410-419, 1997.

BEGUERÍA, S.; VAN ASCH, T. H.; W. J.; MALET, J.-P.; GRÖNDAHL, S. A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, p. 1897-1909, 2009.

BERTI, M.; SIMONI, A. Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationship. *Geomorphology*, n. 90, p. 144 -161, 2007.

BIELSCHOWSKY, C.; BARBOSA, A. C.; ALVES, L.; JUNIOR G. C. S. Determinação da condutividade hidráulica saturada de campo em solos com diferentes texturas utilizando o método do Permeâmetro IAC. *Caderno de Estudos Geoambientais – CADEGEO*. v. 03, n. 01, p. 44-55, 2012.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.

BRASIL. Ministério das Cidades / Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT Mapeamento de Riscos em Encostas e Margem de Rios / Celso Santos Carvalho, Eduardo Soares de Macedo e Agostinho Tadashi Ogura, organizadores – Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007, 176 p.

\_\_\_\_\_. Lei nº. 9.433, de 08 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Brasília: Brasil, 1997. Disponível em <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/leis/19433.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/19433.htm)>. Acesso em 01 de setembro de 2021.

\_\_\_\_\_. Lei nº. 12.608, de 10 de abril de 2012. Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil. Brasília: Brasil, 2012. Disponível em <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_ato2011-2014/2012/lei/112608.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/112608.htm)>. Acesso em 01 de setembro de 2021.

\_\_\_\_\_. Lei nº. 12.983, de 02 de junho de 2014. Altera a Lei nº 12.340, de 1º de dezembro de 2010, para dispor sobre as transferências de recursos da União aos órgãos e entidades dos Estados, Distrito Federal e Municípios para a execução de ações de prevenção em áreas de risco e de resposta e recuperação em áreas atingidas por desastres e sobre o Fundo Nacional para Calamidades Públicas, Proteção e Defesa Civil, e as Leis nº 10.257, de 10 de julho de 2001, e 12.409, de 25 de maio de 2011, e revoga dispositivos da Lei nº 12.340, de 1º de dezembro de 2010. Brasília: Brasil, 2014. Disponível em <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_ato2011-2014/2014/lei/112983.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2014/lei/112983.htm)>. Acesso em 01 de setembro de 2021.

BUSCH, A.; AMORIM, S. N. A tragédia da região serrana do Rio de Janeiro em 2011: procurando respostas. Escola Nacional de Administração Pública (ENAP), 2011, 20p. Disponível em: <<http://repositorio.enap.gov.br/handle/1/328>>. Acesso em: 26 nov. 2021.

CASSETI, V. Ambiente e apropriação do relevo – São Paulo: Contexto, 1991. 147p.

COSTA, J. E. Physical geomorphology of debris flows. *Developments and Applications in Geomorphology. Springer-Verlag*, p. 268-317, 1984.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. A questão ambiental: Diferentes abordagens. 4ª ed, Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2008.

CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. Landslide types and processes. In: TURNER, A. K.; SCHUSTER, R. L. Landslides investigation and mitigation. Washington, DC: Transportation research board. Cap. 3, p. 36-75, 1996.

DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. Lisem: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory. Input and Output. *Hydrol. Process.* 10, 1107–1117, 1996. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199608\)10:83.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199608)10:83.0.CO;2-4).

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential. NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement), Technical Report, 29 p., 1998.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro: Embrapa-SPI, 1999. 412p.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE – ESRI. Forest-GIS. Disponível em: <<https://forest-gis.com/download-gis-base-de-dados/>>. Acessado em 25 de setembro de 2022.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico geomorfológica. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. (UFRS) Geomorfologia e Meio Ambiente. 3. ed. Rio de Janeiro, 2000 p. 123-194.

FIORI, A. F.; CAMIGNANI, L. Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas, Aplicações na Estabilidade de Taludes. Curitiba, PR. Ed. UFPR. 2001.

FLORES, J. A. A.; PELLERIN, J. R. G. M.; ÉGAS, H. M. Movimentos Gravitacionais de Massa no Município de Gaspar, Vale do Itajaí, SC, na catástrofe de novembro de 2008. Caracterização dos processos por critérios geomorfológicos, geológicos e pedológicos. Simpósio Brasileiro de Geografia Física aplicada, XVII. Anais... Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa - UFV, 2009.

FREEMAN, T. G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences*, v. 17, n. 3, p. 413–422, 1991.

GEO-SLOPE International LTD. Stability modeling with Slope/W. An Engineering Methodology, Edição 2014.

GOMES, M. C. V.; VIEIRA, B. C. Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, vol. 60, p. 53-65, 2016.

GOSTNER, W.; BEZZOLA, G. R.; SCHATZMANN, M.; MINOR, H. E. Water-related natural disasters: strategies to deal with debris flows: the case of Tschengls, Italy. In: Wiegandt, E. (Ed.) *Mountains: sources of water, sources of knowledge*. Dordrecht, Netherlands, vol. 31, Cap. 14, p. 221-242, 2008.

GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO – GOVSP. Boletim: situação e ações de apoio no Litoral Norte (3/3 – 11h). Disponível em: <<https://www.saopaulo.sp.gov.br/spnoticias/boletim-situacao-e-acoes-de-apoio-no-litoral-norte-3-3-11h-2/>>. Acesso 03/03/2023.

HEIM, A. *Bergsturz und Menschenleben (Landslides and Human Lives)*. Translated by N. Skermer. Bitech Press, Vancouver. 218p, 1989.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. *The landslide handbook – A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129p, 2008.

HUNGR, O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal* 32: 610-623, 1995.

HUNGR, O. Classification and terminology. In: JAKOB, M.; HUNGR, O. *Debris flow Hazards and Related Phenomena.: Praxis-Springer*, p. 47-61, 2005.

HUNT, B. Newtonian fluid mechanics treatment of debris flow and avalanches. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 120, n. 12, p. 1350–1363, 1994.

IMRAN, J.; HARFF, P.; PARKER, G. A numerical model of submarine debris-flow with graphical user interface. *Computer Geosciences*, vol. 27, p. 717–729, 2001.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Manual técnico de uso da terra*. Rio de Janeiro: IBGE, 2013, 170 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Censo demográfico, 2021*.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Geociências - Geomorfologia. Disponível em: < <https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>>. Acessado em 25 de setembro de 2022.

IVERSON, R. M.; REID, M. E.; LAHUSEN, R. G. Debris-flow mobilization from landslides. *Ann. Ver. Earth Planet. Sci.*, 28, p. 85-138, 1997.

IVERSON, R. M. Physics of debris flow. *Review of Geophysics*, v. 35, n. 97, p. 245–296, 1997.

IVERSON, R. M. The debris-flow rheology myth. Debris-flow hazards mitigation: Mechanics, prediction and assessment, p. 303–314, 2003.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A. (Ed.). *Methods of soil analysis: Part 1- physical and mineralogical methods*. Madison: Soil Science Society of America, 1986.

KOBIYAMA, M.; MICHEL, G. P. Ocorrência de Fluxo de Detritos e seus estudos no Brasil. *Revista Geonorte*, Edição Especial 4, vol. 10, n.1, p.132-137, 2014.

LAIGLE, D.; COUSSOT, P. Numerical Modeling of Mudflows, *J. Hydraul. Eng.* 123(7), 1997.

LAWALL, S. 2018. Os Efeitos dos Diferentes Tipos de Uso e Cobertura da Terra, Características dos Solos e Chuvas na Hidrologia dos Solos da Região Serrana do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. *Geologia Geral*. 14ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2001. 399 p.

LIMA, I. F.; FERNANDES, N. F.; VARGAS JUNIOR, E. do A. Análise Morfométrica em bacias afetadas por fluxos de detritos na região serrana do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, [S. l.], v. 21, n. 2, 2020. Disponível em: <<https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1515>>. Acesso em: 01/11/2022. DOI: 10.20502/rbg.v21i2.1515.

MCDOUGALL, S.; HUNGR, O. A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrains. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 41, p. 1084-1097, 2004.

MELO, C. M.; KOBIYAMA, M. Aplicação do modelo SHALSTAB no estudo de escorregamentos no Brasil: Revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia. (Online)*, São Paulo, v. 19, n. 4, (Out-Dez), p.721-738, 2018.

MELO, C. M.; KOBIYAMA, M.; MICHEL, G. P.; DE BRITO, M. M. The Relevance of Geotechnical-Unit Characterization for Landslide-Susceptibility Mapping with SHALSTAB. *GeoHazards.*, v. 2, n. 4, p. 383-397, 2021.

MICHEL, G. P. Modelagem de Estabilidade de Encostas com consideração do efeito da Vegetação. Florianópolis, SC: Universidade Federal de Santa Catarina, 2013.

MICHEL, G. P. 2015. Estimativa da profundidade do solo e seu efeito na modelagem de escorregamentos. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M.; GOERL, R. F.; ZANANDREA, F.; PAUL, L. R.; SCHWARZ, H.; CARDOZO, G. L. Efeitos da vegetação na modelagem de estabilidade de encostas na bacia hidrográfica do rio Cunha, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. vol. 22, n. 4, p. 824-846, 2021.

MICHEL, G. P.; SCHWARZ, H.; ABATTI, B. H.; PAUL, L. R.; SILVA, M. A.; ZANANDREA, F.; SALVADOR, C. G.; CENSI, G.; BIEHL, A.; KOBIYAMA, M. Relatório técnico dos desastres de dezembro de 2020 nos municípios de Presidente Getúlio, Ibirama e Rio do Sul -SC. Volume I. Porto Alegre: GPDEN/IPH/UFRGS, 2021. 53 p.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, 1994.

NAEF, D.; RICKENMANN, D.; RUTSCHMANN, P.; MCARDELL, B. W. Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, p. 155-165, 2006.

NAKATANI, K.; SATOFUKA, Y.; MIZUYAMA, T., Development of 'KANAKO', a wide use debris flow simulator equipped with GUI. Proc. of 32nd Congress of IAHR, Venice, Italy, 10p, A2.c-182, 2007.

NERY, T. D. 2016. Dinâmica das corridas de detritos no Litoral Norte de São Paulo. Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

NUNES, A. L. L. S.; SAYÃO, A. S. F. J. Debris flows e técnicas de mitigação e convivência. In: VI Conferência Brasileira de Encostas – COBRAE. Angra dos Reis, RJ. /Anais/, p. 74-96, 2014.

OLIVEIRA, A. H.; NETO, G. K.; PEREIRA, S. Y. Análise do relevo para o mapeamento de áreas favoráveis ao processo de infiltração. *Águas Subterrâneas*. 2017. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28736>>. Acesso em 01/10/2022. <https://doi.org/10.14295/ras.v0i0.28736>.

O'BRIEN, J. S.; JULIEN, P. Y.; FULLERTON, W. T. "Two-dimensional water flood and mudflow simulation," J. of Hyd. Eng., ASCE, 119(2), p. 244-259, 1993.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, v. 28, n. 1, p. 323–344, 1984.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794-804, 1986.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. SINMAP – a stability index approach to terrain stability hazard mapping. User's manual. Terratech Consulting Ltd. Salmon Arm, B. C. Canada. 68 p, 1998.

PAIXÃO, M. A.; KOBIYAMA, M.; FUJITA, M.; NAKATANI, K. Sensitivity Analysis of Debris Flow Simulations Using Kanako-2D. *International Journal of Erosion Control Engineering.*, v. 14, n. 1, p. 1-11, 2021.

PAVEI, S. B. Análise morfométrica da Bacia do Rio Timbé, localizada na região do município de Timbé do Sul/SC. In: 6º Simpósio sobre Sistemas Sustentáveis. 30 a 31 de agosto de 2021, Porto Alegre, RS. /Anais/, p. 55-70.

PELLERIN, J.; DUARTE, G. M.; SCHEIBE, L. F.; MENDONÇA, M.; BUSS, M. D.; MONTEIRO, M. – Timbé do Sul – Jacinto Machado: Avaliação preliminar da extensão da catástrofe de 23-24/12/95, *Revista Geosul*, vol. 12, n. 23, p. 71-86, 1995.

PIERSON, T. C. Flow Behavior of Channelized Debris Flows, Mount St. Helens, Washington, in: Hillslope Processes, the Binghamton Symp. *Geomorphology*, p. 269-296, 1986. <<https://www.researchgate.net/publication/284479014>>.

PRIETO, C. C.; MENDES, R. M.; SIMÕES, S. J.C.; NOBRE, C. A. Comparação entre a aplicação do modelo *SHALSTAB* com mapas de suscetibilidade e risco de deslizamentos na bacia do Córrego Piracuama em Campos do Jordão – SP. *Revista Brasileira de Cartografia*, vol. 69, n. 1, p. 71-87, 2017.

REICHARDT, K. Água em sistemas Agrícolas. São Paulo: Manole, 1987.

RICKENMANN, D. Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards, Netherlands*, n. 19, p. 47-77, 1999.

ROCHA, H. L. Aplicação do modelo FLO-2D para simulação de fluxos de detritos na Bacia do Rio Cunha, Rio dos Cedros/SC. In: XI ENES - Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. 01 a 05 de dezembro de 2014, João Pessoa, PB. /Anais/, ISSN. 2359-2141.

SALVADOR, C. G.; MICHEL, G. P.; KOBAYAMA, M.; SCHWARZ, H.; PAUL, L. R.; ABATTI, B. H.; CENSI, G.; SILVA, M. A.; ZANANDREA, F.; BIEHL, A.; MACHADO, C. M. Mapeamento e Análise dos desastres de dezembro de 2020 nos municípios de Presidente Getúlio, Ibirama e Rio Do Sul-SC por meio de Modelagem Matemática. XXIV SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 21 a 26 de novembro de 2021, Belo Horizonte, MG. /Anais/, ISSN. 2318-0358.



SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAUJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 5ª. Ed. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 355p.

SCHEIBE, L. F. (Org.); BUSS, M. D.; FURTADO, S. M. A. Atlas Ambiental Bacia do Rio Araranguá. Santa Catarina - Brasil. Florianópolis: Ed. UFSC: Cidade futura, 2010. 64 p.

SELBY, M. J. Hillslope: materials and process. Oxford. England: Oxford University Press, p. 451, 1993.

SHOUCHANG, S.; SHENLIANG, X. Structure mode and rheologic property of mud debris flow. International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention. Setembro. Tsukuba, Japão: [s.n.]. p. 227-230, 1985.

SILVA, L. P. Hidrologia: Engenharia e meio ambiente. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. 330p.

SILVEIRA, H. L. F.; VETTORAZZI, C. A.; VALENTE, R. A. Avaliação multicriterial no mapeamento da suscetibilidade de deslizamentos de terra. *Revista Árvore*, vol. 38, nº 6, p. 973-982, 2014.

SILVEIRA, R. M.; FEUERHARMEL, C.; BICA, A. V. D.; BRESSANI, L. A.; GEHLING, W. Y. Y.; MARTINELLO, I. Resistência ao Cisalhamento Saturada e Não Saturada de Solos Coluvionares do Gasoduto Bolívia-Brasil, IV Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul (4º GEOSUL), Curitiba (PR). Anais: ABMS, 2004a.

TARBOTON, D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, v. 33, n. 2, p. 309–319, 1997.

TAKAHASHI, T. Progress in debris flow modeling. In: SASSA, K.; FUKUOKA, H.; WANG, F.; WABG, G. (eds.) Progress in landslide science. Heidelberg: Springer-Verlag, p. 60-77, 2007.

TAKAHASHI, T. Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures. 2a ed. London: *Taylor & Francis Group*, vol. 1. p. 448, 2014. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00024-008-0342-8>>.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. 2.ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional. 2009. p.113-138.

VANDINE, D. F. Debris flow control structures for forest engineering. Res. Br., B. C. Min. For., Victoria, B. C., Work, Pap. 08/1996, p. 75, 1996.

VARNES, D. J. Slope Movement Types and Processes. *Transportation Research Board Special Report*, n. 176, p. 11–33, 1978.

WILSON, J. P. Environmental applications of Digital Terrain Modeling. 1a ed. Hoboken: Wiley Blackwell, 2018.

WANG, L.; LIU, H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, vol. 20, n. 2, p. 193-213, 2006.

ZEVENBERGEN, L. W.; THORNE, C. R. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, p. 47-56, 1987. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3290120107>

ZHANG, D. wei et al. Flash flood hazard mapping: A pilot case study in Xiapu River Basin, China. *Water Science and Engineering*, v. 8, n. 3, p. 195–204, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.wse.2015.05.002>>