



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Graziela Maziero Pinheiro Bini

**Condicionantes e mecanismos de movimentos gravitacionais de massa e subsídios para a modelagem matemática voltada à previsão: análise das ocorrências no Complexo Luís Alves em Ilhota e Gaspar, SC.**

Florianópolis

2020

Graziela Maziero Pinheiro Bini

**Condicionantes e mecanismos de movimentos gravitacionais de massa e subsídios para a modelagem matemática voltada à previsão:**  
análise das ocorrências no Complexo Luís Alves em Ilhota e Gaspar, SC.

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do título de doutora em Geografia  
Orientador: Prof. Dr. Edison Ramos Tomazzoli

Florianópolis

2020

Ficha de identificação da obra

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Bini, Graziela Maziero Pinheiro Bini  
Condicionantes e mecanismos de movimentos  
gravitacionais de massa e subsídios para a modelagem  
matemática voltada à previsão: : análise das ocorrências  
no Complexo Luís Alves em Ilhota e Gaspar, SC. / Graziela  
Maziero Pinheiro Bini Bini ; orientador, Edison Ramos  
Tomazzoli Tomazzoli, 2020.  
168 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa  
de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2020.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. movimentos de massa. 3. modelagem  
matemática. 4. Ilhota. 5. Gaspar. I. Tomazzoli, Edison  
Ramos Tomazzoli. II. Universidade Federal de Santa  
Catarina. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

Graziela Maziero Pinheiro Bini

**Condicionantes e mecanismos de movimentos gravitacionais de massa e subsídios para a modelagem matemática voltada à previsão:**  
análise das ocorrências no Complexo Luís Alves em Ilhota e Gaspar, SC.

O presente trabalho em nível de doutorado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Edna Lindaura Luiz, Dra.

Universidade do Estado de Santa Catarina

Prof. Rafael Augusto dos Reis Higashi, Dr.

Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Selma Regina Aranha Ribeiro, Dra.

Universidade Estadual de Ponta Grossa

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de doutor em Geografia.

---

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

---

Prof. Edison Ramos Tomazzoli, Dr.

Orientador

Florianópolis, 2020.

Este trabalho é dedicado ao querido professor Joel Robert  
Georges Marcel Pelerrin (in memoriam).

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família, em especial aos meus pais e ao meu filho pelo amor e carinho a mim dedicados durante uma vida.

Ao professor Joel Pellerin, meu primeiro orientador neste trabalho, pelos três anos de amizade e parceria na pesquisa.

Ao professor Edison Tomazzoli por aceitar me orientar no meio do caminho e pelas contribuições a pesquisa.

Aos professores que aceitaram fazer parte da banca de defesa desta tese: Edna Lindaura Luis - que sempre esteve disposta a conversar sobre a tese, me ajudando e orientando de forma a impulsionar a escrita e finalização deste trabalho; Selma Regina Aranha Ribeiro - por confiar no meu trabalho e contribuir com conversas e material cartográfico; Rafael Augusto dos Reis Higashi - por me aceitar como aluna ouvinte nas aulas de mecânica dos solos I e II e pela atenção a mim dedicada; Janete Josina de Abreu - pela disponibilidade e atenção.

A secretaria do curso de Pós-Graduação em Geografia, nas figuras da Helena e da Renata, duas grandes mulheres: atenciosas, dedicadas ao trabalho e sempre dispostas a ajudar.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES.

A coordenação do PPGG e a Universidade Federal de Santa Catarina.

A parceria do Armstrong Leonel, pelas conversas sobre mecânica de solos e ajuda nos trabalhos de campo.

Ao querido amigo Daniel Paredes, por me ajudar com as análises de amostras de solo e por me incentivar e me fazer rir mesmo nos momentos difíceis. Você é um amigo e tanto!

Ao prof. Pedro Manuel Rodrigues Roque Proença e Cunha da Universidade de Coimbra pela contribuição com análises de amostras de solos.

Às minhas grandes amigas: Jéssica Gerente - parceira de caminhada geográfica que sempre contribuiu carinhosamente nas discussões e elaboração de material; Heloísa de Campos Lalane - que me socorreu por diversas vezes na vida e na tese; Rose Elke Debiasi - que está sempre me dando força para seguir em frente; Gisele Gonçalves - minha amiga de longa data que sinto sempre perto torcendo por mim; Sinara Fernandes - amiga querida e atenciosa para comigo em todos os momentos; Solange Richartz Wilvert e a Ana Cristina Hazan Pinheiro - pelo carinho e atenção; Cyntia Fernandes – pela amizade e discussões acadêmicas; e Raiza Sartori pelo carinho e parceria nos trabalhos de laboratório.

Aos amigos Zen, Adriana, José e Lurdinha, da UFPR, pelas conversas e boas risadas durante a jornada da tese.

## RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo estudar os condicionantes e mecanismos dos movimentos de massa que ocorreram nos altos vales das bacias do Arraial do Ouro (Gaspar), do Ribeirão Baú e do Braço do Baú (Ilhota), em litologia do Complexo Granulítico Luís Alves, para refinar a aplicação de modelos matemáticos de previsão movimentos de massa. Para tanto, foi analisada cada cicatriz, uma a uma, a fim de categorizá-las em grupos que se assemelham no conjunto de características de condicionantes e mecanismos que evidenciaram sua deflagração. Foram mapeadas 639 cicatrizes na área de estudo, divididas em 7 categorias em termos de situação de ruptura e submetidas a simulação nos programas Shalstab e Kanako-2D. Ficou evidente que a prévia e devida categorização das cicatrizes, contribui para o refinamento da modelagem, posto que o Shalstab é um modelo que indica áreas instáveis em virtude, principalmente, das características geomorfológicas – áreas de acumulo de umidade - e o modelo Kanako-2D participa desta pesquisa como complementação ao modelo Shalstab, pois simula a propagação de fluxo apenas para as corridas de detritos a partir da área de transporte. A categorização das cicatrizes aqui apresentada é importante tanto no processo de simulação como na validação dos resultados gerados pelos modelos, pois confere mais informações técnicas e de campo, as quais subsidiam um refinamento do arcabouço teórico da temática movimentos de massa.

**Palavras-chave:** Fatores e mecanismos condicionantes de movimento de massa; Categorização das cicatrizes por situação de ruptura; Modelagem de previsão.



## ABSTRACT

This research aims to study the conditions and mechanisms of mass movements that occurred in Arraial do Ouro (Gaspar), Ribeirão Baú and Braço do Baú (Ilhota) basins, located in Luís Alves Granulitic Complex lithology, for refine the application of mathematical models for predicting mass movement. Therefore, each scar was analyzed, one by one, in order to categorize them into groups that are similar in the set of conditioning characteristic and mechanisms that evidenced their occurrence. 639 scars were mapped in the study area, divided into 7 categories in terms of rupture situation and submitted to simulation in the Shalstab and Kanako-2D programs. It was clear that the previous and proper categorization os scars contributes to the modeling refinement, since Shalstab is a model that indicates unstable áreas due mainly to the geomorphological characteristics- humidity accumulation area -and the Kanako-2D model does participate in this research as a complement to the Shalstab model, as it simulates the flow propagation only for the debris runs from the transport area. The scars categorization presented is importante both in the simulation and validating process the result generated by the model, as it provides more technical and field information that subsidize a mass movement theory refinement.

**Keywords:** Mass movement conditionings and mechanisms factor. Scars categorization by rupture. Prediction Modeling.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Imagem de sinótica do dia 22/11/2008.....	19
Figura 02 - Distribuição das chuvas no mês de novembro de 2008.....	19
Figura 03 - Distribuição dos municípios conforme decretado pelo poder público.....	20
Figura 04 - Exemplo das forças atuantes num bloco numa superfície plana.....	26
Figura 05 - Exemplo das forças atuantes num bloco numa superfície inclinada.....	27
Figura 06 - Exemplo das forças atuantes numa superfície com maior ângulo de inclinação....	28
Figura 07 - Atrito entre dois corpos no instante do deslizamento.....	30
Figura 08 - Representação gráfica da resistência ao cisalhamento dos solos.....	32
Figura 09 - Componentes relacionadas ao bloco inclinado.....	52
Figura 10 - Esquema das variáveis utilizadas no modelo hidrológico de O’Loughlin (1986)..	54
Figura 11 - Localização da área de estudo.....	59
Figura 12 - Geologia das Bacias do rio Arraial do Ouro, Baú e Braço Baú.....	63
Figura 13 - Temperatura média mensal e precipitação média mensal do município de Blumenau/SC.....	64
Figura 14 - Sombreamento das Bacias do rio Arraial do Ouro, Baú e Braço Baú.....	67
Figura 15 - Diagrama de blocos das etapas da pesquisa.....	69
Figura 16 - Imagem RapidEye utilizada na pesquisa para fotointerpretação.....	70
Figura 17 - Exemplo do nível de escala de segmentação baseada em GEOBIA.....	74
Figura 17 - Exemplo do nível de escala de fusão baseada em GEOBIA.....	75
Figura 19 - Banco de dados relacional gerado pela segmentação em GEOBIA.....	76
Figura 20 - Exemplo do nível de escala de segmentação - cicatriz na bacia do ribeirão Baú..	75
Figura 16 - Exemplo do nível fusão - cicatriz na bacia do ribeirão Baú.....	75
Figura 17 - Movimentos de massa próximos ao divisor na bacia hidrográfica do Baú.....	88
Figura 18 - Mapa da ocorrência de cicatrizes próximas ao divisor.....	89
Figura 19 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro.....	90
Figura 20 - Movimentos de massa próximos ao divisor na bacia hidrográfica do Baú.....	89
Figura 21 - Mapa da ocorrência de cicatrizes próximas ao divisor.....	90
Figura 22 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro.....	91
Figura 23 - Mapa da ocorrência de cicatrizes em cabeceira de drenagem.....	93
Figura 24 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú.....	94
Figura 25 - Foto da cicatriz na bacia hidrográfica do Baú.....	94

Figura 26 - Mapa da ocorrência de cicatrizes em mudança de inclinação.....	96
Figura 27 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro.....	98
Figura 28 - Foto da cicatriz na bacia hidrográfica Arraial do Ouro.....	98
Figura 29 - Mapa da ocorrência de cicatrizes no meio ou na base da encosta.....	100
Figura 30 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú.....	101
Figura 31 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por solapamento de corridas.....	103
Figura 32 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú.....	104
Figura 33 - Foto da cicatriz da bacia hidrográfica do Baú.....	104
Figura 34 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por solapamento do fluxo do rio.....	106
Figura 35 - Fluxo de detrito que causou um deslizamento bacia hidrográfica Arraial do Ouro... .....	107
Figura 36 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por corte de talude.....	109
Figura 37 - Cicatriz na bacia do hidrográfica do Braço do Baú.....	110
Figura 38 - Mapa de forma de encosta da área de estudo.....	112
Figura 39 - Declividade da área de estudo.....	115
Figura 40 - Classes de declividade e ocorrência de deslizamentos próximos ao divisor.....	116
Figura 41 - Classes de declividade e ocorrência de corridas próximas ao divisor.....	117
Figura 42 - Classes de declividade e ocorrência de deslizamentos em cabeceira de drenagem... .....	117
Figura 43 - Classes de declividade e ocorrência de corridas em cabeceira de drenagem.....	118
Figura 44 - Classes de declividade e rupturas de deslizamentos no meio ou na base da encosta .....	118
Figura 45 - Classes de declividade e rupturas de corridas no meio ou na base da encosta.....	119
Figura 46 - Classes de declividade e rupturas de deslizamentos por solapamento de corridas... .....	119
Figura 47 - Litologia associada às rupturas próximas ao divisor.....	121
Figura 48 - Litologia associada às rupturas em cabeceira de drenagem.....	122
Figura 49 - Litologia associada as rupturas em mudança de inclinação.....	123
Figura 50 - Litologia associada as rupturas no meio ou na base da encosta.....	124
Figura 51 - Distribuição dos pontos de coleta de amostras.....	125
Figura 52 - Perfil do solo - Ponto 8.....	128
Figura 53 - Perfil do solo - Ponto 9.....	129
Figura 54 - Estabilidade a partir do Shalstab.....	131
Figura 55 - Curva de validação no cenário gnaisse granulítico félsico.....	134

Figura 56 - Curva de validação no cenário gnaisse granulítico máfico.....	134
Figura 57 - Curva de validação no cenário gnaisse máfico piroxenito.....	135
Figura 58 - Rupturas próximas ao divisor dentro do cenário gnaises granulítico félsico.....	136
Figura 59 - Rupturas em cabeceira de drenagem do cenário gnaisse granulítico félsico.....	138
Figura 60 - Rupturas em mudança de inclinação no cenário gnaisse granulítico félsico.....	140
Figura 61 - Rupturas no meio ou na base da encosta no cenário gnaisse granulítico félsico.....	142
Figura 62 - Rupturas próximas ao divisor dentro do cenário gnaisse granulítico máfico.....	144
Figura 63 - Rupturas em cabeceira de drenagem no cenário gnaisse granulítico máfico.....	146
Figura 64 - Rupturas em mudança de inclinação no cenário gnaisse granulítico máfico.....	148
Figura 65 - Rupturas no meio ou na base da encosta no cenário gnaisse granulítico máfico.....	150
Figura 66 - Cenário de instabilidade para o máfico piroxenito.....	152
Figura 67 - Cenário Kanako-2D para a corrida de detritos 4Da.....	154
Figura 68 - Comparação entre a área interpretada na imagem e a da modelagem Kanako-2D... .....	155

## LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Contabilização dos prejuízos por município atingido.....	21
Tabela 02 - Especificações técnicas do satélite RapidEye.....	70
Tabela 03 - Bandas espectrais da imagem RapidEye.....	71
Tabela 04 – Dados utilizados para modelagem Shalstab.....	82
Tabela 05 – Classes de estabilidade do Shalstab.....	82
Tabela 06 – Parâmetros de entrada utilizados na modelagem do Kanako-2D.....	83
Tabela 07 - Critérios para categorização das cicatrizes.....	85
Tabela 08 - Distribuição de frequência de ocorrências de cicatrizes.....	87
Tabela 09 – Classe 1: Rupturas próximas ao divisor.....	88
Tabela 10 – Classe 2: Rupturas em cabeceira de drenagem.....	92
Tabela 11 – Classe 3: Rupturas em mudança de inclinação.....	95
Tabela 12 – Classe 4: Rupturas no meio ou na base da encosta.....	99
Tabela 13 – Classe 5: Rupturas por solapamento de corridas.....	102
Tabela 14 – Classe 6: Rupturas por solapamento do fluxo do rio.....	105
Tabela 15 – Classe 7: Rupturas em corte de encosta.....	108
Tabela 16 – Formas de encosta das ocorrências de rupturas ocorridas próximas ao divisor...	113
Tabela 17 – Formas de encostas das ocorrências no meio ou na base da encosta.....	114
Tabela 18 – Frações granulométricas do perfil do solo - Ponto 8.....	128
Tabela 19 – Frações granulométricas do perfil do solo - Ponto 9.....	129
Tabela 20 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário gnaisse granulítico félsico..	131
Tabela 21 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário gnaisse granulítico máfico..	132
Tabela 22 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário máfico piroxênio.....	132
Tabela 23 – Shalstab para deslizamentos Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor.....	136
Tabela 24 – Shalstab para corridas - Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor.....	137
Tabela 25 – Shalstab para deslizamentos Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem.....	138
Tabela 26 – Shalstab para corridas Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem.....	139
Tabela 27 – Shalstab para deslizamentos Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação	140
Tabela 28 – Shalstab para corridas - Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação.....	141
Tabela 29 – Shalstab para deslizamentos Categoria 04 - No meio ou na base da encosta.....	142
Tabela 30 – Shalstab para corridas - Categoria 04 - Rupturas no meio ou na base da encosta..	143
Tabela 31 – Shalstab para deslizamentos Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor.....	144
Tabela 32 – Shalstab para corridas - Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor.....	145

Tabela 33 – Shalstab para deslizamentos Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem.....	146
Tabela 34 – Shalstab para corridas - Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem.....	147
Tabela 35 – Shalstab para deslizamentos Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação	148
Tabela 36 – Shalstab para corridas - Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação.....	149
Tabela 37 – Shalstab para deslizamentos Categoria 04 - No meio ou na base da encosta.....	150

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
AVADANS	Avaliação de Danos
CIRAM	Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia
DOS	Dark Object Subtraction
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENGEMAP	Engenharia Mapeamento e Aerolevanteamento Ltda
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
ESRI	Environmental Systems Research Institute
FAPESC	Fundação de Apoio a Pesquisa Científica e Tecnológica de Santa Catarina
FNEA	Fractal Net Evolution Approach
GEOBIA	Análise Orientada ao Objeto Geográfico
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
MDT	Modelo Digital de Terreno
MFD	Multiple Flow Direction
NBR	Norma Brasileira
PUC/PR	Pontifícia Universidade Católica do Paraná
SAD 69	South American Datum
SINMAP	Stability Index Mapping
SIRGAS 2000	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas.
TIF	Tagged Image File Format
TRIGRS	Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis
UEPG	Universidade Estadual de Ponta Grossa
UTM	Universal Transversa de Mercator
UFSC	Universidade Federal de Santa Catarina
LAMIR	Laboratório de Análise e Rochas -UFPR

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	18
1.2 OBJETIVOS.....	24
1.2.1 Objetivo geral.....	24
1.2.2 Objetivos específicos.....	24
1.2.3 Hipótese.....	25
<b>2. MOVIMENTOS DE MASSA: UMA ABORDAGEM A PARTIR DOS CENÁRIOS DE OCORRÊNCIA</b> .....	26
2.1 TENSÃO CISALHANTE.....	28
2.2. RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO.....	29
2.3 COESÃO.....	29
2.4 ÂNGULO DE ATRITO INTERNO.....	30
2.5 EQUILÍBRIO E ESTABILIDADE NAS ENCOSTAS.....	34
2.5.1 Aumento da tensão cisalhante.....	35
2.5.2 Redução da resistência ao cisalhamento.....	35
2.5.2.1 Diminuição da resistência por ação do intemperismo.....	36
2.5.2.2 Diminuição da resistência por efeito de vibrações.....	36
2.5.2.3. Diminuição da resistência ao cisalhamento por variação da poropressão.....	37
2.6 FATORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE MASSA.....	37
2.6.1 Clima como fator condicionante.....	38
2.6.2 Geologia como fator condicionante.....	38
2.6.3 Morfologia como fator condicionante.....	40
2.6.4 Dinâmica hidrológica da encosta como fator condicionante.....	41
2.6.5 Rede de drenagem como fator condicionante.....	41
2.6.6 Uso e ocupação do solo como fator condicionante.....	42
2.6.7 Cobertura vegetal como fator condicionante.....	43
2.7 CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA.....	43
2.7.1 Rastejos.....	44
2.7.2 Deslizamentos.....	45
2.7.3 Fluxo de detritos.....	46
2.7.4 Queda de blocos/Tombamentos.....	46
2.7.5 Movimentos complexos.....	47



2.8 EMPREGO DE MODELAGEM NA DETERMINAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE E PREVISÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA.....	47
2.8.1 Modelo Shalstab.....	51
2.8.2 Modelo Kanako-2D.....	57
<b>3. ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>59</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>69</b>
4.1 IMAGEM DE SATÉLITE RAPIDEYE.....	70
4.2 IDENTIFICAÇÃO E CATEGORIZAÇÃO DAS CICATRIZES.....	72
4.3 ELABORAÇÃO DE MAPAS.....	77
4.3.1 Mapa de localização da área de estudo.....	77
4.3.2 Mapa geológico.....	77
4.3.3 Produtos gerados a partir do Modelo Digital de Terreno.....	77
4.3.3.1 Mapa de relevo sombreado.....	78
4.3.3.2 Mapa de forma de encostas.....	78
4.3.3.3 Mapa de declividade.....	79
4.3.3.4 Mapa da área de contribuição.....	79
4.4 TRABALHOS EM LABORATÓRIO.....	80
4.4.1 Análise granulométrica.....	81
4.4.2 Ensaio de cisalhamento direto (NBR 6122).....	80
4.5 PROCEDIMENTOS PARA MODELAGEM.....	81
4.5.1 Validação dos modelos aplicados.....	84
<b>5. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>85</b>
5.1 CATEGORIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS CICATRIZES.....	85
5.1.1 Rupturas próximas ao divisor.....	88
5.1.2 Rupturas em cabeceiras de drenagem.....	92
5.1.3 Rupturas em mudança de inclinação.....	95
5.1.4 Rupturas no meio ou na base da encosta.....	99
5.1.5 Rupturas por solapamento de corridas.....	101
5.1.6 Rupturas por solapamento do fluxo do rio.....	105
5.1.7 Rupturas em corte de encostas.....	108
5.1.8 Considerações sobre as categorias analisadas.....	110

5.2 RUPTURAS EM RELAÇÃO À FORMA DA ENCOSTA.....	111
5.2.1 Formas de encostas na Categoria 1 - rupturas próximas ao divisor .....	112
5.2.2 Formas de encostas na categoria 4 - rupturas no meio ou na base da encosta.....	113
5.3 RUPTURAS EM RELAÇÃO À DECLIVIDADE.....	115
5.3.1 Declividade das rupturas próximas ao divisor.....	116
5.3.2 Declividade das rupturas em cabeceira de drenagem.....	117
5.3.4 Declividade das rupturas no meio ou na base da encosta.....	118
5.3.5 Declividade das rupturas por solapamento de corridas.....	119
5.4 RUPTURAS EM RELAÇÃO À LITOLOGIA.....	120
5.4.1 Litologia em relação às rupturas próximas ao divisor.....	120
5.4.2 Litologia em relação às rupturas em cabeceira de drenagem.....	121
5.4.3 Litologia em relação às rupturas em mudança de inclinação.....	122
5.4.4 Litologia em relação as rupturas no meio ou na base da encosta.....	123
5.5 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB.....	130
5.6 VALIDAÇÃO DOS CENÁRIOS GERADOS PELO MODELO SHALSTAB.....	133
5.6.1 Validação do modelo para o cenário de estabilidade gnaisse granulítico félsico.....	135
5.6.2 Validação do modelo para o cenário de estabilidade gnaisse granulítico máfico.....	143
5.6.3 Validação do modelo para a classe de estabilidade no cenário máfico piroxenio.....	152
5.7 VALIDAÇÃO DE CENÁRIO GERADO PELO MODELO KANAKO-2D.....	153
<b>6. CONCLUSÃO.....</b>	<b>156</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>159</b>

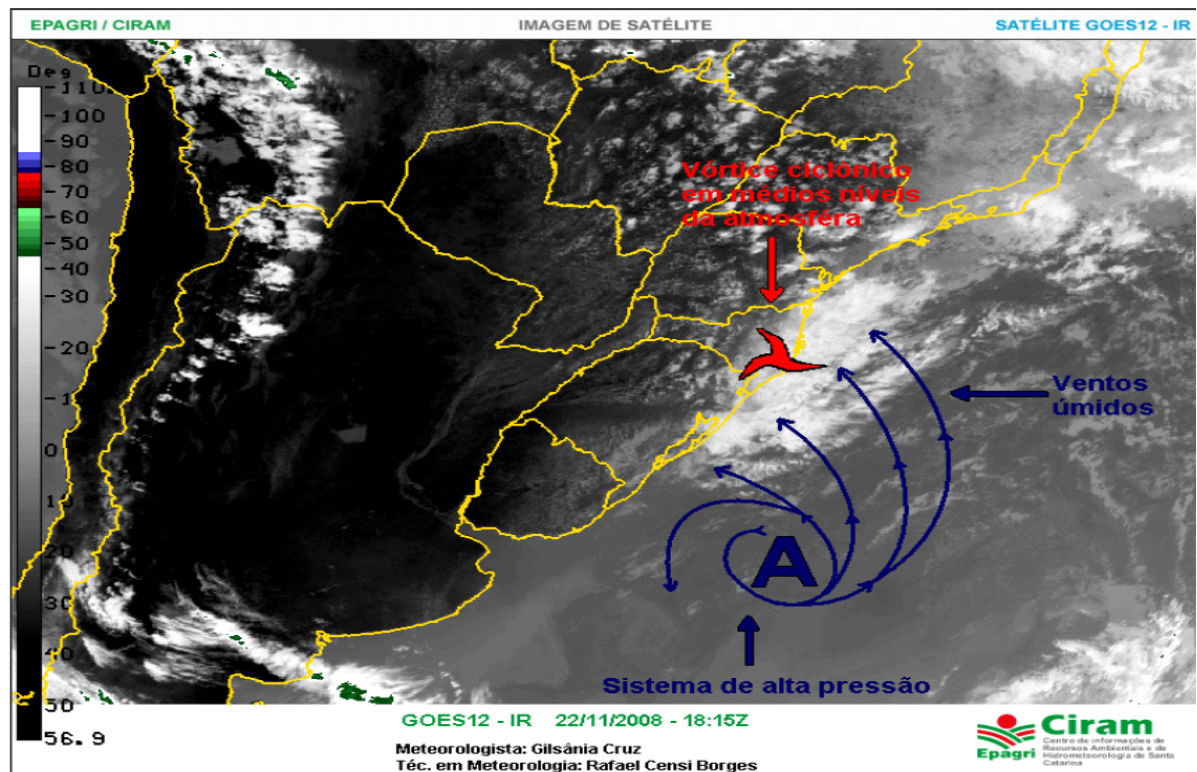
## INTRODUÇÃO

Movimentos de massa são fenômenos naturais que, ao ocorrerem em lugares onde há ocupação humana, podem ocasionar significativas perdas e danos à população. No Brasil, fenômenos de movimentos de massa, como deslizamentos e corridas de detritos criam sérios problemas para a sociedade, são registrados principalmente em regiões montanhosas e de alta declividade (DOURADO; ARRAES; SILVA, 2012; COELHO NETO et al. 2013; AVELAR, 2011). Pode-se citar como exemplo, os desastres ocorridos em 1967 na cidade de Caraguatatuba no Estado de São Paulo, na região serrana do Rio de Janeiro em 2011 e na região do Vale do Itajaí em Santa Catarina em 2008.

O desastre do vale do Itajaí em novembro de 2008 foi causado por vários movimentos de massa deflagrados por chuvas intensas e continuadas desde o mês de agosto daquele ano. Os valores mensais de precipitação em 2008 seguiram a média prevista até o início do mês de outubro, depois os valores de precipitação começaram a aumentar, sendo ainda maiores no mês de novembro. Nos dias 23 e 24 de novembro, as precipitações foram excepcionais em uma condição de umidade do solo já muito alta. Segundo Severo (2009), o total mensal de precipitação em outubro foi o dobro do valor climatológico, e em novembro a chuva mensal foi sete vezes o valor médio esperado.

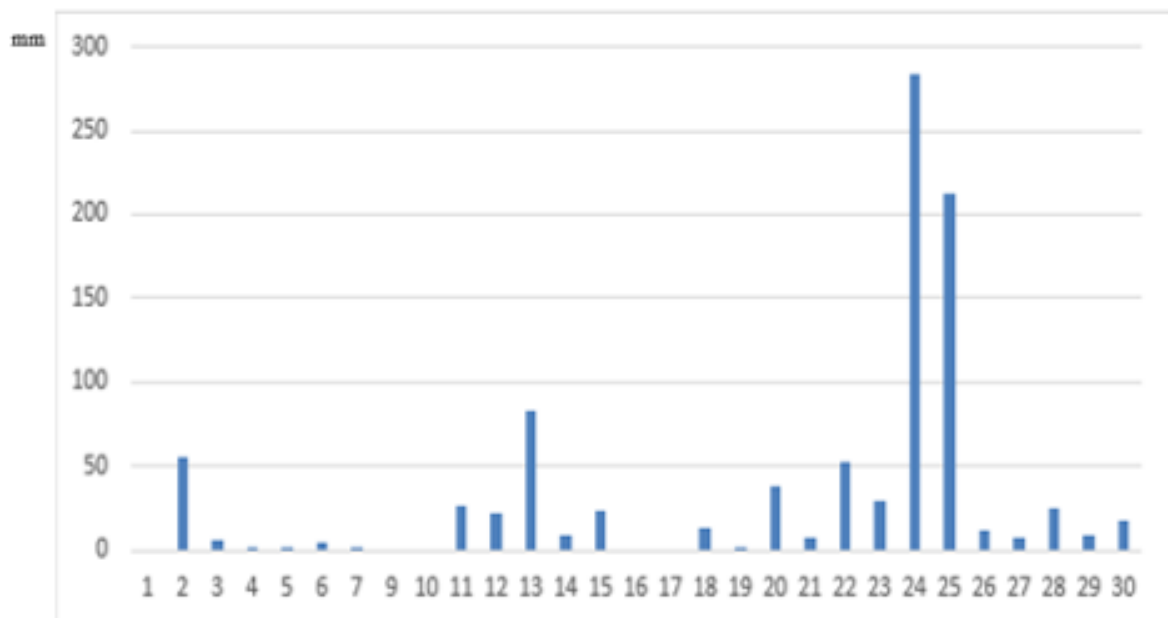
A combinação de sistemas atmosféricos de diferentes escalas espaciais e temporais foi responsável por excepcionalidades pluviométricas como a que aconteceu no desastre de novembro de 2008. A imagem sinótica do dia 22 de novembro de 2008 (**Figura 01**) mostra as circunstâncias atmosféricas que precederam as chuvas excepcionais dos dias 23 e 24 de novembro, as quais desencadearam grande parte dos movimentos de massa registrados no desastre (BINI, 2012). Na ocasião, estavam presentes um sistema frontal se deslocando em direção ao Estado acompanhado de um vórtice ciclônico também atuando sobre o Estado, além de ventos úmidos soprando do mar devido a um sistema de alta pressão ali estacionado, os quais geraram as condições climáticas para ocorrência de chuvas intensas e abundantes em poucos dias. As chuvas registradas nos dias 23 e 24 de novembro, somaram 495,2 mm de precipitação em 48 horas, valor que equivale a praticamente a metade da precipitação de todo o mês de novembro de 2008 para a região. **Figura 02.**

Figura 01 - Imagem de sinótica do dia 22/11/2008.



Fonte: Epagri/Ciran (2008).

Figura 02 - Distribuição das chuvas no mês de novembro de 2008



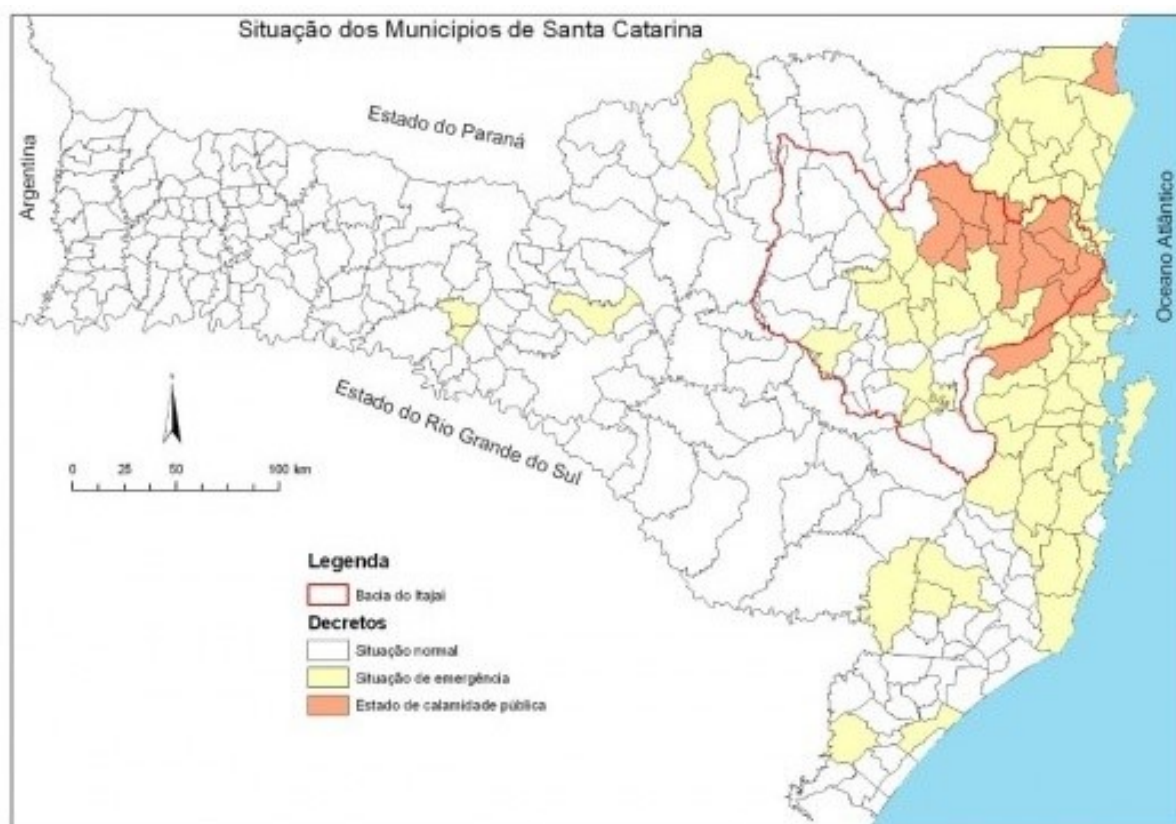
Fonte: Epagri/Ciran - Elaborado pela autora (2019).

Dados das séries histórica da estação meteorológica de Blumenau, que está em funcionamento desde 1944, mostram que em novembro de 2008 choveu 1.002 mm, 423 mm a

mais do que a maior média mensal já registrada anteriormente, que foi 578,7 mm (EPAGRI/CIRAM, 2018). Tamanha foi a intensidade da chuva que rapidamente vários episódios de alagamentos, inundações, enchentes e movimentos de massa se deram em toda região do médio vale do rio Itajaí-Açu. Entre os dias 22 e 24 de novembro, período de maior precipitação diária, ocorreram movimentos de massa de maior magnitude, porém, houve ocorrências anteriores.

Neste evento, foram registradas dezenas de mortes e incontáveis prejuízos materiais, principalmente para a população dos municípios de Blumenau, Pomerode, Timbó, Indaial, Jaraguá do Sul, Rio dos Cedros, Brusque, Ilhota, Luís Alves, Rodeio, Benedito Novo e Gaspar. Dos 112 municípios atingidos, 14 decretaram estado de calamidade pública e 63 de emergência (MATTEDI *et al.* 2009), **Figura 03**. Além dos movimentos de massa tanto em área urbana como em área rural, também as inundações, alagamentos e enxurradas contribuíram para intensidade do desastre.

Figura 03 - Distribuição dos municípios conforme decretado pelo poder público.



Fonte: FRANK, B.; SEVEGNANI (2008).

Municípios que até então eram acometidos com problemas decorrentes de fenômenos de inundação, desta vez, se depararam com um desastre geológico/geomorfológico de magnitude nunca registrada. Tamanho foram os prejuízos que até os dias atuais muitas pessoas ainda não conseguiram voltar à situação de normalidade, pois muitos daqueles que perderam suas residências moram ainda de aluguel ou em casa de parentes e amigos. A **Tabela 01**, dos autores Frank e Sevegnani (2009), possibilita dimensionar as perdas e danos a partir da síntese dos municípios atingidos e a contabilização dos prejuízos causados.

Tabela 01 - Contabilização dos prejuízos por município atingido.

Município	População		Pessoas					Residências danificadas	Rodovias danificadas (km)
	Total	Afetada	Deslocadas	Desalojadas	Desabrigadas	Feridas	Mortas		
Benedito Novo	9.841	31%	102	712	210	-	2	191	576
Blumenau	292.972	35%	-	25.000	5.209	2.383	24	18.000	centenas
Brusque	94.962	100%	-	8.000	1.200	66	1	1220	120
Gaspar	52.428	100%	-	7.100	4.300	280	27	8.700	600
Ilhota	11.552	100%	3.500	3.500	1.300	67	41	406	total
Itajaí	163.218	100%	100.000	18.208	1.929	1.800	5	28.400	centenas
Luis Alves	8.986	100%	-	3.232	239	41	10	220	40
Pomerode	25.261	1%	-	182	48	-	-	50	100
Rio dos Cedros	9.685	88%	-	595	96	-	-	283	300
Rodeio	10.773	5%	-	27	42	-	4	35	144
Timbó	33.326	2%	-	-	-	-	-	264	-

Fonte: FRANK; SEVEGNANI (2009), adaptado por Bini, 2018.

Observando a Tabela 01, verifica-se que Brusque, Gaspar, Ilhota, Itajaí e Luís Alves tiveram toda a população do município afetada. Isso ocorre, porque quando obras de infraestrutura pública como vias ou pontes são danificadas ou destruídas, a população não tem como se deslocar, e desta forma, também é afetada. Além disso, escolas e creches também foram atingidas por movimentos de massa e tiveram seus serviços suspensos, prejudicando a população como um todo. Somente o município de Timbó não teve prejuízos relacionados a rodovias danificadas. Em relação ao número de óbitos, a partir da Tabela 01, verifica-se que o maior número foi registrado no município de Ilhota, que contabilizou 41 mortes, seguido de Gaspar com 27 e Blumenau com 24 óbitos. Os registros dos relatórios de avaliação de danos apresentado pela Defesa Civil de cada município, mostram que o número de mortos foi quase que em sua totalidade ocasionado por movimentos de massa,

Bini (2012) ressalta que assim como os desastres relacionados à dinâmica pluvial e fluvial, os desastres geológicos/geomorfológicos ligados a movimentos de massa, também são recorrentes no vale do Itajaí. Os Relatórios de Avaliação de Danos – AVADANS realizados

pelos municípios da região para a Defesa Civil Estadual mostram que desde o ano de 1980 já havia registros de desastres decorrentes de movimentos de massa. Assim, a importância em estudar, investigar e compreender os movimentos de massa é de fundamental relevância para trabalhos de prevenção a desastres no vale do Itajaí.

Desta forma, faz-se necessário maior conhecimento sobre a dinâmica das encostas no vale do Itajaí, ressaltando especialmente sua suscetibilidade para movimentos de massa, uma vez que chuvas continuadas e/ou intensas são recorrentes no sul do Brasil. Alguns municípios do vale do Itajaí já têm estudos sobre movimentos de massa, como Blumenau que conta com trabalhos de análise de suscetibilidade como o de Pozzobon (2013), Kormann e Robaina (2016), Duarte (2018); assim como o município de Gaspar, com destaque para os trabalhos de Bini (2012), Lima (2013), Sbroglia (2015) e Ribeiro (2016), e também para toda a região, tal como o de Tomazzolli et al. (2012).

Os municípios de Ilhota e Gaspar foram muito atingidos no desastre de 2008, como mostra a tabela 01, e é importante compreender de forma mais aprofundada as ocorrências ali observadas a fim de subsidiar propostas de gestão de risco para estes locais. Assim, estes municípios são o recorte espacial da presente pesquisa.

Os estudos sobre movimentos de massa atualmente empregam muito o uso de modelos matemáticos de diferentes naturezas, tais como os fisicamente baseados ou probabilísticos, como por exemplo a regressão logística para previsão de ocorrência de movimentos de massa (ATKINSON; MASSARI, 1998; VANACKER et al., 2003; ZEZERÊ, 2004).

A ideia de que é possível prever movimentos de massa desde que se tenha um bom modelo é, em regra, propagada dentro da comunidade acadêmica (FERNANDES, 2016), mas isto pode muitas vezes eliminar a necessidade de mais estudos de caso em campo e sobre fatores condicionantes e mecanismos do processo. Antes de conhecer o funcionamento do modelo a ser utilizado, é de fundamental importância compreender os processos e mecanismos que envolvem o acontecimento dos movimentos de massa.

Na perspectiva de estudar os fatores e mecanismos envolvidos na deflagração de movimentos de massa, alguns trabalhos desenvolveram estudos de campo e retroanálise de ocorrências, visando contribuir com conhecimento específico de cada realidade analisada e mostrar o que ela tem em comum com outros casos e com a teoria já consolidada sobre o tema.

Dentre estes trabalhos pode-se citar: o estudo elaborado por Cruz (1974) - que discutiu propriedades mecânicas do solo como condicionantes, analisando atributos como densidade, coesão e ângulo de atrito em encostas da Serra do Mar, mais especificamente na região de Caraguatuba no Estado de São Paulo; Wolle e Carvalho (1989) que analisaram os

deslizamentos translacionais ocorridos também nas encostas da Serra do Mar, abordando a questão da influência da água nos mecanismos de ruptura; Luiz (2003) realizou um estudo sobre a influência da dinâmica hidrológica e das características das formações superficiais nos mecanismos de ruptura de encostas com rochas granitóides de áreas subtropicais em São Pedro de Alcântara, Santa Catarina, discutindo a importância da organização dos materiais nas encostas e a circulação da água no seu interior para suscetibilidade a rupturas e deformações; Bini (2012) estudou os movimentos de massa ocorridos em quatro bacias fluviais do município de Gaspar-SC, com o intuito de entender, ainda que preliminarmente, de que maneira atuavam as tensões para a instabilidade das encostas.

Quanto à utilização de modelos para previsão de movimentos de massa, o modelo Shallow Landslide Stability Analysis - *Shalstab*, desenvolvido por Montgomery e Dietrich (1994), é muito empregado em diferentes estudos por sua simplicidade para prever deslizamentos rasos. Outro modelo de simples aplicação é o Stability Index Mapping - SINMAP, desenvolvido por Pack (1998) que prevê áreas instáveis por meio de um índice de estabilidade que utiliza a equação de talude infinito e parâmetros hidrológicos (PACK et al. 1998). O modelo Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis - TRIGRS calcula a estabilidade das encostas considerando a infiltração das chuvas em diferentes espessuras do solo (IVERSON, 2000). Gomes (2006) utilizou uma combinação de modelos para a previsão de corridas de detritos e sua área de alcance. Um dos modelos utilizados por Gomes (2006) foi o FLO-2D, o qual foi desenvolvido por O'Brien et al. (1993 apud GOMES, 2006) é baseado em equação de conservação de massa e de quantidade de movimento. Também o modelo KANAKO, desenvolvido por Nakatani et al. (2008), procura simular bidimensionalmente a propagação e deposição dos fluxos de detritos.

Estes modelos acima citados são fisicamente baseados, mas há outros que empregam métodos estatísticos, tal como no trabalho de Zezerê (2004), que utilizou regressão logística para analisar as ocorrências de movimento de massa, procurando as variáveis mais significativas que explicam estas ocorrências. Os modelos estatísticos utilizam a lógica booleana, *fuzzy* ou com taxas de sucesso e insucesso.

Não se pode negar a importância dos modelos como instrumento na gestão de riscos aos movimentos de massa. No entanto, para que estes modelos sejam efetivos, necessita-se da complementariedade entre o entendimento do fenômeno, do modelo em si e da hipótese a ser modelada. Do contrário, a pura e simples modelagem pode ser insuficiente na simulação do comportamento do movimento de massa, pois falta maior entendimento de como as rupturas e deformações ocorrem e por que ocorrem a partir da realidade de campo. Por esta razão, esta



pesquisa visa contribuir com a temática, considerando que cada movimento de massa ocorrem em situações diferentes, e, por isso, a preocupação em estudar caso a caso, a partir do conhecimento teórico, de estudos empíricos, e do uso das geotecnologias, prevalecendo a ideia de que os movimentos de massa não ocorrem de forma caótica ou aleatória, mas sim pela ação de fatores e mecanismos envolvidos que são distintos para grupos de situações observadas.

Desta forma, o intuito desta pesquisa é avaliar potencialidades e fragilidades de modelos de previsão de movimentos de massa mais recorrentes em trabalhos acadêmicos, considerando os condicionantes e mecanismos específicos observados a partir de uma retroanálise das ocorrências do desastre de 2008, realizada no alto vale das bacias hidrográficas do Arraial do Ouro, localizado no município de Gaspar/SC, e alto vale das bacias do Ribeirão Baú e Braço do Baú em Ilhota/SC. Como a pesquisa exige trabalhos de campo e coleta de amostras de solos, serão selecionadas cicatrizes de movimentos de massa de grande intensidade e magnitude, a maior parte ocorridas em litologias do Complexo Luís Alves nas bacias citadas, pois de acordo com Sbroglia (2015), os terrenos em que afloram as rochas destas litologias foram os mais atingidos por movimentos de massa no vale do Itajaí em 2008.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivo Geral

Estudar os condicionantes e mecanismos dos movimentos de massa que ocorreram nos altos vales das bacias do Arraial do Ouro (Gaspar), do Ribeirão Baú e do Braço do Baú (Ilhota), em litologia do Complexo Granulítico Luís Alves, no sentido de avaliar a aplicação de modelos matemáticos de previsão movimentos de massa.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- a) Discutir os fatores e mecanismos condicionantes que contribuíram para a ocorrência dos movimentos de massa na área de estudo.
- b) Categorizar as ocorrências observadas na área de estudo por tipo de movimento de massa e por situação de ruptura.

c) Analisar a potencialidade de dois modelos de previsão a movimentos de massa de acordo com as tipologias, condicionantes e mecanismos encontrados como relacionado as ocorrências nas área de estudo.

### **1.3.3 Hipótese**

A aplicação de modelos eficazes para previsão de movimentos de massa é possível somente a partir do estudo dos condicionantes e mecanismos locais que geram sua ocorrência e, a sua validação deve considerar as ocorrências pretéritas que efetivamente estejam classificadas por tipologias de movimentos de massa e que foram deflagradas pelo que o modelo leva em conta.

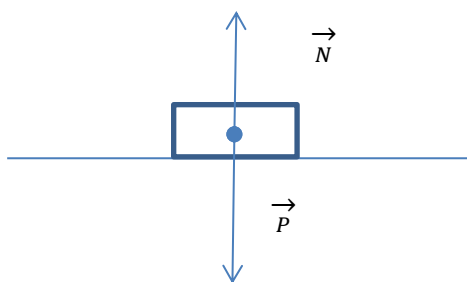
## 2. MOVIMENTOS DE MASSA: UMA ABORDAGEM A PARTIR DOS CENÁRIOS DE OCORRÊNCIA

Movimentos de massa são considerados como perigos geológicos/geomorfológicos relacionados à dinâmica externa da Terra e se caracterizam como qualquer deslocamento de um determinado volume de solo em decorrência da força gravitacional da Terra (CROZIER, 1986; SELBY, 1993; GERSCOSVICH, 2012).

A suscetibilidade a eventos de movimentos de massa depende das condições naturais de cada local. Fatores como a dinâmica atmosférica local, a geologia, a geomorfologia e a pedologia são características ambientais que podem condicionar uma determinada área a ocorrência de movimentos de massa. Associada a tais características naturais, algumas intervenções humanas como cortes de taludes, aterros, desvio de canais, entre outras, também podem potencializar tal suscetibilidade. Neste sentido, os movimentos de massa podem se apresentar de diferentes formas, uma vez que, os cenários de suscetibilidade vão apresentar diferentes variáveis que condicionarão a ocorrência destes eventos naturais. Já a mecânica da deflagração pode envolver ou rupturas ou deformações das formações superficiais (mantos de alteração, solos, depósitos).

É importante registrar que rupturas de encostas ocorrem em materiais semissólidos, não havendo mudança na consistência do material mobilizado, a não ser ao longo de uma superfície. Se houver mudanças na consistência do material de todo o solo mobilizado para o estado plástico ou líquido-viscoso, diz-se que ocorreu movimento de massa por mecanismo de deformação e não de ruptura (COUSOT; MEUNIER, 1995). Situações em que o movimento de massa é ocasionado por deformação do material, ocorrem, de forma geral, por acréscimo de água. Os materiais das formações superficiais são submetidos nas encostas a diferentes tensões, em função de sua posição em superfícies inclinadas. **Figura 04.**

Figura 04 - Exemplo das forças atuantes num bloco numa superfície plana.



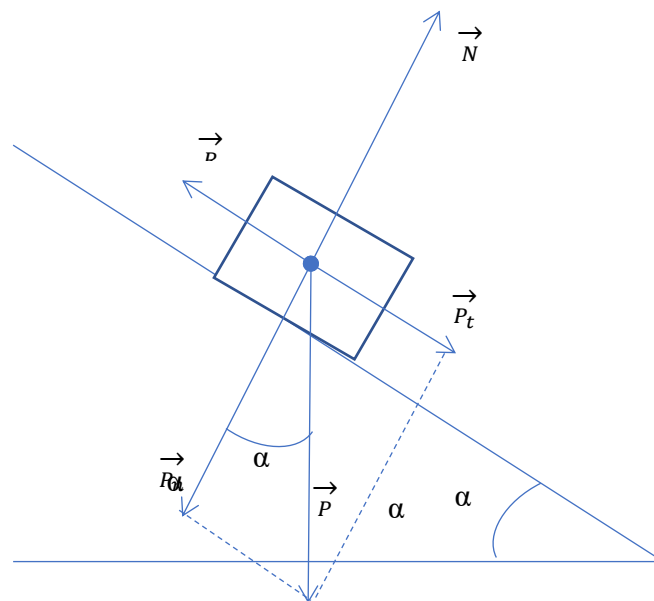
Elaboração: Bini (2018).

Na equação tem-se  $N =$  força normal, ou seja, a força que o contato da superfície faz no bloco e peso do bloco. O caso exposto na Figura 05 mostra forças de mesmo módulo e que atuam em sentidos contrários, e, por essa razão, tais forças se anulam.

Já em uma superfície inclinada, a força que atua sobre o corpo (força peso) pode ser decomposta segundo duas direções principais: a força peso tangencial, paralela ao plano inclinado, denominada também como força cisalhante e a força peso da normal, de direção perpendicular ao plano inclinado.

No exemplo exposto na **Figura 05**, onde a superfície é inclinada, atuará, além da reação normal, as forças peso normal e peso tangencial, também a força de resistência ao movimento. Essa força resulta do atrito do bloco com a superfície de contato quando sujeito a força peso tangencial (cisalhante).

Figura 05 - Exemplo das forças atuantes num bloco numa superfície inclinada.

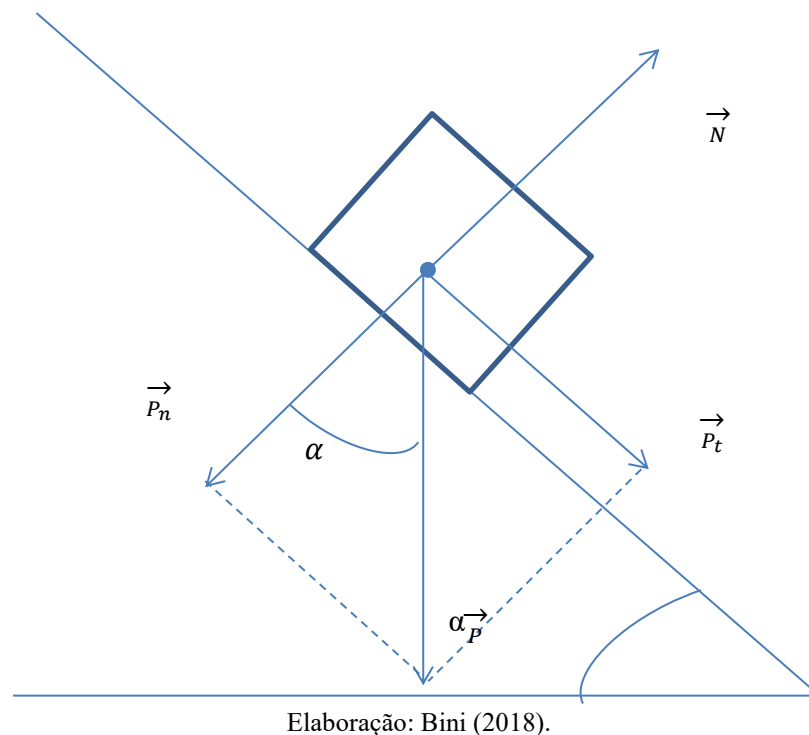


Elaboração: Bini (2018).

A Figura 05 mostra a força  $P$  decomposta e substituída pelas forças peso tangencial e peso da normal. A força  $R$ , neste exemplo, se contrapõe à força peso tangencial  $P_t$ , equivalendo, portanto, a força de resistência ao movimento. Quanto maior o ângulo de inclinação, maior será a componente que “puxa” o bloco para baixo.

Em outro exemplo, a **Figura 06**, exemplifica as mesmas forças atuantes num plano inclinado, só que de maior ângulo, ou seja, maior inclinação.

Figura 06 - Exemplo das forças atuantes numa superfície com maior ângulo de inclinação.



Com o aumento do ângulo de inclinação do plano, tem-se o aumento da *tensão cisalhante*, aumento que tende a desestabilizar os materiais constituintes da encosta. Vale destacar que a força correspondente à força de atrito deve ser analisada quanto ao seu ângulo, derivado da diferença entre  $N$  e  $P$ .

## 2.1 TENSÃO CISALHANTE

Sendo a força aplicada numa área da encosta, por definição, a razão entre a força e a área passa a ser denominada como *tensão cisalhante*. A *tensão cisalhante*  $\tau = \frac{P_t}{A}$  aumenta em situações em que há o aumento do peso dos materiais e/ou da inclinação da encosta, posto que,

$$\tau = \gamma \cdot \text{sen } \theta \quad (01)$$

Onde:

$\tau$  = FC = tensão de cisalhamento;

$\gamma$  = peso específico do solo ( $\text{kN/m}^3$ )

$\theta$  = ângulo da encosta

Pela equação apresentada, verifica-se que a tensão de cisalhamento é, de fato, função do peso dos materiais que compõem as encostas e de sua inclinação. Assim, os fatores que podem contribuir para o aumento da tensão cisalhante são ações que modificam a forma e/ou a declividade da encosta e o peso dela e/ou sobre ela (LUIZ, 2003).

## 2.2. RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO

A *resistência ao cisalhamento* de um solo pode ser definida, segundo Pinto (2013, p. 260), como “a máxima tensão de cisalhamento que o solo pode suportar sem sofrer ruptura” e resulta, simultaneamente, de efeitos de atrito e coesão (BARATA, 1984). Qualquer mudança nos parâmetros do ângulo de atrito e coesão dos solos pode resultar na diminuição da resistência ao cisalhamento e causar a instabilidade da encosta, provocando o movimento. A resistência ao cisalhamento atua no sentido de impedir o movimento e as tensões favoráveis a ele, e, por isso, é considerada uma das propriedades mecânicas de maior importância nos estudos de estabilidade de taludes. A resistência ao cisalhamento dos solos depende basicamente dos parâmetros de ângulo de atrito e coesão dos materiais constituintes da encosta.

## 2.3 COESÃO

A *coesão* é a resistência que a fração argilosa e a água (sobretudo nas areias) proporciona ao solo pela qual ele é capaz de se manter coeso. A parcela de coesão presente nos solos pode ser dividida em coesão verdadeira e coesão aparente.

A *coesão verdadeira* ou *coesão real* está associada às forças de atração eletrostática entre as partículas que tem como efeito a cimentação natural que aglutina os grãos do solo entre si, resultante de ligação entre os grãos exercida pelo potencial atrativo de natureza molecular ou coloidal (PINTO, 2013). A cimentação (cola) pode ter origem em processos de sedimentação, herdados pela rocha de origem ou pedogenéticos.

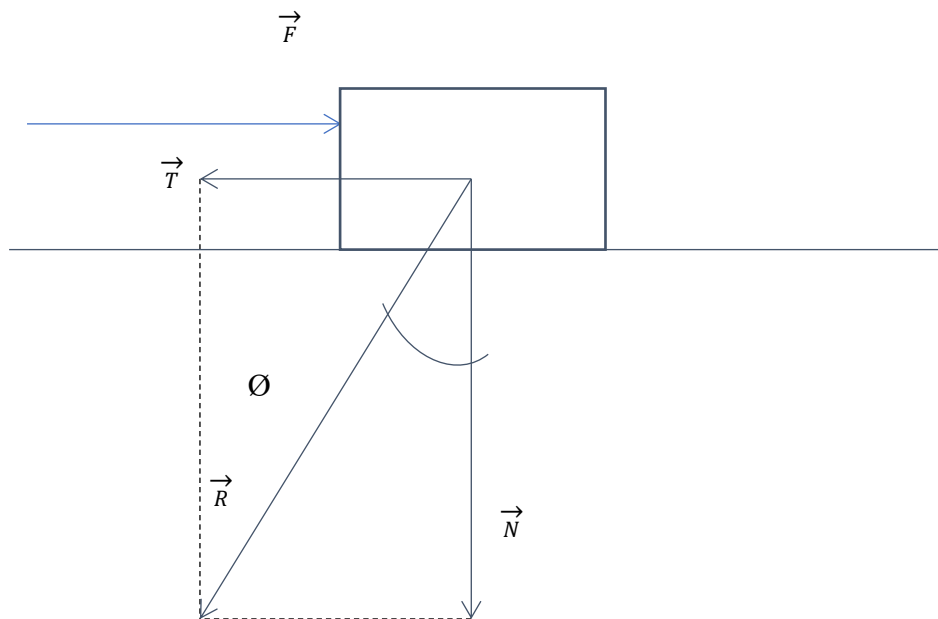
Já a *coesão aparente* está ligada às forças de sucção (capilaridade). Ocorre por efeito da ligação entre os grãos mediante as pontes de hidrogênio em condições de baixo teor de umidade no solo (GERENTE, 2015). É denominada coesão aparente, porque em solos totalmente secos, onde não há efeito de capilaridade, a coesão se desfaz.

## 2.4 ÂNGULO DE ATRITO INTERNO

O *ângulo de atrito interno* é expresso pela parcela da resistência ao cisalhamento de um solo à força de atrito desenvolvida no deslizamento entre os grãos e/ou partículas desse solo. Corresponde à inclinação da linha que relaciona as tensões normal e cisalhante, ou seja, equivale ao máximo ângulo que a força cisalhante pode ter com a normal ao plano sem que haja o movimento relativo. O atrito está associado à geometria e ao simples contato dos grãos que constituem o solo. Assim, a origem do atrito nos solos pode ser dividida em atrito puro mineral – mineral e entrosamento ou embricamento dos grãos entre as partículas.

O atrito é função da interação entre duas superfícies na região de contato. A parcela da resistência devido ao atrito  $T$  pode ser simplificada demonstrada pela analogia com o problema de deslizamento de um corpo submetido a uma força de intensidade  $F$ , exercendo sobre uma superfície plana horizontal uma força normal  $N$  aplicado ao solo. **Figura 07.**

Figura 07 - Atrito entre dois corpos no instante do deslizamento.



Elaboração: Bini (2018).

A resistência ao deslizamento ( $\tau$ ) é proporcional à força normal aplicada ( $N$ ), segundo a relação:

$$T = N \cdot f \quad (04)$$

Onde:

“ $\varphi$ ” é o coeficiente de atrito entre os dois materiais. Para solos, esta relação é escrita na forma:

$$\tau = \sigma + tg\varphi \quad (05)$$

Onde:

“ $\varphi$ ” é o ângulo de atrito interno do solo,

“ $\sigma$ ” é a tensão normal e

“ $\tau$ ” a tensão de cisalhamento.

A resistência ao cisalhamento dos solos é essencialmente devido ao atrito. Entretanto, a atração química entre partículas (potencial atrativo de natureza molecular e coloidal), principalmente, no caso de estruturas floculadas, e a cimentação de partículas (cimento natural, óxidos, hidróxidos e argilas) podem provocar a existência de uma coesão real. Segundo Vargas (1977), de uma forma intuitiva, a coesão é aquela resistência que a fração argilosa empresta ao solo, pelo qual ele se torna capaz de se manter coeso em forma de torrões ou blocos, ou pode ser cortado em formas diversas e manter esta forma. Os solos que têm essa propriedade chamam-se coesivos. Os solos não coesivos, que são areias puras e pedregulhos, esboroam-se facilmente ao serem cortados ou escavados. Utilizando a mesma analogia empregada no item anterior (2.4), presumi-se que a superfície de contato entre os corpos esteja colada. Nesta situação quando  $N = 0$ , existe uma parcela da resistência ao cisalhamento entre as partículas que é independente da força normal aplicada. Esta parcela é definida como coesão verdadeira, ou seja, cola, citada anteriormente.

Nos solos em que estão presentes os fenômenos de atrito e coesão, determina-se a resistência ao cisalhamento dos solos ( $\tau$ ) segundo a expressão:

$$\tau = c + \sigma \cdot tg \varphi \quad (06)$$

Onde:

“ $\tau$ ” é a resistência ao cisalhamento do solo,

“ $c$ ” a coesão ou intercepto de coesão,

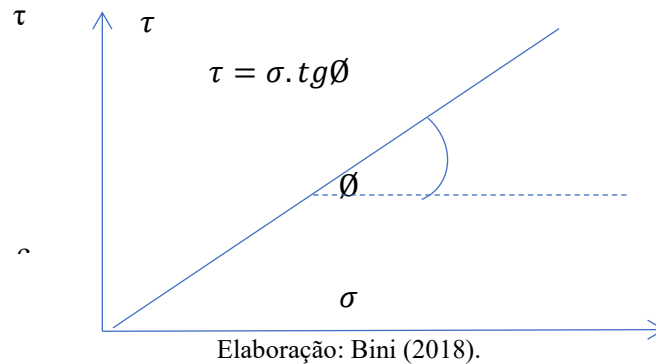
“ $\sigma$ ” a tensão normal vertical e

$\varphi$ ” o ângulo de atrito interno do solo.



A **Figura 8** apresenta graficamente esta expressão.

Figura 08 - Representação gráfica da resistência ao cisalhamento dos solos



A pressão total agindo sobre um ponto específico do interior do solo é determinada considerando-se o peso do solo total dos materiais (solo + água) sobrejacente ao plano de ruptura (FIORI; CARMIGNANI, 2013).

Equação utilizada para identificar a pressão total

$$\sigma_t = \gamma_{nat} Z \quad (07)$$

Onde:

$\sigma_t$  → pressão total

$\gamma_{nat}$  → peso específico natural

$Z$  → profundidade

Em caso de solos saturados, substitui-se o  $\gamma_{nat}$  pelo peso específico saturado ( $\gamma_{sat}$ ).

Para entender como atuam as pressões nos solos, é necessário considerar que os solos são constituídos de partículas e que forças aplicadas a ele são transmitidas de partícula a partícula, além das que são suportadas pela água dos vazios (PINTO, 2013). Por princípio, toda pressão que atua num ponto de massa do solo, seja devido ao próprio peso ou devida a cargas externas, é parte aplicada na água dos vazios (pressão neutra) e parte aplicada nas partículas (pressão efetiva) (VARGAS, 1977; FIORI; CARMIGNANI, 2009).

A *pressão efetiva* é transmitida de grão a grão e causa modificações no arcabouço dos sólidos (FIORI; CARMIGNANI, 2013). É a pressão efetiva que atua num ponto qualquer de um solo úmido e é ela que controla toda deformação e resistência da estrutura sólida do solo, atuando com igual intensidade em todas as direções. Ela é dada pela diferença entre a pressão

total (solo e água) e a pressão neutra (água) (VAGAS, 1977; FIORI; CARMIGNANI, 2009; PINTO 2013,). Quanto maior a pressão efetiva, maior será a resistência ao cisalhamento.

Equação da pressão efetiva.

$$\sigma = \sigma' - \mu \quad (08)$$

Onde:

$\sigma$  → tensão total,

$\sigma'$  → tensão efetiva e

$\mu$  → tensão neutra ou poropressão.

O solo é composto por partículas sólidas e por vazios que podem ser preenchidos por ar ou água. A *pressão neutra* ou poropressão positiva é igual à pressão da água nos poros de um solo saturado em água. Ela não causa mudanças no arcabouço dos sólidos e atua em todas as direções com igual intensidade. A pressão neutra age na água intersticial dos solos, seja ela gravitacional ou capilar. Quanto maior for o valor da poropressão positiva atuante no solo, menor será a resistência ao cisalhamento.

Equação da pressão neutra.

$$\mu = \gamma_w \cdot h_w \quad (09)$$

Onde:

$\mu$  → pressão neutra,

$\gamma_w$  → peso específico da água e

$h_w$  → a altura da coluna d'água.

Há um caso especial de pressão neutra caracterizado pela passagem de fluxos em um solo saturado. Esta situação também diminui a tensão total do solo. O movimento da água dentro dos solos (fluxo) é chamado de percolação. A força que faz água movimentar-se é chamada de força de percolação. Logo, a força aplicada sobre determinada área denomina-se pressão de percolação. A *pressão de percolação* resulta da movimentação da água infiltrada no solo que por atrito viscoso, gera pressões de arraste nos grãos de solo na direção do movimento. (FIORI; CARMIGNANI, 2009). A pressão de percolação está associada a condutividade hidráulica (item 2.1.4).

Equação da pressão de percolação.

$$\gamma_a \cdot H \quad (10)$$

Onde:

$\gamma_a$  → peso específico da água

H → perda de carga da água

Num elemento de volume de uma encosta, o estado das tensões depende da mecânica dos solos e das pressões sejam elas de qualquer natureza. O estado das tensões está associado a alterações na resistência ao cisalhamento (TERZAGHI, 1948) e, por isso, é tão importante em estudos sobre movimentos de massa.

## 2.5 EQUILÍBRIO E ESTABILIDADE NAS ENCOSTAS

Uma encosta está em equilíbrio quando a resistência ao cisalhamento dos materiais que a compõe é superior à tensão de cisalhamento. A *resistência ao cisalhamento* é a máxima resistência que o solo é capaz de suportar, sobre determinadas condições, sem apresentar ruptura generalizada. No caso de a tensão aumentar até o limite de resistência, a encosta em questão estará na iminência de entrar em colapso; ao ultrapassar tal limite, ocorre a ruptura da encosta, a qual entra em regime plástico.

A análise de estabilidade de taludes pode ser realizada mediante ao fator de segurança que é denominado pela razão entre a força cisalhante - FC - e resistência dos materiais ao longo do plano de ruptura ou deformação - FR- . (SELBY 1993; GLADE, CROZIER, 2004; FIORI, CARMIGNANI, 2009). **Equação 11**, proposta pela NBR 11682/1 991.

Fator de segurança da encosta

$$F_s = \frac{\sum FR}{\sum FC} \quad (11)$$

Onde:

FR > FC equivale ao talude em situação estável

FR = FC caracteriza condição limite de instabilidade de talude.

FR < FC significa que o talude está em situação de ruptura iminente

Logo, a tensão cisalhante e a resistência ao cisalhamento são informações fundamentais para análise de estabilidade de taludes.

Os movimentos de massas podem ocorrer em circunstâncias de aumento das tensões de cisalhamento, por diminuição da resistência dos materiais ou por ambos. Estas situações dependem de diferentes mecanismos, expostos a seguir.

### **2.5.1 Aumento da tensão cisalhante**

Verifica-se o aumento da tensão cisalhante por causas externas, ou seja, agentes externos que provocam o aumento da tensão sem a diminuição da resistência. Assim, a tensão cisalhante aumenta ao ponto de ficar igual ou maior que o limite de resistência, levando o material da encosta a movimentar-se. Isto pode ocorrer em situações onde há mudanças na inclinação da encosta por remoção de massa lateral ou da base; por estresses transitórios (vibração de atividades humanas e terremotos); fenômenos de erosão ou cortes; sobrecarga, por ocasião do peso da água das chuvas, acúmulo natural de material ou devido ao peso por construções de estruturas e aterros (SELBY, 1993, GERSCOVICH, 2012).

A mudança na inclinação da encosta provoca o aumento do ângulo de inclinação do plano e conseqüentemente o aumento do peso tangencial que tende a desestabilizar os materiais constituintes da encosta. Conforme já mostrado na Figura 06.

O aumento do peso numa encosta pode ocorrer pela deposição de material decorrente de processos erosivos. Sedimentos trazidos por escoamento superficial ou por movimentos de massa podem provocar aumento de peso numa encosta. A ação antrópica a partir do lançamento de lixo, obras como construções e aterros, também contribuem para aumentar o peso numa encosta. O peso implica a sobrecarga que está totalmente associada ao limite de resistência ao cisalhamento. Com o aumento de peso, necessariamente tem-se o aumento do peso tangencial que tem a mesma direção do movimento, atingindo assim, de maneira mais rápida o limite de resistência ao cisalhamento.

### **2.5.2 Redução da resistência ao cisalhamento**

A diminuição da resistência ao cisalhamento pode ocorrer pela mudança nas características inerentes ao material constituinte da encosta. Por ação do intemperismo, por efeito de oscilações térmicas, efeito de vibrações, variação das poropressões, infiltração da água em meios não saturados, por efeito de excesso de poropressão ou por fluxo preferencial

(GUIDICINE; NIEBLE, 1976; CROZIER, 1986; SELBY, 1993; GERCOSVICH, 2012). Vários são os fatores que contribuem para a redução da resistência ao cisalhamento, vistos a seguir.

#### 2.5.2.1 Diminuição da resistência por ação do intemperismo

A ação do intemperismo pode romper a encosta sem que haja qualquer mudança na geometria do talude. O intemperismo pode provocar mudanças nas características inerentes ao material que constitui a encosta, tornando-os menos resistentes. Isto ocorre porque a ação do intemperismo pode causar mudanças físico-químicas nos minerais originais, resultando em quebra das ligações e gerando novos minerais menos resistentes. Variações cíclicas de umedecimento e secagem também reduzem a resistência dos materiais. A ação do intemperismo provocando a dissolução de elementos que tem como efeito a cimentação natural que aglutina os grãos do solo entre si também contribui para a diminuição do limite de resistência ao cisalhamento dos materiais (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; GERCOSVICH, 2012). Outra associação decorre do intemperismo interferindo na geometria do grão, tornando suas arestas mais arredondadas e, desta forma diminuindo a resistência ao cisalhamento por consequência da diminuição do ângulo de atrito.

O clima quente e úmido da região do médio vale do Itajaí se traduz em alto grau de intemperização, com atuação, principalmente, do intemperismo químico, formando solos bastante espessos e com minerais secundários.

Outra situação de intemperismo passível de causar mudanças nos parâmetros de resistência resulta do efeito das variações de temperatura durante o dia (GUIDICINE; NIEBLE, 1976). Este fenômeno de mudança de temperatura contribui junto à umidade e a gravidade a expandir e contrair a massa, conduzindo-a movimentação. Este tipo de movimento é denominado rastejo e será descrito mais à frente.

#### 2.5.2.2 Diminuição da resistência por efeito de vibrações

O efeito de vibrações causado por terremotos, explosões, tráfego pesado, operação de máquinas pesada e cravação de estacas transmitem vibrações ao solo (SELBY, 1993). Estas vibrações podem interferir no arranjo dos grãos, alterando o ângulo de atrito. Diminuindo o ângulo de atrito, diminui também a resistência ao cisalhamento (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; SELBY, 1996).

### 2.5.2.3. Diminuição da resistência ao cisalhamento por variação da poropressão

Como já visto anteriormente (Item 2.4), nos solos atuam diferentes pressões. São pressões relacionadas ao próprio peso do solo (pressão normal) como aquelas resultantes da presença da água.

A percolação é uma forma de aumento da poropressão. A movimentação da água nos solos se dá pela força de percolação que modifica a pressão nos vazios, aumentando a poropressão (pressão gerada pela água). Sendo a pressão efetiva, a grande responsável pela resistência ao cisalhamento dos solos, com o aumento da poropressão tem-se a diminuição da pressão efetiva, visto que a pressão efetiva é dada, como já visto na equação 08, por:

$$\sigma = \sigma' + \mu \quad (12)$$

Na situação descrita, com o aumento da poropressão e conseqüentemente a diminuição da pressão efetiva, a encosta se instabiliza, podendo sofrer ruptura.

A pressão de percolação também pode movimentar partículas menores do solo deixando espaço vazio onde essas partículas foram retiradas. O preenchimento deste novo espaços vazios também tende a causar instabilidade na encosta, podendo assim, provocar sua ruptura. Além disso, mobilizando as partículas a pressão de percolação contribui para a perda da coesão real do solo, pois pode estar erodindo minerais que sustentam a cimentação do material (SELBY, 1993; FIORI, CARMIGNANI, 2009). O arraste dos grãos também aumenta a desagregação das partículas, alterando a fricção interna dos grãos no solo, e, portanto, diminuindo seu ângulo de atrito e assim sua resistência ao cisalhamento.

Quando se estuda movimentos de massa é necessário conhecer o tipo de material que constitui a encosta, pois é o tipo de material que fornece maior ou menor resistência do solo a ocorrência de rupturas e deformações, assim como a atuação das pressões.

## 2.6 FATORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE MASSA

Eventos que representam perigo se manifestam a partir de determinadas dinâmicas e geralmente em locais específicos, advindos das interações de fatores que os originam e os condicionam e ainda outros que contribuem para sua manifestação. A *susceptibilidade* é indicadora do potencial de ocorrência dos processos naturais e induzidos em determinada área que pode ser expresso em probabilidade de ocorrência (BRASIL, 2007; FERNANDES e

AMARAL, 2011) e se traduz pelo conjunto de características do meio físico natural e da intervenção do homem neste meio.

Os fatores que condicionam um ambiente a ser suscetível a perigos do tipo movimentos de massa estão relacionados à natureza dos materiais constituintes da encosta e dos agentes perturbadores que podem ser de natureza geológica, antrópica ou geotécnica (CAPUTO, 2008; FIORI, CARMIGNANI, 2009). Autores como Guidicini e Nieble, (1976) e Brasil, (2007) classificam os agentes como agentes predisponentes e agentes efetivos.

Consideram-se agentes predisponentes o conjunto de características intrínsecas do meio natural, como o complexo geológico-geomorfológico, o complexo hidrológico-climático, a vegetação (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; FERNANDES; AMARAL, 2011). São eles que respondem pela suscetibilidade a perigos do meio natural e nesse conjunto não há a ação do homem. Os agentes efetivos são diretamente responsáveis pelo desencadeamento dos movimentos de massa e inclui a ação humana. Eles atuam como o mecanismo que dá origem ao processo de ruptura de uma encosta e podem ser subdivididos em agentes preparatórios e imediatos. Os primeiros estão relacionados à pluviosidade, erosão pela água, variação de temperatura e umidade, dissolução química, oscilação do nível dos lagos e do lençol freático, e ação das fontes e mananciais. O segundo inclui chuvas intensas, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem, e o segundo associam-se à chuva intensa, erosão e ação do homem. O que diferencia os agentes efetivos preparatórios dos agentes efetivos imediatos é a intensidade da ação do agente (BRASIL, 2007).

É importante salientar que entre os fatores que condicionam os movimentos de massa, existem também os mecanismos atuantes, ou seja, a predisposição a ocorrência de um evento de movimento de massa está associada não só a suscetibilidade, mas sim a atuação dos mecanismos que podem desencadeá-los (Item 2.5).

### **2.6.1 Clima como fator condicionante**

Os trópicos úmidos são considerados como regiões onde as encostas estão mais sujeitas a movimentos de massa (MEIS; SILVA, 1968; BIGARELLA, 2007), principalmente em áreas mais urbanizadas, cuja interferência humana contribui em muito para aumentar a suscetibilidade a fenômenos de movimentos de massa. Neste contexto, se enquadra o clima subtropical úmido da área de estudo, proporcionando características próprias de intemperismo que derivam em espessos mantos de alteração e zonas de diferentes resistências e permeabilidades. Os períodos de chuvas intensas, típicos de climas úmidos, diminuem a

resistência ao cisalhamento por efeito da pressão neutra, da pressão de percolação e pela remoção do cimento do solo em solução, diminuindo, dessa forma, sua coesão.

A relação do clima como condicionante é importante para conhecer os sistemas atmosféricos atuantes e assim examinar dados de precipitação, posto que as catástrofes naturais relacionadas à dinâmica externa resultam, na maior parte do tempo, de contextos meteorológicos excepcionais (HETÚ, 2003). As chuvas possuem relação direta com a água da superfície e subsuperfície e, por conseguinte influenciam por meio da pressão neutra a deflagração dos processos e mecanismos que causam movimentos de massa (SELBY, 1993; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998). A água acumulada (solo saturado) provoca o rearranjo dos materiais alterando assim a resistência (queda da tensão efetiva).

De fato, as águas pluviais atuam como o principal agente na deflagração dos movimentos de massa no Brasil (AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998; GERCOSVICH, 2012), haja vista a intensa precipitação em dois dias, precedida de precipitação acumulada, como a grande responsável pela deflagração dos movimentos de massa no médio vale do rio Itajaí em 2008.

## **2.6.2 Geologia como fator condicionante**

A análise dos condicionantes geológicos refere-se principalmente a natureza da rocha, pois dela derivam os materiais que constituem a encosta e que dependendo da composição podem apresentar maior ou menor permeabilidade, coesão e ângulo de atrito (CAPUTO, 1988; VARGAS, 1977; GUIDICINI; NIEBLE, 1976).

Falhas e fraturas também são condicionantes geológicas e sua relevância está na presença de descontinuidades mecânicas e hidráulicas, (FERNANDES; AMARAL, 2011). Elas propiciam um caminho preferencial de alteração frente ao intemperismo, facilitando seu avanço em direção ao maciço rochoso; possuem grande continuidade e, portanto, influência nas grandes massas com baixa ou nenhuma coesão. Também as foliações e bandamentos quando mergulham para fora da encosta são desfavoráveis à estabilidade da encosta (GUIDICINI; NIEBLE, 1996; FENANDES; AMARAL, 2011). Num estudo na bacia hidrográfica do Serafim, localizada no município de Luís Alves, SC, Luiz *et al.* (2016) mostrou que a maior concentração de cicatrizes de movimentos de massa correspondia a locais onde há maior ocorrência de lineamentos e de seus cruzamentos, e que as cicatrizes se dispõem no relevo ao longo de direções preferenciais. Os diferentes eventos de deformações, ligados à gênese e a evolução das rochas deste complexo é que deram origem a estes lineamentos.



### 2.6.3 Morfologia como fator condicionante

Dentre os fatores condicionantes a movimentos de massa relacionados à geomorfologia, pode-se citar a declividade da encosta, a forma, a amplitude da encosta e a área de contribuição (SELBY, 1993).

Moreira e Neto (1998) e Florenzano (2008) definem a *declividade* como a relação entre a amplitude e o comprimento da rampa, ou seja, a relação entre a altura e o plano horizontal de uma encosta, podendo ser medida em graus ou em porcentagem. A declividade é um condicionante fundamental para ocorrência de movimentos de massa, pois está diretamente ligada às forças atuantes no equilíbrio das encostas. Quando a declividade é alterada, (seja por processos naturais ou antrópicos), o  $P_t$  aumenta, podendo ultrapassar o limite de resistência ao cisalhamento, como já explicado a partir das Figuras 05 e 06 desta pesquisa.

Quando condiciona o escoamento das águas, tanto em superfície como em subsuperfície, a encosta com forma côncava permite maior acúmulo de água e conseqüentemente maior infiltração, deixando os solos saturados e permitindo a atuação da água como deflagradora dos mecanismos que acionam o processo de ruptura. Os estudos de Aumond *et al.*, (2009) sobre os acontecimentos de movimentos de massa no vale do Itajaí no desastre de novembro de 2008, descrevem que a maior parte dos movimentos de massa ocorreu na encostas coletoras de água. Corroborando com os estudos de Aumond *et al.*, (2009), Bini (2012) realizou pesquisa em quatro bacias da região de Gaspar, também no vale do Itajaí e destacou que das 96 cicatrizes mapeadas 40,6% delas ocorreram em forma côncava. Já as formas convexizadas de encosta somaram 36,4% das cicatrizes e as retilíneas 22,9% das cicatrizes.

Autores como Fernandes e Amaral (2011), descrevem que por acumular água em superfície e subsuperfície, as formas côncavas são as mais propensas a romper; já os estudos de Santos e Vieira (2009), na Serra do Mar em São Paulo, apontaram a maior preponderância das ocorrências de movimentos de massa na forma convexa das encostas. Alguns autores como Santos e Vieira (2009), Bini (2012) e Gerente, Bini e Luiz (2015), chamam atenção de que o maior potencial de deslizamentos nas diferentes áreas estudadas está condicionados a formas convexas e setores intermediários das encostas.

A amplitude de relevo refere-se à variação de altura, em metros, dada pela diferença entre as cotas máxima e mínima. Quando as vertentes de morros e montanhas são longas, a sua maior extensão permite que os materiais mobilizados agreguem água e se transformem em corridas de detritos. Bini (2012) estudando os movimentos de massa em quatro bacias do

município de Gaspar verificou que os movimentos de maior intensidade e magnitude ocorreram a partir de elevadas altitudes, dissecados em montanhas e com elevadas declividades. Isso, porque, quanto mais elevado é o valor da amplitude altimétrica, maior é a energia cinética aplicada a capacidade de transporte de material.

#### **2.6.4 Dinâmica hidrológica da encosta como fator condicionante**

A importância da dinâmica hidrológica na ocorrência de movimentos de massa corresponde à perda da resistência ao cisalhamento por efeito das pressões devido à presença da água nos solos. Freu (2016) descreve que além da alteração na poropressão atuante nos solos, os elevados índices pluviométricos fazem com que os taludes sejam submetidos à infiltração da água pluvial, provocando o aumento do seu grau de saturação e, conseqüentemente, a redução da sucção. A redução da coesão aparente que atua na superfície de ruptura reduz a resistência ao cisalhamento do solo, podendo levar a encosta à ruptura.

É importante destacar, conforme apresenta Fiori e Carmignani (2009) que a formação de poropressões positivas e zonas de saturação estão diretamente ligadas com os valores de condutividade hidráulica dos materiais que constituem as encostas e com as discontinuidades hidráulicas geradas entre eles.

#### **2.6.5 Rede de drenagem como fator condicionante**

O sistema fluvial é um importante condicionante na ocorrência de movimentos de massa. Em situações de precipitação intensa e duradoura, em que há o aumento do volume das águas e da sua vazão pode facilitar a retirada de suporte basal nas margens dos rios, facilitando assim o rompimento da encosta. Além disso, movimentos de massa do tipo fluxo de detritos geralmente são favorecidos pela presença da água. Taborba da Silveira *et. al.* (2013) verificaram que a elevada energia dos canais de drenagens fortemente encaixados na bacia do Jacaré, localizada na Serra do Mar no Paraná, transformaram parte do material acumulado oriundos de posições mais elevadas em fluxos de detritos. Durante os trabalhos de campo desta pesquisa, casos parecidos foram observados no vale do Itajaí, onde muitas barragens nos canais naturais foram rompidas, provocando fluxo de detritos. Tais barragens eram oriundas de deslizamentos que depositaram material no leito dos rios, conforme

O desenvolvimento de movimentos de massa do tipo fluxo de detritos acontece ao longo das calhas naturais de drenagem pela remobilização de sedimentos acumulados no leito

associado a grandes volumes de água. Os canais de drenagem são os locais mais comuns às ocorrências de fluxos de detritos. A própria passagem de um fluxo de detrito ao longo do canal fluvial pode gerar movimento de massas secundário por retirada de suporte basal nas margens do rio durante sua passagem. Dependendo do material transportado pelos movimentos de massa que encontram o canal fluvial, pode-se ter fluxo torrencial fluvial, cujo material se dissolve-se totalmente na água, não caracterizando, portanto, um fluxo de detrito propriamente dito.

### **2.6.6 Uso e ocupação do solo como fator condicionante**

Associados as diversas formas de uso e ocupação da terra, o avanço da urbanização e desenvolvimento por meio de obras de engenharia são considerados indutores dos movimentos de massa, isto, porque, dependendo da forma como executadas, podem gerar o aumento da tensão cisalhante (Item 2.5.1) numa encosta até que ela atinja seu limite de resistência e ocorra uma ruptura. Augusto Filho e Virgili (1998) descrevem o homem como o mais importante agente modificador da dinâmica das encostas.

Entre as ações antrópicas que causam instabilidade dos taludes pode-se destacar: a execução de cortes com geometria inadequada, lançamento de lixo e entulho nas encostas, vibrações produzidas por tráfego pesado, explosões, lançamento e concentração das águas pluviais e das águas servidas, aterros, entre outros (FILHO, A.; VIRGILI, 1998; LUIZ, 1996; BIGARELLA, 2007; DANTAS *et. al.* 2006, A. FILHO, 1995). A construção de estruturas e aterros também pode causar diminuição da resistência, pois o aumento da solicitação pode provocar maior tensão cisalhante, diminuindo assim o fator de segurança da encosta.

### **2.6.7 Cobertura vegetal como fator condicionante**

A vegetação é um tema controverso na questão da ocorrência de movimentos de massa. Para muitos autores a vegetação ajuda na estabilidade da encosta. No entanto, neste trabalho a remoção da vegetação não é vista como uma interferência no meio natural que propicie condições para ocorrência de movimentos de massa, pois uma área de solo exposto facilita o escoamento superficial, gerando fluxos contínuos que escoam rapidamente e que são responsáveis pelos processos erosivos superficiais. Para processos erosivos que ocorrem dentro da encosta, considera-se, neste trabalho que a vegetação vai atuar provocando efeitos desfavoráveis a estabilidade da encosta.

Para erosão do tipo movimento de massa, Augusto Filho; Virgili (1998) e Gerscosvich (2012) descrevem três situações em que a cobertura vegetal pode atuar no aumento da tensão cisalhante. São elas:

- a) Efeito alavanca: está relacionado a influência dos ventos ao atingirem as copas das árvores do terreno, transferindo a força cisalhante dos troncos para o solo como uma força alavanca.
- b) Efeito cunha: acontece quando as raízes penetram nas fendas, fraturas e canais do solo ou rocha causando pressão lateral, fato que favorece a sua abertura e diminuição da resistência.
- c) Sobrecarga vertical: é causada pelo próprio peso da vegetação causada pela sobrecarga das árvores que exercendo tal sobrecarga aumentam a tensão cisalhante atuante sobre a encosta.

Isto posto, pode-se deduzir, porque muitos escorregamentos e corridas ocorrem em áreas totalmente vegetadas. Nesses casos, o solo e os blocos de rochas carregavam consigo enormes troncos de árvores que quando carregados encosta abaixo podem ser responsáveis por causar vítimas fatais.

## 2.7 CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA

A tipologia dos movimentos comumente se baseia no tipo de material deslizado, mecanismos do movimento e tipo de ruptura do movimento (GLADE e CROZIER, 2004). Todavia, classificar os movimentos de massa não é uma tarefa simples, pois o movimento nem sempre assume formas bem caracterizadas e bem definidas. Além disso, alguns movimentos de massa evoluem de uma tipologia para outra ou apresentam características de mais de uma classificação dentro de um mesmo movimento. No entanto, a fim de facilitar o entendimento do estudo dos movimentos de massa, no Brasil, foram apresentadas algumas propostas classificadoras.

Autores como Guidicini e Nieble (1976), consideram como classes de movimentos os escoamentos densos (rastejo e corrida de terra, de lama ou de detritos); deslizamentos (rotacionais e translacionais); queda de blocos e queda de detritos; subsidências; recalques e desabamentos; e por último as formas de transição e movimentos complexos. Brasil (2007), classifica os movimentos de massa em rastejos; corridas de detrito; deslizamentos; quedas e tombamentos. Varnes (1978) divide as classes de movimentos em escoamentos: corridas e

rastejos; escorregamentos: rotacionais e translacionais; subsidências e desabamentos. A generalização do conjunto de características associada a cada tipo de movimento importa principalmente para estudos associadas a modelos de previsão, pois para cada tipo de movimento tem-se diferentes processos e mecanismos envolvidos.

Selby (1993) coloca que os movimentos de massa são podem ser diferenciados pelo tipo de material apresentado, o estilo de deformação, a velocidade e o mecanismo do movimento, a geometria da massa movimentada e a quantidade de água. Nesta pesquisa, é adotada a classificação proposta elaborada por Augusto Filho (1995), readaptada por Brasil (2007) que divide os movimentos de massa em rastejos, deslizamentos, fluxos de detritos, quedas de blocos/tombamentos, um subconjunto dentro dos deslizamentos e ainda a classe de movimentos complexos, todos pormenorizados a seguir.

### **2.7.1 Rastejos**

*Rastejos* são movimentos de massa de solos que ocorrem de maneira lenta e contínua, geralmente, movimenta alguns milímetros por ano e para ser percebido é necessária observação de longa duração (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; SELBY, 1993). A movimentação é provocada pela ação da gravidade e agravada pelos efeitos de variações de temperatura e umidade que expandem e contraem a massa, se traduzindo em movimento, (SELBY, 1993; GERSCOVICH, 2012). A profundidade até aonde atua a ação da variação de temperatura e umidade juntamente com a gravidade é conhecida como rastejo periódico e abaixo desse limite é denominado como rastejo constante (GUIDICINI; NIEBLE, 1976). Os mesmo autores descrevem que este nome é dado em função de que abaixo desse limite não há mais a ação de outros agentes, a não ser da gravidade.

Os rastejos se diferenciam dos deslizamentos pelo seu mecanismo de deformação. O movimento de rastejo ocorre num estado de tensão inferior ao limite de resistência, conhecida como tensão de fluência, em que o mecanismo de deformação é um líquido viscoso e por isso não há diferenciação entre o material estacionário e o material movimentado (SELBY, 1993). Nos deslizamentos o mecanismo de deformação é sólido, e, a ruptura ocorre quando a tensão aplicada for maior, ao ponto de atingir a resistência. Fendas no solo, árvores, postes e cercas inclinadas em direção ao talude são sinais que podem evidenciar o movimento de rastejo (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; MASSAD, 2010; GERSCOVICH, 2012). Os rastejos podem mobilizar material como solo e/ou rocha.

### 2.7.2 Deslizamentos

Segundo Glade e Crozier (2004), *deslizamentos* são manifestações da instabilidade da encosta e a frequência e a magnitude de agentes externos que atuam, como tensões e forças, são responsáveis por iniciar o processo de ruptura que podem gerá-los. Os deslizamentos ocorrem quando há uma queda da resistência ao longo de uma superfície definida, constituindo superfície de ruptura definida, (GERSCOVICH, 2012). A massa de solo e/ou rocha se move sobre essa superfície ainda no estado semi-sólido e o material deslizado pode ser formado por solos, depósitos de encostas como colúvio, rochas, detritos e lixo doméstico (FERNANDES e AMARAL, 2011). Segundo o Brasil (2007) os deslizamentos são caracterizados por movimentos rápidos, limites laterais e profundidade bem definida (superfície de ruptura) que separa o material deslizado do não movimentado. De acordo com a forma da superfície de ruptura os deslizamentos ainda podem ser classificados como rotacional ou translacional.

a) Deslizamentos rotacionais: possuem superfície de ruptura curva, côncava para cima e ocorrem em taludes com manto de alteração espesso e homogêneos, normalmente deslocando grande quantidade de material, sendo possível diferenciar o material mobilizado do estacionário contido no material do terreno (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; SELBY, 1993; FERNANDES e AMARAL, 2011). Os movimentos rotacionais podem ainda ser classificados como retrogressivos e progressivos. Segundo Gerscovich (2012), quando os mecanismos de ruptura evoluem ao longo do tempo e no sentido da crista, com sequência de movimentação decorrente de descalçamento, o deslizamento é denominado rotacional retrogressivo. Quando o fenômeno for deflagrado por ação de sobrecarga é alcunhado como progressivo. Por ocorrerem em solos mais profundos, a dinâmica hidráulica para ocorrência dos deslizamentos rotacionais se dá de forma mais lenta e profunda.

b) Deslizamentos translacionais: também chamados *deslizamentos planares*, possuem superfície de ruptura com forma planar e sua ocorrência, em geral, está associada a descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior da encosta, e, portanto, a maioria deles ocorre na interface do solo e a rocha sã. (GUIDICINI; NIEBLE, 1976; Brasil, 2007). Este tipo de deslizamento é mais comum ocorrer nos topos das encostas da área de estudo. Com índices de pluviosidade acima do normal, por se tratar de solo pouco espesso, a dinâmica hidrológica assume caráter mais superficial, ocorrendo, portanto, mais rapidamente o processo de ruptura pela variação da poropressão ou aumento da poropressão (diminuição da

pressão neutra). Além disso, as regiões mais próximas aos topos das elevações apresentam solos mais rasos e maiores declividades, e por isso podem ser suscetíveis a escorregamentos translacionais.

### 2.7.3 Fluxo de detritos

Os *fluxos de detritos* são, segundo Fernandes e Amaral (2011), movimentos rápidos, constituídos por materiais com aparência altamente viscosa. Nesse tipo de movimento de massa não existe superfície de ruptura definida. Os fluxos de detritos são de difícil identificação porque muitas vezes se originam a partir de um deslizamento anterior, quando o material ganha mais água e escoar encosta abaixo, às vezes até alcançando a linha de drenagem. Quando há um acúmulo de água concentrada numa encosta pode ocorrer o que os autores chamam de corrida simples, mero transporte contínuo de material terroso da encosta. Nos fluxos de detritos a massa deslizada se comporta como um fluido e esse processo de fluidificação, segundo Gerscovich (2012), podem ser originados em três situações: a) adição de água em solos, b) esforços dinâmicos e c) amalgamento de argilas muito sensíveis. O grau de fluidez das corridas varia desde massas de elevada densidade e viscosidade até o estado de suspensões tão fluidas como as de um rio de águas barrentas (GUIDICINI; NIEBLE, 1976).

### 2.7.4 Queda de blocos/Tombamentos

O movimento de *queda de bloco* ou *tombamento* ocorre sem superfície de movimentação. Fernandes e Amaral (2011) definem queda de blocos como movimentos rápidos de blocos e/ou lascas de rocha encosta abaixo pela ação da gravidade. O movimento é favorecido em locais de descontinuidades na rocha e ocorre como queda livre, em consequência do próprio peso do material em movimento. Sua ocorrência está associada principalmente a geologia do local, sendo comum ocorrer quedas ao longo de fraturas e juntas; por desconfinamento lateral de maciços rochosos e por ação erosiva que progressivamente tende a retirar o material de apoio dos blocos (GUIDICINI; NIEBLE, 1976). Na área de estudo as quedas de blocos são observadas a montante das linhas de drenagem e sobre a forma de depósito de talús, juntamente a outros detritos de materiais terrosos inconsolidados ou pouco inconsolidados, sobre os sopés das encostas.

### 2.7.5 Movimentos complexos

Os *movimentos complexos* são caracterizados por agregarem várias tipologias num mesmo movimento. Trata-se de um movimento misto, onde atuam vários agentes. Segundo Guidicini e Nieble (1979), a classe de movimentos complexos abrange todos os fenômenos de movimentação, podendo ocorrer durante o seu acontecimento, mudanças de características morfológicas, mecânicas ou causais. É o caso, por exemplo, dos rastejos que por variação da inclinação da encosta torna-se um deslizamento.

A ocorrência de movimentos complexos é muito comum. No desastre de novembro de 2008, ocorrido no Vale do Itajaí, muitos movimentos começaram como deslizamento translacional e com o aumento do teor de água quando alcançavam o talvegue, passaram a ser classificados como corrida de detritos. Os movimentos complexos desse tipo foram grandes responsáveis pelos prejuízos causados à população do vale do Itajaí.

A identificação do tipo de movimento é um passo muito importante, porque permite enquadrar um conjunto de fatores e mecanismo condicionantes que deram origem aquele processo de ruptura ou de solifluxão. Nesta pesquisa, os movimentos foram classificados pela cicatrizes dos movimentos.

As diferentes tipologias de movimentos de massa envolvem mecanismos e fatores condicionantes diversos, desta forma, os estudos de previsão deles prescinde da identificação de que tipo de movimento de massa de fato pode ocorrer na área de estudo. Esta mesma consideração deve ser levada em conta quando se emprega modelagem nos estudos de suscetibilidade a movimentos de massa.

## 2.8 EMPREGO DE MODELAGEM NA DETERMINAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE E PREVISÃO DE MOVIMENTOS DE MASSA

O conhecimento baseado em hipóteses, teorias e experimentos pode ser utilizado para criar modelos científicos. O termo modelo é definido como tentativas de representação de como um processo natural ocorre ou de como ele se comporta por meio de uma estrutura simplificada (CHRISTOFOLETTI; 1999; GROTZINGER; JORDAN, 2013).

Baseado nas ideias de Haggett e Chorley (1967), Christofolletti (1999) destaca que a modelagem deve ter como principais características os seguintes critérios:



- a) seletividade: que implica na atitude de seleção de informação, levando em consideração as informações consideradas mais importantes numa ordem de prioridade para entendimento do fenômeno estudado e deixando lado aquelas consideradas menos importantes;
- b) a estruturação: onde os aspectos selecionados da realidade são estudados em termos de suas conexões, representando, portanto, as relações na dinâmica dos processos ou na correlação de variáveis;
- c) enunciativo: ocorre quando o delineamento da estrutura mostra um determinado padrão do qual pode-se suscitar sugestões para sua ampliação e generalização, seja no sentido de criar hipóteses ou especulações no campo investigativo;
- d) simplicidade: o modelo deve ser simples de ser compreendido e manipulado por seus usuários, mas não em detrimento da complexidade pode estar envolvida no sistema estudado.
- e) analógicos: porque mostram uma maneira aproximada de compreender o mundo real;
- f) reaplicabilidade: que o modelo não se apresente apenas como descritivo do caso, mas sim que ele possa ser reaplicado para situações na mesma categoria.

Christofoletti (1999) destaca que um bom modelo deve desempenhar as funções:

- a) psicológica: por permitir observação e compreensão de determinado grupo de fenômenos;
- b) comunicativa: no sentido de que o arcabouço dos modelos permite a definir, coletar e ordenar as informações, possibilitando assim que os modelos sejam utilizados em áreas similares, favorecendo, portanto, a comunicação e a difusão de ideias científicas;
- c) promissora: por poder gerar novos enunciado e percepção das relações, tornando-se, portanto, promissor para se extrair dos dados o máximo de informações;
- d) logicidade: os modelos possuem função lógica que ajudam a explicar como acontecem e se encadeia determinados fenômenos;

- e) normativa: permite comparar uma categoria de fenômeno com outra;
- f) adequação: permite a adequabilidade a análise pretendida, não como verdadeiro ou falso, mas como sendo apropriados, corretos, ajustados etc.
- g) previsibilidade: nos casos em que os modelos são construídos para fazer previsões específicas que ajudam na tomada de decisões;
- h) simulação: alguns modelos podem simular cenários futuros;
- i) relacionar as mensurações do processo a curto prazo: quando os modelos extrapolam informações a curto prazo para outras escalas temporais;
- j) condensação temporo-espacial: está ligada ao item anterior que mostra que os modelos têm a função de condensar ou comprimir as escalas temporais e espaciais;
- l) desenvolver explicações aplicáveis em todas as escalas: a modelagem favorece identificar as lacunas e as incógnitas das relações, procurando esclarecê-las por meio de tentativas diversas, a modelagem auxilia no delineamento de futuras pesquisas.

Em relação aos tipos de modelos, os que são amplamente utilizados em estudos de movimentos de massa, são aqueles de origem estatística ou matemática. Modelos de origem estatística procuram estabelecer relações entre os fatores condicionantes de movimentos de massa e sua distribuição, a fim de identificar áreas propícias a novos movimentos (AHRENDT, 2005). Montgomery & Dietrich (1994) destacam que os modelos com bases estatísticas norteiam a existência de relações funcionais entre os fatores que atuam como condicionantes na instabilidade das encostas e na sua distribuição espacial no passado. Gomes (2006) descreve que os modelos estatísticos mais utilizados para movimentos de massa são: análise de multicritérios, modelo de densidade de escorregamentos, pesos de evidência, regressão logística, análise discriminante e análise Bayesiana. O mesmo autor ainda faz uma crítica a estes tipos de modelos, posto que há uma tendência a simplificação dos fatores condicionantes do movimento e uma generalização, pela qual é assumida uma condição similar para ocorrência de diferentes movimentos de massa dentro de uma mesma área.

Já os modelos matemáticos são aqueles apoiados em equações matemáticas que buscam descrever o comportamento dos processos que estão influenciando um determinado fenômeno (VIEIRA; MARTINS, 2016) e podem ser divididos em dois tipos: os estocásticos e os determinísticos. Chorley (1967) descreve que os modelos matemáticos estocásticos se caracterizam por expressões que envolvem variáveis, parâmetros e constantes matemáticas com um ou mais componentes aleatórios, que envolvem probabilidade, ou seja, pode haver mais de um resultado para uma mesma entrada de dado. Em contrapartida, segundo este autor, os modelos determinísticos consistem num conjunto de afirmações matemáticas especificadas, a partir das quais pode-se deduzir as consequências. Nos modelos matemáticos determinísticos, considera-se que o comportamento do sistema geográfico é controlado por leis físicas naturais e o resultado é previsto de forma exata a partir de formulações matemáticas (CHORLEY, 1967).

Independentemente do tipo de modelo a ser utilizado, existem algumas etapas importantes a serem destacadas, são elas: parametrização, calibração, verificação e validação dos modelos.

a) **Parametrização:** se refere a etapa onde é definido pelo modelador, os valores numéricos a serem utilizados em cada um dos parâmetros e variáveis do modelo naquela simulação, ou seja, é a subtração de dados por meio da literatura, informações em campo e/ou em laboratório (FERNADES, 2016). Quando tais valores numéricos não podem ser obtidos diretamente, pode ser necessário calibrar o modelo.

b) **Calibração:** Christofolletti (1999) destaca que a *calibração* consiste em estabelecer parâmetros para as entradas e condições internas do sistema, definindo a escolha mais adequada dos parâmetros ajustados aos modelos.

c) **Verificação:** consiste no conjunto de atividades necessárias para verificar a precisão dos enunciados e das equações propostas, significa averiguar se os algoritmos e códigos computacionais estão de acordo com as relações matemáticas (CHRISTOFOLETTI, 1999).

d) **Validação:** refere a uma comparação entre o valor obtido e o valor estimado, diz respeito ao propósito principal do resultado do modelo, e, por esta razão, os parâmetros e variáveis de saída do modelo devem definir o objetivo final da modelagem (MULLIGAN; WAINWRIGHT,

2013). Para Fernandes (2016), a validação é a etapa que define o sucesso do modelo e deve ser feita sempre que possível, comparado um valor estimado com o valor medido de um parâmetro escolhido que por sua vez, deve ser representativo do principal propósito do modelo.

É importante ressaltar que o modelo em si, não diz muito sobre seu valor prático, pois aplicabilidade da modelagem depende muito da natureza do problema e da ajuda do pesquisador (SODRÉ, 2007). Neste sentido, esta pesquisa busca realizar uma análise de alguns modelos empregados na suscetibilidade e na previsão de movimentos de massa de acordo com a tipologia das ocorrências observadas em campo. Os modelos trabalhados aqui serão Shastab, bastante utilizado no Brasil e no mundo quanto a previsibilidade de futuros cenários de movimentos de massa (FERNANDES, 2016; KOBIYAM et al, 2010) e também o Kanako-2D, ainda pouco utilizado por estudiosos da área no Brasil.

### 2.8.1 Modelo Shalstab

O Shalstab é um modelo matemático determinístico desenvolvido nos EUA por Montgomery e Dietrich em linguagem AML (*ArcInfo Macro Language*), o que possibilita sua utilização em softwares de ambiente de Sistemas de Informações Geográficas – SIGs. Utilizado especialmente para calcular a suscetibilidade das encostas a deslizamentos rasos (rupturas), o Shalstab combina informações do Modelo Digital de Terreno – MDT, informações hidrológicas e de estabilidade de encostas dentro do ambiente SIG, utilizando um *grid* regular onde é calculado, para cada célula do *grid* o grau de suscetibilidade do deslizamento (GOMES, 2006).

O modelo de estabilidade de encostas que compõe o Shalstab é fundamentado no modelo de talude infinito elaborada por Mohr-Coulomb que define a tensão tangencial no momento da ruptura, demonstrada pela Equação 13.

$$\tau = c' + (\sigma - \mu) \cdot tg\varphi \quad (13)$$

Onde:

$\Sigma$  → tensão de cisalhamento (kPa);

$c'$  → coesão efetiva (kPa);

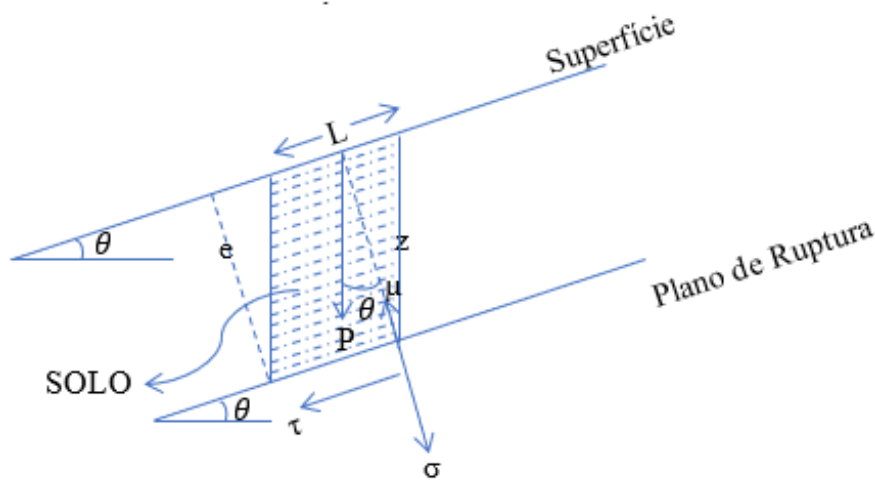
$\sigma$  → tensão normal no momento de ruptura (kPa);

$\mu$  → poropressão (kPa)

$\varphi$  → ângulo de atrito interno do solo (graus).

Na equação 13 os efeitos causados pelo atrito nas laterais e nas extremidades são ignorados, considerando apenas a análise em relação a um plano infinito sobre um plano inclinado (GUIMARÃES; et al. 2003; REDIVO et al. 2004). **Figura 09.** Este modelo de instabilidade de encosta se ajusta aos deslizamentos translacionais rasos de contato abruptos solo-rocha, onde o comprimento da encosta é maior que a profundidade do solo (GUIMARÃES, 2000. REDIVO et al. 2004; GOMES, 2006).

Figura 09 - Componentes relacionadas ao bloco inclinado



Fonte: Gomes, 2006 – Adaptado por Bini 2018.

Onde:

$\tau$  → tensão cisalhante

$\sigma$  → tensão normal

$\theta$  → declividade

$z$  → espessura do bloco do solo

$e$  → espessura do bloco perpendicular a superfície

$\mu$  → poropressão

$L$  → comprimento do bloco

$P$  → peso do bloco

Segundo Gomes (2006), ao considerar que o modelo adota a teoria do talude infinito, o comprimento ( $L$ ) pode ser suprimido e, então, quando se decompõe as tensões tangencial e normal da equação 13 tem-se a seguinte equação:

$$\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta = c' + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta - \rho_w \cdot g \cdot h \cdot z \cdot \cos^2 \theta) \tan \phi \quad (14)$$

Onde:

$\rho_s$  → peso específico do solo

$g$  → aceleração da gravidade

$z$  → espessura vertical do solo

$c'$  → coesão efetiva

$\theta$  → declividade

$\rho_w$  → peso específico da água

$h$  → altura da coluna d'água no solo acima do plano de ruptura.

Montgomery & Dietrich (1994) resolvem a equação 14 expressa acima em função da razão  $h/z$  que é a proporção da coluna de solo saturado (GOMES, 2006). Equação 15.

$$\frac{h}{z} = \left( \frac{c'}{\rho_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi} \right) + \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \quad (15)$$

A equação 16 pode ainda ser representada considerando a inexistência da coesão do solo, conforme a equação 17.

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left[ 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right] \quad (16)$$

A partir das equações descritas tem-se encosta estável quando a razão  $h/z$  for igual a 1 mesmo em condição de solo saturado e instável quando a razão  $h/z$  for igual a 0, mesmo em condição de solo não saturado.

O modelo hidrológico utilizado no SHALSTAB está fundamentado no modelo desenvolvido por O'Loughlin (1986) que estima o nível de saturação dos solos a partir dos fluxos a montante do ponto considerado, do ângulo da encosta e da transmissividade do solo (GOMES 2006). Este modelo foi apoiado na análise hidrológica de Beven & Kirkby (1979) na qual o padrão de saturação do solo na topografia está diretamente relacionado à topografia do local, em que a razão da área drenada que passa por uma unidade de comprimento de contorno da topografia ( $a/b$ ) dividida pela declividade ( $\theta$ ).

Baseado no princípio de Beven e Kirkby (1979), o modelo de O'Loughlin (1986) considera que o fluxo infiltra até uma área de condutividade mais baixa e depois disso segue

um caminho determinada pela topografia (GOMES, 2006), **Figura 10**. A condição de saturação do solo em estado de equilíbrio é definida pelo índice de umidade ( $w$ ) que é expresso por:

$$W = \left( \frac{Q.a}{T.b.\text{sen } \theta} \right) \quad (17)$$

Onde:

$W$  → índice de umidade

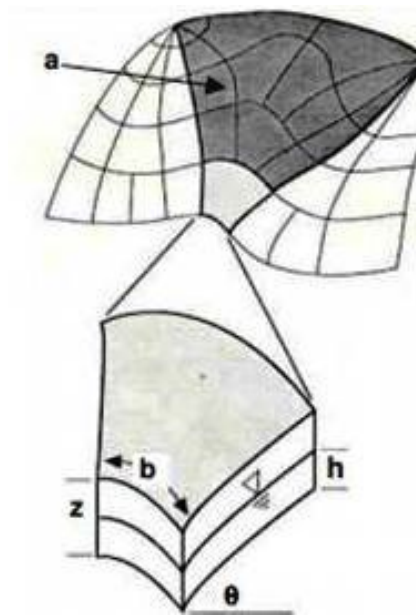
$Q$  → precipitação

$A$  → área drenada a montante do ponto

$T$  → transmissividade [ $\text{m}^2/\text{d}$ ];

$B$  → comprimento de contorno do ponto

Figura 10 – Esquema das variáveis utilizadas no modelo hidrológico de O’Loughlin (1986).



Fonte: adaptado de Montgomery & Dietrich, 1994.

Onde:

$a$  → área drenada a montante de um comprimento de contorno unitário

$b$  → comprimento do contorno unitário

$z$  → altura do solo

$h$  → altura da coluna d'água

$\theta$  → declividade

Para combinar o modelo de instabilidade descrito previamente, Montgomery & Dietrich (1994) consideram que o modelo de O'Loughlin (1986) pode ser desenvolvido em função da razão  $h/z$ , possível quando o fluxo de água é considerado. Expresso por:

$$q = v.S \quad (18)$$

Onde:

$q \rightarrow$  fluxo de água

$v \rightarrow$  produto da velocidade

$S \rightarrow$  área da seção transversal

A velocidade é expressa pela condutividade hidráulica e a declividade.

$$v = k_{\text{sat}} \cdot \text{sen } \theta \quad (19)$$

Onde

$v \rightarrow$  velocidade do fluxo [m/s]

$k_{\text{sat}} \rightarrow$  condutividade hidráulica saturada

$\theta \rightarrow$  declividade (graus)

A área da seção transversal pode ser definida em razão da projeção da altura do nível da água ( $h$ ). A velocidade do fluxo é expressa apoiada na Lei de Darcy.

$$S = h \cdot \cos \theta \cdot b \quad (20)$$

Onde:

$S \rightarrow$  área da seção transversal saturada [m<sup>2</sup>]

$h \rightarrow$  altura da coluna d'água [m]

$\theta \rightarrow$  declividade (graus)

A precipitação ( $Q$ ) multiplicada pela área de contribuição ( $a$ ), conforme a equação 18 será a quantidade de *runoff* gerado através de um comprimento unitário ( $b$ ), na condição de equilíbrio, expresso por:

$$Q = k_{\text{sat}} \cdot \text{sen } \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b = Q \cdot a \quad (21)$$



A transmissividade (T) pode ser expressa pela equação (23) após a correção para determinação da espessura vertical do solo é obtida pela seguinte equação:

$$T = K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \quad (22)$$

Reescrita a equação:

$$W = \frac{K_{sat} \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot b} \quad (23)$$

Deste modo, resolvendo a equação (24) coloca-se o modelo hidrológico em razão h/z:

$$\frac{h}{z} = \frac{Q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta} \quad (24)$$

Combinando o modelo de instabilidade de encosta representado pela Equação 16 e o modelo hidrológico tem-se a partir da razão h/z a seguinte equação:

$$\frac{Q}{T} = \frac{\sin \theta}{a/b} \left( \left( \frac{c'}{\rho_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \theta} \right) + \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \right) \quad (25)$$

A partir da equação (25) Montgomery e Dietrich (1994) determinaram classes de estabilidade em função dos parâmetros q/T.

O Shalstab é um modelo que trabalha com dados espacializados, calculando para cada pixel dentro de um *grid* o grau de suscetibilidade a ocorrência de deslizamentos. Necessita como dados de entrada parâmetros topográficos (declividade), hidrológicos (área de contribuição) e propriedades do solo (ângulo de atrito, coesão e profundidade).

O modelo Shalstab é um dos mais aplicados no mundo, sendo no Brasil, utilizado pela primeira vez por Guimarães et al. (2003), seguido por Vieira (2007), Guimarães et al. (2006), Zaidan e Fernandes (2009), Listo e Vieira (2012), Vieira e Ramos (2015), entre outros. Na área do vale do Itajaí, o modelo Shalstab foi aplicado por Gerente, Luiz e Santos (2014) para deslizamentos ocorridos numa bacia do município de Luís Alves, Sbroglia (2015) também utilizou o modelo Shalstab para os deslizamentos em na bacia hidrográfica do Baú, Peruzzo (2018), utilizou para deslizamentos em Blumenau, entre outros. Apesar de ser um modelo

relativamente simples, os pressupostos básicos do Shalstab precisam ser mais bem esclarecidos. Também as aplicações do modelo em diferentes testes, necessitam ser mais detalhados e discutidos.

### 2.8.2 Modelo Kanako-2D

O Kanako-2D é um modelo computacional com base física desenvolvido por Nakatani et al. (2008) e utiliza como dados de entrada o Modelo Digital de Elevação – MDT, mapeamento das áreas das cicatrizes e o volume do fluxo de detritos que pode ser calculado a partir do produto entre a área da cicatriz e a profundidade do solo (PAIXÃO; KOBİYAMA, 2017). O mapeamento das cicatrizes envolve uma área de ruptura ou deformação, transporte e deposição, sendo que o modelo Kanako-2D realiza a simulação a partir do momento da propagação do fluxo no canal, sendo então mais apropriado para trabalhar com movimentos de massa do tipo corridas de detritos. A simulação ocorre em 1D para a propagação e em 2 D para deposição.

Paixão e Kobiyama (2017), descrevem que o modelo Kanako-2D utiliza equações de continuidade, momento, deformação do leito do canal, erosão/deposição e tensões de cisalhamento no leito, isto é:

Equação da continuidade

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} \quad (26)$$

Equação de conservação de momento nas direções x e y

$$\frac{\partial(u,v)}{\partial t} + x \frac{\partial(u,v)}{\partial x} + v \frac{\partial(u,v)}{\partial y} = g \cdot \text{sen}\theta_{(x,y)} - \frac{\tau_{(x,y)}}{\rho_f h_f} \quad (27)$$

Equação que avalia as deformações no leito

$$\frac{\partial z}{\partial t} + i = 0 \quad (28)$$

Onde:

h = altura do fluxo

u é a velocidade na direção x;

v é a velocidade na direção y;

$c_k$  = concentração de sedimentos;

$z$  = altura do leito

$t$  = tempo

$i$  = velocidade de erosão ou deposição

$i_k$  = velocidade da erosão ou deposição da  $k$  enésima posição

$g$  = gravidade

$f$  = massa fluida

$\theta_{wx}$  e  $\theta_{wy}$  = gradientes de fluxo superficial em  $x$  e  $y$

$C$  = concentração sedimentos por volume da camada do leito móvel

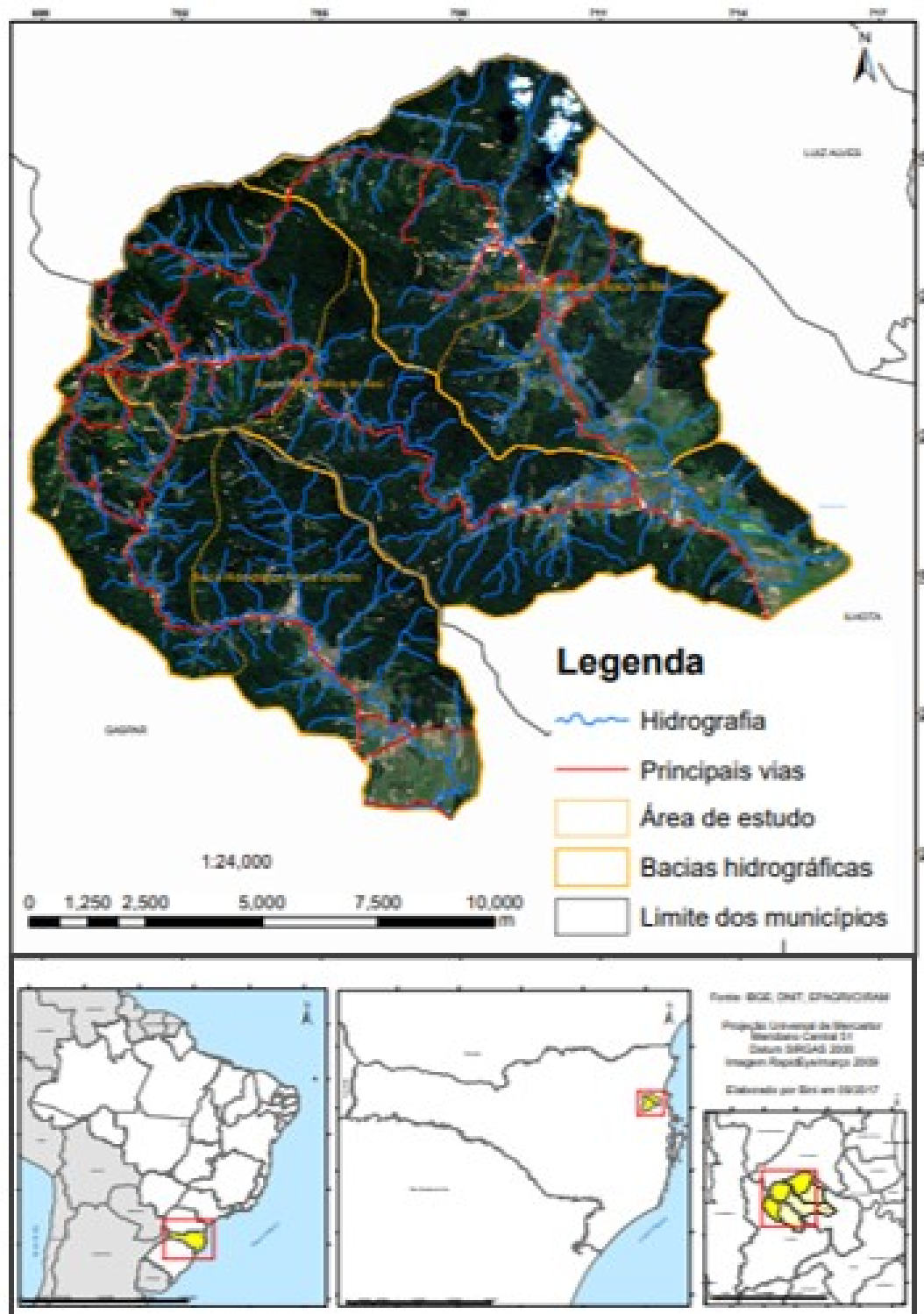
$\tau_x$  e  $\tau_y$  são as tensões de cisalhamento no leito nas direções  $x$  e  $y$ .

Com isso, os dados de entrada para este modelo incluem parâmetros de geometria do canal (dados topográficos), relevo da superfície aluvial, peso específico do material do leito, coesão de erosão e sedimentação, diâmetro dos sedimentos, ângulo de atrito interno das partículas, resistência ao escoamento associada a parede do conduto, profundidade do fluxo concentrado, velocidade, altitude da superfície, profundidade de sedimentação, entre outros. Vilella e Kobiyama (2019) destacam que a propagação do fluxo de detritos no Kanako-2D ocorre por meio da entrada em um canal, representada pela teoria do hidrograma triangular de Whippie (1991), em que a descarga de pico e o período de pico do hidrograma são calculados a partir da fórmula proposta por Rickenmann (1999). O emprego do Kanako-2D ainda é incipiente no Brasil, todavia, no vale do Itajaí, foi utilizado por Esdras (2017) que aplicou o modelo numa corrida de detritos localizada no município de Gaspar.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo corresponde ao alto vale da **bacia hidrográfica do Arraial do Ouro**, em Gaspar/SC, e das **bacias do Ribeirão Baú e Braço do Baú**, em Ilhota/SC. **Figura 11.**

Figura 11 - Localização da área de estudo.



Estes altos vales são contíguos e correspondem a uma área de 66,86 km<sup>2</sup>, situados entre as coordenadas UTM 7.038.136,04 m e 7.024.737,04 m N e 710950,02 m e 698713,97 m E, fuso 22 S. Eles foram muito atingidos em 2008 por movimentos de massa, principalmente nos terrenos do Complexo Granulítico Luís Alves.

O complexo Granulítico Luís Alves corresponde a 62,46 km<sup>2</sup> da área total das bacias hidrográficas do Arraial do Ouro, do Ribeirão Baú e do Braço do Baú. Esta unidade geológica é do Pré-Cambriano e representa uma área cratônica. Este Complexo é composto por rochas de características ígneas que sofreram metamorfismo essencialmente no período Arqueano e já no final do Arqueano e Proterozóico inferior e também passaram por processos de metamorfismo regional (KAUL; FERNANDES; SANTOS NETO, 2002). estão incluídos neste complexo gnaisses e outras litologias metamorfizadas, como fácies granulito e fácies xisto-verde (KAUL; FERNANDES; SANTOS NETO, 2002; FORNARI, 1998).

Fornari (1998) coloca que as metamórficas de alto grau do Complexo Granulítico Luís Alves são representadas pelos gnaisses granulíticos que apresentam composição semelhante aos enderbitos. Na associação enderbítica, observam-se diversos graus de recristalização e diferentes estruturas: há estruturas gnáissicas, migmatíticas, ígneas e miloníticas (FORNARI, 1998).

A estrutura ígnea mostra uma origem magmática para parte destas rochas, enquanto as estruturas gnáissicas e migmatíticas revelam uma origem de metamorfismo regional. Na estrutura migmatítica, as rochas possuem leucossoma tonalítico/trondhjemítico/granodiorítico e melanossoma gabróico/gabronorítico.

A estrutura gnáissica é expressa por rochas enderbíticas de composição intermediária, contendo os minerais: plagioclásio (andesina), quartzo, ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (augita) e escassas granadas almandinas juntamente com anfíbolios; como minerais secundários há hornblenda e biotita e como minerais acessórios há zircão, apatita e opacos. Além dos enderbitos, encontram-se também os charno-enderbitos, formados a partir dos enderbitos que tiveram sua composição modificada, com o aumento dos minerais máficos, tanto que os charno-enderbitos podem possuir até 30% de sua composição por minerais máficos. Em alguns casos são encontradas rochas trondhjemíticas (composição plagioclásio, quartzo e até 2% de feldspato potássico) (FORNARI, 1998).

A estrutura milonítica tem origem no metamorfismo dinâmico suportado pelas rochas já retrabalhadas pelo metamorfismo regional. Fornari (1998) descreve que em zonas de cisalhamento dúctil encontram-se o tectônito, apresentando em sua composição o quartzo em maior proporção, biotita, feldspato e granadas em menor proporção. O autor ainda descreve que

a fácies anfíbolito sofreu metamorfismo dinâmico ou de atrito, com percolação de fluídos nas zonas onde ocorreu intenso cisalhamento. Os milonitos apresentam-se em faixas que variam de poucos metros até no máximo 100 metros, sendo que em alguns lugares, os milonitos foram enriquecidos pela infiltração de fluídos, o que pode ter gerado veios quartzo-feldspáticos. (FORNARI, 1998).

Além da associação enderbítica e rochas resultantes de metamorfismo de dinâmico, também são encontradas na área de estudo litologias representada pela associação máfico-ultramáfica. Estas litologias possuem minerais máficos e menos de 10% de feldspato, como piroxênios, noritos, gabronoritos, gabros e magnetitos. (FORNARI, 1998). Os piroxenitos são formados basicamente por clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio, tendo como minerais secundários hornblenda, flogopita, actinolita e minerais opacos. Os Noritos, Gabros e Gabronoritos possuem como composição mineral principal variações de salita a augita, ortopiroxênio (hiperstênio) e plagioclásios (variando de andesina a labradorita), possuindo como minerais secundários hornblenda, biotita, clorita, quartzo e minerais opacos que são representados por cristais anédricos de magnetita, há também na forma de minerais acessórios o zircão e a apatita (FORNARI, 1998). O quartzo aparece nestas rochas em forma de vênulas injetadas em diversos locais da rocha encaixante. Os Magnetitos que ocorrem associados às rochas máfico-ultramáficas são representados por rochas maciças compostas por 95% de magnetita, 3% de ilmenita e 2% de plagioclásio e piroxênios, sendo que nestas rochas pode haver na parte interna de seus grãos traços de hematita, sulfetos e lamelas de ulvoespínélio (FORNARI, 1998).

O Complexo Luís Alves apresenta-se cortado por muitas falhas e zonas de cisalhamento. Fornari (1998) descreve que as linhas de forma estrutural indicam as foliações metamórficas regionais e outras estruturas deformadas. Descreve também que as fraturas e falhas indicam tectônica rúptil e dúctil com movimentação ou não de blocos. Dentre as numerosas falhas e zonas de cisalhamento encontradas no Complexo Granulítico, destaca-se o lineamento ou zona de cisalhamento Perimbó, com direção N55° E, que coloca as rochas deste complexo em contato com as rochas dos grupos Brusque e Itajaí, respectivamente. Também ocorrem outras falhas e zonas de cisalhamento nos quadrantes N 80°E, N 20°E e N 30°W (FORNARI, 1998; KAUL, FERNANDES; SANTOS NETO, 2002).

O alto vale das bacias estudadas também apresenta pequenas ocorrências de litologias do Grupo Itajaí. O nome Grupo Itajaí foi denominado por Schulz e Alburqueque (1969). O Grupo Itajaí é composto por rochas sedimentares e vulcânicas (SILVA; BORTOLUZZI, 1987).

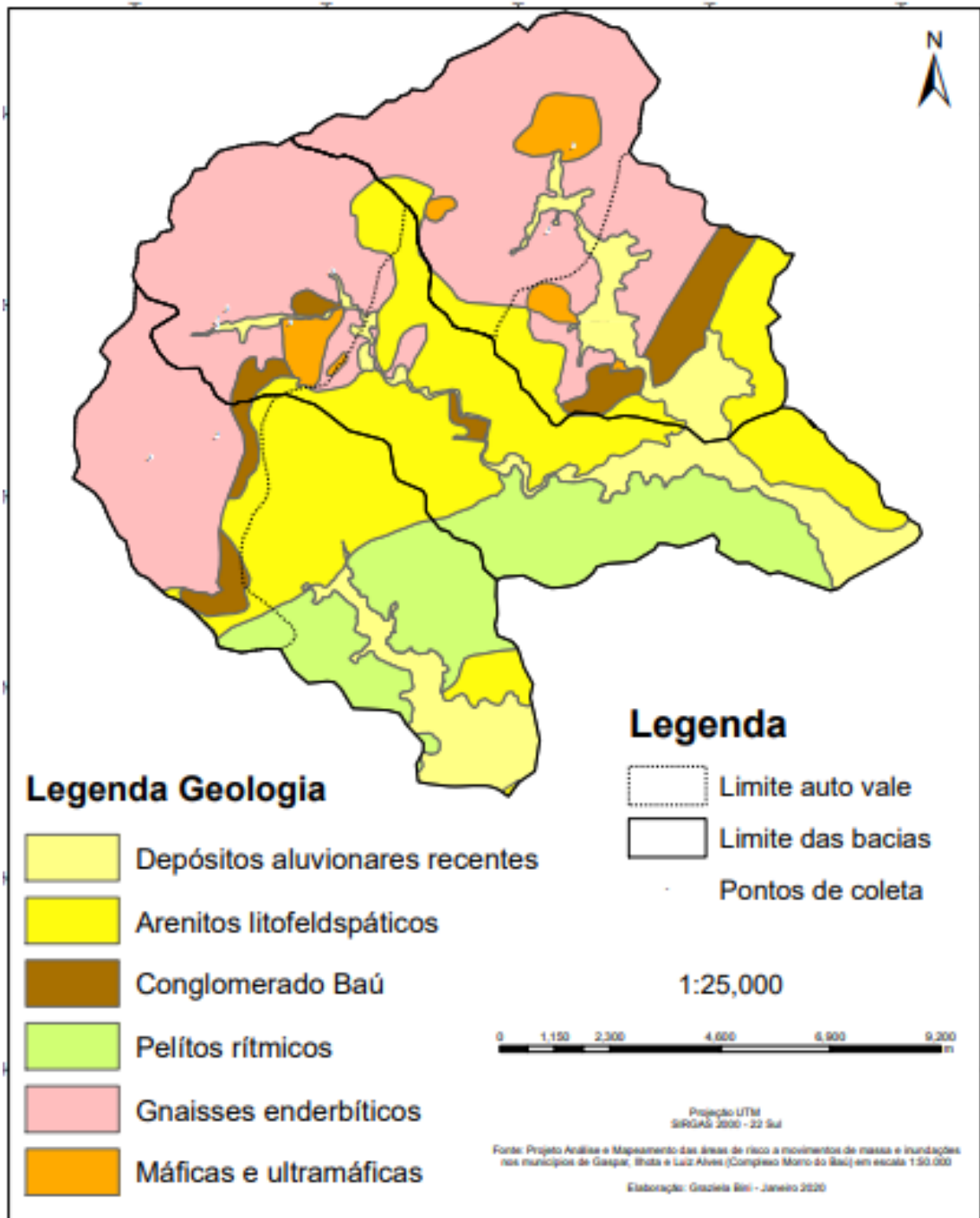
Os sedimentos do Grupo Itajaí são do final do Proterozóico Superior e assentam-se sobre as rochas do Complexo Granulítico Luís Alves (BIONDE; SCHICKER; BUGALHO, 1992).

Os litótipos predominantes no Grupo Itajaí estão relacionados a três fácies sedimentares principais: proximal, transicional e bacinal (SILVA; BORTOLUZZI, 1987). Na fácies proximal predominam sedimentos grosseiros, imaturos e mal selecionados, iniciados por conglomerados que transicionam para arenitos conglomeráticos e arenitos. Na fácies transicional ocorrem arenitos intercalados com pelitos e raros níveis conglomeráticos. Na fácies bacinal predominam pelitos rítmicos (turbiditos), com delgados níveis arenosos finos, nesta fase ainda se encontram corpos intrusivos riolíticos (KREBS *et al.*, 1988).

Nas bacias estudadas afloram os conglomerados da fácies proximal, os arenitos quartzofeldspáticos (arcósios) da fácies transicional e os pelitos rítmicos (folhelhos) da fácies bacinal. Entretanto, nos altos vales destas bacias ocorrem apenas afloramentos de conglomerados em faixas estreitas com contato com as litologias do Complexo Luís Alves.

A cobertura sedimentar recente é representada por depósito de tálus, sedimentos presentes no leito dos rios e pelas planícies de inundação. Geologicamente, esta unidade é constituída por sedimentos resultantes da alteração das outras unidades, arenitos finos e fragmentos de rochas, geralmente bem alterados e de coloração avermelhada a marrom ou cinza. Há presença de areias, siltes, argilas, seixos, cascalhos e até matacões, presentes nos sopés das encostas, fundos de vales, terraços, planícies de inundação e calhas de rede fluvial atual (SILVA; BORTOLUZZI, 1987). A **Figura 12** ilustra a geologia dos terrenos das bacias do Arraial do Ouro, Baú e Braço Baú.

Figura 12 - Geologia das Bacias do rio Arraial do Ouro, Baú e Braço Baú



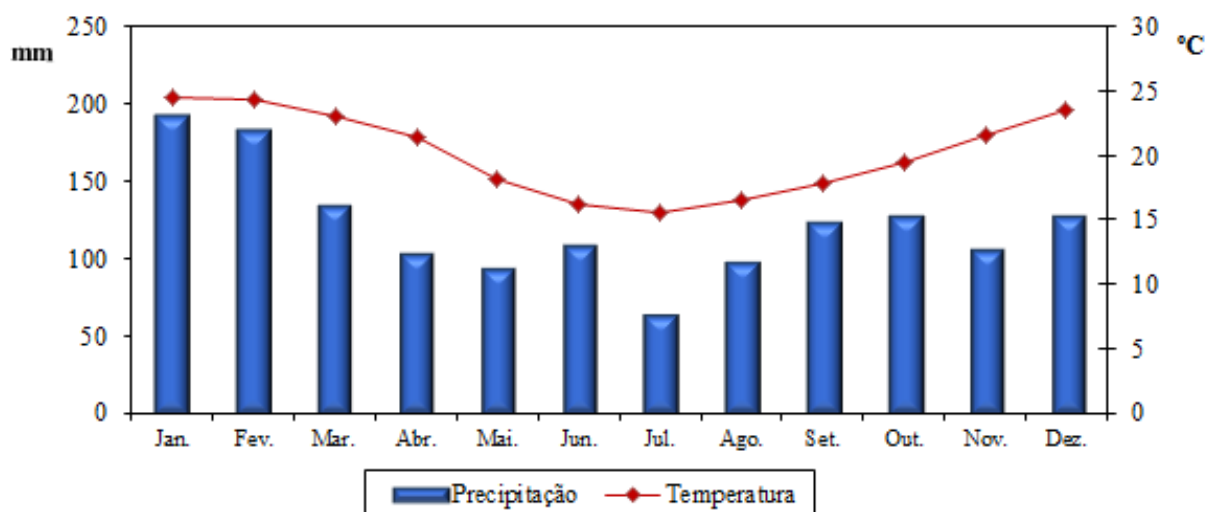
A geologia descrita está sobre influência do clima subtropical úmido, o qual apresenta chuvas bem distribuídas ao longo do ano. Apesar de bem distribuídas, Santos Silva (2003) descreve que a variação quantitativa das chuvas no Vale do Itajaí pode ser observada de acordo com as estações do ano, distinguindo-se por uma estação chuvosa principal no verão; uma estação chuvosa secundária na primavera; e um período mais seco entre as duas estações



chuvosas. No inverno, as temperaturas se mostram mais amenas, devido a influência da maritimidade do oceano próximo, das altitudes e da massa polar que atua durante os meses de inverno.

Os dados da estação meteorológica de Blumenau, próxima das bacias de estudo, mostra (**Figura 13**) que as temperaturas médias mensais variam de 15,6°C em julho a 24,5°C em janeiro, enquanto a precipitação mensal máxima ocorre em janeiro, como 191,9 mm e a mínima em julho com 63,4 mm.

Figura 13 - Temperatura média mensal e precipitação média mensal do município de Blumenau/SC.



Fonte dos dados: Atlas de Santa Catarina, 1986.

A estação de verão combina as altas temperaturas com os índices elevados de umidade, resultando assim em episódios de chuvas no fim de tarde. Segundo Aumond et al. (2009), a entrada dos ventos predominantes Sudeste e Nordeste na região do Vale do Itajaí é favorecida pela posição geográfica voltada para Leste. Tais ventos trazem a umidade do oceano. Estes ventos úmidos encontram as serras localizadas paralelas à linha de costa, resultando em chuvas orográficas nos municípios próximos a elas. Aumond et al. (2009) colocam que o relevo, a altitude, a continentalidade e maritimidade são fatores importantes, responsáveis por variações climáticas locais que tornam os sistemas atmosféricos mais ou menos instáveis. Com grande atuação no verão, a convecção tropical é essencialmente responsável por instabilidades do tempo, gerada principalmente pelo calor e intensificada com a passagem das frentes frias, vento forte, descargas elétricas e granizos que se manifestam em pancadas de chuvas continuadas (MONTEIRO, 2001).

Durante a estação de outono, Monteiro e Mendonça (2014) destacam que as frentes frias são desviadas para o oceano a partir do Rio Grande do Sul, resultando em tempo estável, com menos chuvas. Já no inverno, com a influência da massa Polar Atlântica (mPa), há queda da temperatura, tempo estável, diminuição das temperaturas e chuvas isoladas, caracterizadas pelo sistema frontal (SANTOS SILVA, 2003).

A instabilidade da estação de primavera é decorrente da atuação dos Complexos Convectivos Mesoescala (CCM), caracterizados como um conjunto de nuvens cumulonimbus e nimbostratus frias e espessas que se formam sobre o Paraguai e Argentina, deslocando-se posteriormente para o Sul do Brasil (MONTEIRO; MENDONÇA, 2014). Tal situação atmosférica favorece a ocorrência de pancadas de chuva forte com trovoadas e granizo isolado. As precipitações da primavera ocorrem principalmente nos meses de setembro e outubro e início de novembro, apresentando declínio de chuvas para os períodos subsequentes até a chegada do verão (FERREIRA; SANCHES; DIAS, 2004).

As diferenças pluviométricas marcadas ao longo das estações do ano podem apresentar excepcionalidades, como a que ocorreu em novembro de 2008, um mês considerado seco, mas que apresentou índices pluviométricos superiores a janeiro, fevereiro e março, meses nos quais se esperam as maiores precipitações médias mensais.

A geologia combinada a dinâmica climática da área de estudo deu origem a um modelado de dissecação com montanhas, morros e colinas, associado a um modelado de acumulação de menor extensão, representado por planícies alveolares, planícies fluviais e rampas e planícies colúvio-aluvionares.

Rosa (2002) coloca que o relevo regional desta parte do vale do Itajaí, onde se encontra a área de estudo, faz parte da unidade geomorfológica Serras Cristalinas Litorâneas, caracterizada por modelados de dissecação em montanhas, com vales encaixados e fechados, presença de planícies alveolares, topos convexo-côncavos e vertentes com diferentes graus de inclinação por vezes desdobradas em patamares. Esta unidade geomorfológica ocorre nos altos vales das três bacias aqui estudadas, sendo modelada em rochas do Complexo Luís Alves, onde são encontradas elevações na forma de morros principalmente com topos convexos, encosta convexo-côncavas e vales mais abertos e com pequeno grau de aprofundamento, em relação àqueles modelados nas rochas sedimentares do Grupo Itajaí.

Nos médios e baixos vales das bacias dos rios Arraial do Ouro e Ribeirão Baú e no baixo vale do Braço Baú, o relevo é modelado nas rochas sedimentares do Grupo Itajaí. Segundo Rosa (2002), estes locais pertencem a unidade geomorfológica “Morros e Colinas do Alto e Médio Itajaí-Açu”, cujo relevo se caracteriza por modelados de dissecação que

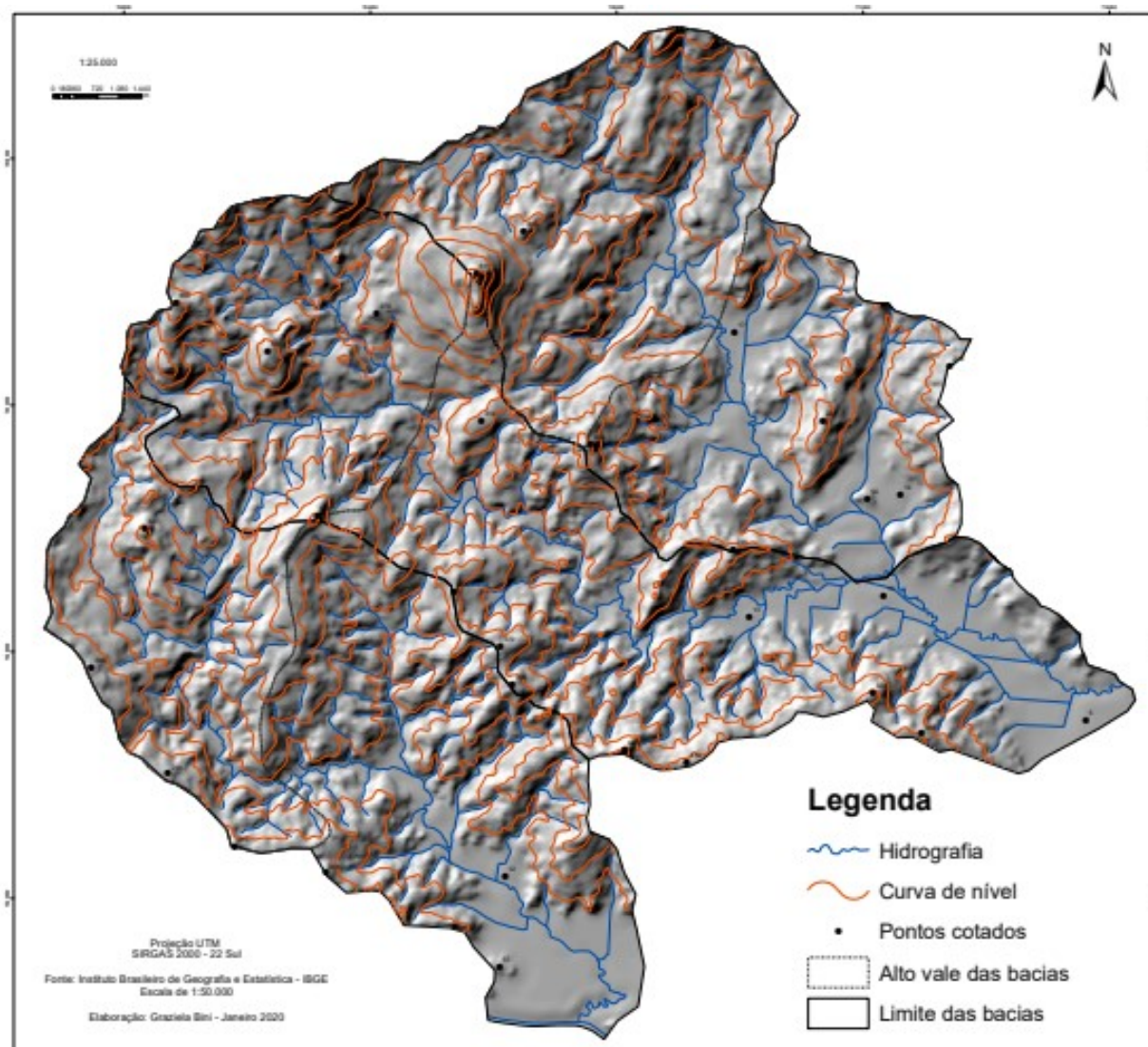
resultaram em colinas e morrarias de pequena amplitude altimétrica, com vales de fundo plano e eventualmente em “V” e encostas convexizadas. No entanto, como pode-se observar na **Figura 14**, está descrição de Rosa (2002) não se aplica ao relevo dos médios e baixos vales dos rios Ouro e Ribeirão Baú e do baixo vale do Braço Baú, pois ali ocorrem elevações de morros e montanhas com topos convexos a angulosos e vales encaixados e aprofundados, o que gera encostas com grandes amplitudes altimétricas. Onde os vales são mais abertos nos baixos vales dos rios, existem modelados de morros e colinas com topos mais alongados e convexos.

Os modelados de acumulação na área de estudo integram a unidade geomorfológica “Planícies Aluviais e Rampa Coluvial” de acordo com Rosa (2002). A Unidade Planície Aluvial se caracteriza por apresentar sedimentos aluvionares holocênicos que constituem planícies formadas por depósitos de argilas, areias e siltes inconsolidados de deposição fluvial em planícies de inundação e calhas fluviais (ROSA, 2002). Esta planície é bem desenvolvida nos baixos vales dos rios Arraial do Ouro, Ribeirão Baú e Braço Baú onde se interdigitam com a planície do rio Itajaí-Açu. Além da planície fluvial bem desenvolvida, ocorrem ainda na área as planícies alveolares e as planícies colúvio-aluvionares, onde os vales são mais fechados e confinados, além das rampas colúvio-aluvionares que suavizam o contato encostas-fundos de vales.

Na unidade geomorfológica “Morros e Colinas do Alto e Médio Itajaí-Açu” se encontra o Morro do Baú, elevação com a maior altitude das três bacias estudadas, 819 m, modelada em rochas do Complexo Luís Alves na sua base e rocha do Grupo Itajaí no topo, o conglomerado Baú. No restante da área de estudo, as altitudes variam de 700 a 600 m, nos divisores das bacias do Ribeirão Baú e Braço Baú, até aproximadamente 5 m, junto da foz do Ribeirão Baú.

O rio Arraial do ouro é afluente direto do rio Itajaí-Açu, enquanto o rio Ribeirão Baú é afluente do rio Luís Alves, já bem próximo da foz deste último com o rio Itajaí-Açu. O rio Braço do Baú é afluente do rio Ribeirão Baú (o termo “braço” na região significa afluente). Ainda na Figura 14, é possível observar que a densidade de drenagem das três bacias estudadas é elevada, especialmente nos médios e baixos vales, onde se encontram aflorando as rochas do Grupo Itajaí. No alto vale das bacias do Ribeirão do Ouro e do Ribeirão Baú, a drenagem é condicionada por um lineamento de direção nordeste-sudoeste. Lineamentos menores de mesma direção também condicionam a dissecação da drenagem no alto e médio vale do Braço do Baú e o médio vale do Ribeirão Baú.

Figura 14 – Relevo sombreado das bacias do rio Arraial do Ouro, Baú e Braço Baú



Apesar dos espessos mantos de alteração observados em cortes de encosta e cicatrizes de movimentos e massa nas áreas de afloramento de rochas do Complexo Luís Alves na área de estudo, os solos ali presentes são pouco desenvolvidos, conforme é observado por Shimizu; Vieira e Mozer (2002) e Sbroglia e Higashi (2013).

O solo mais recorrente nas três bacias é o Cambissolo, segundo Shimizu; Vieira e Mozer, (2002). Este tipo de solo apresenta pedogênese pouca avançada, evidenciada pelo pequeno desenvolvimento da estrutura do solo, horizonte B incipiente, subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial (EMBRAPA, 2013). Os Cambissolos estão associados às áreas mais declivosas da área de estudo. Na bacia hidrográfica do Baú, Sbroglia e Higashi (2013) apontam que grande parte da área é composta pelas unidades Cambissolo com substrato de gnaiss - Cgn (31,3%), Cambissolo com substrato de arenito - Ca (29,7%) e Cambissolo com

substrato de folhelho - Cf (19,7%), e que a maior parte das ocorrências de movimentos de massa estão associadas à unidade Ca (Cambissolo de arenito) e Cgn (Cambissolo de gnaiss). A unidade Ca apresenta maior número de movimentos de massa que a unidade Cgn, porém na unidade Cgn os movimentos de massa foram mais intensos e de maior magnitude (SBROGLIA; HIGASHI, 2013). Isto ocorre provavelmente porque os seus mantos de alteração são mais profundos e, por isso, têm mais material para mobilizar.

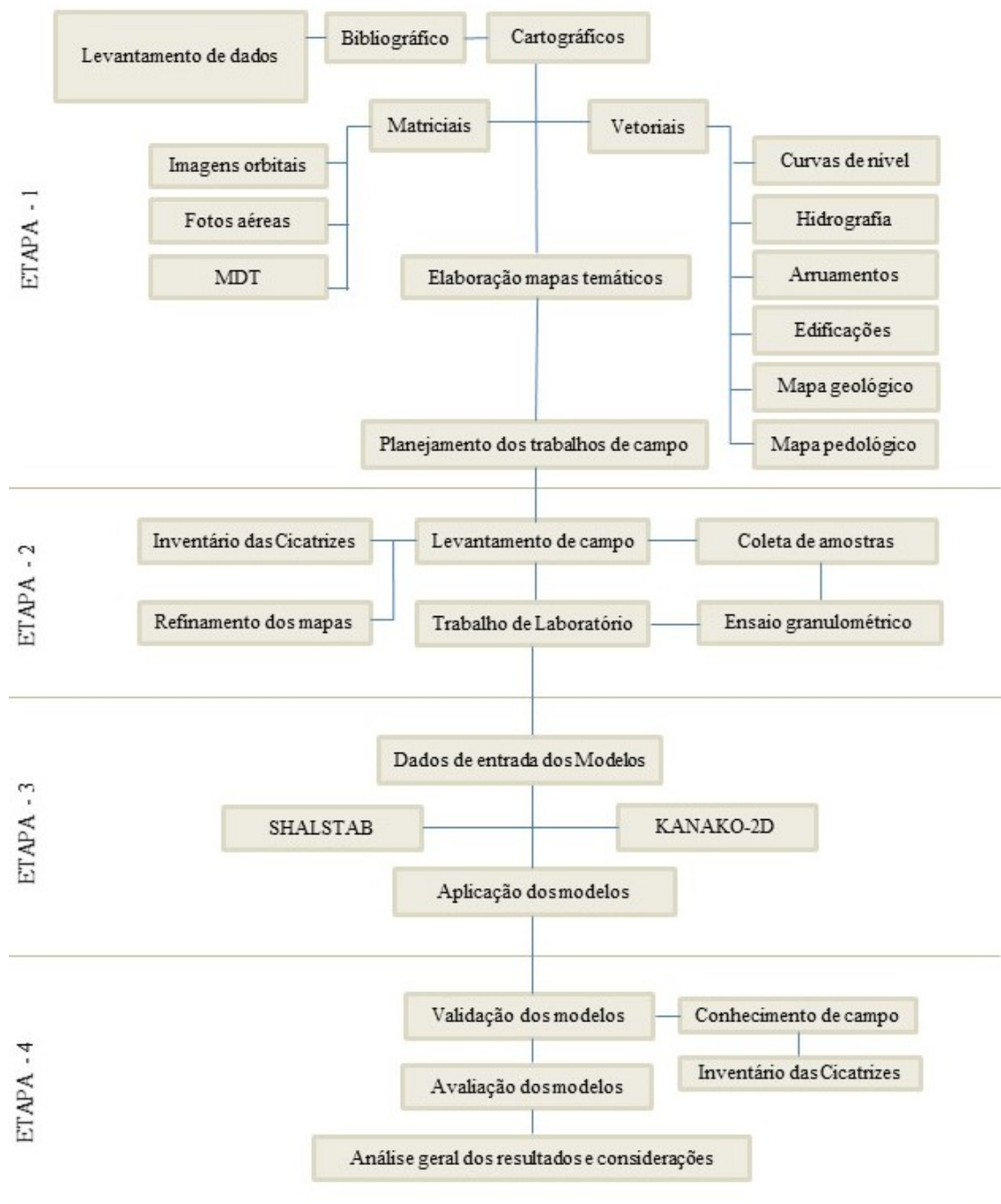
Nos fundos de vale com planícies mais extensas, o solo característico é o gleissolo – constituídos por material mineral com horizonte glei iniciando-se dentro dos primeiros 50 cm da superfície do solo, com textura exclusivamente de areia ou areia franca em todos os horizontes até a profundidade de 150 cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico (EMBRAPA, 2013). Este solo apresenta o lençol freático próximo da superfície e é muito usado na área de estudo para a rizicultura irrigada.

Além da rizicultura, os terrenos das bacias estudadas também são utilizados para a criação extensiva de gado em pastagens plantadas nos terços inferiores de colinas e morros ao redor das planícies. A presença de edificações é mais comum nas planícies fluviais dos baixos vales, seguindo a Rodovia BR 470 e outras vias locais. Contudo, a quase totalidade dos terrenos das três bacias apresenta cobertura de mata: a Floresta Ombrófila Densa em avançados estágios de regeneração.

#### 4. MATERIAIS E MÉTODO

Para analisar os movimentos de massa do tipo deslizamentos e corridas de detritos a partir de estudos de caso ocorridos na geologia do Complexo Granulítico Santa Catarina, gerando subsídios para modelos de previsão de sua ocorrência, seguiu-se o que demonstra a **Figura 15**.

Figura 15: Diagrama de blocos das etapas realizadas na presente pesquisa



#### 4.1 IMAGEM DE SATÉLITE RAPIDEYE

Nesta pesquisa, a imagem base para a identificação das cicatrizes foi a *RapidEye*, tomada em março de 2009 e composta por um sistema de cinco satélites de observação da Terra, lançados pela empresa alemã *RapidEye* em 29 de agosto de 2008, **Figura 16**. A imagem *RapidEye* foi cedida gratuitamente pelo laboratório de Geotecnologias da Universidade Estadual de Ponta Grossa – UEPG que adquiriu a cena já ortorretificada pela empresa Engesat. O detalhamento das características da imagem segue nas **Tabelas 02 e 03**.

Figura 16 – Imagem de orbital RapidEye da área de estudo

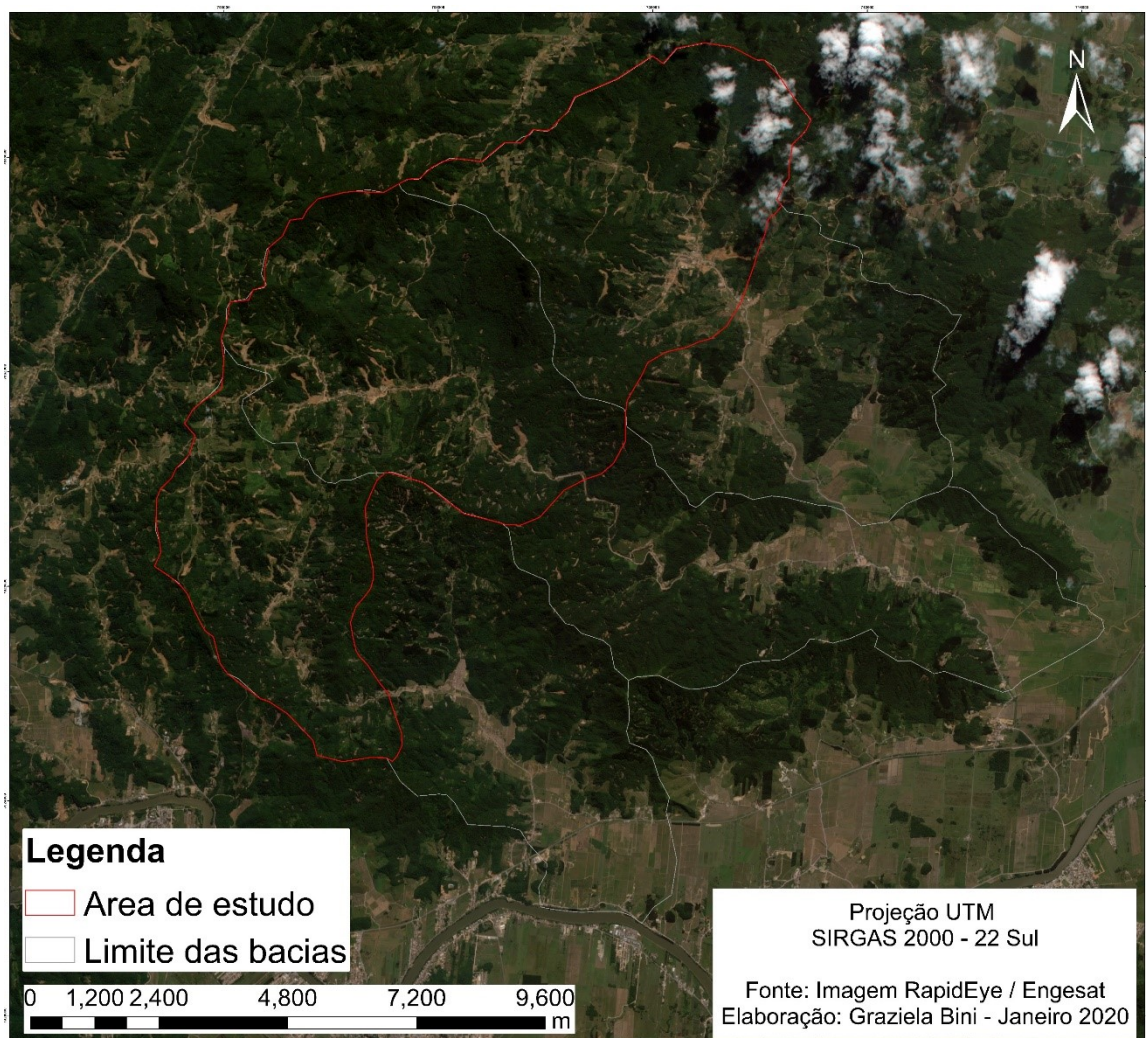


Tabela 02 - Especificações técnicas do satélite RapidEye

Órbita	Circular, Heliosíncrone, descendente,
Inclinação da órbita	97.8 graus de inclinação

Número de satélites	Cinco
Altitude da órbita	630 km - órbita síncrona com o Sol
Hora de passagem no Equador	Aproximadamente 11 horas
Velocidade	27.000 km/h
Largura da imagem	77 km
Tempo de revisita	Diariamente (off-nadir) 5,5 dias (nadir)
Capacidade de coleta	4,5 milhões km <sup>2</sup> /dia
Tipo de sensor	Multiespectral (puhsbroomimager)
Bandas espectrais	Red, Green, Blue, Red Edge, Near IR
Resolução espacial (nadir)	6,5 m
Tamanho do pixel ortorretificado	5 m
Armazenamento de dados a bordo	1.500 km de dados de imagem por órbita
Resolução radiométrica	12 bits
Velocidade de download (banda X)	80 Mbps

Fonte: Engesat – adaptada pela autora, 2015.

Tabela 03 - Bandas espectrais da imagem RapidEye

Banda 1	440 - 510	Azul
Banda 2	520 - 590	Verde
Banda 3	630 - 685	Vermelho
Banda 4	690 - 730	Red-Edge
Banda 5	760 - 850	Infravermelho próximo

Fonte: Engesat – adaptada pela autora, 2015.

No Programa *ENVI 4.7* com licença disponibilizada pelo laboratório de Geoprocessamento da Pontifícia Universidade Católica do Paraná – PUC/PR, foi adotado para imagem o sistema de projeção UTM, datum SIRGAS 2000, fuso 22 Sul. Como pré-processamento da imagem RapidEye foi necessário realizar a correção atmosférica, também executada no programa o “*Envi 4.7*”. O método utilizado foi o DOS Dark Object Subtraction (pixel escuro), proposto por Chavez (1988). Tal método foi escolhido por ser um dos mais antigos e amplamente utilizado para reduzir os efeitos causados pela dispersão atmosférica. O método consiste em assumir o efeito de espalhamento atmosférico como espacialmente uniforme, ou seja, em regiões onde os valores dos pixels se apresentem superior a zero, tais



valores devem ser diminuídos, pois valores acima de zero são oriundos unicamente do espalhamento atmosférico (Lillesand and Kiefer, 2000; Centeno, 2009). Depois de gerada a imagem corrigida atmosféricamente na extensão TIF.

#### 4.2 IDENTIFICAÇÃO E CATEGORIZAÇÃO DAS CICATRIZES

O mapeamento das cicatrizes na área de estudo foi realizado mediante conhecimento de campo e interpretação visual a partir da imagem *RapidEye*, com resolução espacial de 5 metros (tamanho de pixel) e ortorretificado. Apesar da imagem base ser a *RapidEye*, também foram utilizadas como material auxiliar para sanar algumas dúvidas de interpretação, como o Google Earth do ano de 2008 e ortofotos da área de estudo, geradas a partir Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina, com escala 1:10.000, realizado em 2012 pela empresa ENGEMAP (Engenharia Mapeamento e Aerolevantamento Ltda).

As ocorrências das cicatrizes foram mapeadas por técnica vetoriais de geoprocessamento, na qual o processo de delimitação da cicatriz acontece mediante a interpretação da imagem pelo fotointérprete que desenha os limites da cicatriz sobre a imagem na tela. A área da cicatriz é capturada como uma série de pontos e vértices georreferenciados que são chamados de polígono. Rocha (2011) descreve que este procedimento deve ser acompanhado da edição vetorial que consiste na última etapa do processo de vetorização manual. A edição vetorial permite verificar se todos os polígonos estão topologicamente adequados (de fato fechados e se não houve casos de sobreposição de polígonos). Esse procedimento pode ser feito por meio de vistoria visual, utilizando a ampliação do “zoom” como recurso ou por programas de algoritmos que executam uma varredura do arquivo apontando os problemas e indicando a maneira de corrigi-los. Além da correção dos problemas de edição pela técnica “*topology*”, as observações durante os trabalhos de campo também contribuíram para a qualidade da delimitação das cicatrizes. Liu (2006) descreve que a vetorização em polígonos é uma forma precisa de representação, visto que suas coordenadas geográficas estão em um espaço contínuo e que possibilitam descrição exata de sua posição e tamanho. Todo este trabalho de identificação das cicatrizes foi realizado no programa *ArcGis 10.1*, com licença cedida gratuitamente por 90 dias pela própria *Environmental Systems Research Institute - ESRI*.

Antes de realizar o agrupamento das cicatrizes por categorias, elas foram divididas por tamanhos, considerando-se pequenas cicatrizes aquelas correspondentes a área de 32 a  $\geq 5000$  m<sup>2</sup>, médias cicatrizes as que apresentavam 5000 a  $\geq 20000$  m<sup>2</sup> e grandes as com área maior que

20000 m<sup>2</sup>. As áreas foram calculadas a partir da vetorização pela técnica *field calculator* do programa *ArcGis 10*. Esta classificação por tamanho, já utilizada por Avelar et al. (2013) para estudos de movimentos de massa na região serrana do Rio de Janeiro, permitiu identificar os movimentos de grandes proporções, potencialmente destrutivos.

Para a categorização das cicatrizes, pensou-se em termos de situação de ruptura e forma da cicatriz, além do fluxo torrencial no leito do rio. Para tanto, foi elaborada uma tabela na qual se distinguem 7 situações de ocorrência de rupturas: conforme destacado a seguir.

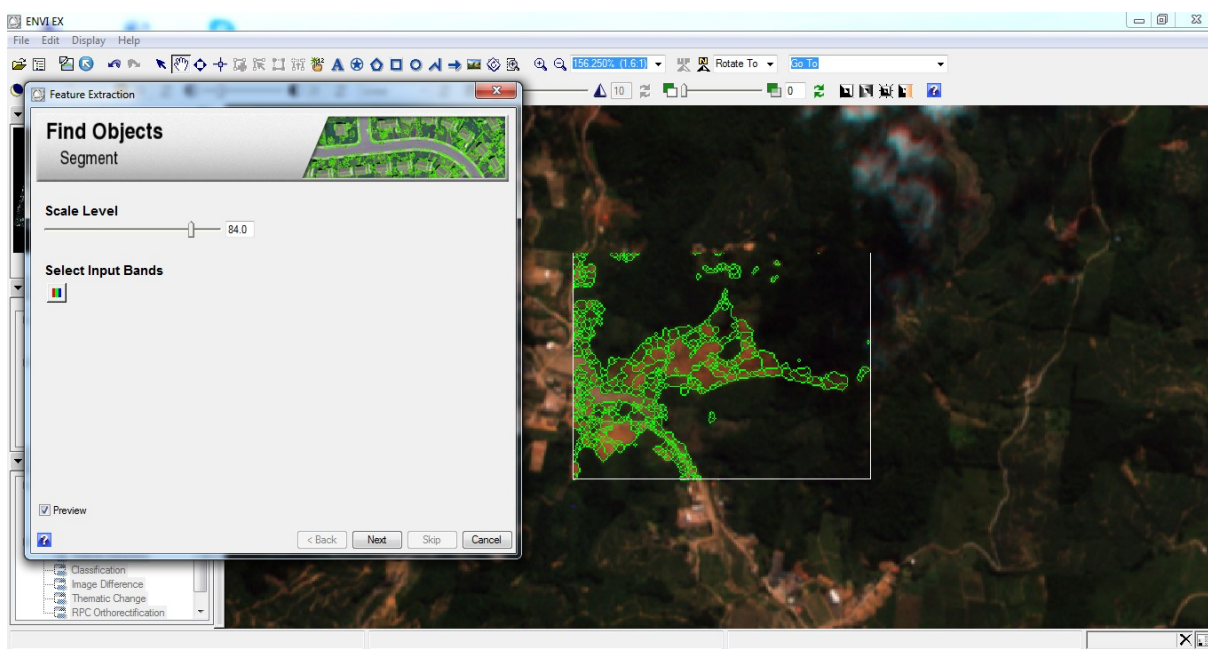
- 1 - Próximas ao divisor;
- 2 - Em cabeceira de drenagem;
- 3 - Em mudança de inclinação;
- 4 - No meio ou na base da encosta;
- 5 - Por solapamento de corridas;
- 6 - Por solapamento de rios e
- 7 - Em cortes de talude.

Além das situações descritas, também há o fluxo torrencial que nada tem a ver com rupturas, mas que é citado por ser muitas vezes confundido com uma cicatriz de corrida. Este agrupamento em categorias derivou das observações e conhecimento de campo e da interpretação da base cartográfica junto a imagem orbital *RapidEye*.

Utilizou-se como base cartográfica os produtos derivados do mapeamento sistemático do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE de 1980, com escala de 1:50.000. Deste mapeamento sistemático foram utilizados a rede hidrográfica, as curvas de nível equidistantes 20 metros e os pontos cotados das cartas dos municípios de Gaspar e Ilhota. A rede de drenagem do IBGE foi reeditada no programa *ArcGis 10.1* para corrigir algumas inconsistências da posição dos rios em relação as curvas de nível, bem como a inclusão de rios que mesmo evidenciados pelas curvas de nível, não constavam na base hidrográfica. Bini, et al. (2017), realizaram um estudo comparativo entre formas das curvas de nível anterior e posterior ao evento de 2008 nas bacia do Arraial do Ouro, no município de Gaspar – SC e constataram que há mudanças significativa na forma de encosta e até mesmo da drenagem depois que ocorreram os movimentos de massa na região. Neste sentido, apesar de saber que a base cartográfica do IBGE não é a mais apropriada - por não apresentar uma escala de detalhe – ela é utilizada nesta pesquisa porque é a única disponível anterior ao evento de 2008, e, portanto, a mais indicada para este trabalho.

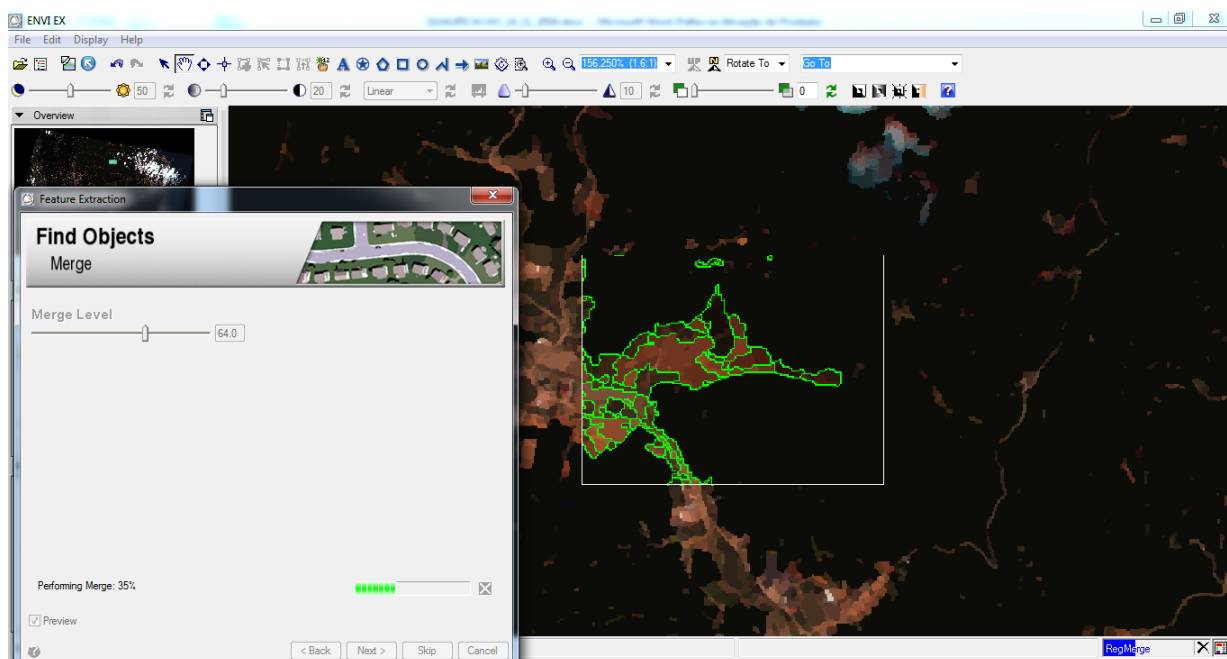
Depois da identificação e categorização de cada cicatriz, foi escolhido um exemplo de deslizamento ou corrida dentro de cada categoria, a fim de descrever a situação de ruptura, bem como possíveis fatores e mecanismos associados à sua ocorrência. Na descrição das cicatrizes conforme as 07 categorias expressas por situação de ruptura, foram também discriminadas as zonas da cicatriz: onde foi deflagrada a ruptura, a zona de passagem e de depósito de material. Para tanto, além do conhecimento de campo e da fotointerpretação da imagem *RapidEye*, foi utilizada a técnica de segmentação baseada em Análise Orientada ao Objeto Geográfico – GEOBIA. O processo de segmentação e fusão mediante um algoritmo baseado em GEOBIA foi realizado a partir das cinco bandas da imagem de satélite *RapidEye*. Na técnica de segmentação em GEOBIA, o objeto (neste caso a cicatriz) é representado por um conjunto de pixels, os quais após o processo de segmentação serão um único objeto com significado. Este processo permite múltiplos níveis de segmentação, mediante a escolha do nível de escala que varia de tamanho de 0.0 a 100. Cabe ao intérprete decidir o quanto à imagem será segmentada, de acordo com o objeto que deseja identificar. A escala pode aumentar ou diminuir, até que o objeto pretendido seja isolado. A **Figura 17** e **18** são exemplos de nível de escala e nível de fusão para segmentação de uma das cicatriz exemplificadas, localizada na bacia do rio Baú.

Figura 17 - Exemplo do nível de escala de segmentação - cicatriz na bacia do ribeirão Baú.



Fonte: Bini, 2017

Figura 18 - Exemplo do nível fusão - cicatriz na bacia do ribeirão Baú.



Fonte: Bini, 2017

O nível de segmentação diz respeito à repartição da imagem. Depois deste processo é escolhida a escala de fusão dos objetos segmentados. A repartição e posterior fusão da imagem orbital são abordagens que ocorrem pelo algoritmo conhecido como *Fractal Net Evolution Approach – FNEA*. O resultado desta técnica de segmentação é o agrupamento de pixels em forma de região (ROBINSON; REDDING; CRISP, 2002), ou seja, a segmentação ocorre mediante a fusão de segmentos adjacentes, baseando-se em combinações espectrais, espaciais ou de textura que apresentem semelhanças entre si. O número de objetos mapeados decresce à medida que o nível de escala se torna maior. Da mesma forma, funciona para determinar o nível de fusão dos objetos mapeados.

Cada região (ou objeto geográfico) é representado por descritores espectrais, espaciais e de textura e não mais pelo pixel somente, **Figura 19**. Para cada objeto, é gerado um banco de dados relacional, o qual apresenta 37 descritores associados a características espectrais, espaciais e de textura. Informações como média dos números digitais por banda, desvio padrão e valor máximo e mínimo de pixel são características espectrais. Área, comprimento, compacidade, convexidade, solidez, circuncidade, alongamento, direção principal e número de furos são descritores de formas e descrevem, portanto, características espaciais do objeto. Já a uniformidade e intervalo são relativos à textura do objeto.

Figura 19 - Banco de dados gerados para uma cicatriz a partir da segmentação em GEOBIA.

FID	Shape*	REGION ID	AREA	LENGTH	COMPACT	CONVEXITY	SOLIDITY	ROUNDNESS	FORMFACTOR	ELONGATION	RECT FIT	MAINDIR	MAJAXIS
0	Polygon	28484	3325	248,884403	0,261429	1,045709	0,926829	0,4605	0,674538	1,736959	0,628217	113,407145	95,881
1	Polygon	28488	2162,5	207,895181	0,2524	1,04789	0,910526	0,47223	0,628749	1,814768	0,673077	165,388085	76,358
2	Polygon	28489	350	90	0,234556	1,063975	0,823529	0,436862	0,542991	1,285149	0,442967	134,204428	31,865
3	Polygon	28494	1287,5	158,270447	0,255817	1,031144	0,895652	0,556376	0,645888	1,410776	0,616476	20,077796	54,280
4	Polygon	28497	1162,5	206,846914	0,185996	1,199319	0,58125	0,390297	0,341432	1,215292	0,372534	39,204109	61,
5	Polygon	28498	1662,5	276,476523	0,166409	1,204058	0,565957	0,24255	0,27331	2,130856	0,410443	5,419472	92,903
6	Polygon	28499	1625	248,677127	0,182914	1,116574	0,593607	0,265207	0,330211	2,370964	0,493855	32,740467	88,326
7	Polygon	28509	1812,5	261,388997	0,183784	1,195119	0,683962	0,260326	0,33336	2,31761	0,473857	25,473862	94,153
8	Polygon	28517	3975	336,786906	0,211236	1,117841	0,711409	0,371513	0,440389	1,759794	0,513482	43,95368	116,717
9	Polygon	28518	21700	962,74677	0,172652	1,373822	0,706884	0,317616	0,294202	1,89388	0,472438	8,479817	294,940
10	Polygon	28522	1625	199,94977	0,227489	1,105232	0,760234	0,526219	0,510765	1,39453	0,576347	169,064937	62,704
11	Polygon	28529	3287,5	256,9843	0,251757	1,085555	0,842949	0,961767	0,625551	0,938667	0,709042	88,872854	65,970
12	Polygon	28577	3187,5	388,240049	0,164089	1,212397	0,549569	0,219897	0,265742	2,456361	0,424231	146,092827	135,853
13	Polygon	28578	3962,5	330,406272	0,214977	1,151903	0,723744	0,430073	0,456124	1,463517	0,494345	8,618617	108,310
14	Polygon	28583	6050	459,920451	0,190831	1,295913	0,741194	0,486251	0,359418	1,578776	0,605415	88,788627	125,606
15	Polygon	28584	575	110,163796	0,245612	1,028779	0,884615	0,370473	0,595388	1,895874	0,55164	158,703486	44,453
16	Polygon	28587	2225	275,594941	0,19313	1,140827	0,692607	0,255405	0,368127	2,468228	0,495113	118,309175	105,318
17	Polygon	28588	2250	254,64659	0,210188	1,117027	0,762712	0,309912	0,43603	2,527084	0,615102	26,424766	96,14
18	Polygon	28592	862,5	141,675437	0,233905	1,103711	0,811765	0,42026	0,359983	1,723675	0,568936	22,275019	51,118
19	Polygon	28594	8537,5	564,496959	0,184697	1,257768	0,728145	0,314617	0,33668	1,669668	0,412574	3,517703	185,878
20	Polygon	28607	1587,5	221,198992	0,203249	1,106975	0,74269	0,256469	0,407716	2,285402	0,460365	56,108807	88,775
21	Polygon	28615	225	70	0,241796	1,106695	0,857143	0,611743	0,577027	1,292019	0,620766	11,981244	21,640
22	Polygon	28618	1237,5	195,279225	0,203269	1,077507	0,727941	0,276231	0,407796	2,081116	0,451501	69,601803	75,52
23	Polygon	28622	4187,5	292,141409	0,249942	1,030626	0,917808	0,464631	0,616564	1,971483	0,719435	176,711065	107,121
24	Polygon	28625	1912,5	181,681545	0,27161	1,01242	0,950311	0,44159	0,728098	1,811603	0,628307	50,245214	74,258
25	Polygon	28635	737,5	106,559247	0,287571	1,001841	0,983333	0,758064	0,816187	1,21369	0,722609	13,585793	35,19
26	Polygon	28646	1000	132,462113	0,269379	1,025191	0,952381	0,725155	0,716187	1,260011	0,717621	4,669594	41,902
27	Polygon	28652	275	79,590757	0,235103	1,00399	0,916667	0,441221	0,545528	1,257869	0,435894	50,142256	28,170
28	Polygon	28653	300	80	0,244301	1,092129	0,888889	0,565529	0,589049	1,562359	0,693946	173,357564	25,988
29	Polygon	28655	4600	361,970503	0,211427	1,178184	0,815965	0,39637	0,441186	1,722569	0,53625	168,779998	121,557
30	Polygon	28656	712,5	125,236189	0,240501	1,0616	0,876923	0,424628	0,570867	1,756677	0,585855	174,549083	46,221
31	Polygon	28657	225	70	0,241796	1,106695	0,857143	0,611743	0,577027	1,292019	0,620766	168,018753	21,640
32	Polygon	28663	1987,5	206,510281	0,243594	1,120409	0,893258	0,647799	0,585644	1,13373	0,57682	155,33679	62,501
33	Polygon	28671	800	130	0,245503	1,057922	0,941176	0,487112	0,594858	2,121563	0,811661	176,977363	45,728
34	Polygon	28679	3125	279,439971	0,225731	1,089982	0,856164	0,359164	0,502901	2,602324	0,734081	170,838808	105,25
35	Polygon	28696	3862,5	311,590083	0,225064	1,166752	0,741007	0,604543	0,499932	1,124686	0,534009	90,770488	90,19
36	Polygon	28719	325	90	0,226024	1,123612	0,787879	0,497673	0,504206	1,154586	0,451295	140,546859	28,835
37	Polygon	28728	875	118,181694	0,282429	1,00171	0,972222	0,911015	0,787259	1,158673	0,829042	92,370329	34,970
38	Polygon	33154	4000	310,324168	0,229669	1,081879	0,778589	0,408261	0,521962	2,025539	0,649483	168,920822	111,690
39	Polygon	33159	1575	178,966934	0,25022	1,01637	0,969231	0,449463	0,617938	2,518357	0,888999	4,60021	66,795
40	Polygon	33163	2337,5	215,448703	0,253214	1,034559	0,899038	0,414948	0,632811	1,837245	0,598757	167,039289	84,690
41	Polygon	33172	950	129,590757	0,268375	1,036788	0,926829	0,543688	0,710862	1,404431	0,599709	12,355484	47,167
42	Polygon	33173	2225	243,208712	0,218847	1,061409	0,780702	0,317617	0,472696	2,290941	0,571489	166,99496	94,442
43	Polygon	33179	250	70	0,254875	1,091326	0,909091	0,526132	0,641141	1,375	0,568182	116,565049	24,596

Fonte: Bini, 2017.

No presente estudo utilizou-se os vetores gerados para cada região e não os descritores espectrais, espaciais e de textura. Todavia, cabe destacar que no momento da segmentação esta divisão de objetos dentro dos limites da cicatrizes, baseadas nos critérios espectrais, espaciais e de textura, contribuirá em muito para definir as diferentes zonas dentro dos limites de cada uma das cicatrizes.

Por fim, a partir da sobreposição das cicatrizes mapeadas por vetorização e por segmentação foi observado que em áreas onde a deposição é realizada por material mais líquido, o processo de segmentação consegue facilmente identificar os limites, apresentando melhor delimitação que no processo de vetorização. Outra observação feita é que a delimitação das cicatrizes mediante segmentação baseada em GEOBIA abrange áreas maiores que a delimitação por vetorização, sendo que as maiores diferença em áreas são decorrentes da sombra na imagem. Mediante a avaliação dos resultados dos métodos de interpretação da área da cicatriz, foi possível refinar a delimitação das zonas de ruptura, passagem e deposição dentro da própria cicatriz.

### 4.3 ELABORAÇÃO DE MAPAS

Todos os mapas elaborados nesta pesquisa tiveram como intuito a contribuição de dados e informações que auxiliassem na identificação dos possíveis fatores e mecanismos condicionantes para as rupturas de movimentos de massa na área de estudo. Os mapas foram elaborados no programa *ArcGis 10.2* com licença gratuita oferecida pela ESRI.

#### 4.3.1 Mapa de localização da área de estudo

O arquivo correspondente ao limite das bacias foi disponibilizado pela EPAGRI/CIRAM, porém foi necessário editar alguns destes arquivos, como as linhas correspondentes ao traçado de alguns rios, as quais não estavam de acordo com as curvas de nível, bem como os polígonos correspondentes ao limite das bacias, os quais não estavam em conformidade com seus divisores. Depois disso, foi efetuado o recorte da imagem RapidEye pelo limite das bacias em “*shp*”, utilizando a técnica “*Extract by mask*” do programa *ArcGis 10.2*. Os vetores *shapes* de vias, hidrografia e limites municipais sobrepostos na imagem foram fornecidas gratuitamente pelo IBGE.

#### 4.3.2 Mapa geológico

O mapa de geologia da área de estudo foi elaborado mediante ao recorte de base geológica já existente, em escala 1:25.000, realizado pelo departamento de Geociências da UFSC para o projeto intitulado: “Análise e Mapeamento das Áreas de Riscos a Movimentos de Massa e Inundações nos Municípios de Gaspar, Ilhota e Luís Alves (Complexo Morro do Baú), SC”. O projeto teve como coordenador o professor Tomazolli e foi subsidiado pela Fundação de Apoio a Pesquisa Científica e Tecnológica de Santa Catarina – FAPESC, convênio 163192010-8, chamada pública 010-2009. Os arquivos vetores *shapes* da geologia tiveram alteração do sistema de coordenadas SAD 69 para SIRGAS 2000 o recorte da geologia da área de estudo pela técnica “*clip*” do programa *ArcGis 10.2*.

#### 4.3.3. Produtos gerados a partir do Modelo Digital de Terreno – MDT

Realizado com base nas curvas de nível de nível da base cartográfica do IBGE (equidistantes 20 metros), hidrografia e pontos cotados. As cartas com tais dados foram

adquiridas por “download” da mapoteca digital da EPAGRI/CIRAM. Estes arquivos que originalmente estavam no sistema de projeção UTM (fuso 22 sul) e datum SAD 69, foram convertidos para o sistema de projeção SIRGAS 2000. Para gerar o mapa de sombreamento, primeiro foi preciso gerar um Modelo Digital de Terreno – MDT. Para tanto, foi necessário realizar algumas edições nos dados vetoriais brutos do IBGE, de modo a minimizar os erros topológicos. O processo de correção dos dados brutos seguiu a metodologia adotada por Freitas (2012), sendo realizado em três etapas: junção das curvas de nível e rios que entre uma articulação e outra estavam desconectados; foi a correção topológica e pré-processamento foi a correção da direção do fluxo dos dados de hidrografia, pois a direção de alguns vetores cujo sentido deveria ser montante-jusante estava invertida, necessitando então de correções. Com isto, foi gerado o modelo digital de terreno – MDT com 10 metros de resolução espacial pelo fato deste tamanho de pixel representar a metade da equidistância das curvas de nível, estando em conformidade com os preceitos do Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC). O MDT foi gerado pela técnica “Topo to Raster” do ArcGIS 10.1. Após a geração do MDT foi realizada uma “correção das depressões” através da ferramenta “Fill”, a qual preenche possíveis irregularidades no MDT relacionadas com a criação de áreas de altitude negativa.

#### 4.3.3.1 Mapa de sombreamento do relevo

O mapa de sombreamento de relevo (hillshade) é uma representação em 3D da superfície do terreno em escalas de cinza.

A partir dos dados agora corrigidos, foi gerado um mapa de sombreamento do relevo (a partir da ferramenta *hillsahde* do *ArcGis 10.2*) que permitiu obter informações do relevo apoiado em um MDT. A descrição da geomorfologia da área de estudo foi realizada a partir do conhecimento de campo e da interpretação deste mapa de sombreamento.

#### 4.3.3.2 Mapa de forma de encostas

O mesmo MDT utilizado para elaboração do mapa de relevo sombreamento, foi também utilizado para gerar o mapa de forma de encosta. Os segmentos foram estabelecidos pela utilização da ferramenta “*curvature*” do Programa *ArcGis 10* que possibilita obter a curvatura vertical, a horizontal e uma curvatura média. O *software* por meio desta ferramenta oferece algumas classes (cinco no total), positivas e negativas. As positivas serão classificadas como convexa e o as negativa como côncava, e as que estavam próximas de zero como

retilíneas. A validação das classes é realizada a partir das formas de relevo. Conforme a forma de relevo, foi possível identificar que esta classificação estava correta. O método de classificação de forma de encosta utilizado foi o “*quantile*”, considerado o mais adequado para o tipo de relevo da área de estudo.

#### 4.3.3.3 Mapa de declividade

Assim como nos mapas de sombreamento e forma de encosta, o mapa de declividade também parte do MDT. Para isto, foi utilizada a ferramenta “*Slope*” do *ArcGIS 10.1*, criando o mapa que apresenta 7 classes de declividade expressas em graus. Os critérios para as diferentes classes de declividade resultam de pesquisa na literatura em relação aos trabalhos que investigaram relações entre declividade e movimentos de massa. Meis e Silva (1968), relacionando declividade com movimentos de massa em estudo no Rio de Janeiro, verificaram que as ocorrências eram próximas aos 40 graus de declividade; Selby (1993) em seu estudo sobre movimentos de massa em Mgeta, Longyear Valley e Mangawhara Valley, constatou que as ocorrências de movimento de massa se deflagravam em porções de encosta com variação de 30 até 44° de declividade; Fernandes et al. (2004), observou que grande parte dos deslizamentos ocorridos no maciço da Tijuca no Rio de Janeiro, se deram na classe de declividade entre 30 a 55°. Assim, partindo de estudos da relação entre movimentos de massa e declividade, os intervalos definidos nesta pesquisa foram baseados no trabalho de Salter et al. (1981 apud Selby, 1993), representadas pelas classes de 0° – 7°, 7,01° – 15°, 15,01° – 20°, 20,01° – 25°, 25,01° – 35° e 35,01° - 48,09° e acima de 48,09°.

#### 4.3.3.4 Mapa da área de contribuição

A área de contribuição ou também conhecida como de acumulação de fluxo foi gerada a partir dos estudos de Gerente, Gomes e Luiz (2017) que testaram diferentes métodos de modelagem matemática para atribuir a direção de fluxo de uma bacia hidrográfica no município de Luís Alves – SC. Os autores trabalharam com o método D8 que calcula o fluxo da bacia em uma direção; com o método Multiple Flow Direction – MFD que calcula o escoamento do fluxo em múltiplas direções; e o método Dinf que pode ser considerado como um método intermediário entre os unidirecionais e multidirecionais, pois permite que o fluxo escoe para uma ou duas células vizinhas e concluíram que MFD era o mais indicado para análise da área de contribuição associada a estudos de movimentos de massa. Nesta linha, a pesquisa a área de



contribuição foi gerada a partir do método MFD. Para tanto, foi necessário instalar a ferramenta *Taudem* no *Toolbox* do Programa *ArcGis* e em seguida, pelo *Basic Grid Analysis* utilizou-se da ferramenta *D-Infinity Flow Direction*, no qual o MDT foi o arquivo de entrada. Depois disso, novamente no *Taudem* foi criado o mapa de infinitas direções por meio da ferramenta *D-Infinity Contributing Area*.

#### 4.4 TRABALHOS EM LABORATÓRIO

Os trabalhos em laboratório se referem aqueles praticados a partir de amostras de solo coletadas em um perfil vertical em cada parede de duas cicatrizes, localizadas na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro. No primeiro perfil (P1) foram coletadas 5 amostras em diferentes horizontes do solo do solo e no perfil 2 (P2) foram coletadas 4 amostras, também em diferentes horizontes do solo. As nove amostras identificaram o tipo de material dessas encostas a partir de análise granulométrica. Para as demais bacias hidrográficas do Baú e do Braço do Baú as informações de granulometria e cisalhamento foram extraídas de um banco de dados preexistente disponibilizado pelo Departamento de Engenharia Civil da UFSC. Este banco de dados é parte integrante da pesquisa realizada pelos Departamentos de Engenharia Civil e Geociências da universidade para o Ministério das Cidades. Os trabalhos que integram este banco de dados da engenharia civil utilizados nesta pesquisa podem ser consultados a partir da dissertação de Sgrobliá (2015) e do projeto Dias, Parizotto e Espíndola (2015). Utilizou-se 5 pontos de coleta na bacia hidrográfica do Baú e na bacia hidrográfica do Braço Baú, 2 pontos.

##### 4.4.1 Análise granulométrica

Para análise granulométrica utilizou-se o ensaio de peneiramento para partículas com diâmetros maiores que 0,075 mm e ensaio de sedimentação para partículas com diâmetros menores que 0,07 mm. Utilizou-se a análise granulométrica para os pontos coletados na bacia do rio Arraial do Ouro, pois para as demais bacias trabalhou-se apenas com as informações do banco de dados. Realizou-se o ensaio granulométrico no Laboratório de Análise e Rochas - LAMIR da Universidade Federal do Paraná. Baseado na descrição de Das (2011), os princípios básico dos ensaios são descritos a seguir. O ensaio de peneiramento consiste em agitar uma amostra de solo num conjunto de peneiras com furos progressivamente menores. O primeiro passo é secar e destorroar a amostra de solo. Em seguida, a amostra é peneirada em um conjunto de peneiras organizadas de forma empilhada com malhas de aberturas maiores para menores de

cima para baixo. A peneira de menor abertura é a de número 200 mm. Após a amostra de solo passar pelo processo de peneiramento, a massa retirada em cada peneira é determinada, e é assim que a porcentagem passante em cada peneira é calculada.

Para o ensaio de sedimentação, utiliza-se o princípio da sedimentação dos grãos de solo na água, dispersa na água, as partículas de solo sedimentam em diferentes velocidades que dependem do princípio da sua forma, tamanho peso e da viscosidade da água. O ensaio de sedimentação é baseado na Lei de Stokes de 1850 que diz que, a velocidade de queda de partículas esféricas num fluido atinge um valor limite que depende do peso específico do material da esfera, do peso do fluido, da viscosidade do fluido e do diâmetro da esfera.

#### 4.4.2 Ensaio de cisalhamento direto (NBR 6122)

Os dados de parâmetros do solo como coesão e ângulo de atrito da área de estudo desta pesquisa, foram fornecidos por trabalhos de pesquisas de projetos e dissertações do departamento de engenharia civil da UFSC. O método para determinação de parâmetros de resistência ao cisalhamento em corpos de prova de solo em laboratório, foi o ensaio de cisalhamento direto. O *ensaio de cisalhamento direto* é um ensaio de laboratório onde um corpo-de-prova submetido a uma tensão normal é solicitado até a ruptura pelo deslocamento de uma porção da amostra em relação à outra, segundo um plano de cisalhamento predefinido (NBR 6502/1995 da ABNT). Dos ensaios disponíveis, normalmente os mais utilizados são o ensaio triaxial e o de cisalhamento direto, porém, conforme afirma Das (2013), o ensaio de cisalhamento direto é a mais antiga e simples forma de ensaio para cisalhamento, e, portanto, bastante aceito dentro do meio acadêmico e científico. Dos arquivos disponibilizados pelo departamento de Engenharia Civil da UFSC para esta pesquisa, foram utilizados os ensaios de amostras inundadas, cujos valores de coesão e ângulo de atrito são parte dos dados necessários a aplicação dos modelos de previsão Shalstab e Kanako-2D.

#### 4.5 PROCEDIMENTOS PARA MODELAGEM

Utilizou-se para o programa **Shalstab** dados de entrada o MDT gerados a partir das curvas de nível, rede hidrográfica e pontos cotados do IBGE, (a criação do MDT é descrita detalhadamente no ponto 4.3.3 Mapa de Sombreamento); os dados de acumulação de fluxo adquiridos a partir de modelagem matemática pelo método de infinitas direções (Item 4.3.6) e

dados de declividade (4.3.5). Os parâmetros do solo utilizados foram: como coesão, ângulo de atrito e massa específica do solo, Tabela 04.

Tabela 04 – Dados de entrada utilizados para modelagem Shalstab

Coordenadas/metro	Litologia	cs	f	rs	Responsável
701870 e 7031856	Gnaiss b. clara	6,95	31,8	2870	Dissertação/Sbroglia
709087 e 7035264	Gnaiss b. escura	28,7	27	1912	Dias, Parizotto e Espíndola
703180 e 7031560	Máfico piroxênio	12,96	15	3020	Dissertação/Sbroglia

cs – Coesão do solo (N/m<sup>2</sup>), f – Ângulo de atrito (Graus), rs – Peso específico do solo (Kg/m<sup>3</sup>)

Elaboração: Bini, 2019. Fonte: Sbroglia (2015) e Dias, Parizotto e Espíndola (2015)

A profundidade do solo também é um parâmetro de entrada para modelagem no programa Shalstab, sendo adotado nesta pesquisa a profundidade (z) de 2 metros, conforme as observações em campo. Em diferentes profundidades, o gnaiss pode apresentar variação em sua composição apresentando materiais com mais areia (banda clara) ou mais argila (banda escura). Posto que a ruptura do movimento de massa pode estar associada tanto na banda clara como a banda escura do gnaiss, gerou-se nesta pesquisa, um cenário de instabilidade para o gnaiss banda clara e outro para o gnaiss banda escura, além do cenário máfico que é uma outra litologia encontrada em pequenas áreas da área de estudo. As simulações noo Shalstab foram executadas no programa “R”, e no programa *ArcGis 10*, foram indicadas as classes de estabilidade do Shalstab a partir do log de q/t, conforme Tabela 05.

Tabela 05 - Classes de estabilidade do Shalstab

Log q/T	Classe de estabilidade
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada
-3,1 - -2,8	Instável e saturada
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada
9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada

Elaboração: Bini, 2016

A validação do produto gerado pelo modelo Shalstab foi realizada a partir da área de ruptura de cada cicatriz, verificando em qual classe de instabilidade da Tabela 05 cada ruptura encontrava-se. Por vezes, numa mesma área de ruptura se encontravam duas ou três classes de estabilidade, portanto, para não incorrer em erro, as áreas de rupturas de cada cicatriz foram analisadas uma a uma, dando maior visibilidade por meio da ferramenta *zoom +*.

Além do modelo Shalstab, utilizou-se o modelo **Kanako-2D**, software gratuito, que realiza simulação do alcance de fluxo. Como parâmetros de entrada foi necessário o MDT, o qual utilizou-se também para o Shalstab. Os parâmetros do solo, foram retirados do trabalho de Sbroglia (2015), cujo ponto de coleta (primeiro da tabela 05) localiza-se muito próximo a cicatriz modelada. Para os demais parâmetros de entrada, utilizou-se uma estimativa baseada no trabalho de Vilella (2019), médias de condições extremas estabelecidas na literatura e os valores padrões do Kanako-2D. A **Tabela 06** exhibe os parâmetros utilizados para modelagem Kanako-2D de uma cicatriz em litologia de gnaiss banda clara, bem como as fontes de obtenção de tais parâmetros.

Tabela 06 – Parâmetros de entrada utilizados na modelagem do Kanako-2D

<b>Parâmetro</b>	<b>Valor</b>
Coesão <sup>1</sup>	6,95 kPa
Ângulo de atrito interno <sup>1</sup>	31,8°
Densidade de massa da camada <sup>1</sup>	2.870 kg/m <sup>3</sup> .
Profundidade mínima do fluxo <sup>2</sup>	2 m
Densidade da massa da fase fluida <sup>3</sup>	1100 kg/m <sup>3</sup>
Volume dos sedimentos <sup>4</sup>	7680m <sup>3</sup>
Concentração da camada móvel <sup>5</sup>	0,65 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Coefficiente de rugosidade de Manning <sup>5</sup>	3x10 <sup>-2</sup> s/m <sup>1/3</sup>
Coefficiente da taxa de erosão <sup>5</sup>	7x10 <sup>-3</sup>
Coefficiente da taxa de deposição <sup>5</sup>	5x10 <sup>-2</sup>
Diâmetro do material <sup>2</sup>	0.45 m
Profundidade mínima na porção frontal do fluxo de detritos <sup>2</sup>	2 m
Concentração do material <sup>3</sup>	0,6 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Descarga de pico <sup>4</sup>	128 m <sup>3</sup> /s
Período de pico <sup>4</sup>	120 s

Aceleração da gravidade <sup>5</sup>	9,8 m/s <sup>2</sup>
--------------------------------------	----------------------

<sup>1</sup> Extraídos do trabalho de Sbroglia (2015); <sup>2</sup> Estimado em campo; <sup>3</sup> Média de condições extremas estabelecido na literatura (Costa, 1988); <sup>4</sup> Calculado; <sup>5</sup> Padrão do Kanako-2D. Elaboração: Bini, 2016

Empregou-se os dados apresentados na Tabela 06 para modelar uma corrida de detritos, localizada na bacia do ribeirão Baú. A partir de uma única modelagem já é possível estabelecer o cotejo entre seu resultado e a realidade verificada em campo. Assim, escolheu-se uma corrida não encaixada como representativa daquelas de maior ocorrência na área de estudo. Como resultado da modelagem, o Kanako-2D gera dados em um bloco de notas, os quais são processados e convertidos em uma área via programa *ArcGis 10*. A área de abrangência do fluxo gerada pelo modelo Kanako-2D foi sobreposta com a área da cicatriz mapeada na imagem para fins de validação.

#### 4.5.1 Validação dos modelos aplicados

A validação do modelo Shalstab foi realizada a partir da curva de validação por frequência acumulada. Para tanto, foram mapeadas as zonas de rupturas das cicatrizes e a partir delas, realizou-se no programa *R*, a contagem dos pixels que se encontravam dentro de cada zona de ruptura por classe de instabilidade gerada pelo programa Shalstab. Com o número de pixels correspondente a área das cabeceiras e a área de cada classe de instabilidade foi elaborada a curva no programa *Excel*. Esta validação foi efetuada para os três cenários rodados no programa Shalstab. Além desta validação, também foram construídas várias tabelas que expressam a relação do número de ocorrência por classes de instabilidade dentro de cada categoria de situação de ruptura. A validação foi realizada dentro das categorias 1, 2, 3 e 4.

A validação do modelo gerado pelo programa Kanako-2D foi realizada pela sobreposição do limite da área de alcance do movimento pelo limite da cicatriz em sua zona de passagem e deposição mapeada pelo intérprete.

## 5. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo é apresentado em duas partes. A primeira parte visa discutir a condição de ocorrência das rupturas das encostas que geraram os movimentos de massa de novembro de 2008 - a partir de uma categorização - e sua relação com a declividade, forma de encosta e litologia da área de estudo (Item 5). Na segunda parte é mostrada a aplicação de três modelos de previsibilidade: os modelos *Shalstab* para movimentos do tipo deslizamentos e o modelo e *Kanako-2D* para movimentos do tipo corrida, bem como suas fragilidades e potencialidades. (Item 6).

### 5.1 CATEGORIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DAS CICATRIZES

No alto vale das bacias do Ribeirão Arraial do Ouro, Baú e Braço do Baú foram mapeadas 639 cicatrizes de movimentos de massa, sendo 446 do tipo deslizamento e 193 do tipo corrida de detritos. Dos 446 deslizamentos mapeados, 410 foram considerados como pequenas cicatrizes (32 a 5.000 m<sup>2</sup>), 31 médias cicatrizes (5.000 a 20.000 m<sup>2</sup>) e 5 grandes cicatrizes (20.000 a 129.000 m<sup>2</sup>). No caso das 193 corridas de detrito mapeadas, 113 delas foram consideradas pequenas corridas (32 a 5.000 m<sup>2</sup>), 53 médias corridas (5.000 a 20.000 m<sup>2</sup>) e 27 grandes (20.000 a 129.000 m<sup>2</sup>). Das 193 corridas constatadas, 54 encaixaram-se no leito do rio e 139 ficaram restritas as encostas.

Foi também utilizada uma classificação quanto a ocorrência das 639 cicatrizes, pensada em termos de situação de ruptura e forma da cicatriz, além do fluxo torrencial no leito do rio, conforme **Tabela 07** a seguir.

Tabela 07 - Critérios para categorização das cicatrizes.

I – Situação de ruptura	1 - Próxima ao divisor de encostas
	2 - Em cabeceira de drenagem
	3 - Em locais da encosta com mudança de inclinação
	4 - No meio ou na base da encostas
	5 - Por solapamento (retirada de suporte basal) pela passagem de corridas
	6 - Por solapamento (retirada de suporte basal) por aumento da vazão rio
	7 - Em cortes de encosta

II – Classe da forma da cicatriz	A - Grande cicatriz de deslizamento	
	B - Média Cicatriz de deslizamento	
	C - Pequena cicatriz de deslizamento	
	D - Grande corrida de detritos	a - Não encaixada no talvegue
	E - Média corrida de detritos	b - Encaixada no talvegue
	F - Pequena corrida de detritos	
III – Fluxo torrencial no leito do rio		

Elaboração: Luiz e Bini (2020).

De acordo com diferentes autores, como Iverson e Major (1986), Selby (1993) e Coussot e Meunier (1995), as corridas podem ser originadas de rupturas cujos materiais rompidos, ganham mobilidade por acréscimo de água ao longo de seu percurso encosta abaixo. Desta forma, no presente trabalho, admite-se que apesar das corridas serem tipologias de movimentos de massa do tipo deformação, sua origem é a partir de rupturas. A análise das ocorrências de corridas, feita aqui, se refere a observar o que na área de estudo condiciona a possibilidade das rupturas se tornarem fluxos densos, tais como, comprimento da encosta, concavidades na encosta (inclusive cabeceiras de drenagem) e proximidade de cursos d'água.

Em relação à situação de ruptura, as ocorrências cadastradas foram observadas em uma análise preliminar de acordo com sua posição na encosta – topo, base ou meio da encosta (1, 3, e 4), em relação ao eixo de drenagem – ruptura na cabeceira de drenagem, solapamento por fluxos de rios (2, 6), à ocorrência de outro movimento de massa anterior – solapamento pela passagem de corridas (5) e, ainda, pela existência de cortes preexistentes na encosta (7). As categorias 6 e 7 são consequência direta da ocorrência de uma corrida ou de um fluxo torrencial e sua causa diz respeito a retirada de suporte basal da encosta por erosão causada por fluxo denso (corridas) ou concentrado (ação fluvial). Nestes casos, é possível afirmar que o que provocou a ruptura foi o aumento da tensão cisalhante. Isto também foi observado por Pinho, Francisco e Salgado (2013) nas encostas de Nova Friburgo no Rio de Janeiro e Avelar et al. (2011) nas regiões de Nova Friburgo, Teresópolis, Petrópolis, Sumidouro e Bom Jardim. Estas ocorrências são, portanto, secundárias em relação a ocorrências de movimentos de massa anteriores ou ao aumento de vazão nos rios.

As situações de ruptura 1, 2, 3, 4 (Tabela 06) relativas à posição na encosta, à inclinação do terreno ou junto de cabeceira de drenagem podem ser causadas por queda de resistência dos materiais e suas causas e seus condicionantes precisam ser investigados. Por

isso, a análise da forma e tamanho da cicatriz é pertinente para discutir algumas destas questões, além de verificar a influência da declividade, da forma de encosta e da litologia.

As ocorrências de deslizamentos e corridas de detritos no meio ou na base das encostas são aquelas que não preenchem os quesitos das outras categorias, como por exemplo, estarem em cabeceiras de drenagem, ou em mudança de inclinação do terreno ou em cortes de encostas ou ainda que foram causadas por solapamentos.

A maior ocorrência de cicatrizes (197 mapeadas) acontece no meio ou na base da encosta, sendo 132 deslizamentos e 65 corridas de detritos; seguida pelas ocorrências próximas ao divisor (127 cicatrizes), sendo 79 deslizamentos e 48 corridas; por solapamento de rios (100 cicatrizes) de deslizamentos; mudança de inclinação (72 cicatrizes), sendo 21 deslizamentos e 51 corridas; corte em encosta (70 cicatrizes), sendo 64 deslizamentos e 6 corridas, solapamento por corridas (37 cicatrizes), sendo 36 deslizamentos e 1 corrida; e finalmente as ocorrências em cabeceira de drenagem (36 cicatrizes), sendo 14 deslizamentos e 22 corridas de detritos. **Tabela 08.**

Tabela 08 - Distribuição de frequência de ocorrências de cicatrizes

<b>Categoria</b>	<b>Deslizamento</b>	<b>Corrida</b>	<b>Total</b>
No meio ou na base da encosta	132	65	197
Próximas ao divisor	79	48	127
Solapamento do fluxo do rio	100	00	100
Mudança de inclinação	21	51	72
Corte em encosta	64	06	70
Solapamento por corridas	36	01	37
Em Cabeceira de drenagem	14	22	36
<b>TOTAL</b>	<b>446</b>	<b>193</b>	<b>639</b>

Fonte: Bini (2020).

É interessante observar que a maioria das ocorrências de deslizamento se encontram em diferentes porções da encosta: no meio ou base da encosta 132, próximos ao divisor 79, com pouca influência de cabeceiras de drenagem. As ocorrências de corridas além de serem mais no meio ou na base da encosta (65 ocorrências), são também influenciadas por mudanças de inclinação (51 ocorrências) e é mais comum em cabeceiras de drenagem do que os deslizamentos.



Muitos cortes de encostas tiveram ocorrências de deslizamentos (64), principalmente aqueles localizados junto de vias. É possível que esta situação aconteça em função de diminuição da resistência por aumento de umidade e, também, pela vibração criada pela circulação de veículos aliada ao aumento da tensão de cisalhamento por causa do corte (aumento da declividade da encosta).

As ocorrências de solapamento de partes da encostas pela passagem de corridas ou por rios com vazão aumentada são significativas na área de estudo, por exemplo, foram 100 deslizamentos por solapamento de rios; por passagem de corridas houve 36 deslizamentos e 1 corrida de detritos. Estas ocorrências são, pode-se dizer, secundárias, ou seja, são fruto de um processo de ruptura inicial ou do aumento do fluxo na rio.

A seguir são discutidas as situações das ocorrências a partir de mais critérios descritivos, como tamanho da cicatriz de deslizamento ou corrida, encaixamento das ocorrências em relação à rede de drenagem.

### 5.1.1 Rupturas próximas ao divisor

Das ocorrências que estão próximas do divisor (**Tabela 09**), a maior parte são de cicatrizes de deslizamento pequenas (76), e frequentemente aparecem agrupadas nas encostas lateralmente. Esta situação de ocorrências agrupadas lateralmente também foi observada para corridas pequenas não encaixadas na rede de drenagem, as quais também foram muito frequentes, como pode ser observado na **Figura 20**. É possível que os agrupamentos de deslizamentos e corridas pequenos sejam resultado de certas condições como forma da encosta, segmentos com certa declividade ou ainda uma camada de material mais suscetível a rupturas (com menor coesão e/ou ângulo de atrito interno) que possuem extensão lateral na encosta. Deve-se ressaltar que estando próximas dos divisores, fica mais difícil o acúmulo de umidade ao longo das encostas como um fator imprescindível para sua deflagração, portanto, deve existir uma associação de outros condicionantes para a ruptura. A **Figura 21** mostra a distribuição das ocorrências próximas ao divisor nos altos vales das bacias.

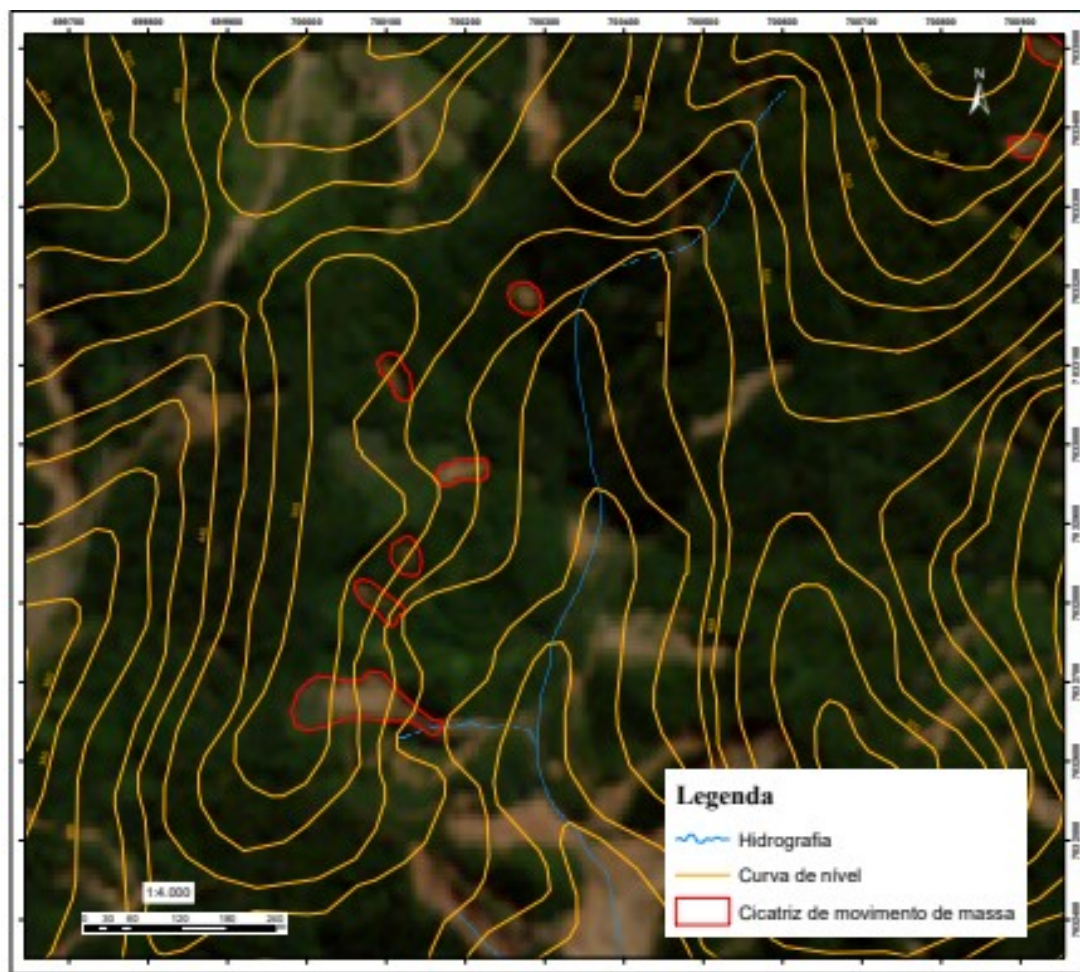
Tabela 09 - Classe 1: Rupturas próximas ao divisor

Classe	Condição	Ocorrências
1A	Grande ruptura de deslizamento	02
1B	Média ruptura de deslizamento	01

1C	Pequena ruptura de deslizamento	76
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>79</b>
1Da	Grande corrida não encaixada	01
1Db	Grande corrida encaixada	01
1Ea	Média corrida não encaixada	07
1Eb	Média corrida encaixada	01
1Fa	Pequena corrida não encaixada	34
1Fb	Pequena corrida encaixada	04
<b>Total de corridas</b>		<b>48</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>127</b>

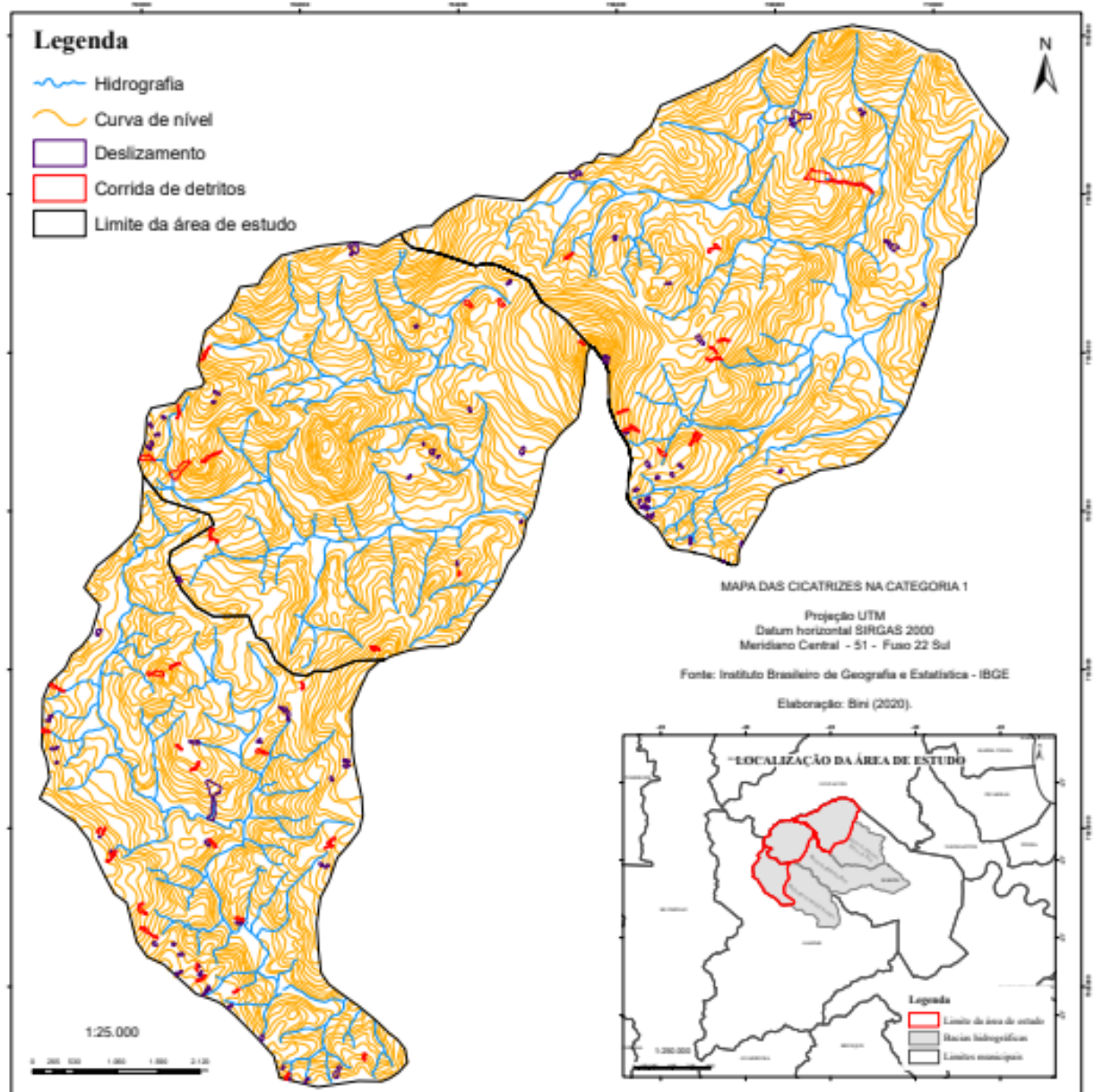
Fonte: Bini (2020).

Figura 20 – Movimentos de massa próximos ao divisor na bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Bini (2020).

Figura 21 - Mapa da ocorrência de cicatrizes próximas ao divisor.



Em geral, as ocorrências próximas ao divisor de águas mobilizam pouco material, haja vista inclusive, que há poucas ocorrências de grandes cicatrizes de deslizamento e de corridas nesta categoria. Há casos em que o material rompido de um deslizamento próximo do divisor de águas chega em uma cabeceira de drenagem a jusante se encaixa e vira uma corrida que aprofunda e alarga o vale, mobilizando mais material. Tal situação foi observada em uma cicatriz localizada na bacia do Ribeirão Arraial do Ouro, cujas coordenadas do ponto situado no seu interior correspondem a 70899,49 m E e 7028508,65 m N (UTM fuso 22 Sul), comprimento de 519,61 m e área de 36231,9 m<sup>2</sup>, **Figura 22**.

Figura 22 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro



Fonte: Bini (2020).

O material mobilizado pelo deslizamento se encaixou na drenagem e se transformou em uma corrida encaixada. Esta corrida encaixada provocou uma outra pequena corrida lateral na sua zona de passagem por causa de solapamento. Na parede de ruptura do deslizamento, junto ao topo, foram coletadas amostras de solo, as quais, analisadas em laboratório, revelaram que a fração areia é predominante em todos os horizontes. Isto sugere que possivelmente a estabilidade da encosta é dada mais pelo ângulo de atrito. No horizonte C foram verificadas frações granulométricas em três diferentes pontos (já que o horizonte C é extremamente espesso), que permitiram concluir que enquanto a fração de silte aumenta com a profundidade, a fração de argila diminui drasticamente, comprometendo, assim, a coesão entre os materiais da encosta.

### 5.1.2 Rupturas em cabeceiras de drenagem

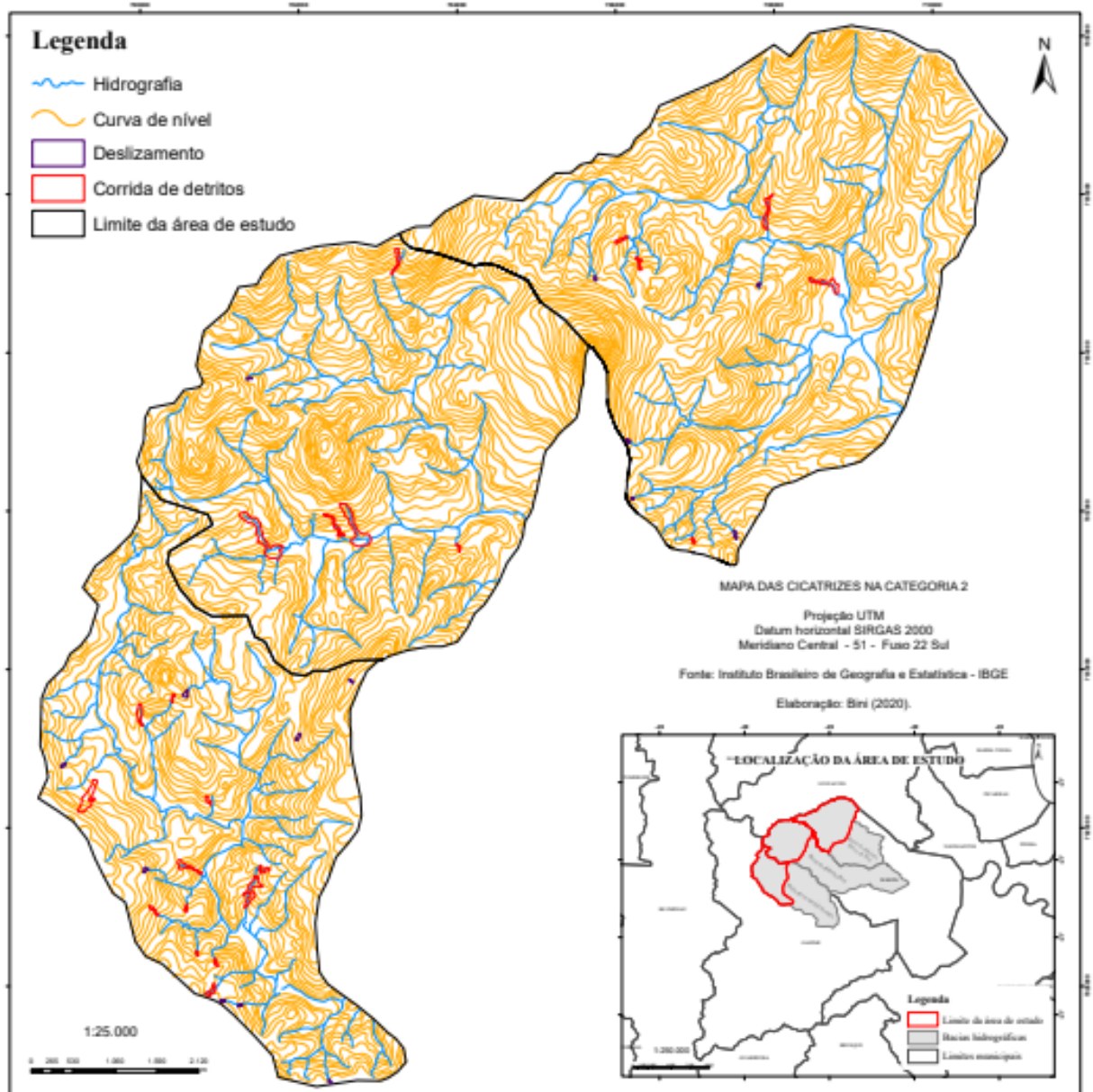
De acordo com a rede de drenagem presente no mapeamento sistemático do IBGE 1:50.000, 36 ocorrências estão junto de cabeceiras de drenagem, sendo 14 de pequenos deslizamentos e 22 de corridas de detritos, em maior quantidade para as pequenas corridas (10 ocorrências), seguida das médias e grandes, **Tabela 10**. A posição em cabeceira de drenagem permite maior acúmulo de umidade, o que pode indicar perda de resistência dos materiais por diminuição da tensão efetiva. A maior frequência de corridas de detrito nesta situação em relação aos deslizamentos se explica pelo ganho de água do escoamento superficial canalizado e não canalizado que alcança a posição das cabeceiras de drenagem. A **Figura 23** mostra a distribuição das ocorrências desta categoria.

Tabela 10 - Classe 2: Rupturas em cabeceira de drenagem

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
2A	Grande ruptura de deslizamento	00
2B	Média ruptura de deslizamento	00
2C	Pequena ruptura de deslizamento	14
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>14</b>
2Db	Grande corrida encaixada	05
2Eb	Média corrida encaixada	07
2Fb	Pequena corrida encaixada	10
<b>Total de corridas</b>		<b>22</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>36</b>

Fonte: Bini (2020).

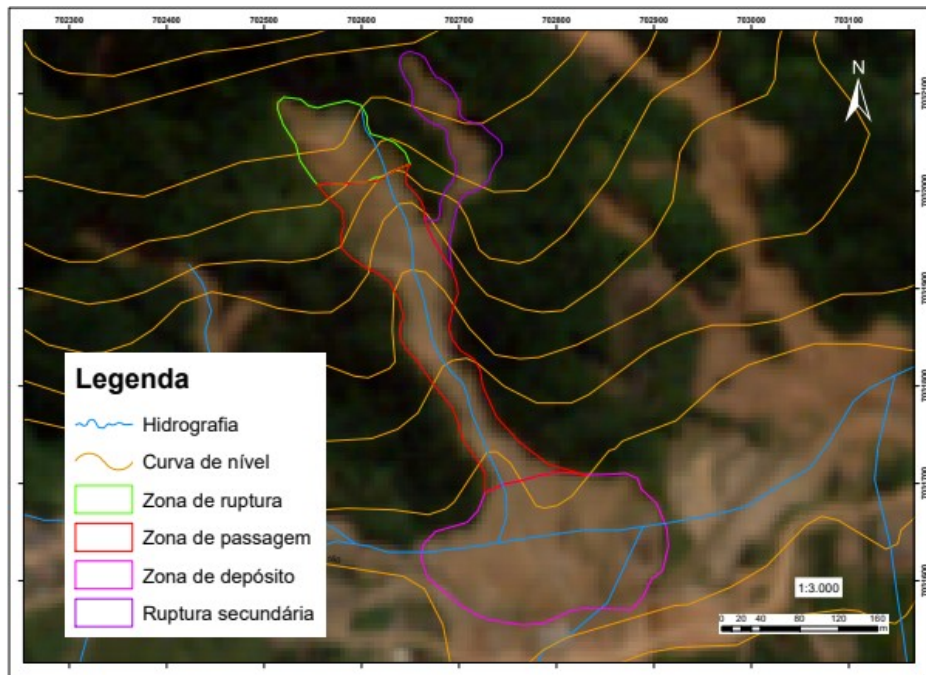
Figura 23 - Mapa da ocorrência de cicatrizes em cabeceira de drenagem



Uma das cicatrizes mapeadas na categoria 2 (cabeceira de drenagem) pode ser observada na **Figura 24**. Ela está localizada na bacia hidrográfica do Baú, com coordenadas de um ponto situado no seu interior de 702638,56 m E e 7031953,38 m N (UTM fuso 22 Sul), extensão de 606,75 m e área total da cicatriz de 58.669,57 m<sup>2</sup>. Nesta corrida encaixada em cabeceira de drenagem foi possível ver em campo que a parede da ruptura (praticamente subvertical) é formada de rocha pouco alterada. A zona de passagem teve contribuição de uma pequena corrida secundária provocada pela retirada de suporte basal na passagem da corrida principal. O material transportado teve grande mobilidade e escavou muito o leito do pequeno rio que ali existia. Esta corrida terminou no leito do rio Ribeirão Baú, sendo uma das que

aconteceram nas encostas do vale e contribuíram para o barramento do fluxo do rio, provocando inundação do vale a montante, que durou algumas horas. A **Figura 25** mostra a cicatriz descrita e indica a sua zona de ruptura (indicada pela seta azul) passagem e deposição na base da encosta e no Ribeirão Baú.

Figura 24 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Bini (2020).

Figura 25 - Foto da cicatriz na bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Pellerin (2009).

### 5.1.3 Rupturas em mudança de inclinação

A mudança de inclinação significa na área de estudo a passagem de uma declividade mais suave para uma mais íngreme em direção a jusante, ou vice-versa. Algumas vezes, a mudança de inclinação configura um patamar na encosta. Nas mudanças de inclinação, há menos ocorrências de deslizamentos do que de corridas de detritos, 21 e 51 ocorrências respectivamente, com maior frequência das pequenas cicatrizes de deslizamento (17 ocorrências) e de pequenas corridas não encaixada na rede de drenagem (14 ocorrências). Não existem grandes cicatrizes de deslizamento em mudanças de inclinação. **Tabela 11.** A distribuição das cicatrizes nesta categoria de mudança de inclinação na área de estudo é mostrada na **Figura 26.**

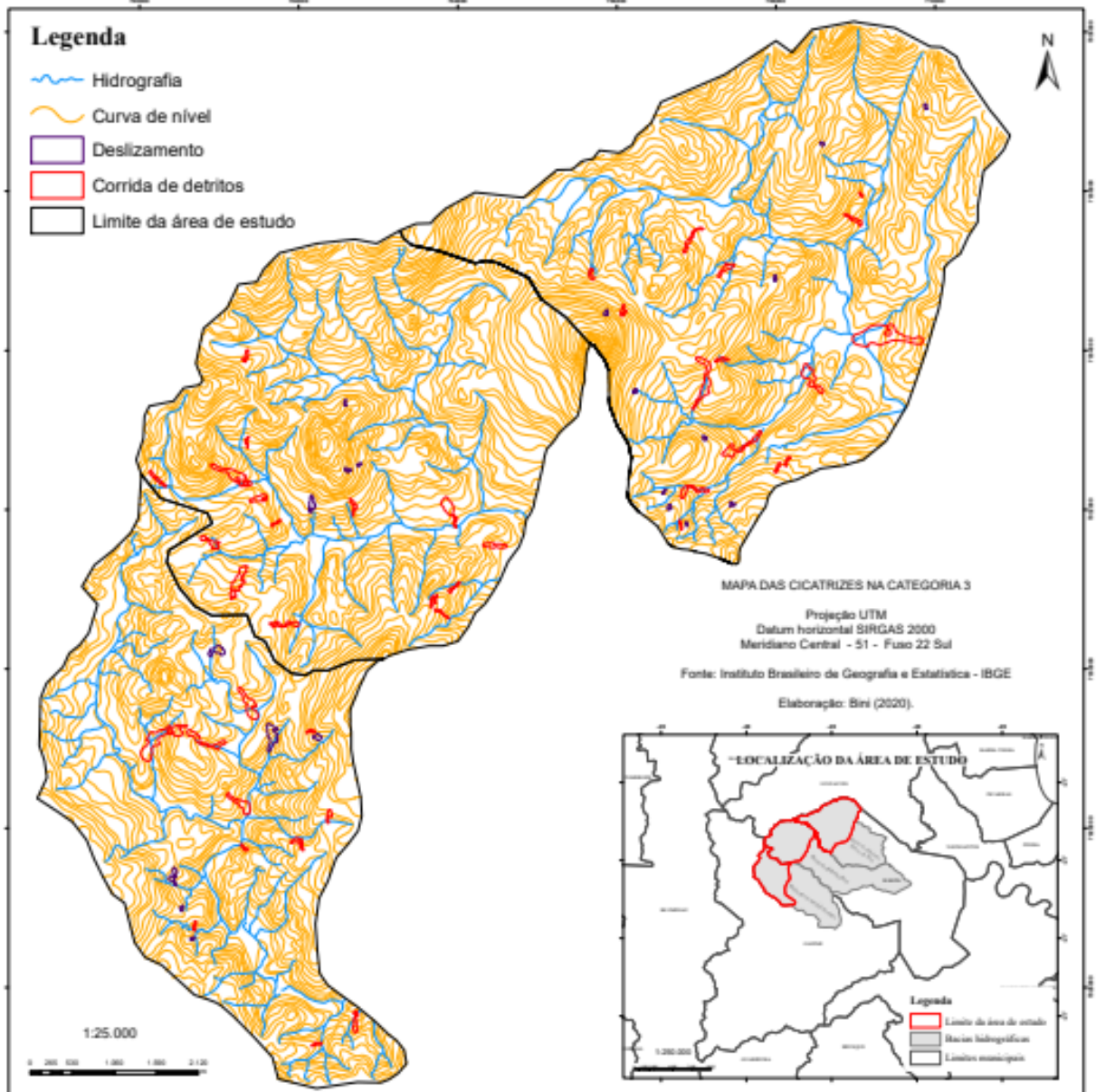
Tabela 11 - Classe 3: Rupturas em mudança de inclinação

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
3A	Grande ruptura de deslizamento	00
3B	Média ruptura de deslizamento	03
3C	Pequena ruptura de deslizamento	17
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>20</b>
3Da	Grande corrida não encaixada	05
3Db	Grande corrida encaixada	09
3Ea	Média corrida não encaixada	15
3Eb	Média corrida encaixada	05
3Fa	Pequena corrida não encaixada	14
3Fb	Pequena corrida encaixada	03
<b>Total de corridas</b>		<b>51</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>71</b>

Fonte: Bini (2020).



Figura 26 - Mapa da ocorrência de cicatrizes em mudança de inclinação



Na **classe média cicatriz de deslizamentos**, todas as ocorrências foram em mudança de menores inclinações para maiores (3) e em formas variadas, pois elas foram em mudança de segmentos convexo-reto, côncavo-côncavo e côncavo-convexo. Mais ocorrências de menores inclinações para maiores (8) e de formas reta-reta (4) e convexa-convexa (3) foram observadas na **classe pequena cicatriz de deslizamento**.

A **classe grande corrida não encaixada** teve mais ocorrências na passagem de maiores inclinações para menores (2) e de formas com mudança de reta-côncava, côncavo-convexo. Mais ocorrências da **classe de grande corrida encaixada** foram observadas na passagem de menores inclinações para maiores (5) e de formas reta-reta (3), convexa-reta (2).

Na **classe média corrida não encaixada** há mais ocorrências de menores inclinações para maiores (9) e de passagem de forma convexa-reta. Para a **classe média corrida encaixada** só há ocorrências de menores inclinações para maiores (4) e com mais ocorrências na forma reta-côncava (3).

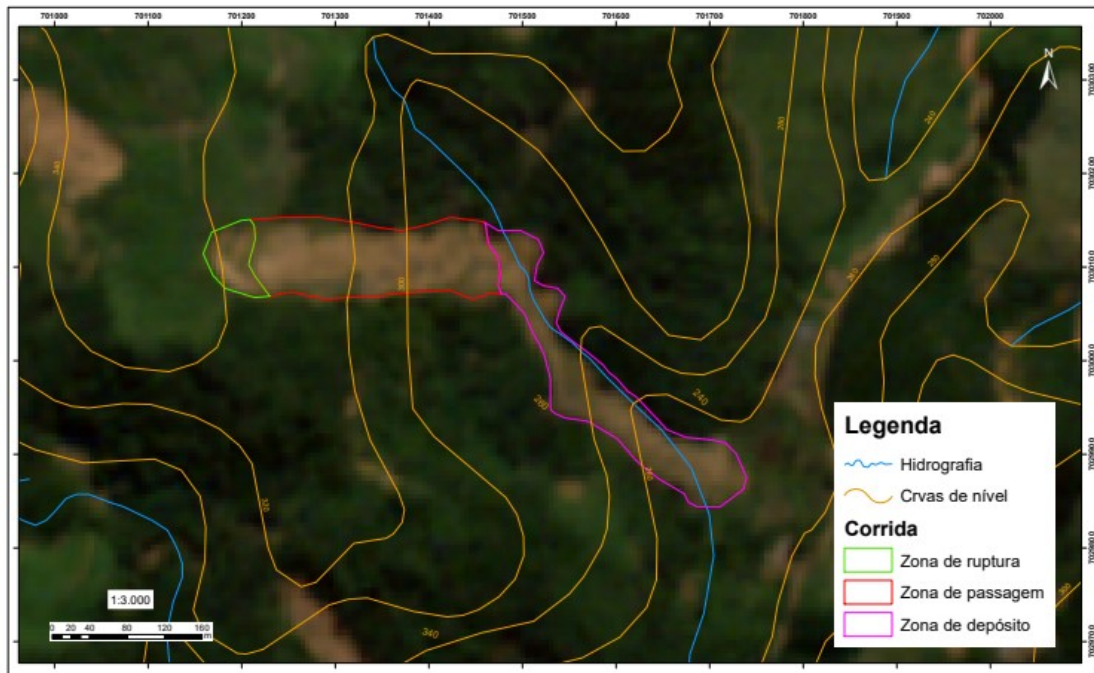
Mais ocorrências de menores inclinações para maiores (12) e nas formas convexa-reta (7) foram observadas **na classe pequena corrida não encaixada**. Só ocorrências de menores inclinações para maiores (2) e nas formas convexa-reta e côncava-reta foram observadas na **classe pequena corrida encaixada**.

Em praticamente todas as classes analisadas acima, foram observados mais casos de rupturas na passagem de inclinações suaves para mais íngremes. A posição de mudança de inclinação mais suave para íngreme pode condicionar um acúmulo de umidade na parte mais suave e uma dificuldade de drenagem na parte mais íngreme, talvez pela presença de rochas impermeáveis mais próximas da superfície na área mais íngreme. O aumento de umidade pode diminuir a resistência por diminuição da tensão efetiva.

Nos deslizamentos, a mudança de formas é mais comum de segmentos de reto para reto e convexo para convexo. Para as corridas não encaixadas predomina a passagem de formas convexas para retas, e, secundariamente, de formas côncavas para retas e de côncavas para retas. Já para as corridas encaixadas, chama a atenção a passagem de segmentos de encosta convexo para reto e de segmentos retos para retos. Na realidade, nas corridas em geral, há predominância de mudança de forma de convexa para reta. Deve-se chamar a atenção que as corridas encaixadas deveriam estar em formas côncavas, mas ressaltasse que o termo “encaixado” aqui significa que a ruptura ocorre na encosta e só depois cai em um talvegue.

Dentre as ocorrências mapeadas em mudança de inclinação, foi escolhido como exemplo uma cicatriz na bacia do rio Arraial do Ouro, **Figura 27**. Com coordenadas de um ponto situado no seu interior são 70138,29 m E e 7030106,40 m N (UTM fuso 22 Sul), comprimento 668,45 m e área de 42528,59 m<sup>2</sup>, tal corrida ocorreu na mudança de uma menor inclinação para uma maior inclinação - configurando uma forma de patamar. A ruptura ocorreu no interior do patamar, avançando para montante a partir de novas rupturas em fendas de tração. Ela desceu o segmento reto e mais inclinado da encosta e caiu no rio de primeira ordem, ganhado mais mobilidade por acréscimo de água. Assim que o material chega ao rio, há um estrangulamento da cicatriz e mudança de sua direção, pois sai da encosta e passa a seguir o rio, como mostra a **Figura 28**. Alguns dias após o evento, ainda era possível observar muitos blocos e troncos de árvores a montante da zona de estrangulamento.

Figura 27 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro



Fonte: Bini (2020).

Figura 28 - Foto da cicatriz na bacia hidrográfica Arraial do Ouro.



Fonte: Pellerin (2009).

### 5.1.4 Rupturas no meio ou na base da encosta

Observa-se que dentre os 132 deslizamentos dessa categoria, não há grandes cicatrizes deslizamentos, apenas médias e pequenas cicatrizes que representam 8,3% e 91,7% do total de deslizamentos desta categoria, respectivamente.

Do total de 65 corridas de detritos mapeadas, o maior número de ocorrências se dá pelas pequenas corridas não encaixadas que expressam 63,5%, seguida das médias corridas também não encaixadas que representam 24,7%. Já na classe das corridas encaixadas, se destacam as grandes corridas que exprimem 9,2% do total de corridas, seguidas pelas médias corridas que representam 1,8% do total e pelas e pequenas corridas também representando 1,5% do total de corridas mapeadas, **Tabela 12**. A distribuição das cicatrizes mapeadas nesta categoria no alto vale das bacias estudadas pode ser observada na **Figura 29**.

As rupturas no meio ou na base da encosta podem ocorrer pelo acúmulo de umidade em relação a água que vem da parte superior da encosta. Contudo, outros fatores devem ser investigados para detalhar o entendimento destas ocorrências e, por isso, a segunda parte deste capítulo de resultados irá analisar a relação entre as rupturas, as formas de encosta e o detalhamento da geologia (litologias). Algumas cicatrizes no meio ou na base da encosta, assim como na categoria 1 (próxima ao divisor), também aparecem alinhadas lateralmente na encosta, principalmente em áreas com declividade acentuada.

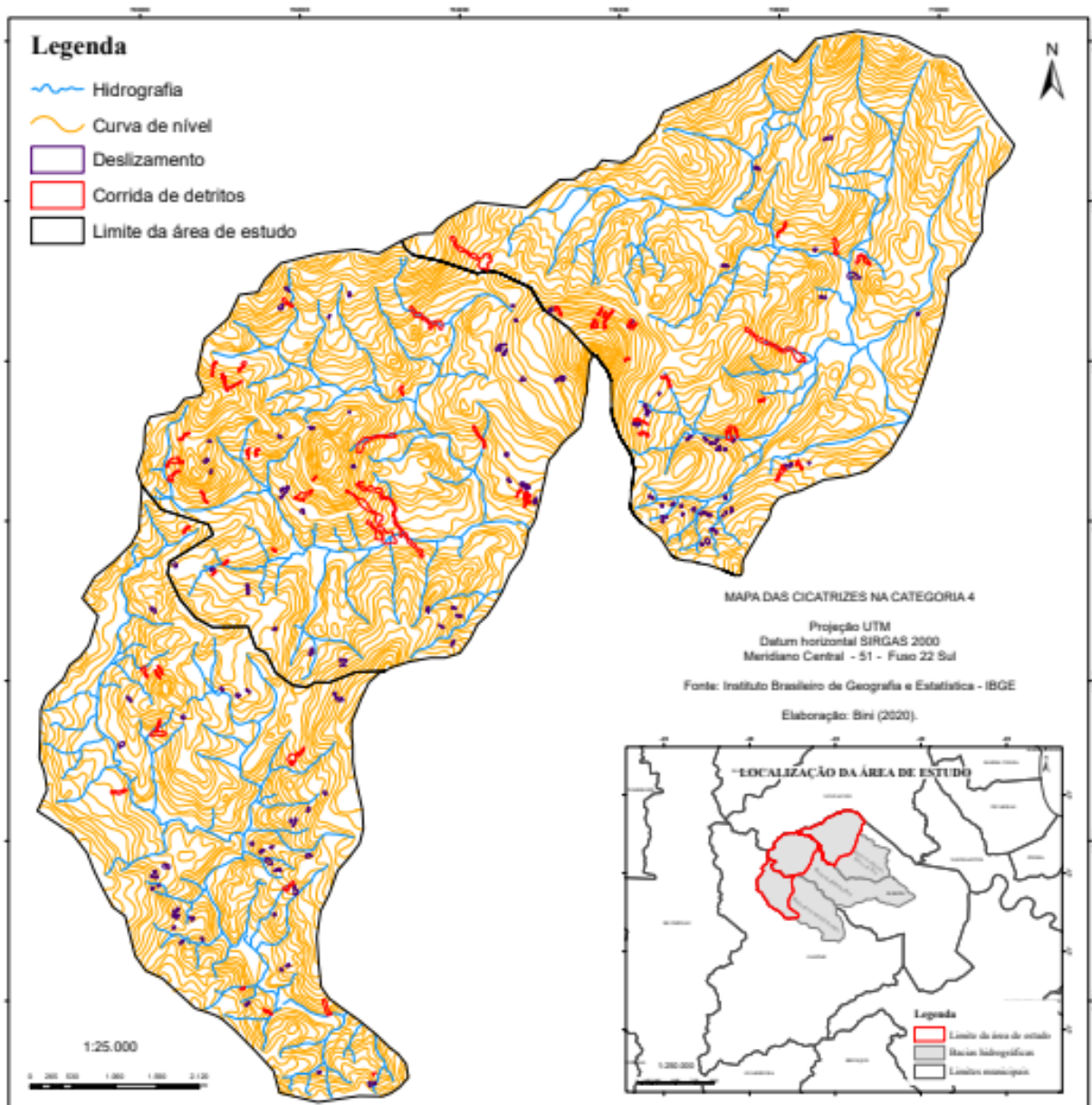
Tabela 12 - Classe 4: Rupturas no meio ou na base da encosta

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
4A	Grande ruptura de deslizamento	00
4B	Média ruptura de deslizamento	11
4C	Pequena ruptura de deslizamento	121
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>132</b>
4Da	Grande corrida não encaixada	00
4Db	Grande corrida encaixada	06
4Ea	Média corrida não encaixada	16
4Eb	Média corrida encaixada	01
4Fa	Pequena corrida não encaixada	41
4Fb	Pequena corrida encaixada	01
<b>Total de corridas</b>		<b>65</b>

<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>	<b>197</b>
----------------------------	------------

Fonte: Bini (2020).

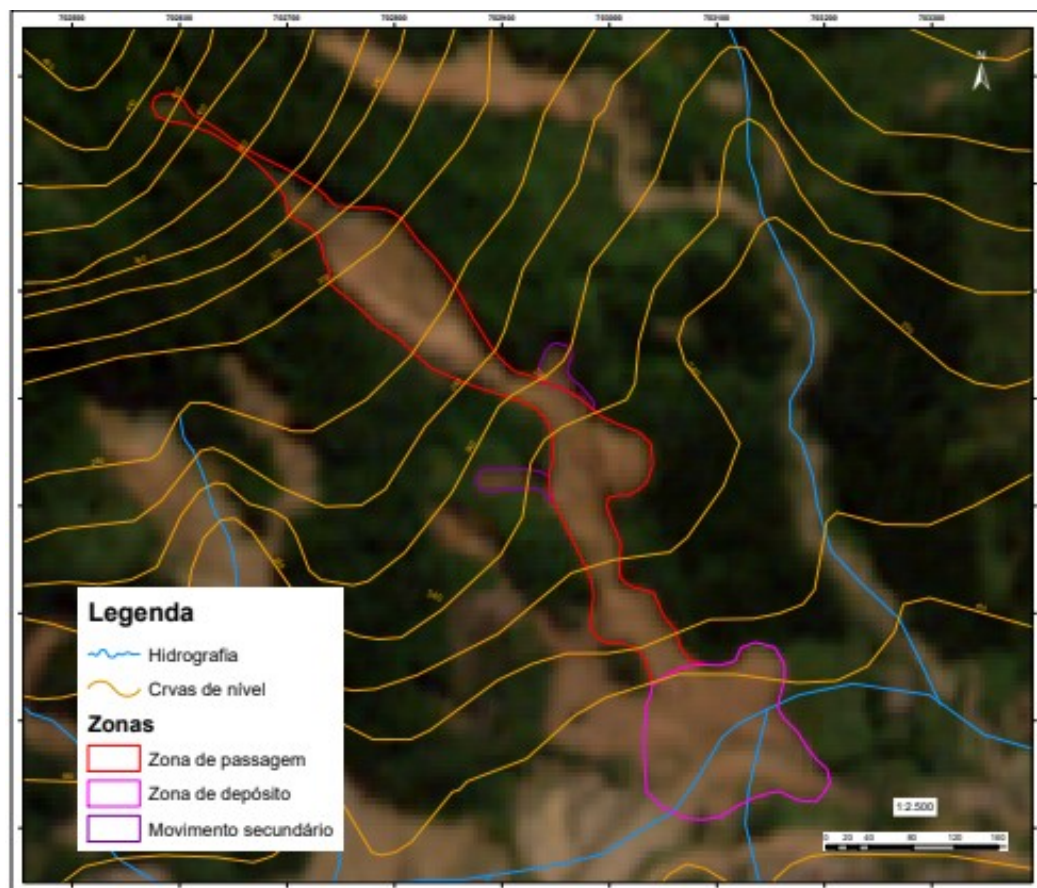
Figura 29 - Mapa da ocorrência de cicatrizes no meio ou na base da encosta



A **Figura 30** mostra uma corrida não encaixada, localizada na bacia hidrográfica do Baú, cujas coordenadas de um ponto situado no seu interior são 7028815,91 m E e 7032189,21 m N (UTM fuso 22 Sul). Apresenta comprimento de 904,99 m e área de total da cicatriz de 51740,76 m<sup>2</sup>. A corrida que teve início no meio da encosta em segmento mais íngreme, exibe uma extensa zona de passagem, pois esta encosta tem grande amplitude, o que fez com que o fluxo adquirisse grande energia cinética. O grande poder erosivo desta corrida escavou

significativamente a sua zona de passagem e provocou novos deslizamentos laterais a ela por solapamento (retirada de suporte basal, provocando aumento da tensão cisalhante e ruptura).

Figura 30 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Bini (2020).

### 5.1.5 Rupturas por solapamento de corridas

As corridas de detritos observadas têm duas tipologias, uma é aquela das ocorrências que acontecem somente ao longo das encostas e a outra são as ocorrências que entram na linha de drenagem e, por isso, atinge mais mobilidade e abrangência. As corridas, no seu trajeto ao longo da encosta ou ao longo da linha de drenagem escavam o terreno, retirando material e deixando segmentos verticais nas suas laterais. Estes segmentos com declividade aumentada mais o cisalhamento provocado pela passagem do fluxo de detrito provocam a perda da estabilidade por solapamento (retirada de suporte basal), aumentando a tensão cisalhante e resultando em ruptura.

Tal situação de ruptura por solapamento por corridas levou ao desencadeamento de muitos deslizamentos de pequeno porte **Tabela 13**. Todas as cicatrizes decorrentes da retirada de suporte basal por corridas estão no grupo das pequenas cicatrizes, sendo 36 deslizamentos e 1 corrida não encaixada. A distribuição dessas corridas na área de estudo é apresentada pela **Figura 31**.

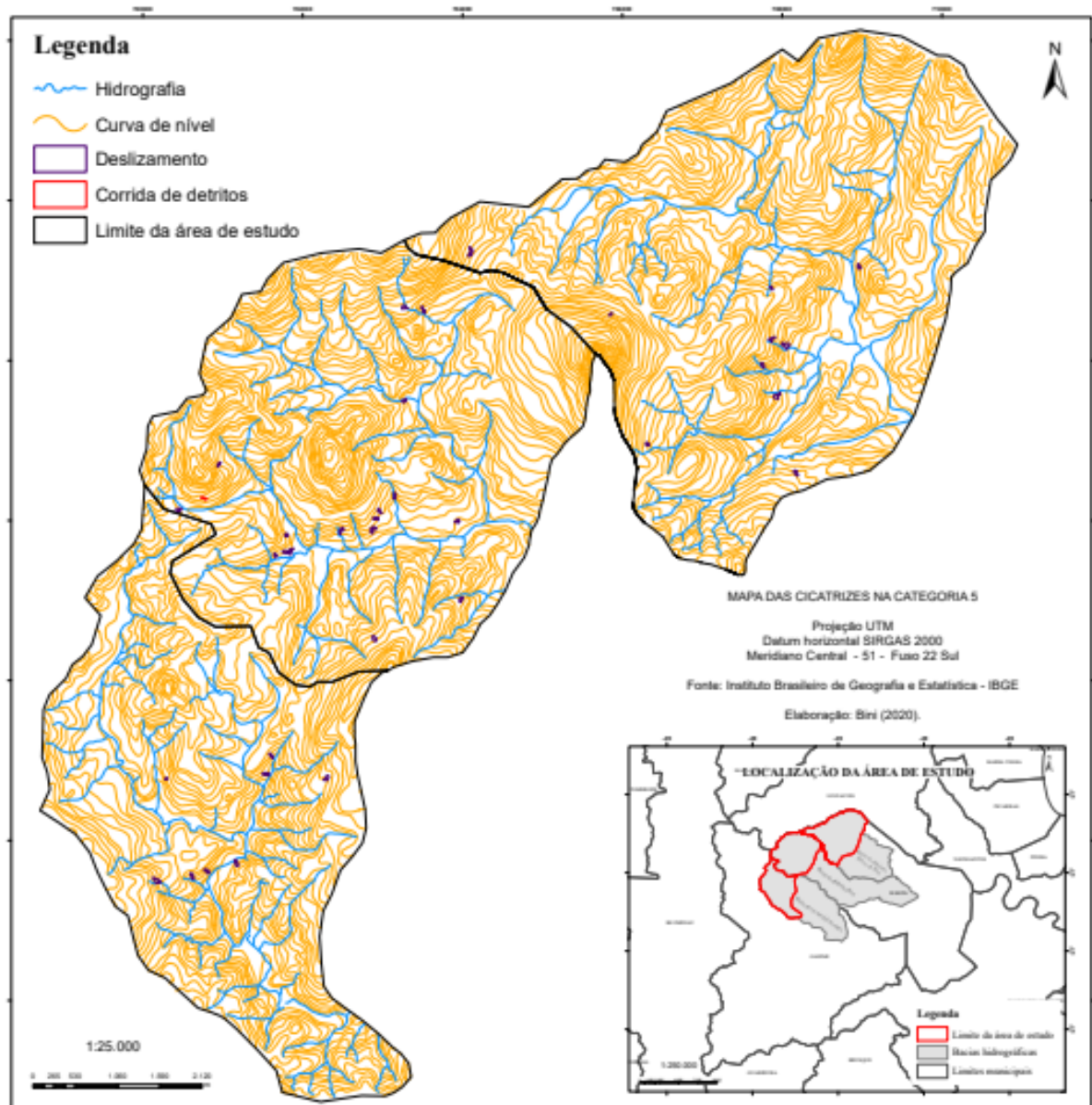
Algumas situações observadas nesta pesquisa, mostram que apenas uma única corrida pode ocasionar ao longo da sua zona de passagem mais de uma ruptura secundária. A quantidade de rupturas secundárias ao longo da zona de passagem de uma corrida está diretamente associada ao tamanho da corrida e ao volume de material transportado.

Tabela 13 - Classe 5: Rupturas por solapamento de corridas

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
5A	Grande ruptura de deslizamento	00
5B	Média ruptura de deslizamento	00
5C	Pequena ruptura de deslizamento	36
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>36</b>
5Da	Grande corrida não encaixada	00
5Db	Grande corrida encaixada	00
5Ea	Média corrida não encaixada	00
5Eb	Média corrida encaixada	00
5Fa	Pequena corrida não encaixada	01
5Fb	Pequena corrida encaixada	00
<b>Total de corridas</b>		<b>01</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>37</b>

Fonte: Bini (2020).

Figura 31 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por solapamento de corridas

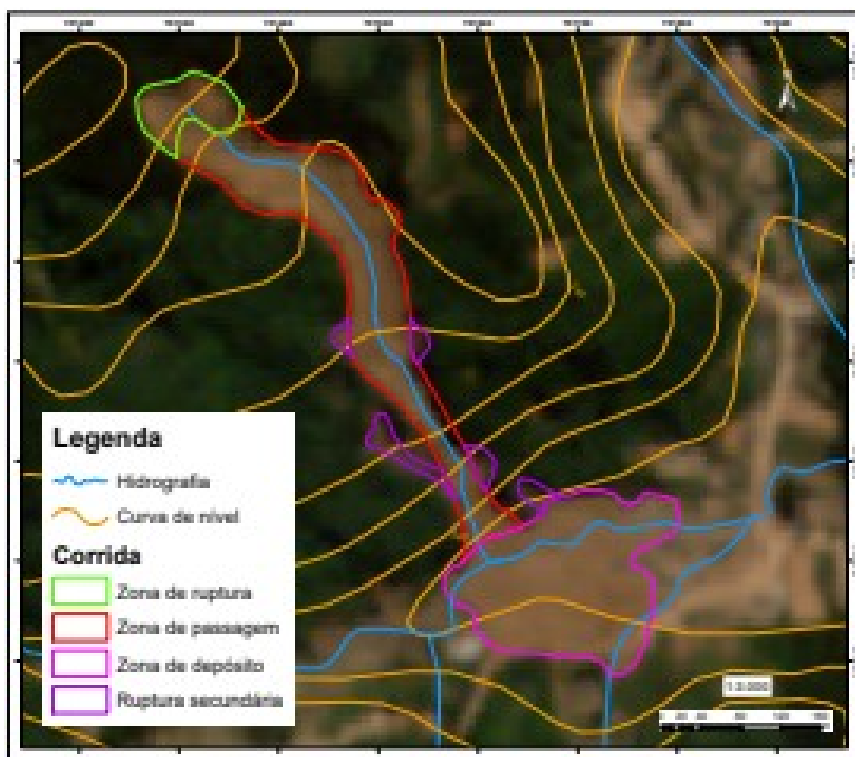


A **Figura 32 e 33** apresenta uma grande cicatriz de corrida encaixada localizada na bacia do ribeirão Baú, com coordenadas de um ponto situado no seu interior de 701494,15 m E e 7031748,51 m N (UTM fuso 22 Sul), comprimento 615,78 m e área de 59005,92 m<sup>2</sup>. A ruptura aconteceu numa cabeceira de drenagem e seguiu encaixada no talvegue. O material se liquefez e ganhou muita mobilidade, descendo um patamar e, com isso, apresentado maior velocidade e poder de escavação. Por causa da retirada de material nas laterais da zona de passagem, acabou ocasionando outras 5 rupturas na forma de pequenos deslizamentos. A corrida depositou material na confluência com o ribeirão Baú. O vale do rio de primeira ordem era pouco encaixado, mas depois do movimento de massa ficou mais profundo e largo. Com o acúmulo



de tanto material no canal do rio Baú, ele foi completamente fechado, formando um lago temporário a montante por causa do fluxo represado.

Figura 32 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Bini (2020).

Figura 33 - Foto da cicatriz da bacia hidrográfica do Baú



Fonte: Pellerin (2020).

### 5.1.6 Rupturas por solapamento do fluxo do rio

As rupturas criadas por solapamento devido à erosão fluvial nas margens quando ocorrem fluxos torrenciais somam 95 pequenas cicatrizes de deslizamentos (área de 32 a 5.000 m<sup>2</sup>) e 5 cicatrizes de deslizamento de médio porte (área de 5.000 a 20.000 m<sup>2</sup>), **Tabela 14**. As ocorrências estão associadas com rios de ordens baixas encaixados nas encostas, com maior inclinação e mais energia. Mas também há muitos casos de solapamentos de encostas junto de planícies fluviais em rios de maior ordem onde ocorreram fluxos torrenciais.

É possível colocar que nesta situação, as rupturas estão mais ligadas com a dinâmica fluvial do que com a da encosta. Em muitos casos, foi observado que as rupturas ocorreram em margens côncavas, contudo, deve-se chamar a atenção de que a base cartográfica da rede drenagem aqui analisada foi a do IBGE com escala 1:50.000 e, por isso, faltam detalhes da configuração dos canais mais próxima da realidade.

No caso de uma confluência de sedimentos (argila, silte, grânulos, blocos rochosos e troncos de árvores) de várias corridas independentes que se encaixam numa mesma linha de drenagem, ocorre um súbito e violento incremento do volume na calha do rio, cuja associação de materiais de vários movimentos altera as propriedades do fluido do rio, tornando-o mais viscoso e denso, o que caracteriza e aqui é denominado de fluxo torrencial. Além disso, é possível também pensar que a onda de choque criada quando um fluxo de detritos alcança a calha do rio pode aumentar a energia no local, gerando solapamentos das margens próximas. A distribuição das corridas na área de estudo é mostrada na **Figura 34**.

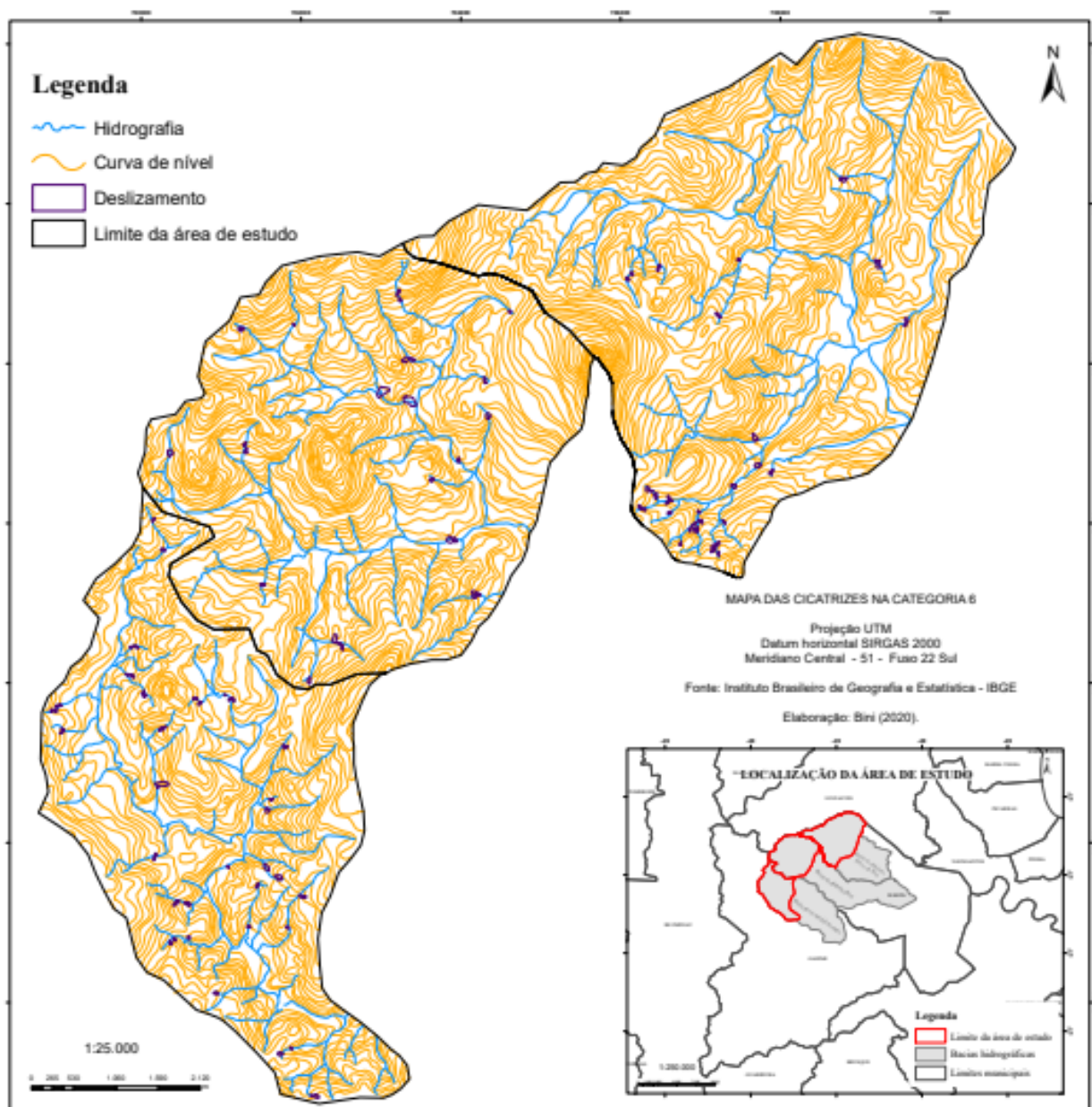
Tabela 14 - Classe 6: Rupturas por solapamento do fluxo do rio

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
6A	Grande ruptura de deslizamento	00
6B	Média ruptura de deslizamento	05
6C	Pequena ruptura de deslizamento	95
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>100</b>
6Da	Grande corrida não encaixada	00
6Db	Grande corrida encaixada	00
6Ea	Média corrida não encaixada	00
6Eb	Média corrida encaixada	00
6Fa	Pequena corrida não encaixada	00

6Fb	Pequena corrida encaixada	00
<b>Total de corridas</b>		<b>00</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>100</b>

Fonte: Bini (2020).

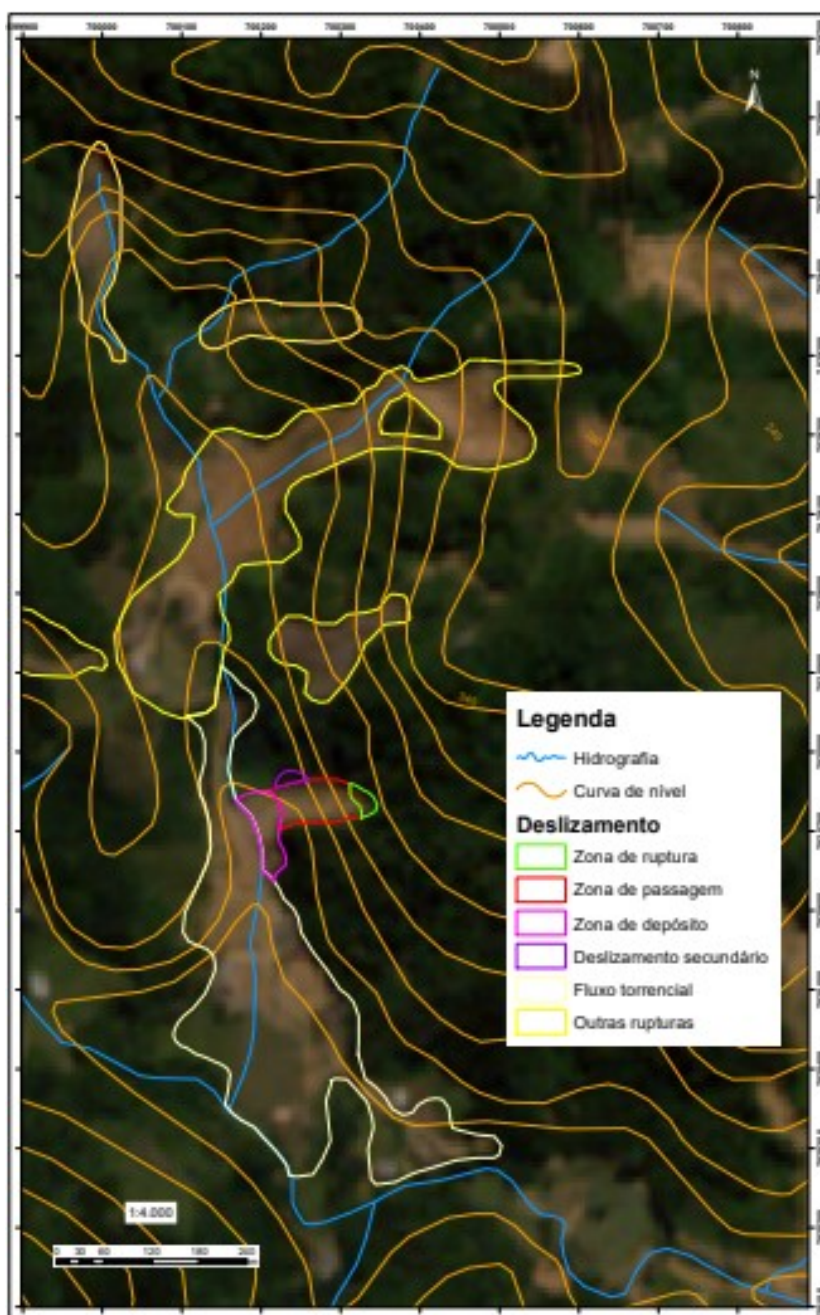
Figura 34 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por solapamento do fluxo do rio



Para exemplificar a ocorrência de movimentos de massa por solapamento de rios, foi escolhido um caso ocorrido na bacia hidrográfica do Arraial do Ouro, com coordenadas de um ponto situado no interior da cicatriz de 700263,81 m E e 7032189,21 m N (UTM fuso 22 Sul), comprimento 173,43 m e área de 7803,05m<sup>2</sup>. Pela **Figura 35** é possível observar o que os

movimentos das pequenas e médias corridas acontecidas a montante contribuíram depositando material no rio, criando fluxo torrencial que solapou as margens e causou novos deslizamentos. Um desses deslizamentos (destacado na Figura) contribuiu com grande quantidade de material para o canal do rio, represando o fluxo, pois ele, neste trecho, corre por uma planície alveolar (caracterizada pelo fechamento do vale a montante e a jusante).

Figura 35 - Fluxo de detrito que causou um deslizamento bacia hidrográfica Arraial do Ouro



Fonte: Bini (2020).

### 5.1.7 Rupturas em corte de encostas

Assim como as classes 5 e 6, a classe 7 também decorre do aumento da tensão cisalhante, mobilizada pela aumento da declividade devido a execução de cortes de encostas tanto para a passagem de vias como para o nivelamento do terreno para instalar edificações e plantações. Só a presença de cortes em si na área de estudo, não foi o fator desencadeante das rupturas ali observadas, mas eles devem ser analisados como fatores predisponentes quando da ocorrência das intensas chuvas de novembro de 2008.

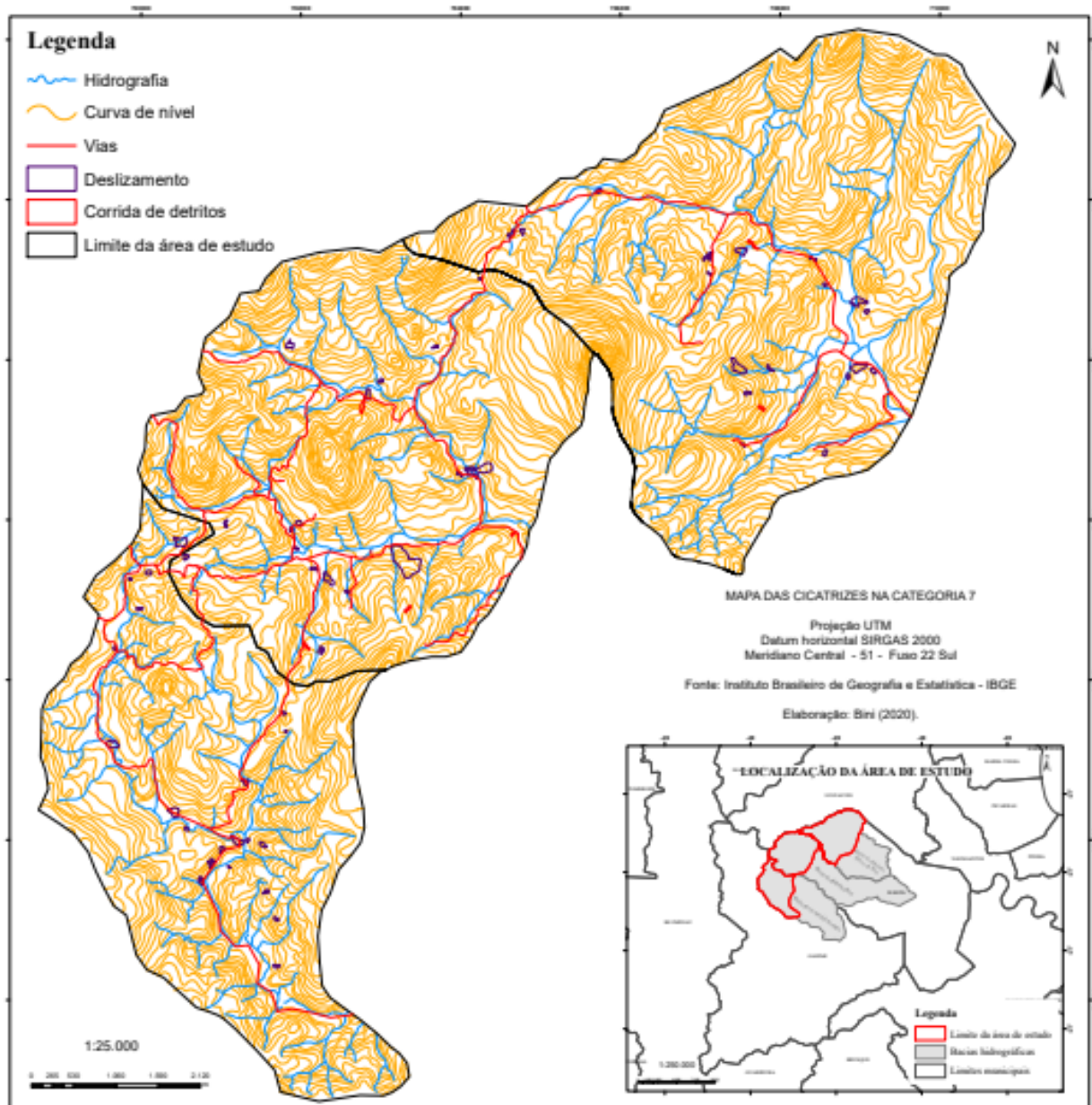
Foram mapeados 64 deslizamentos, sendo 51 considerados pequenos deslizamentos, 11 médios e 2 grandes. Além dos deslizamentos, também foram observadas 4 pequenas corridas não encaixadas, 1 corrida média também não encaixada e 1 pequena corrida encaixada, **Tabela 15**. A distribuição dos movimentos de massa em corte de encosta nos altos vales das bacias estudadas é mostrada na **Figura 36**.

Tabela 15 - Classe 7: Rupturas em corte de encosta

<b>Classe</b>	<b>Condição</b>	<b>Ocorrências</b>
7A	Grande ruptura de deslizamento	02
7B	Média ruptura de deslizamento	11
7C	Pequena ruptura de deslizamento	51
<b>Total de deslizamentos</b>		<b>64</b>
7Da	Grande corrida não encaixada	00
7Db	Grande corrida encaixada	00
7Ea	Média corrida não encaixada	01
7Eb	Média corrida encaixada	00
7Fa	Pequena corrida não encaixada	04
7Fb	Pequena corrida encaixada	01
<b>Total de corridas</b>		<b>06</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>70</b>

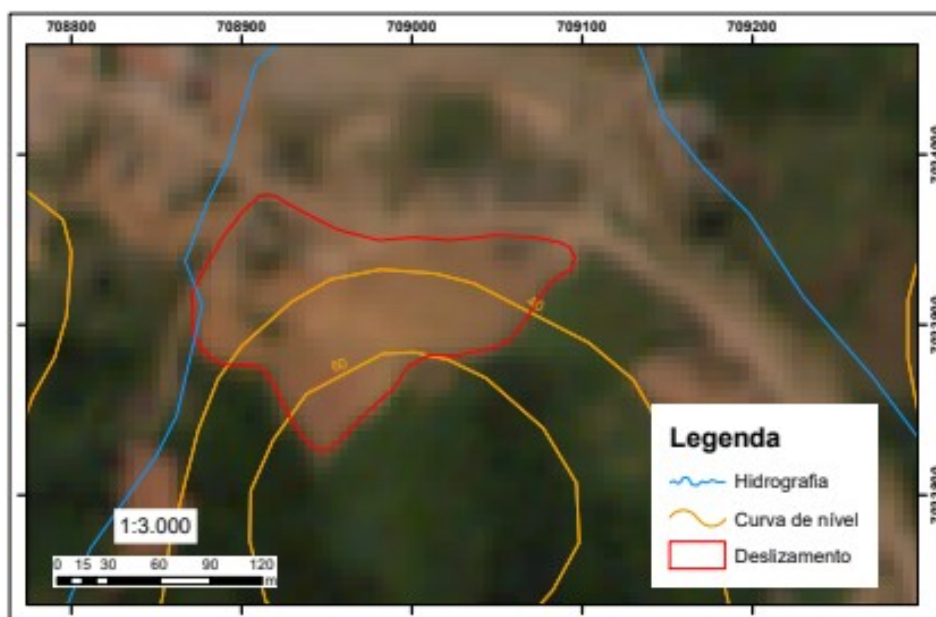
Fonte: Bini (2020).

Figura 36 - Mapa da ocorrência de cicatrizes por corte de talude



A **Figura 37** mostra uma média cicatriz de deslizamento, cujas coordenadas de um ponto situado no interior da cicatriz são 708955,13 m E e 7033885,87 m N (UTM fuso 22 Sul), comprimento 120,40 m e área de 14085,49 m<sup>2</sup>. A cicatriz ocorreu num corte de talude para a construção de uma residência, atingindo-a. Tal corte, associado às intensas chuvas de novembro de 2008, agiu como agente deflagrador da ruptura da encosta, pois foi o principal indutor do aumento da tensão cisalhante.

Figura 37 - Cicatriz na bacia hidrográfica do Braço do Baú



Fonte: Bini (2020).

### 5.1.8 Considerações sobre as categorias analisadas

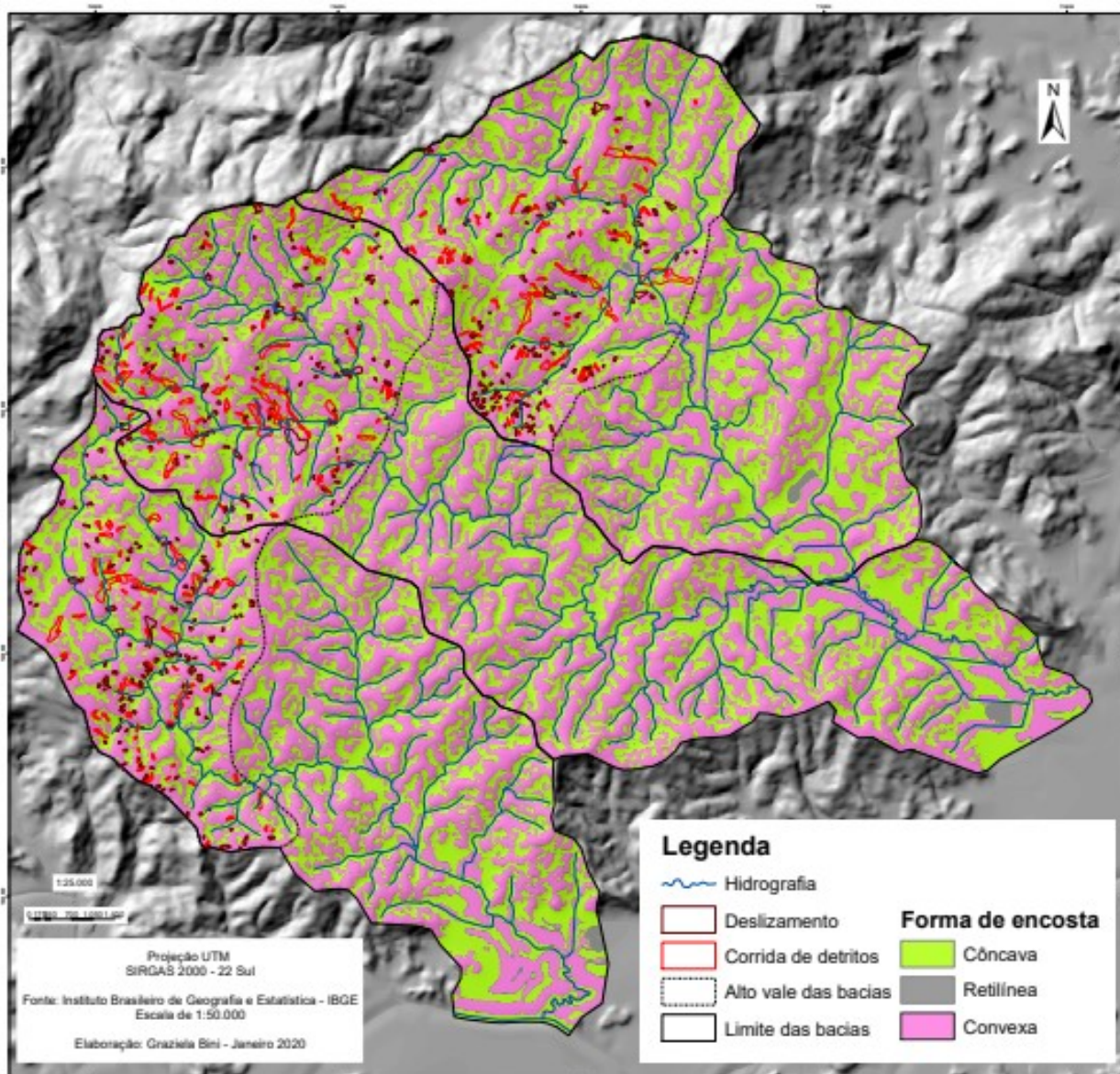
De maneira geral, as grandes ocorrências de deslizamentos (área de 20.000 a 129.000 m<sup>2</sup>) estão associadas as categorias 1 (próxima ao divisor) e 7 (por corte de talude). Já as grandes corridas, potencialmente destrutivas, tem maior frequência de ocorrência na classe 3 (em mudança de inclinação), principalmente aquelas corridas encaixadas a linha de drenagem (9). As corridas em cabeceira de drenagem também se destacam quanto ao número de ocorrências (7). As grande corridas, pelo acréscimo da água, aumentam a velocidade do fluxo e por consequência seu potencial de impacto. Coelho Neto (2011) ressalta que na região serrana do Rio de Janeiro no ano de 2011 as corridas alimentaram grandes avalanches (fluxos torrenciais) ricas em blocos e detritos orgânicos ao longo dos canais de drenagem, formando torrentes de grande magnitude que transbordaram o leito do rio, modificando o canal e a morfologia da planície de inundação, onde haviam casas, áreas agrícolas e estradas que foram destruídas. Assim, ocorreu também nos altos vales das bacias estudadas, onde as corridas compostas por material como argila, silte, grânulos, blocos rochosos e troncos de árvores provocaram um fluxo mais expressivo tanto em termos de violência quanto em termos de volume da calha.

## 5.2 RUPTURAS EM RELAÇÃO À FORMA DA ENCOSTA

A importância de analisar as rupturas de acordo com a forma de encosta está na discussão sobre a infiltração e escoamento das águas, bem como possíveis rotas de movimentos de massa, **Figura 38**. No entanto, para área de estudo deste trabalho, as formas de encostas são analisadas apenas para as categorias 1 e 4, posto que é necessário o estudo de mais condicionantes para o entendimento da ocorrência das rupturas com estas posições na encosta. Na categoria 2, que trata de rupturas em cabeceiras de drenagem, sabe-se que obrigatoriamente a forma de encosta onde ocorreram as rupturas é côncava. Para as categorias 5 (ruptura por solapamento de corrida) e 6 (ruptura por solapamento fluxo de rio) também não foi necessário verificar a forma de encosta, visto que nas duas situações as ocorrências se dão devido ao solapamento da base da encosta. Na categoria 7 (ruptura por corte de encosta) ocorre o aumento da declividade pelos cortes de encosta e, por conseguinte, o aumento da tensão cisalhante como fator predisponente associado com as chuvas intensas de novembro de 2008. Para o caso de vias com tráfego, a vibração criada junto de cortes nas chuvas de 2008 também pode ser um fator associado a rupturas destes locais. É importante colocar que nas ocorrências pertencentes as categorias 5, 6 e 7, a ruptura acontece principalmente pelo aumento da declividade, e, portanto, aumento da tensão cisalhante.



Figura 38 - Mapa de forma de encosta da área de estudo



### .2.1 Formas de encostas na Categoria 1 - rupturas próximas ao divisor

Do total de 79 rupturas de deslizamentos, a maior frequência de ocorrência foi em formas convexas das encostas (37), seguidas das formas retas (26) e côncava (14). Sabe-se que junto dos divisores, a forma predominante é a convexa, talvez por isso haja mais ocorrências nesta classe. Isso também acontece associado com maiores ocorrência de corridas não encaixadas próximos dos divisores, pois 16 delas aconteceram em segmentos convexas, 13 em segmentos retos e 13 em segmentos côncavos. **Tabela 16.**

Tabela 16 - Formas de encosta das ocorrências de rupturas ocorridas próximas ao divisor

Classe	Condição	Forma de encosta		
		Côncava	Reta	Convexa
1A	Grande ruptura de deslizamento	00	01	01
1B	Média ruptura de deslizamento	00	00	01
1C	Pequena ruptura de deslizamento	14	25	37
<b>TOTAL DE DESLIZAMENTOS</b>		<b>14</b>	<b>26</b>	<b>39</b>
1Da	Grande corrida não encaixada	00	01	00
1Ea	Média corrida não encaixada	00	03	04
1Fa	Pequena corrida não encaixada	13	09	12
<b>TOTAL DE CORRIDAS</b>		<b>13</b>	<b>13</b>	<b>16</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>31</b>	<b>40</b>	<b>56</b>

Fonte: Bini (2020).

Chama a atenção o maior número de pequenos deslizamentos junto do divisor das encostas e que estes são mais comuns nos segmentos convexos e retos. Provavelmente, seu pequeno tamanho se deva a falta de material a ser mobilizado nas rupturas, uma vez que pode existir manto de alteração menos desenvolvido ali ou a extensão de encosta até o divisor para ser removida é pequena. Vale destacar que também pequenas corridas de detritos são as mais comuns junto do divisor e que a forma da encosta parece ser um condicionante indiferente para sua ocorrência, haja vista que sua distribuição é mais ou menos semelhante em cada segmento: côncava (13), reta (9) e convexa (12). É importante ressaltar que as corridas encaixadas (6) ocorrem sempre em encostas côncavas e por isso não constam na tabela.

### 5.2.2 Formas de encostas na categoria 4 - rupturas no meio ou na base da encosta.

Para a categoria 4, que trata das ocorrências de deslizamentos ou corridas de detritos no meio ou na base da encosta, a maior parte das cicatrizes de deslizamentos foram iniciadas em formas convexas (60), especialmente para pequenos deslizamentos, mas há uma boa parte delas que ocorreram em segmentos côncavos da encosta (44). As corridas não encaixadas aconteceram mais nas formas côncavas (24 ocorrências), seguidas da forma convexas (19 ocorrências) e 14 ocorrências em segmentos retos, **Tabela 17**. Desta forma, aparentemente, a forma da encosta não se configura um condicionante importante para o desencadeamento de corridas na categoria 4. Contudo, em relação aos deslizamentos, há uma certa relação das

ocorrências com a forma convexa, o mesmo que se observou também para a categoria 1, que trata de deslizamentos que ocorreram próximos do topo das encostas.

Tabela 17 - Formas de encostas das ocorrências no meio ou na base da encosta

Classe	Condição	Formas de encosta		
		Côncava	Reta	Convexa
4A	Grande ruptura de deslizamento	00	00	00
4B	Média ruptura de deslizamento	03	01	07
4C	Pequena ruptura de deslizamento	41	27	53
TOTAL		<b>44</b>	<b>28</b>	<b>60</b>
4Da	Grande corrida não encaixada	00	00	00
4Ea	Média corrida não encaixada	06	04	06
4Fa	Pequena corrida não encaixada	18	10	13
TOTAL		<b>24</b>	<b>14</b>	<b>19</b>
<b>TOTAL DE CICATRIZES</b>		<b>68</b>	<b>42</b>	<b>79</b>

Fonte: Bini (2020).

As duas categorias aqui analisadas em relação à forma da encosta somam 324 cicatrizes, sendo que a maior frequência de ocorrência se dá nas formas convexas das encostas (135), seguida das formas côncavas (99) e formas retas (82).

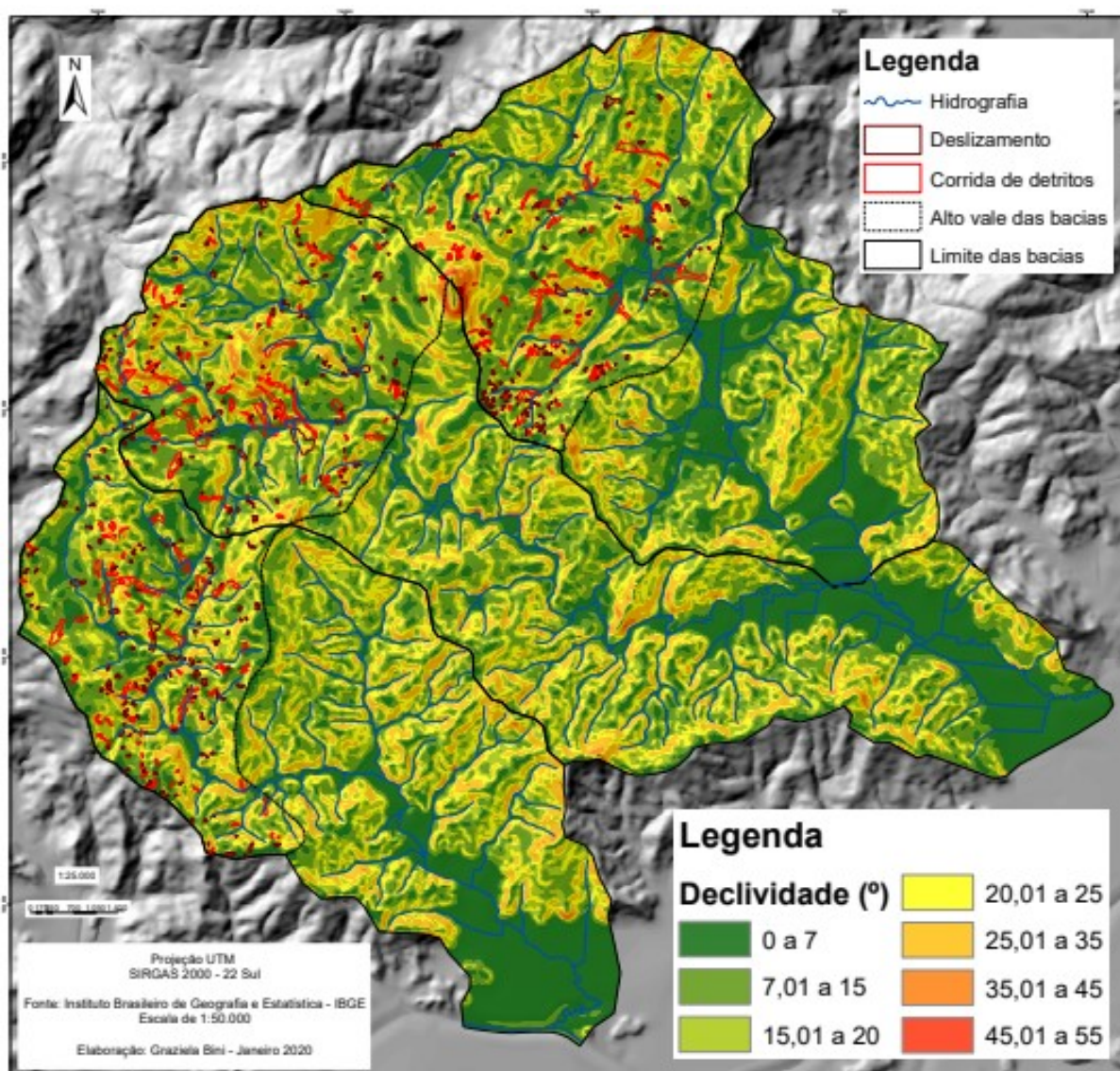
Do total de 211 deslizamentos, as formas convexas representam 46,9%, as côncavas 27,47% e as retas 26,14% dos locais onde houve rupturas. Já as corridas não encaixadas (99 nas duas classes analisadas) seguem a seguinte ordem: formas de encostas côncavas 37,3%, convexas 35,35% e retas 27,27%. Merecem destaque as grandes corridas encaixadas (16 ocorrências), pois na área de estudo representam movimentos de grande potencial destrutivo.

Santos e Vieira, (2009) analisando a influência de fatores topográficos e geológicos na distribuição de escorregamentos rasos na Serra do Mar (SP), também concluíram que a maior frequência de deslizamentos ocorreu em encosta convexa. Bini (2012) também verificou a forma convexa como aquela onde mais ocorreu movimentos de massa nas bacias hidrográficas dos rios Saltinho, Belchior Baixo e Sertão Verde, localizadas no médio vale do rio Itajaí-Açu, no município de Gaspar.

### 5.3 RUPTURAS EM RELAÇÃO À DECLIVIDADE

A declividade foi analisada para as categorias 1, 2, 4 e 5. Para a categoria 3 a declividade já foi discutida no Item 5.1.3 em que a mudança de inclinação é analisada como uma categoria, e, portanto, a forma de encosta também é discutida associada a mudança de inclinação existente na zona de ruptura. Para a categoria 6 não foi verificada a declividade em razão da dinâmica fluvial ser o principal agente deflagrador das rupturas, por exemplo, em margens côncavas é comum a erosão fluvial. Já na categoria 7, por se tratar de cortes em encostas, é sabido que a declividade foi alterada pela ação antrópica. A **Figura 35** mostra a declividade da área de estudo de uma forma geral.

Figura 39 - Declividade da área de estudo

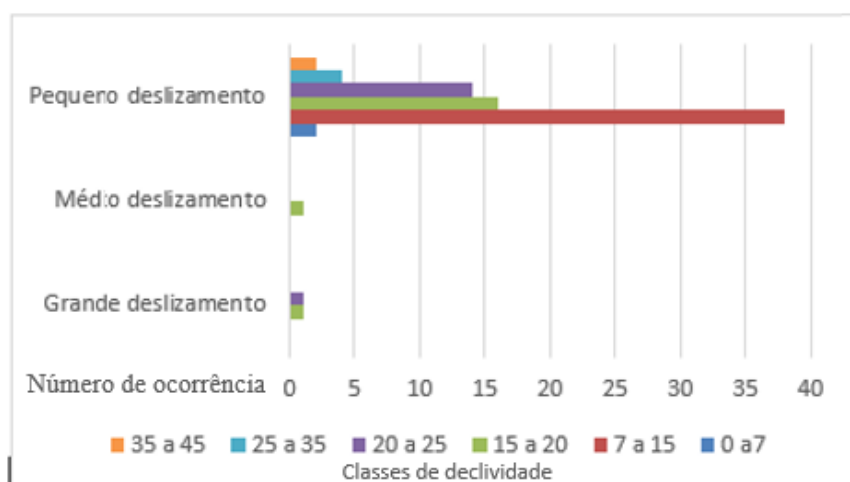


### 5.3.1 Declividade das rupturas próximas ao divisor

A partir do mapa de declividade da área de estudo, foi possível observar que do total de 77 deslizamentos próximos ao divisor, a maior parte das rupturas ocorreram na classe de declividade 7 a 15 graus, somando 38 cicatrizes. Em seguida, na classe de 15 a 20 graus aparecem 18 cicatrizes; na classe de 20 a 25 graus 15 cicatrizes; na classe de 25 a 35 graus 4 cicatrizes; 0 a 7 graus e 35 a 45 graus 2 cicatrizes, respectivamente. Isto demonstra que a declividade por ser pequena não foi um fator condicionante significativo das rupturas ali localizadas.

As rupturas dos pequenos deslizamentos concentram-se principalmente na classes de 7 a 15 graus (38 ocorrências), e depois distribui-se quase que igualmente entre as classes 15 a 20 graus (16 ocorrências) e 20 a 25 graus (14 ocorrências). Já as rupturas de deslizamentos considerados de médio e grande porte têm maior ocorrência na classe de 15 a 20 graus (2 ocorrências) e 20 a 25 graus (1 ocorrência). **Figura 40.**

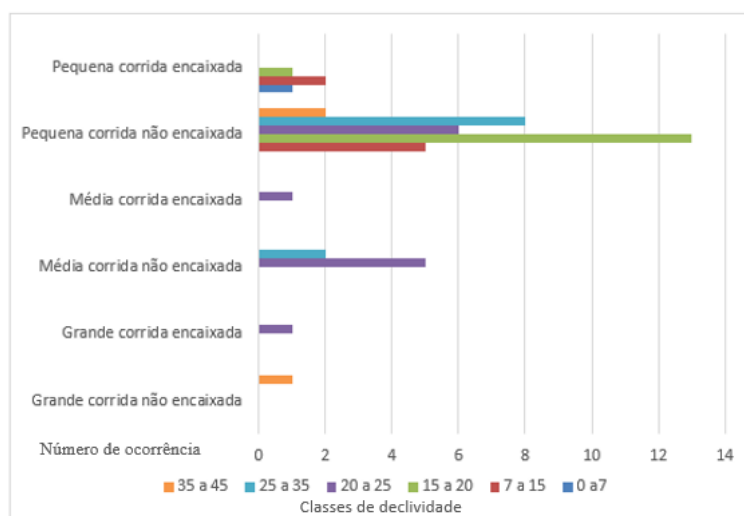
Figura 40 - Classes de declividade e ocorrência de deslizamentos próximos ao divisor



Elaboração: Bini (2020)

Foram 48 corridas mapeadas, destas 43 são corridas encaixadas e 6 não encaixadas. A classe de declividade onde as rupturas de corridas foram mais frequentes foi entre 15 e 20 graus, especialmente com ocorrência de pequenas corridas não encaixadas (34). Nas declividades mais acentuadas 35 a 45 graus ocorreram 2 pequenas e 1 grande corrida não encaixadas, assim como nas declividades 25 a 35 graus acontecem as 8 pequenas e 2 médias corridas não encaixadas. A maior frequência de ocorrência das corridas foram entre 15 e 20 graus de inclinação, conforme mostra a **Figura 41.**

Figura 41 - Classes de declividade e ocorrência de corridas próximas ao divisor

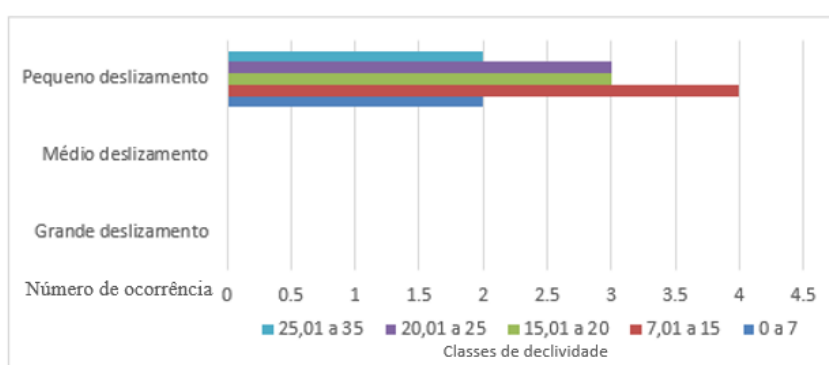


Elaboração: Bini (2020)

### 5.3.2 Declividade das rupturas em cabeceira de drenagem

As rupturas de deslizamentos em cabeceira de drenagem são todas de pequenas cicatrizes (14) e ocorrem com maior frequência entre 7 e 15 graus de declividade, seguindo o mesmo padrão dos deslizamentos da categoria 1, ou seja, pequenas e médias declividades. Não foram mapeados médios e pequenos deslizamentos nesta categoria. **Figura 42.**

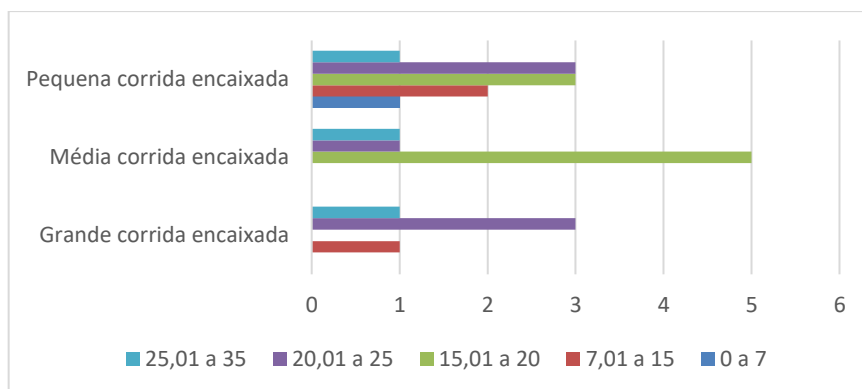
Figura 42 - Classes de declividade e ocorrência de deslizamentos em cabeceira de drenagem



Elaboração: Bini (2020)

As corridas em cabeceira de drenagem apresentam maior ocorrência (5) na classe de declividade entre 15 a 20 graus, seguida das declividades entre 20 e 25 graus, com 8 e 7 ocorrências de rupturas, respectivamente. Nesta categoria, não existem a classe corridas não encaixadas, porque elas acontecem em cabeceira de drenagem. **Figura 43.**

Figura 43 - Classes de declividade e ocorrência de corridas em cabeceira de drenagem

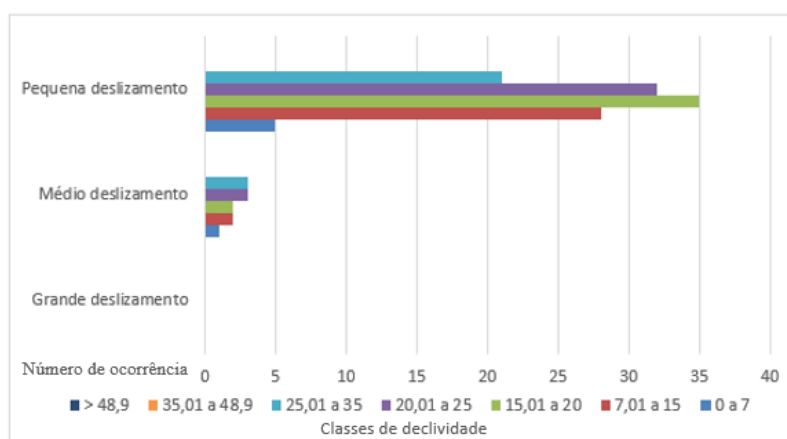


Elaboração: Bini (2020)

### 5.3.4 Declividade das rupturas no meio ou na base da encosta

Do total de 132 deslizamentos, a maior frequência de rupturas aconteceu na classe de declividade entre 15 a 20 graus (37 ocorrências), seguida da classe de 20 a 25 graus (35 ocorrências) e 7 a 15 graus (30 ocorrências). Esta categoria é a que mais apresenta deslizamentos em declividades mais elevadas, entre 25 a 35 graus foram 24 deslizamentos mapeados. **Figura 44.**

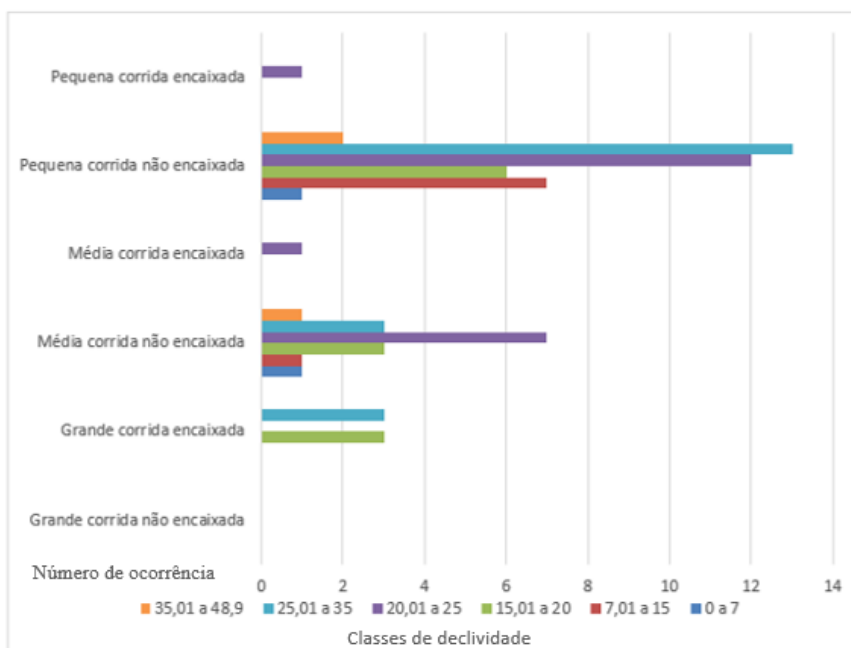
Figura 44 - Classes de declividade e rupturas de deslizamentos no meio ou na base da encosta



Elaboração: Bini (2020)

As rupturas que geraram corridas de detritos (65 ocorrências) se distribuem de forma muito semelhante entre as classes de declividade 20 a 25 graus e 25 a 35 graus, nas quais ocorrem mais as pequenas e médias corridas não encaixadas. **Figura 45.**

Figura 45 - Classes de declividade e rupturas de corridas no meio ou na base da encosta

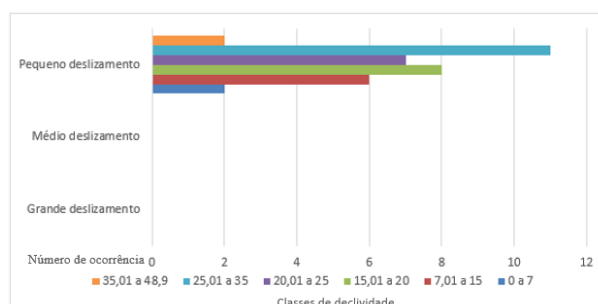


Elaboração: Bini (2020)

### 5.3.5 Declividade das rupturas por solapamento de corridas

Os solapamentos de corridas criaram apenas pequenos deslizamentos (36 ocorrências) das quais 11 ocorreram em declividades mais acentuadas (entre 25 e 35 graus), seguido da 8 deslizamentos entre 15 e 20 graus de declividade, 7 entre 20 e 25 graus, 6 entre 7 e 15 graus e outros 2 entre 0 a 7 graus e 35 a 48 graus. A **Figura 46** mostra a relação dos deslizamentos por classes de declividades nesta categoria. Além dos deslizamentos, foi mapeada uma pequena única corrida provocada por solapamento de uma corrida de maior tamanho. Trata-se de uma corrida não encaixada (classe 5Fa), cuja ruptura se deu entre as classes de declividade de 25,01 a 35 graus.

Figura 46 - Classes de declividade e rupturas de deslizamentos por solapamento de corridas



Elaboração: Bini (2020)



Dos 261 deslizamentos que somam as quatro classes analisadas para a declividade, a maior parte foi verificado dentro da classe de declividade de 15 a 20 graus, com 69 ocorrências de pequenos e médios deslizamentos; seguida da classe de 7 a 15 graus, com 42 ocorrências apenas de pequenos deslizamentos; depois 20 a 25 graus, com 38 ocorrências de deslizamentos de pequeno e médio porte; e 25 a 35 graus com 8 ocorrências todas de pequeno porte.

Já as corridas acontecem com maior frequência na classe de declividade entre 20 e 25 graus, contabilizando 41 ocorrências em maior parte de corridas não encaixadas; seguida das ocorrências na classe de 15 a 25 graus, com 34 corridas pequenas e médias, em grande parte também não encaixadas; e finalmente na classe de 25 a 35 graus, com 30 corridas

#### 5.4 RUPTURAS EM RELAÇÃO À LITOLOGIA

Apesar da maioria dos movimentos de massa na área de estudo se encontrarem na geologia do Complexo Granulítico Luiz Alves, vale ressaltar que alguns deslizamentos aconteceram no contato deste complexo com outros grupos litológicos. Para a litologia, foram avaliadas as categorias 1, 2, 3 e 4, as quais ocorrem por redução da resistência ao cisalhamento, portanto, relacionada às características do material. Já as categorias 5, 6 e 7 ocorrem pelo aumento da tensão cisalhante mobilizadas pela ação de fluxos de corridas e de fluxos de rio (quando da remoção de massa lateral), bem como pela ação antrópica (quando da realização de cortes de encosta).

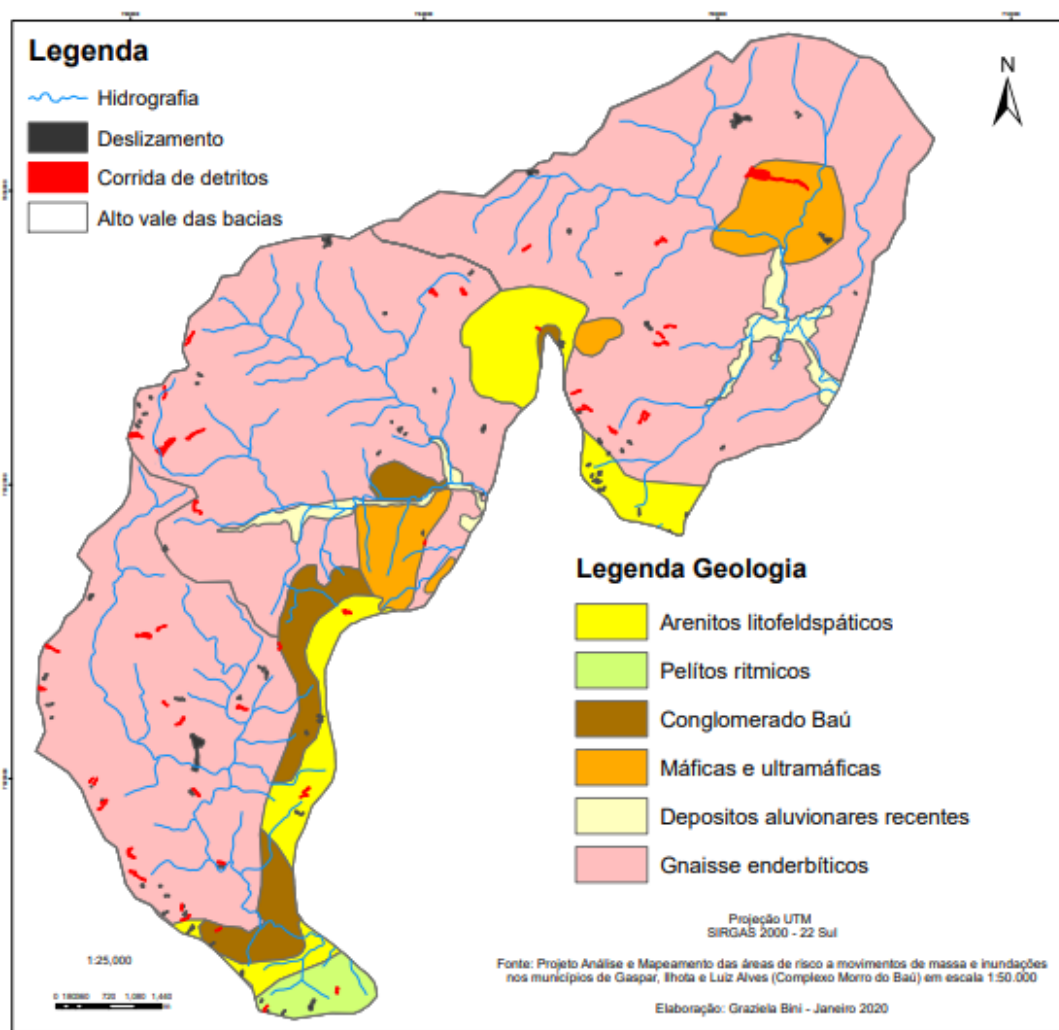
É importante ressaltar que o que aqui se denomina gnaisses são, na realidade, litologias com diferentes composições mineralógicas e formadas por diferentes processos, dada a história tectônica do Complexo Luiz Alves como explica Fornari (1998). Além disso, na própria estrutura gnáissica há diferenças mineralógicas entre as bandas claras e as bandas escuras da rocha. Também deve ser ressaltado que, a escala do mapeamento utilizado para esta análise é incapaz de representar a diversidade espacial das rochas do Complexo Luiz Alves.

##### 5.4.1 Litologia em relação às rupturas próximas ao divisor

A partir do mapa geológico da área de estudo é possível observar que as cicatrizes nesta categoria se distribuem de forma aleatório sobre o gnaisses, com destaque para algumas ocorrências que se localizam na bacia hidrográfica do Braço do Baú, deflagrados no contato arenito arcoseano (arenito litofelspático) (a montante) e gnaisses (a jusante), e, também, as ocorrências entre rochas do complexo máfico (a jusante) e gnaisses (a montante). Outro destaque

também pode ser observado na bacia do rio Arraial do Ouro, na qual ocorrem deslizamentos na passagem de montante para jusante de conglomerado Baú para gnaíse. As corridas em geral aparecem mais distribuídas pelas classes de litologia, contudo, há caso de ocorrência de corrida no contato entre arenito arcoseano e gnaíse na bacia do rio Braço do Baú, bem como outros casos de ocorrências em contatos litológicos: como arenito arcoseano e conglomerado; máfico e gnaíse, ambos na bacia do rio Baú. A **Figura 47** permite visualizar a distribuição dos movimentos nesta categoria.

Figura 47 - Litologia associada às rupturas próximas ao divisor.

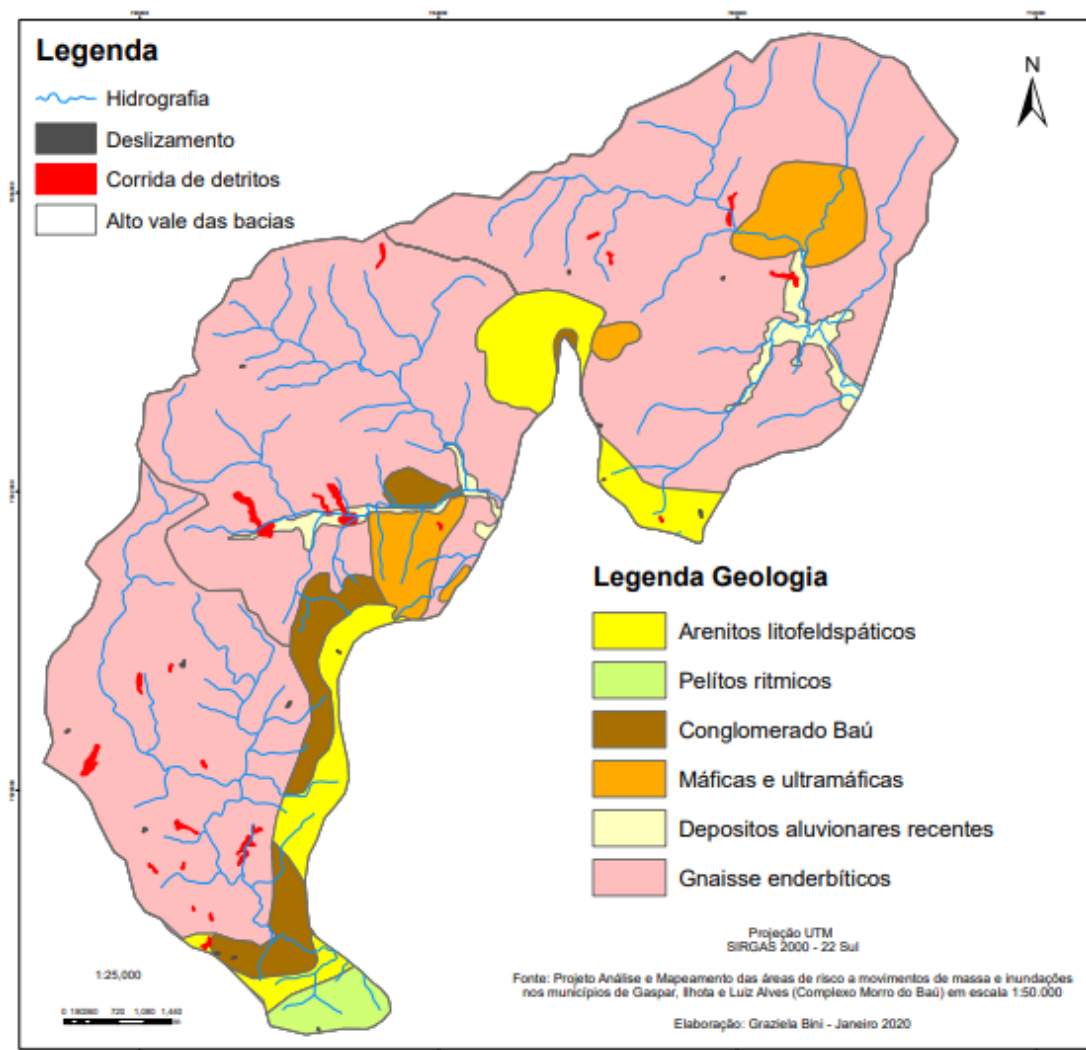


#### 5.4.2 Litologia em relação às rupturas em cabeceira de drenagem

Nesta categoria, há ocorrências de deslizamentos distribuídos pelos terrenos mapeados como gnaíse, como também existem ocorrências nos contatos entre conglomerado e gnaíse, na bacia do rio Arraial do Ouro, e entre arenito arcoseano e gnaíse, na bacia do Braço do Baú.

As corridas desta categoria acontecem predominantemente no gnaissé, excluindo apenas três delas que ocorrem no contato entre o arenito arcoseano e o gnaissé (2 corridas), nas bacias do Braço do Baú e do Arraial do Ouro, e uma ocorrência no interior da litologia máfica, localizada na bacia hidrográfica do Baú. **Figura 48.**

Figura 48 - Litologia associada às rupturas em cabeceira de drenagem.

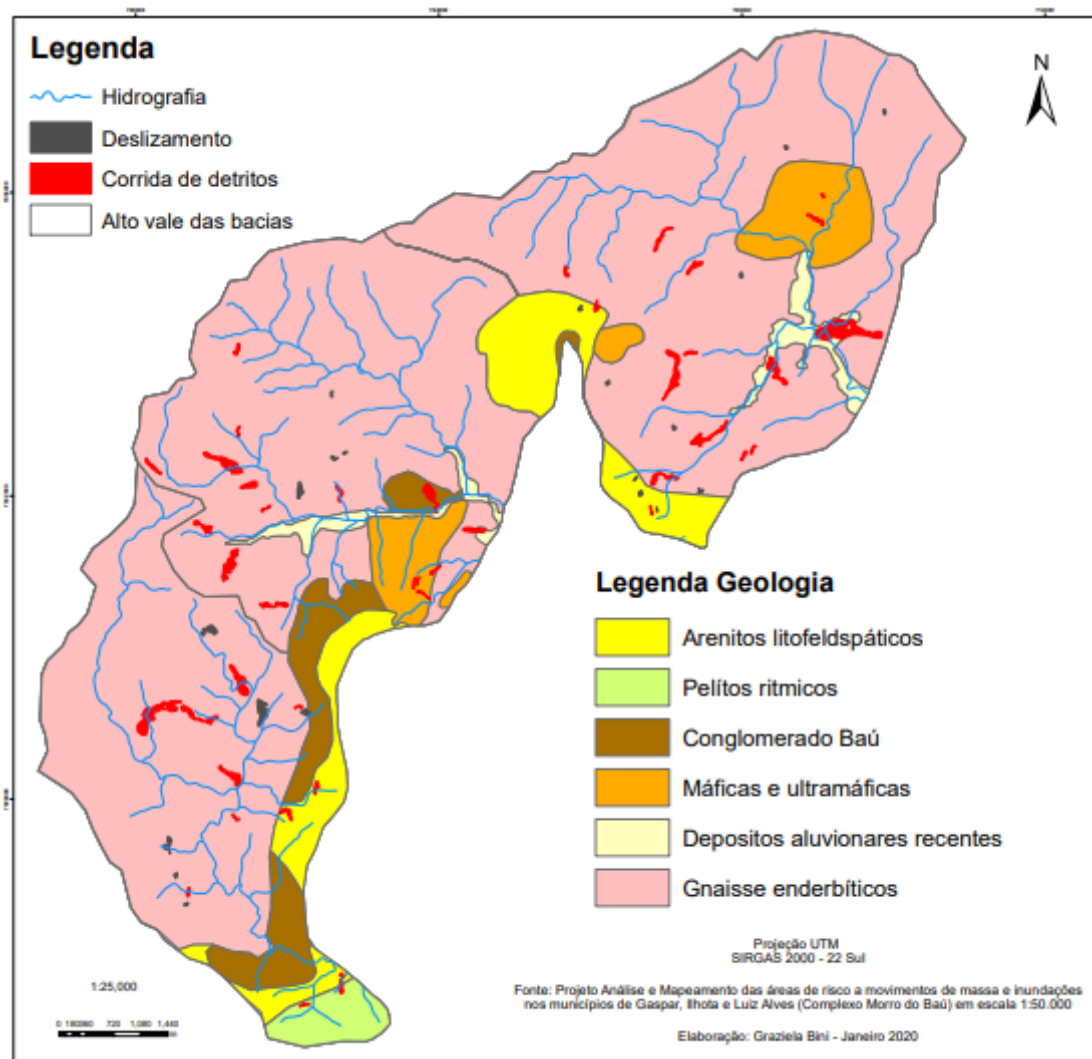


#### 5.4.3 Litologia em relação às rupturas em mudança de inclinação

Os deslizamentos desta categoria seguem distribuídos de forma aleatória pelos terrenos de gnaissé, com exceção de algumas cicatrizes localizadas no contato arenito arcoseano (arenito litofeldspático) e gnaissé, na mesma região da bacia do rio Braço do Baú já descrita nas categorias anteriores (1 e 2). Para as ocorrências de corridas desta categoria, as grandes corridas encaixadas estão em litologia do gnaissé, e as pequenas e médias corridas se distribuem

nos terrenos de gnaiss e nos contatos de montante para jusante de arenito arcoseano e gnaiss, e de folhelho (pelitos rítmicos) e gnaiss. Também há ocorrências encontradas na litologia de máficas e ultramáficas. **Figura 49.**

Figura 49 - Litologia associada as rupturas em mudança de inclinação



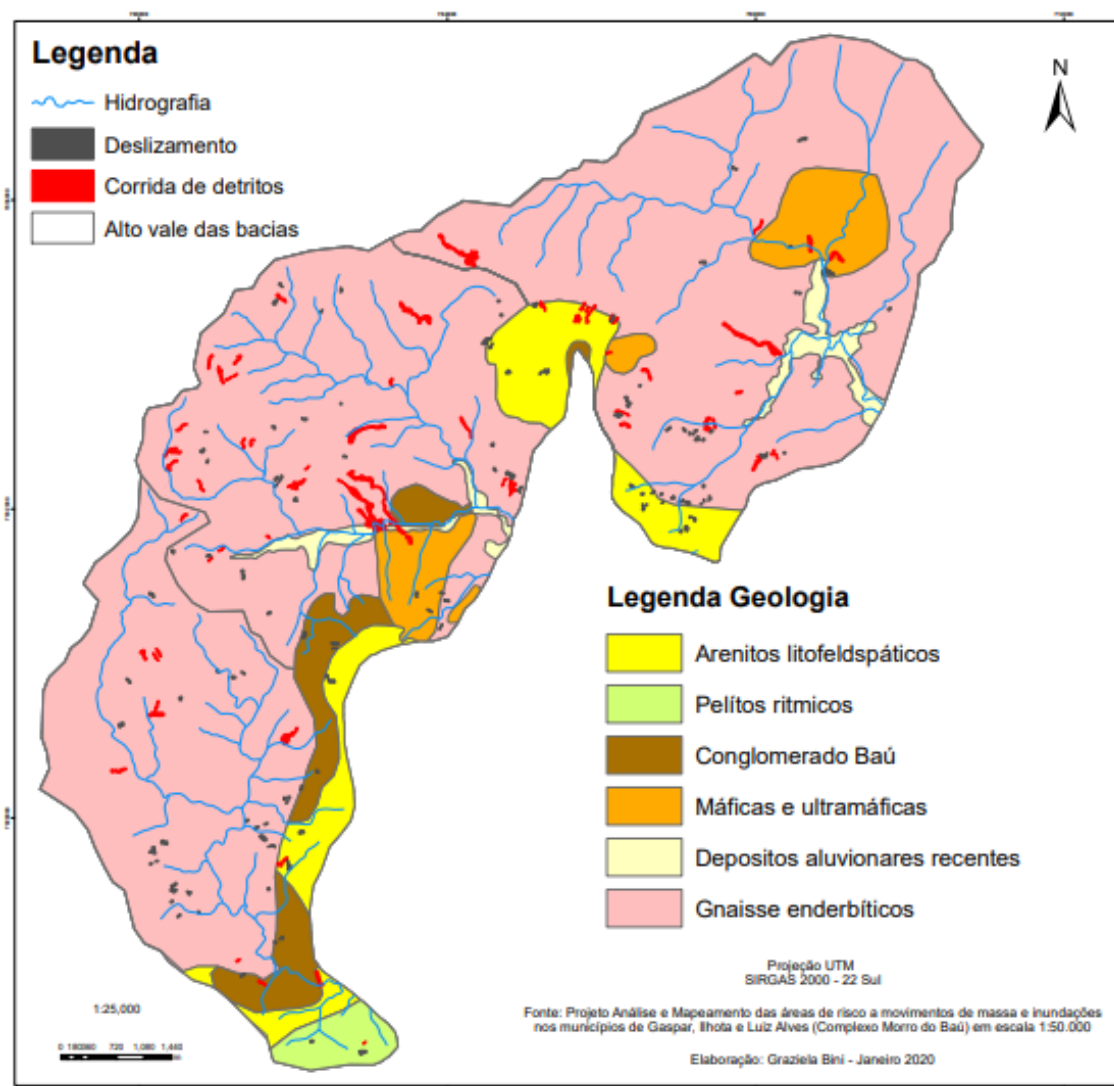
#### 5.4.4 Litologia em relação as rupturas no meio ou na base da encosta

Nesta categoria, dos 132 deslizamentos observados, 34,09% ocorreram em zona de contato de montante para jusante das litologias arenito arcoseano (arenito litofeldspático) e gnaiss, conglomerado e gnaiss, e rochas máficas com gnaiss. As demais cicatrizes estão distribuídas praticamente todas dentro da litologia do gnaiss.

As corridas não encaixadas ocorrem em grande parte nas litologias associadas aos gnaisses, mas também foram mapeadas 2 corridas no contato entre conglomerado e gnaiss, 1

ocorrência no contato arenito arcoseano (arenito litofelspático) e rochas máficas, e 9 ocorrências entre arenito arcoseano e o gnaíse, **Figura 50**. Na bacia hidrográfica do Braço do Baú, é possível constatar que áreas de contato litológico entre o arenito arcoseano e o gnaíse são favoráveis a deflagração das corridas, visto que nesta área encontram-se 9 corridas alinhadas lateralmente numa encosta. A situação de corridas não encaixadas mostra também certa influência de contatos litológicos em sua localização, assim como foi observado para os deslizamentos desta categoria de **rupturas no meio ou na base da encosta**. Já as corridas encaixadas desta categoria ocorrem todas no gnaíse, possivelmente porque elas têm mais relação com as linhas de drenagem.

Figura 50 - Litologia associada as rupturas no meio ou na base da encosta

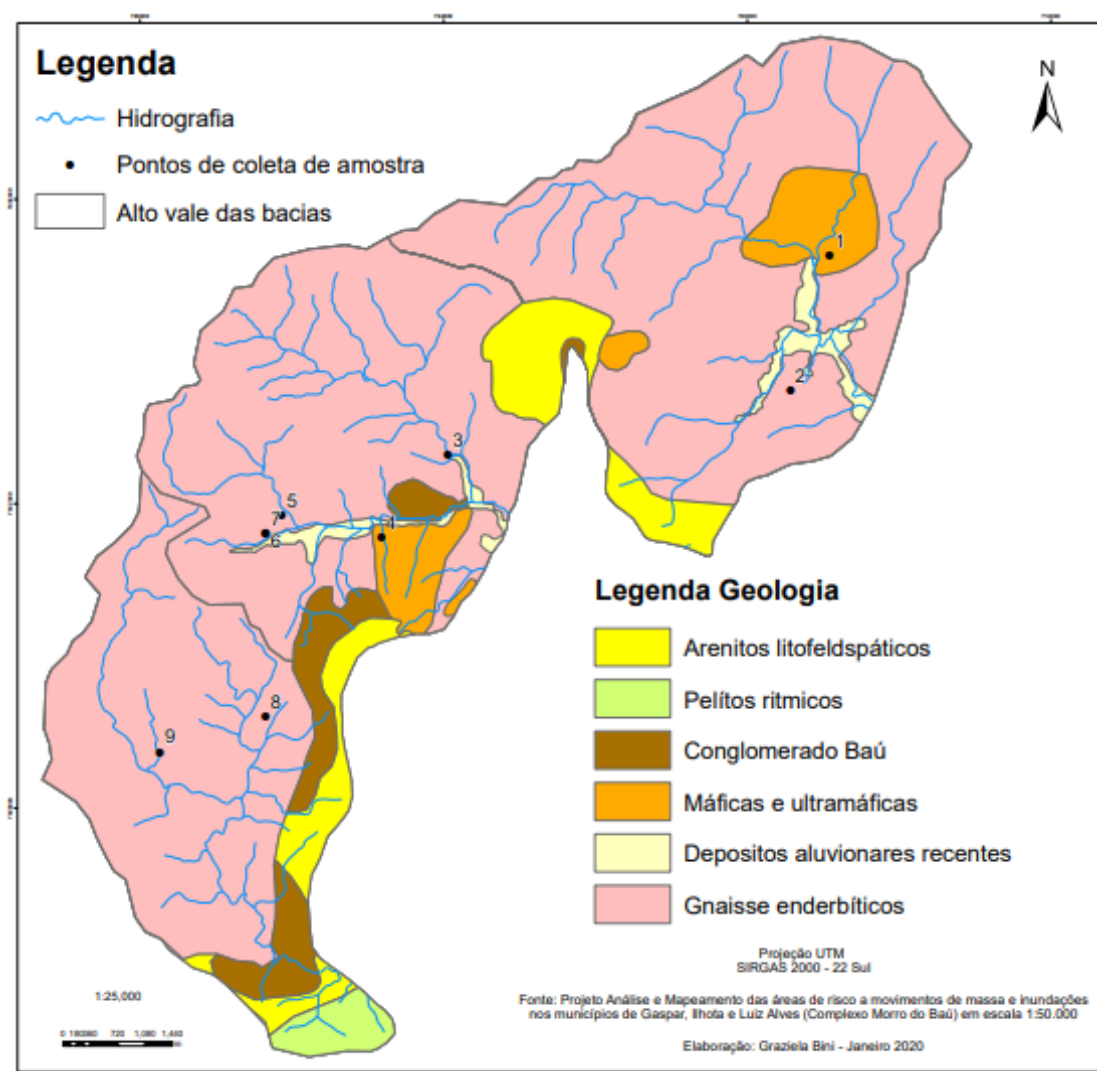


De maneira geral, percebe-se pelos mapas aqui apresentados que principalmente no contato entre arenito arcoseano (arenito litofelspático) e os gnaíse da bacia hidrográfica do

Braço do Baú, concentram-se ocorrências das categorias 1, 3 e 4, e em menor quantidade da categoria 2, todas muito próximo a drenagens. A quantidade de pequenos deslizamentos é bastante significativa em áreas de contato litológico, sobretudo na categoria 4. Muitas das corridas não encaixadas encontram-se em zona de contato litológico arenito arcoseano (arenito litofelspático) e gnaiss, especialmente as de pequenos porte. Enquanto, as encaixadas se distribuem de forma irregular pelos terrenos de gnaiss, seguindo as linha de drenagem.

Partindo-se de uma abordagem mais localizada, foram analisadas amostras de solos de fontes secundárias e coletadas para a presente pesquisa, a fim de se obter mais informações quanto as características dos terrenos na área de estudo, os altos vales das bacias dos rios Arraial do Ouro, Braço do Baú e Ribeirão Baú. A **Figura 51** mostra a espacialização dos pontos de coletas dessas amostras.

Figura 51 - Distribuição dos pontos de coleta de amostras.



Informações como coesão, ângulo de atrito, peso específico do solo e granulometria das amostras coletadas nos pontos 1, 2, 3, 6 e 7 foram extraídas do trabalho de Dias, Parizotto e Espíndola (2015) e dos pontos 4 e 5 são oriundas do trabalho de Sgroblia (2015); já os dados de granulometria referentes aos pontos 8 e 9 são decorrentes da presente pesquisa.

A amostra retirada no ponto 1 compreende litologia gnáissica da bacia do Braço do Baú, cuja análise granulométrica apresentou 36,10% de argila, 42,60% de silte e 21,30% de areia, sendo que as areias finas constituem 16,28 do total de areia, ou seja, trata-se de uma amostra com elevado teor de silte e areia fina, o que pode prejudicar a resistência deste material por falta de partículas adequadas para dar a componente do atrito, apesar da significativo teor de argila que permite a coesão. Os valores de ângulo de atrito desta amostra são: 28,4°, no estado natural e 27°, no estado inundado, que comparados com os valores observados nas outras amostras aqui analisadas são menores. O valor de coesão é significativo quando obtida em seu estado natural (46,2 kpa), mas muda drasticamente com a inundação da amostra (28,7 kpa).

Dentre as amostras aqui analisadas, a **amostra do ponto 1**, localizada no Braço do Baú, é a que apresenta maior teor de finos, portanto, sugere-se que mudança de composição dentro de uma mesma litologia esteja associada a banda escura do gnaiss, na qual predominam minerais máficos.

A **amostra do ponto 2** também corresponde a litologias do gnaiss e está localizada na bacia do ribeirão Braço do Baú. Ela apresenta 28,88% de argila, 37,73% de silte e 33,39% de areia, sendo que desta fração 17,19% é de areia fina. Esta distribuição granulométrica pode indicar que ela deriva de uma banda escura do gnaiss em uma certa profundidade, onde a frente de intemperismo ainda não transformou os minerais máficos em argilo-minerais e óxidos, os quais estariam na fração argila, por isso a grande quantidade de silte e areia fina ainda. A coesão desta amostra em condição natural é significativa, 54,75 kpa, diminuindo a 24,6 kpa no estado inundado, o que mostra que há perda de coesão e, possivelmente, de resistência deste material em momentos de maior umidade no ambiente. O ângulo de atrito não sofre grande mudança, passando de 24,6° em condição natural para 24,5° em condição inundada.

No **ponto 3**, a amostra foi coletada em litologia gnáissica, localizada na bacia do Ribeirão Baú. Sua distribuição granulométrica é 45,61% de argila, 2,65 % de silte e 51,74% de areia, sendo que as areias finas constituem a maior parcela do total de areia (27,74). A coesão em estado natural é 48,38 kpa, **enquanto no estado inundado cai para 24,6 kpa**, uma queda significativa deste parâmetro de resistência. O ângulo de atrito passa de 19,7° em estado natural para 26,31° para estado inundado. Este aumento do valor do ângulo de atrito provavelmente decorre da anisotropia das amostras. Mesmo assim, os valores de ângulo de atrito desta amostra

são menores dos que as outras amostras e provavelmente isto tenha relação com seu alto teor de argila e presença de areia fina.

A **amostra do ponto 4** foi retirada na bacia do ribeirão Baú em litologia de rochas máficas, ela é composta por 52,7% de argila, 25,2% silte, 20,3 de areia e 1,8 de pedregulho. A coesão e o ângulo de atrito são apresentados apenas no estado inundado da amostra, correspondendo a 12,6 kpa e 15°, respectivamente. O baixo valor de ângulo de atrito pode ser devido a maior presença de argila e a obtenção dos dados amostras no estado inundado.

As **amostras dos pontos 5, 6 e 7** foram coletadas em locais muito próximos um do outro, na bacia do ribeirão Baú e em terrenos derivados de gnaiss. A **amostra do ponto 5** apresenta 68% de areia, 16,8% de silte, 5,8%, argila e 9,4% de pedregulho. Esta distribuição granulométrica mostra um pequeno teor de finos e grande quantidade de areia e de pedregulhos, isto pode estar associado a uma coleta da amostra em material derivado da banda clara do gnaiss (com quartzo e feldspato) e também com menor intensidade de intemperismo, o que é possível em profundidades maiores do perfil. A granulometria pode estar influenciando os parâmetros de resistência que foram obtidos para esta amostra, a saber: coesão baixa no estado inundado: 6,95 kpa, pela pequena quantidade de argila; e ângulo de atrito no estado inundado de 31, 8°, considerado alto para este estado inundado, sendo derivado da grande quantidade de areia e pela presença dos pedregulhos.

As frações granulométricas da **amostra do ponto 6** são 9,77% de argila, 39,68% de silte e 50,55% de areia, sendo que as areias grossas e médias representam a maior parcela da fração areia. Nesta amostra também há maior quantidade de fração areia e pequena quantidade de argila como na amostra do ponto 5, mas com maior participação de silte, esta distribuição também pode ser de uma amostra retirada de material derivado da banda clara do gnaiss, mas que apresentam maior grau de intemperismo, possivelmente porque a coleta ocorreu em profundidades menores. A coesão da amostra em estado natural se apresenta em 27,65 kpa, diminuindo para 18,51 kpa quando inundada. O ângulo de atrito aumenta de 31,7° para 35, 7°. Este aumento do ângulo de atrito no estado inundado talvez mostre, como na análise da amostra 3, uma possível anisotropia da amostra.

A **amostra 7** apresenta 20,50% de argila, 57,31% de silte e 22,19% de areia, sendo que estes 22,19% de areia têm metade de fração areia fina. A coesão e o ângulo de atrito da amostra são apresentados somente em estado inundado, sendo 27 kpa e 28°, respectivamente. O alto teor de silte e de argila desta amostra pode indicar um material derivado de uma banda escura do gnaiss ou um material de banda clara com alto grau de intemperismo (talvez a amostragem tenha sido feita em uma profundidade menor no perfil).



As **amostras do ponto 8 e 9** foram coletadas em dois diferentes locais com ocorrências de movimentos de massa na bacia do ribeirão Arraial do Ouro. Na parede das cicatrizes foram retiradas várias amostras dentro de um mesmo perfil, a fim de observar as possíveis mudanças do grau de alteração (intemperismo) de material derivado da mesma rocha com a profundidade. As amostras coletadas no **ponto 8** são identificadas pela **Figura 52** e a **Tabela 18** apresenta a distribuição das frações granulométricas de acordo com as amostras analisadas.

Figura 52 - Perfil do solo - Ponto 8



Elaboração: Bini (2020)

Tabela 18 - Frações granulométricas do perfil do solo - Ponto 8

Horizonte do solo	Profundidade em m	% argila	% silte	% areia	% grânulos
Topo do horizonte C	1,05	11,27	23,81	64,92	0
C-1	2,10	4,29	14,22	68,18	7,89
C-2	2,90	1,44	17,60	72,78	3,92
C-3	3,60	24,54	27,04	43,63	4,79
C-4	4,80	1,25	38,81	49,56	4,79

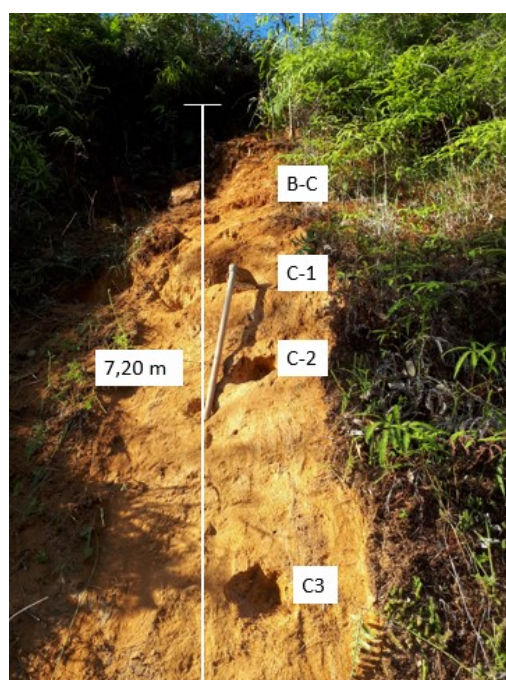
Elaboração: Bini (2020)

Pela Tabela 16 é possível observar que há mudança do material de alteração dentro de uma mesma litologia neste **ponto 8**. A análise granulométrica da área mostra que na passagem do C2 para o C3 há uma grande diferença no teor de argila (de 1,44% no C2 para 24,54% no C3). Este aumento de argila no horizonte C (em profundidade e não em continuidade com o

horizonte B-C e C-1 acima), possivelmente está associado a diferenças litológicas. Sugere-se que os maiores teores de areia nos horizontes superiores estejam associados a alteração de uma banda clara do gnaiss (constituída por quartzo e feldspato) e que os maiores teores de argila e silte do horizonte C3, mais profundo, se deva a material intemperizado derivado da banda escura (minerais máficos). Esta significativa mudança granulométrica para material mais fino em profundidade no interior do horizonte C pode estar associada a uma descontinuidade hidráulica. A passagem do material mais arenoso da amostra B-C para o material da amostra C1, com maior teor de finos, pode dificultar a percolação da água, gerando saturação dos materiais acima e talvez queda de resistência.

No **ponto 9** foram coletadas 4 amostras, 1 no limite entre os horizontes B – C e outras 3 ao longo do horizonte C (**Figura 53**), considerado muito espesso. A **Tabela 19** mostra as frações granulométricas das amostras em cada ponto de coleta dentro do mesmo perfil.

Figura 53 - Perfil do solo - Ponto 9



Elaboração: Bini (2020)

Tabela 19 - Frações granulométricas do perfil do solo - Ponto 9

Horizonte do solo	Profundidade em m	% argila	% silte	% areia	% grânulos
Topo do horizonte C	1,80	31,32	18,54	44,47	5,68
C-1	2,70	19,77	25,62	48,84	4,38
C-2	3,80	6,12	31,81	56,76	0
C-3	7,20	0,21	44,69	45,92	4,78

Elaboração: Bini (2020)

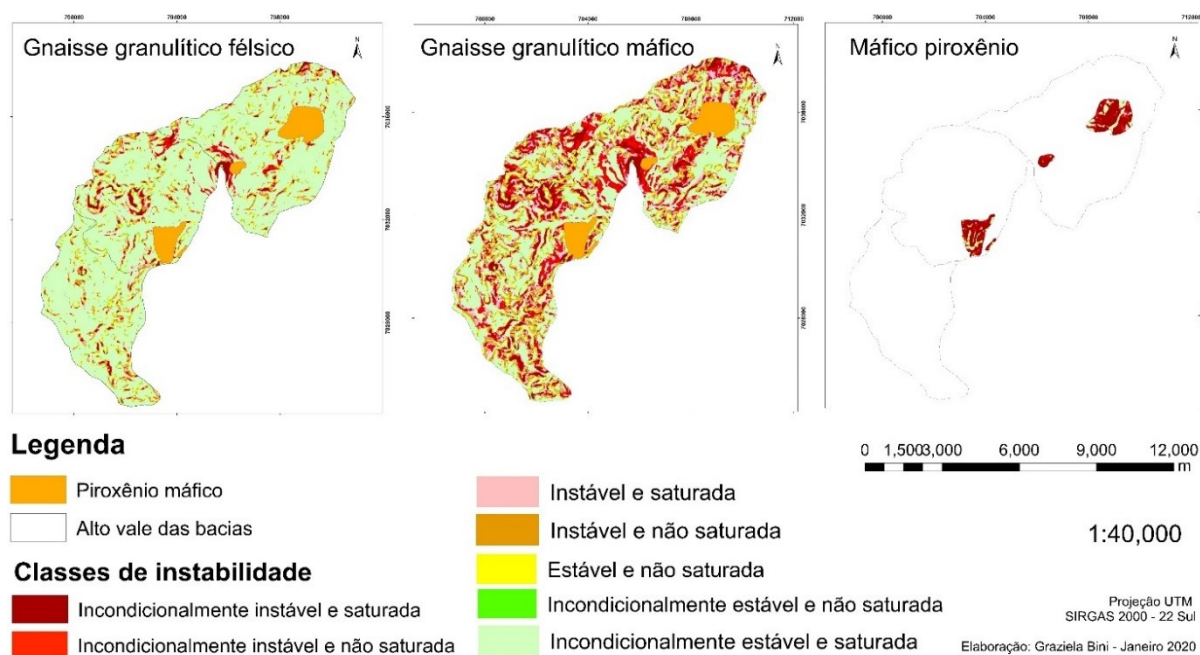
Observa-se na Tabela 17 uma mudança do grau de alteração do material derivado da mesma rocha com a profundidade, em função da diminuição do teor de argila e aumento de frações associadas com menor grau de intemperismo (silte e areia). Pela análise granulométrica deste perfil do manto de alteração é possível observar que as frações de areia não sofrem muita diferença em razão da profundidade, enquanto as frações de argilas diminuem consideravelmente do BC para o C3 e a fração silte aumenta. Esta situação sugere que a coesão diminui com a profundidade. Da mesma forma, o aumento do silte em horizontes mais profundos do perfil também sugere a falta de coesão entre as partículas. Desta forma, o horizonte mais suscetível a romper neste perfil de alteração por valor dos parâmetros de resistência é o C3, pois ele não tem coesão por menor quantidade de argila, em relação aos horizontes acima, e menor ângulo de atrito por aumento da quantidade de silte.

Todas estas considerações sobre as características das amostras aqui analisadas mostram para mostrar o quanto há de diferenças relativas à granulometria, parâmetros de resistência e até condutividade hidráulica dentro de uma mesma litologia, assim também como dentro de um perfil de alteração de uma mesma rocha. Estas heterogeneidades contribuem ainda mais para a dificuldade de previsão de possíveis locais de ocorrência de rupturas nas encostas. Também mostra os limites de aplicação de modelos de previsão de movimentos de massa.

## 5.5 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB

O Shalstab é um modelo matemático utilizado para análise de áreas de rupturas de movimentos de massa por queda de resistência. É sabido que a resistência ao cisalhamento em uma encosta é função da coesão e do ângulo de atrito, e que tais parâmetros derivam diretamente da geologia local e do grau de alteração dos materiais e processos pedogenéticos. As rochas gnáissicas da área de estudo apresentam heterogeneidades em sua composição, com agrupamento de minerais félsicos e máficos em bandas, portanto, em termos de valores de parâmetros do solo. Há diferenciamento também em relação aos lugares em que afloram as rochas máficas. Por esta razão, foram elencados para simulação no Shalstab os parâmetros de solo resultante de áreas gnáissicas granulíticos félsicos, gnáissicas granulíticos máficos, bem como das áreas de rochas máficas piroxênios. O valor de profundidade do solo utilizado para todas as simulações foi de 2 metros, o que em geral já é o horizonte C dos solos encontrados na área de estudo. Para os valores de estabilidade do Shalstab são apresentadas 7 classes distintas (Tabela 05 do item 4.4). A **Figura 54** apresenta os três cenários de classes de estabilidade do Shalstab.

Figura 54 – Cenários de instabilidade a partir do Shalstab



No cenário de gnaiss granulítico félsicos (banda clara), as áreas mais incondicionalmente estáveis em condição saturada representam 73,53% da área total das zonas de ruptura das cicatrizes da área de estudo, implicando que para este tipo de cenário, a saturação do solo não é decisiva para a instabilidade. Para condições saturadas, apenas 8,77% da área estudada foi considerado incondicionalmente instáveis. A **Tabela 20** mostra o resultado da análise por classes para o cenário.

Tabela 20 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário gnaiss granulítico félsico

Classes de instabilidade	Área em %
1 - Incondicionalmente instável e saturada	4,91
2 - Incondicionalmente instável e não saturada	2,59
3 - Instável e saturada	3,86
4 - Instável e não saturada	6,46
5 - Estável e não saturada	6,46
6 - Incondicionalmente estável e não saturada	2,18
7 - Incondicionalmente estável e saturada	73,53

Avaliando os resultados apresentados na Tabela XX, nota-se que 17,83% das rupturas encontram-se em áreas das classes consideradas instáveis (1, 2, 3 e 4), enquanto 82,17% estão em classes estáveis (5, 6 e 7).

No cenário de gnaiss granulítico máfico observa-se que a condição de solo incondicionalmente estável saturado abrange 32,99%, dada como estável mesmo com saturação. Neste cenário, é interessante colocar que há uma significativa área que foi considerada incondicionalmente instável mesmo em condição não saturada – 13,01%, além da área instável em condição saturada, cujo valor equivale a 10,94% da área total das zonas de rupturas do cenário gnaiss granulítico máfico. A Tabela 21 expressa as classes de declividade para este cenário.

Tabela 21 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário gnaiss granulítico máfico

<b>Classes de instabilidade</b>	<b>Área em %</b>
1 - Incondicionalmente instável e saturada	10,94
2 - Incondicionalmente instável e não saturada	13,01
3 - Instável e saturada	12,93
4 - Instável e não saturada	15,80
5 - Estável e não saturada	11,31
6 - Incondicionalmente estável e não saturada	3,02
7 - Incondicionalmente estável e saturada	32,99

Pelo resultado apresentado na Tabela 22, é possível observar que 52,68% das rupturas ocorreram em área consideradas instáveis e 47,32% em áreas consideradas estáveis. Neste cenário houve validação de pouco mais da metade das cicatrizes.

Para o cenário das máfico piroxênio, 97,88% das rupturas da cicatrizes encontram-se em áreas instáveis, sendo que desta fração, 84,14% foi julgado como incondicionalmente instável em condição saturada. As classes estáveis apresentam apenas 3,12%. A Tabela 22 mostra as classes de instabilidade para o cenário máfico piroxênio.

Tabela 22 – Resultado das classes de estabilidade para o cenário máfico piroxênio

<b>Classes de instabilidade</b>	<b>Área em %</b>
1 - Incondicionalmente instável e saturada	84,14
2 - Incondicionalmente instável e não saturada	4,93

3 - Instável e saturada	7,03
4 - Instável e não saturada	1,78
5 - Estável e não saturada	1,00
6 - Incondicionalmente estável e não saturada	0,00
7 - Incondicionalmente estável e saturada	1,12

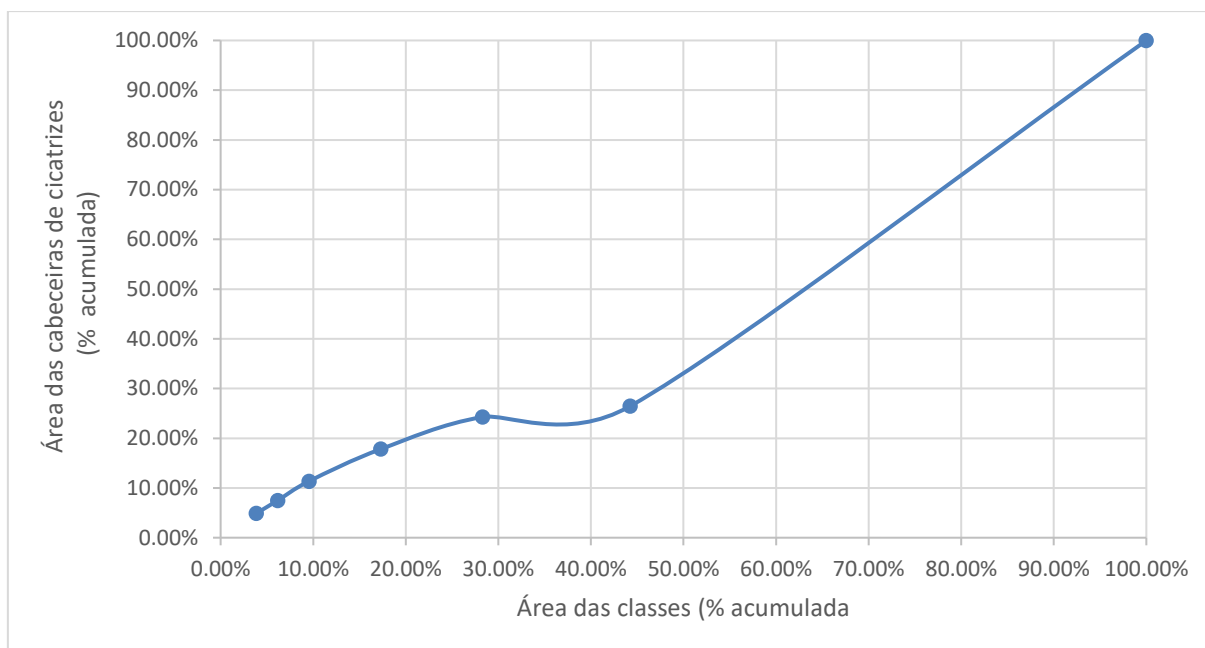
Dos três cenários analisados, o das rochas máficas é o que apresenta mais áreas instáveis em condições de saturação. No entanto, esta litologia tem pouca expressão na bacia quando comparada aos gnaisses. O cenário da banda clara do gnaisse apresenta mais áreas com estabilidade dos três cenários, provavelmente pelo maior valor do ângulo de atrito em relação aos outros dois pontos. Em posição intermediária aparece o cenário da banda escura do gnaisse. Em um mesmo manto de alteração derivado de gnaisse podem ocorrer materiais derivados de banda clara e de banda escura, demonstrando que os dois cenários podem estar igualmente distribuídos pela bacia.

## 5.6 VALIDAÇÃO DOS CENÁRIOS GERADOS PELO MODELO SHALSTAB

Nesta pesquisa, o resultado do modelo Shalstab é validado a partir dos deslizamentos e corridas, cuja ruptura se deu por queda de resistência, ou seja, aquelas mapeadas dentro das categorias 1 (próximas ao divisor), 2 (em cabeceira de drenagem), 3 (em mudança de inclinação) e 4 (no meio ou na base das encostas). Para as demais categorias, o Shalstab não se aplica, em função das rupturas acontecerem por aumento da tensão cisalhante, como apresentado no item 5.1.5, 5.1.6 e 5.1.7.

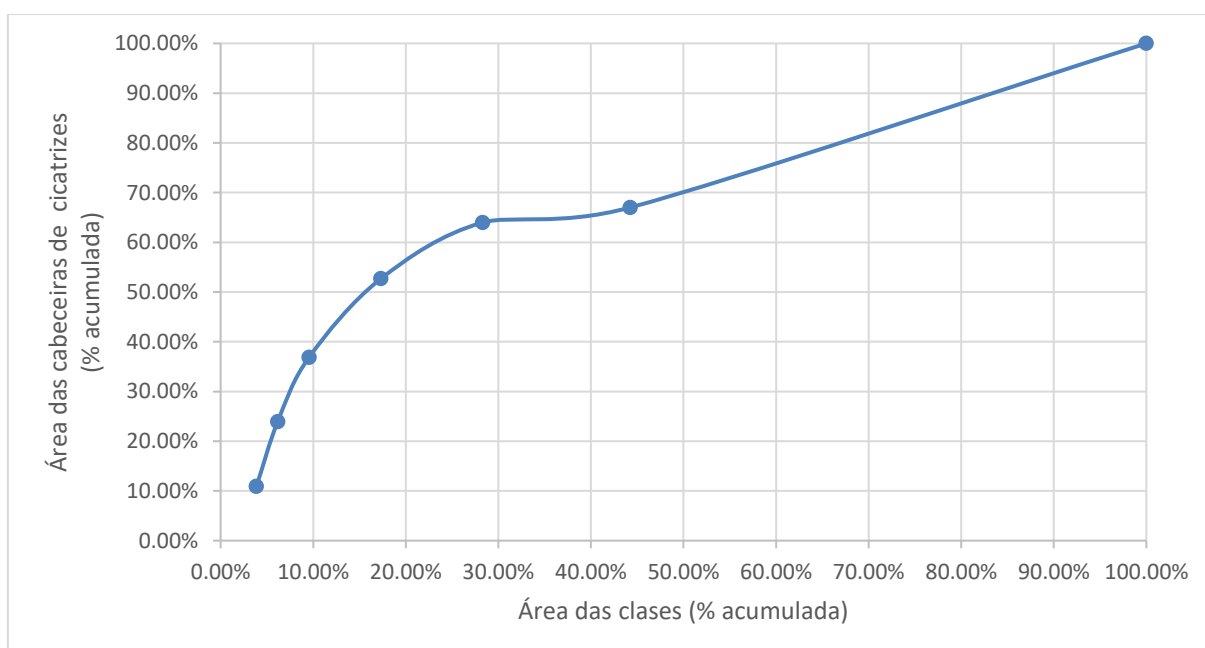
Para testar os resultados do modelo, foram realizadas duas validações. A primeira delas foi mediante uma curva de validação, construída a partir dos dados de percentagem da zona de ruptura acumulada pela área no alto vale das bacias para cada classe do modelo. As **Figuras 55, 56 e 57** mostram as curvas de validação para os cenários gnaisse granulítico félsico, gnaisse granulítico máfico e piroxênio máfico, respectivamente.

Figura 55 – Curva de validação para o cenário gnaissé granulítico félsico



Pela curva de validação, percebe-se que as cicatrizes de deslizamentos e corridas ocorrem em todas as classes do Shalstab, no entanto, menos de 20% da área corresponde a ocorrência de rupturas em classes consideradas instáveis. Para esta composição do gnaissé, a relação das cicatrizes é maior com as classes consideradas estáveis.

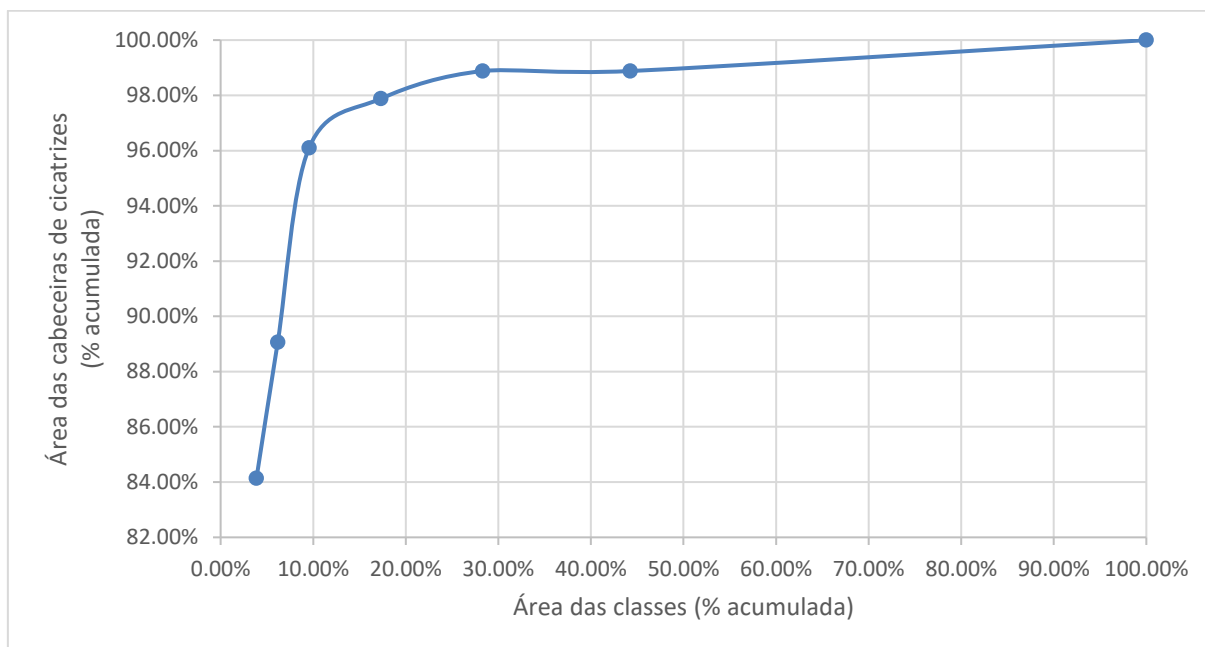
Figura 56 – Curva de validação para o cenário gnaissé granulítico máfico



Neste cenário, a curva de validação mostrou que ocorrem rupturas numa área maior que 50% da área total dos gnaisses granulíticos máficos, o que revela que solos derivados da

bandas máfica dos gnaisses devem apresentar maior suscetibilidade que aqueles derivados da banda félsica.

Figura 57– Curva de validação para o cenário máfico piroxênio



A curva de validação do cenário piroxênio máfico mostra que em 98% de sua área há ocorrência de cicatrizes em classes consideradas instáveis, mostrando, portanto, uma boa validação do modelo.

Além das curvas de validação dos três cenários gerados pelo modelo Shalstab, também foi realizada a validação por categoria para cada um dos três cenários, a partir da zona de ruptura de cada cicatriz. Cabe destacar que para tal validação, o número de cicatrizes pode ser menor do que o apresentado no Item 5.1, pois a contagem de ocorrências foi realizada pela área total de cada cenário de instabilidade gerado e não para todo o alto vale das bacias de estudo.

### 5.6.1 Validação do modelo para o cenário de estabilidade gnaiss granulítico félsico

As ocorrências mapeadas na **Categoria 1 - próximas ao divisor** somam 125 cicatrizes, das quais 79 são deslizamentos e 46 são corridas de detritos, **Figura 58**. Dos 79 deslizamentos, 87% ocorreram em classes consideradas estáveis e 13% em áreas instáveis, Tabela 23.



Figura 58 – Rupturas próximas ao divisor dentro do cenário gnaisse granulítico félsico

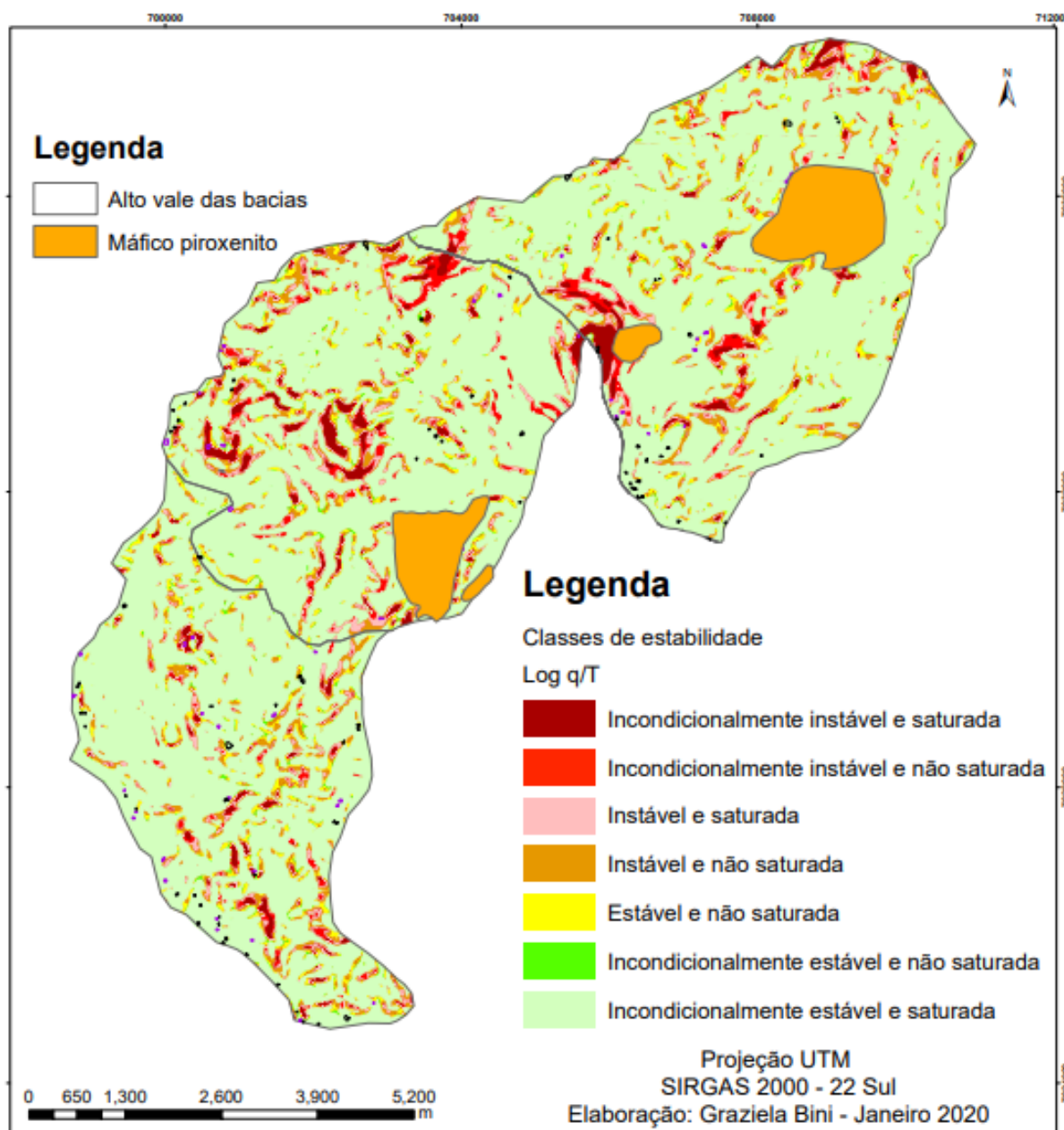


Tabela 23 - Shalstab para deslizamentos Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor

Log q/T	Classe de estabilidade	1A	1B	1C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	03
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	01	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	02	04
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	02	05
-2,2 - -9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	06

9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	01	00	55
<b>TOTAL</b>		<b>01</b>	<b>05</b>	<b>73</b>

Do total de 45 corridas de detritos, apenas 14 delas ocorreram em classes consideradas como instáveis pelo modelo, representando 31,1% do total de cicatrizes de rupturas. As cicatrizes em áreas estáveis representam 68,9% do total das cicatrizes. Tabela 24.

Tabela 24 - Shalstab para corridas - Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor

Log q/T	Classe de estabilidade	1Da	1Ea	1Fa	1Db	1Eb	1Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	01	00	03	00	00	00
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	00	03	00	00	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	02	04	01	00	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	02	01	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	01	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	00	03	19	00	01	04
<b>TOTAL</b>		<b>01</b>	<b>07</b>	<b>31</b>	<b>01</b>	<b>01</b>	<b>04</b>

A partir do elevado número de cicatrizes em classes consideradas estáveis, pode-se afirmar que na Categoria 01 (rupturas próximas ao divisor), o resultado do modelo de instabilidade gerado pelo Shalstab foi insatisfatório, pois mais de 81,1% do total de cicatrizes de ruptura encontram-se em áreas consideradas pelo modelo como estáveis tanto em condição saturada, como em condição não saturada.

As ocorrências na **Categoria 2 – rupturas em cabeceira de drenagem** no cenário gnaisse granulítico félsico somam 35 cicatrizes, 14 de pequenos deslizamentos e 21 de corridas de detritos. A **Figura 59** mostra a distribuição dessas ocorrências. Para os deslizamentos, **Tabela 25**, 35,7% das cicatrizes estão em áreas consideradas instáveis e os outros 64,3% em áreas consideradas pelo modelo como estáveis. Assim como na categoria 1, a validação dos deslizamentos para a Categoria 2 também não foi adequada, posto que mais da metade das ocorrências de deslizamentos encontram-se dentro de áreas indicadas pelo modelo como estáveis.

Figura 59 - Rupturas em cabeceira de drenagem do cenário de gnaisse granulítico félsico

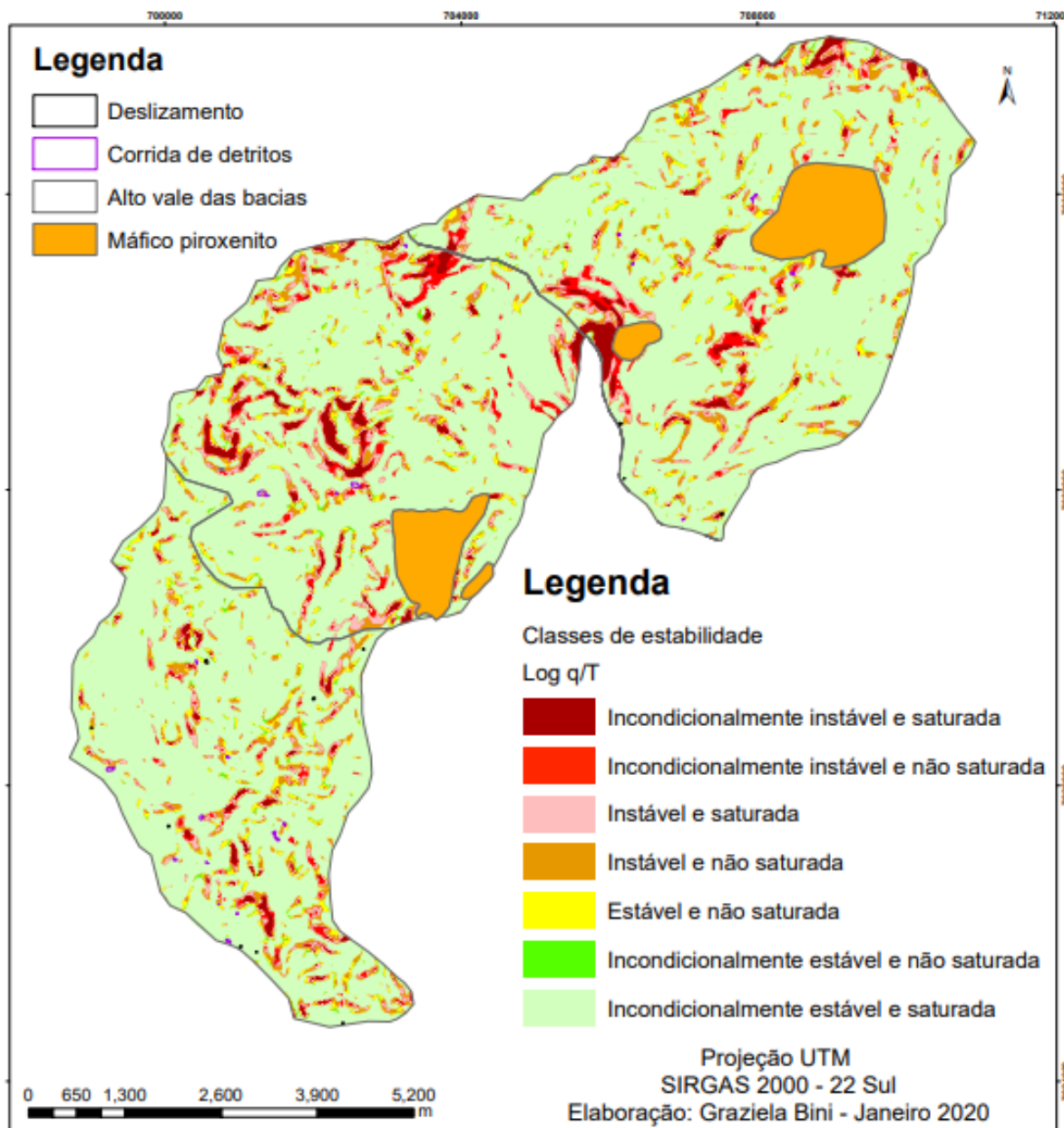


Tabela 25 - Shalstab para deslizamentos Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem

Log q/T	Classe de estabilidade	2A	2B	2C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	00
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	01
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	00	01
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	00	03
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	00

9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	00	09
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>00</b>	<b>14</b>

Quanto as corridas, Tabela 26, 33,3% ocorrem em áreas consideradas pelo modelo como instáveis e outras 66,7% em áreas consideradas estáveis. Este resultado não mostra uma boa validação para as corridas nesta categoria, posto que mais da metade das corridas mapeadas nesta categoria se encontram em áreas estáveis.

Tabela 26 - Shalstab para corridas - Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem

Log q/T	Classe de estabilidade	2Db	2Eb	2Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	00	00	00
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	01	01	00
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada	01	02	02
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	02	01	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	01	03	07
<b>TOTAL</b>		<b>05</b>	<b>07</b>	<b>09</b>

Do total de cicatrizes de deslizamentos e corridas (35), a validação das rupturas em foi considerada insuficiente para este cenário, pois somente 34,3% encontram-se em áreas consideradas pelo modelo como instáveis.

Na **Categoria 3 - rupturas em mudança de inclinação** no cenário de gnaisses granulíticos félsicos, há 82 cicatrizes, das quais 20 são de deslizamentos e 42 de corridas de detritos, **Figura 60**. Do total de deslizamentos, 25% deles encontram-se em áreas consideradas instáveis e 75% em áreas estáveis, **Tabela 27**. Considera-se que este resultado de validação para os deslizamentos ainda não é admissível, posto que pouco mais da metade das cicatrizes são indicadas pelo programa Shalstab como em áreas estáveis.

Figura 60 - Rupturas em mudança de inclinação no cenário de gnaiss granulítico fêlsico

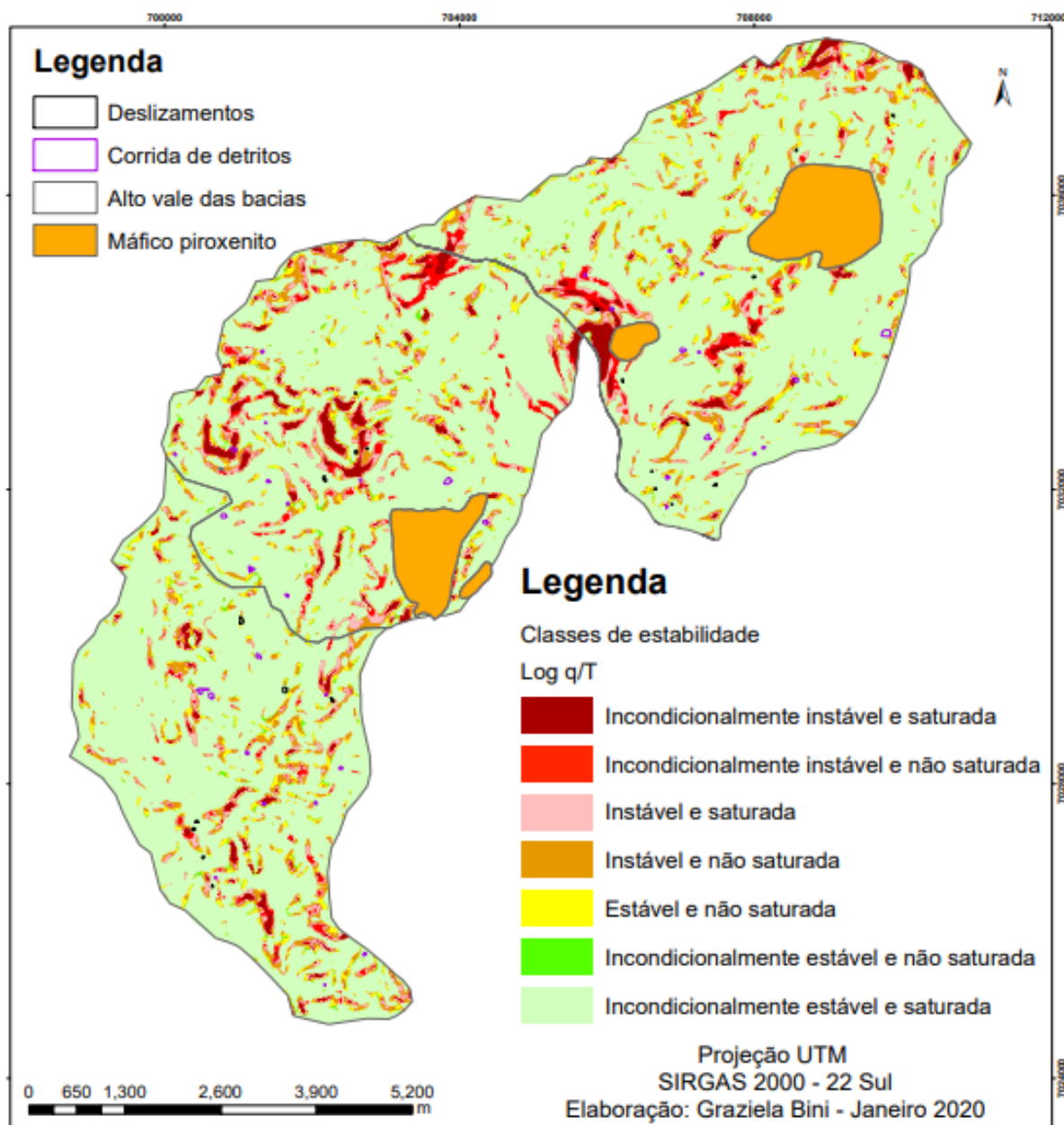


Tabela 27 - Shalstab para deslizamentos Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação

Log q/T	Classe de estabilidade	3A	3B	3C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	00	01
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	00	03
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	01	01
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	00

9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	02	11
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>03</b>	<b>17</b>

Quanto as corridas de detritos, das 42 cicatrizes de ruptura mapeadas, 40,5% delas estão em áreas consideradas pelo modelo como instáveis e 59,5% em áreas consideradas estáveis (**Tabela 28**), ou seja, nesta categoria as corridas de detritos também não apresentaram uma boa validação.

Tabela 28 - Shalstab para corridas - Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação

Log q/T	Classe de estabilidade	3Da	3Ea	3Fa	3Db	3Eb	3Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	02	02	01	01	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	01	02	01	00	00
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada	01	03	02	00	00	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	00	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00	00	02	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	02	05	06	06	02	02
<b>TOTAL</b>		<b>05</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>08</b>	<b>04</b>	<b>03</b>

A validação do cenário gnaisse granulítico félsico para a categoria 3 – Em mudança de inclinação, não foi satisfatório, visto que 26% do total de cicatrizes encontram-se em áreas consideradas pelo modelo como estáveis.

Por fim, o cenário de gnaisses banda clara para a Categoria 4 – **rupturas no meio ou na base da encosta**, apresenta 175 cicatrizes, dentre as quais 128 são de deslizamentos e 47 de corridas de detritos, **Figura 61**. Do total de deslizamentos, 35,9% estão em áreas consideradas estáveis e 64,1% em classes consideradas estáveis, ou seja, uma validação pouco satisfatória. A Tabela 29 mostra a distribuição dos deslizamentos nesta categoria por classes de instabilidade segundo o resultado do modelo Shalstab.

Figura 61 - Rupturas no meio ou na base da encosta no cenário de gnaiss granulítico félsico

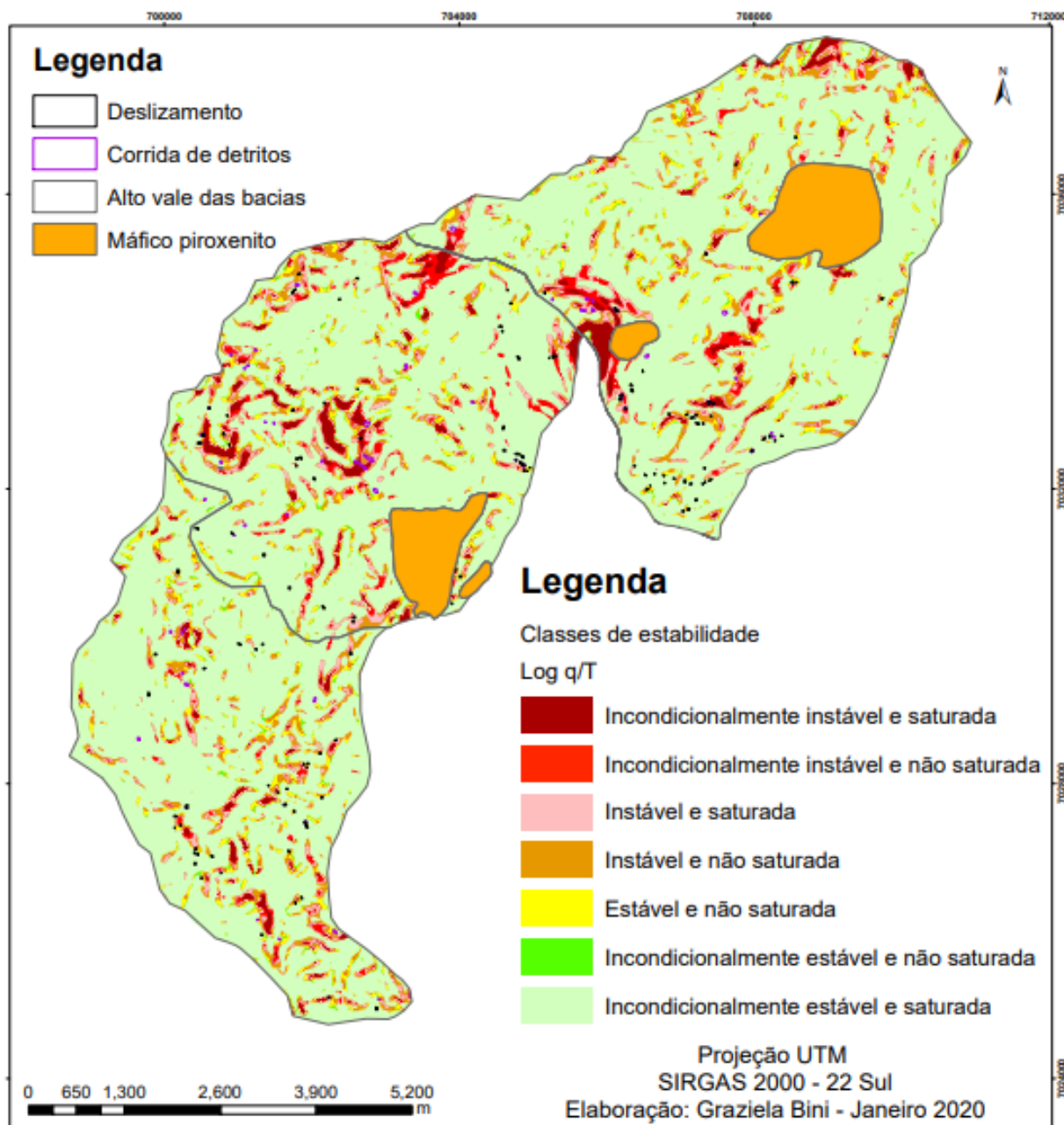


Tabela 29 - Shalstab para deslizamentos Categoria 04 - No meio ou na base da encosta

Log q/T	Classe de estabilidade	4A	4B	4C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	02
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	02	15
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	02	24
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	02	08

-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	01
9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	05	66
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>11</b>	<b>117</b>

Quanto as corridas de detritos, das 42 cicatrizes de rupturas 40,4 estão em áreas instáveis, enquanto 59,6% estão em áreas consideradas pelo modelo como estáveis. Tabela 30.

Tabela 30 - Shalstab para corridas - Categoria 04 - Rupturas no meio ou na base da encosta

<b>Log q/T</b>	<b>Classe de estabilidade</b>	<b>3Da</b>	<b>3Ea</b>	<b>3Fa</b>	<b>3Db</b>	<b>3Eb</b>	<b>3Fb</b>
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	02	02	01	01	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	01	02	01	00	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	01	03	02	00	00	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	00	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00	00	02	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	02	05	06	06	02	02
<b>TOTAL</b>		<b>05</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>08</b>	<b>04</b>	<b>03</b>

Dentro do cenário gnaisse granulítico félsico, a validação para as corridas na Categoria 4 foi a que apresentou melhor resultado, apesar de ainda insatisfatório. Por outro lado, se considerado o total de cicatrizes (170 somando os deslizamentos e corridas), há uma validação de apenas 37%, fração que revela uma validação ainda insuficiente.

Pode-se concluir que em nenhuma das categorias analisadas no cenário gnaisse granulítico félsico houve uma boa validação, pois em todos os resultados o número de ocorrências em classes instáveis é bem inferior ao número de ocorrências que se encontram em classes estáveis.

### 5.6.2 Validação do modelo para o cenário de estabilidade gnaisse granulítico máfico

No cenário gnaisse banda escura para a **Categoria 1 – rupturas próximas ao divisor** tem-se 127 cicatrizes mapeadas, sendo 79 deslizamentos e 41 corridas de detritos, **Figura 62**. Do total de 79 cicatrizes de deslizamentos, 36,8% estão em classes consideradas instáveis e 63,2% em classes considerada estáveis. **Tabela 31**.



Figura 62 - Rupturas próximas ao divisor dentro do cenário de gnaiss granulítico máfico

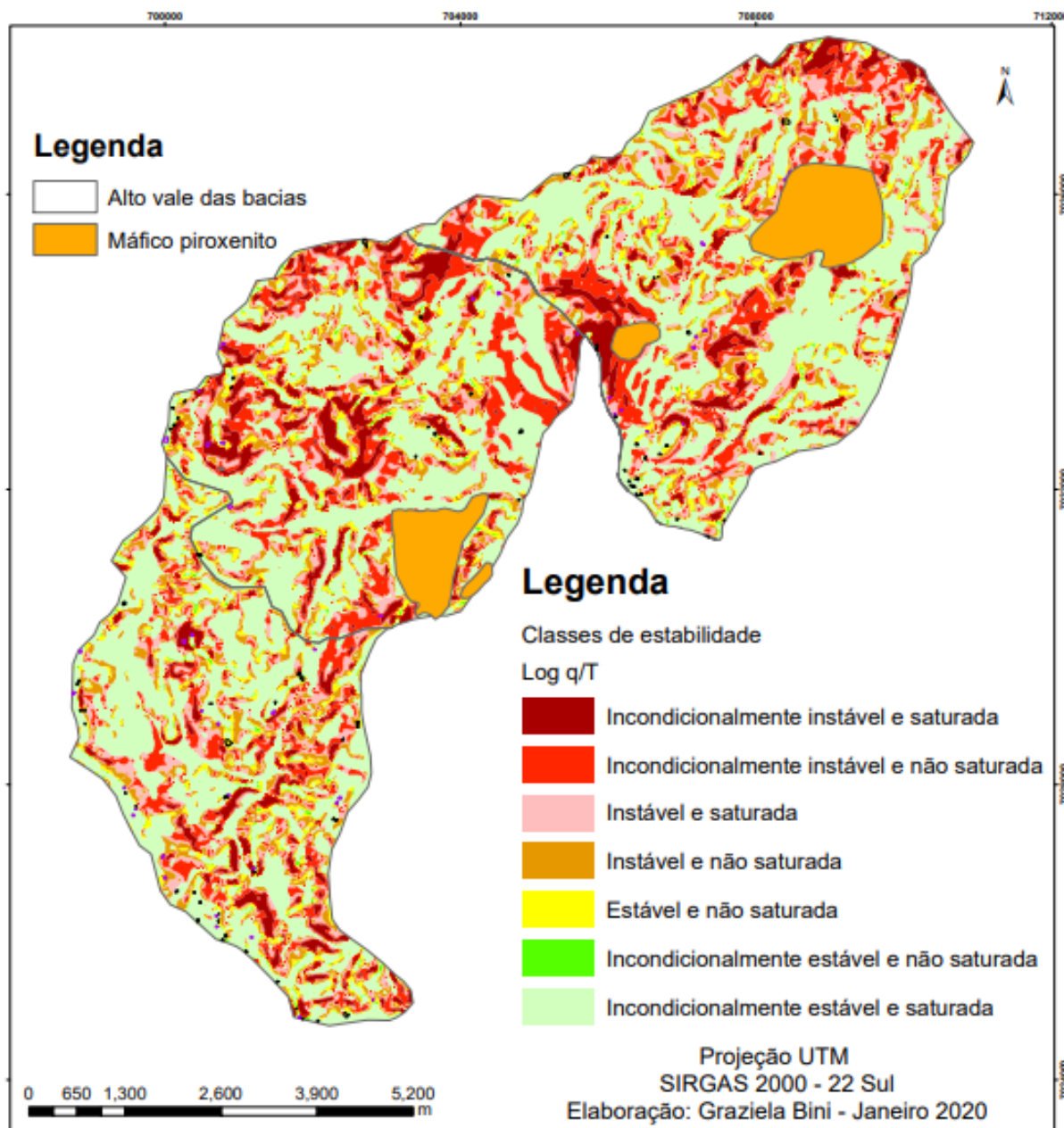


Tabela 31- Shalstab para deslizamentos Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor

Log q/T	Classe de estabilidade	1A	1B	1C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	03
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	01	06
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	01	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	01	02	15
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	15
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	02

9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	00	33
<b>TOTAL</b>		<b>01</b>	<b>04</b>	<b>74</b>

Pela **Tabela 31**, é possível observar que o modelo Shalstab classificou como estável áreas em que ocorreram 50 cicatrizes de deslizamentos, fato que evidencia sua baixa acuidade neste cenário para a Categoria 1.

Quanto as corridas de detritos, pode-se destacar que 47,8% das cicatrizes de rupturas se encontram em áreas consideradas instáveis e 52,2 em áreas estáveis. Nota-se, pela **Tabela 32** que as médias corridas não encaixadas foram a que apresentaram uma melhor validação, pois de um total de 7 corridas de detritos, 5 estão em áreas consideradas pelo modelo como instáveis.

Como o modelo trabalha com dados de área de contribuição e declividade, considera-se que para as pequenas corridas não se obteve um bom resultado de validação devido as áreas próximas do divisor apresentarem formas mais convexizadas que não permitem o acúmulo de umidade e nas quais as declividades ficam em grande parte em classes de 7° a 15° e 15° a 20°. Nesta mesma linha, se enquadram as médias e grandes corridas, porém com declividades mais elevada, entre 20° a 25° e 25° a 35°, o que explicaria o resultado mais acertado na validação.

Tabela 32 - Shalstab para corridas - Categoria 01 - Rupturas próximas ao divisor

Log q/T	Classe de estabilidade	1Da	1Ea	1Fa	1Db	1Eb	1Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	01	02	05	00	00	00
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	00	04	00	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	01	03	00	00	01
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada	00	02	03	00	00	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	01	05	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	00	01	14	00	01	03
<b>TOTAL</b>		<b>01</b>	<b>07</b>	<b>34</b>	<b>00</b>	<b>01</b>	<b>03</b>

A **Categoria 2 - rupturas em cabeceira de drenagem** para o cenário gnaises granulíticos máficos apresenta 36 cicatrizes, sendo 14 de pequenos deslizamentos e 21 corridas de detritos, **Figura 63**. A área instável é representada por 57,1% do total de cicatrizes de

deslizamentos e a área estável por 42,9%. O número de cicatrizes em classes instáveis mostra que o modelo apresentou uma validação aceitável. Como nesta categoria só há pequenos deslizamentos, o fator escala pode ter contribuído para não ter uma validação ainda melhor. O número de ocorrências de deslizamentos por classes de instabilidade pode ser observado na **Tabela 33**.

Figura 63 – Rupturas em cabeceira de drenagem no cenário de gnaiss granulítico máfico

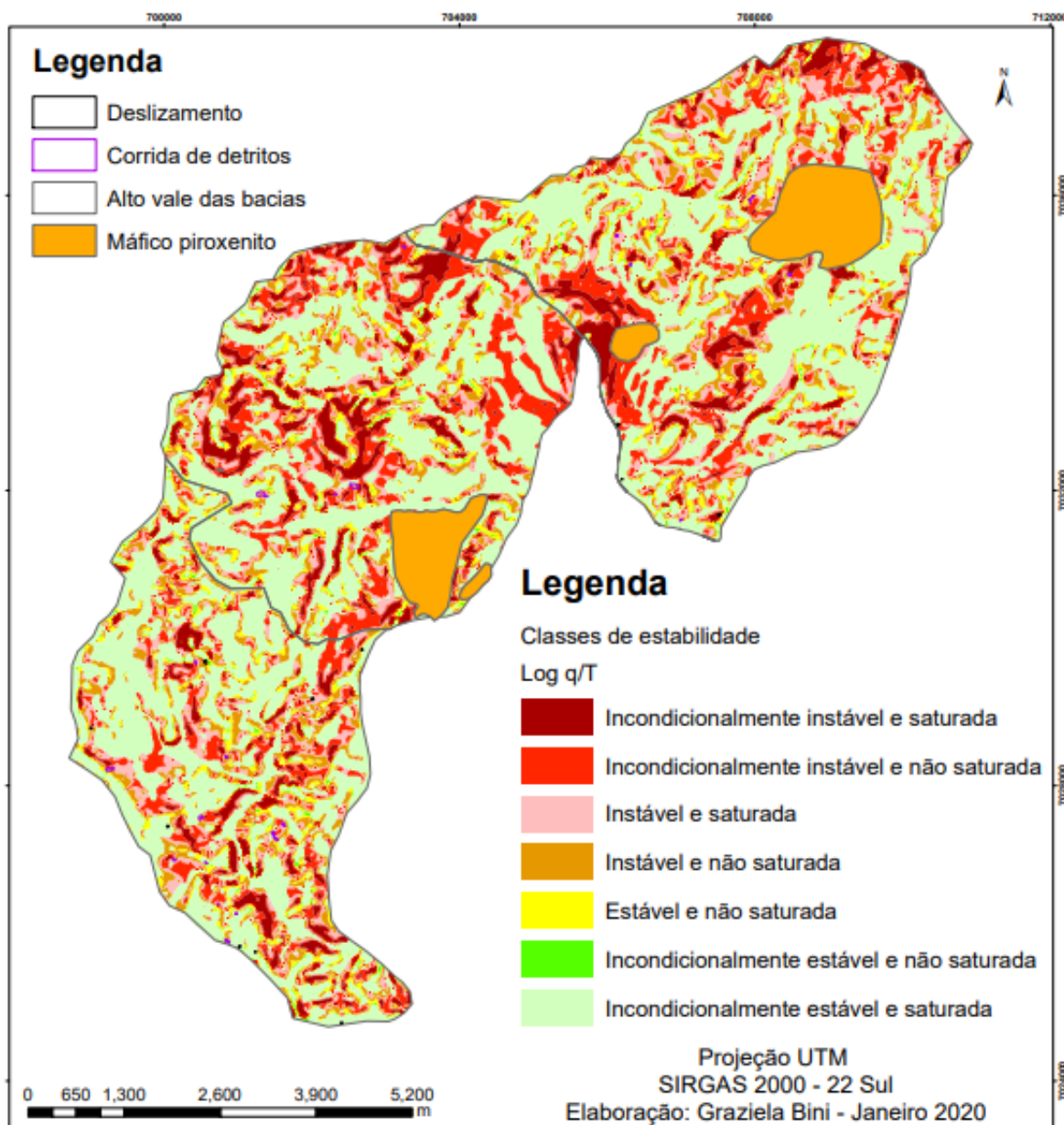


Tabela 33 - Shalstab para deslizamentos Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem

Log q/T	Classe de estabilidade	2A	2B	2C
---------	------------------------	----	----	----

-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	03
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	00	02
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada	00	00	02
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	00	06
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>00</b>	<b>14</b>

Quanto as corridas de detritos, 85,7% do total encontram-se em áreas consideradas pelo modelo como instável e 14,3% em áreas estáveis. Das 5 grandes corridas de detritos, 4 estão em áreas instáveis, das 7 médias corridas mapeadas, 6 delas se encontram em classes consideradas instáveis e das 10 pequenas corridas de detritos, 8 e encontram em áreas instáveis. **Tabela 34.** O número expressivo de corridas em áreas instáveis revela um excelente validação para as corridas nesta categoria que pode ser explicado pelas áreas de acumulo de umidade formada pela concavidade encontrada em cabeceiras de drenagem, bem como as elevadas declividades em que se deflagraram as rupturas (vide Figura 40).

Tabela 34 - Shalstab para corridas - Categoria 02 – Em cabeceira de drenagem

<b>Log q/T</b>	<b>Classe de estabilidade</b>	<b>2Db</b>	<b>2Eb</b>	<b>2Fb</b>
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	01	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	02	02
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	02	03
-2,8 - - 2,5	Instável e não saturada	03	02	02
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	01	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	01	00	02
<b>TOTAL</b>		<b>05</b>	<b>07</b>	<b>10</b>

Considerando as 35 cicatrizes mapeadas ao total (deslizamentos e corridas de detritos), obteve-se validação de 74,3%. Considera-se, portanto, que a validação nesta categoria foi excelente.

Quanto a validação para a **Categoria 3 - rupturas em mudança de inclinação** para o cenário de estabilidade gnaisse granulítico máfico, há 82 cicatrizes de movimento de massa, sendo 20 deslizamentos e 42 corridas, **Figura 64**. Do total de deslizamentos, há 70% em classes instáveis e 30% em classes estáveis, conforme mostra a **Tabela 35**.

Figura 64 – Rupturas em mudança de inclinação no cenário de gnaisse granulítico máfico

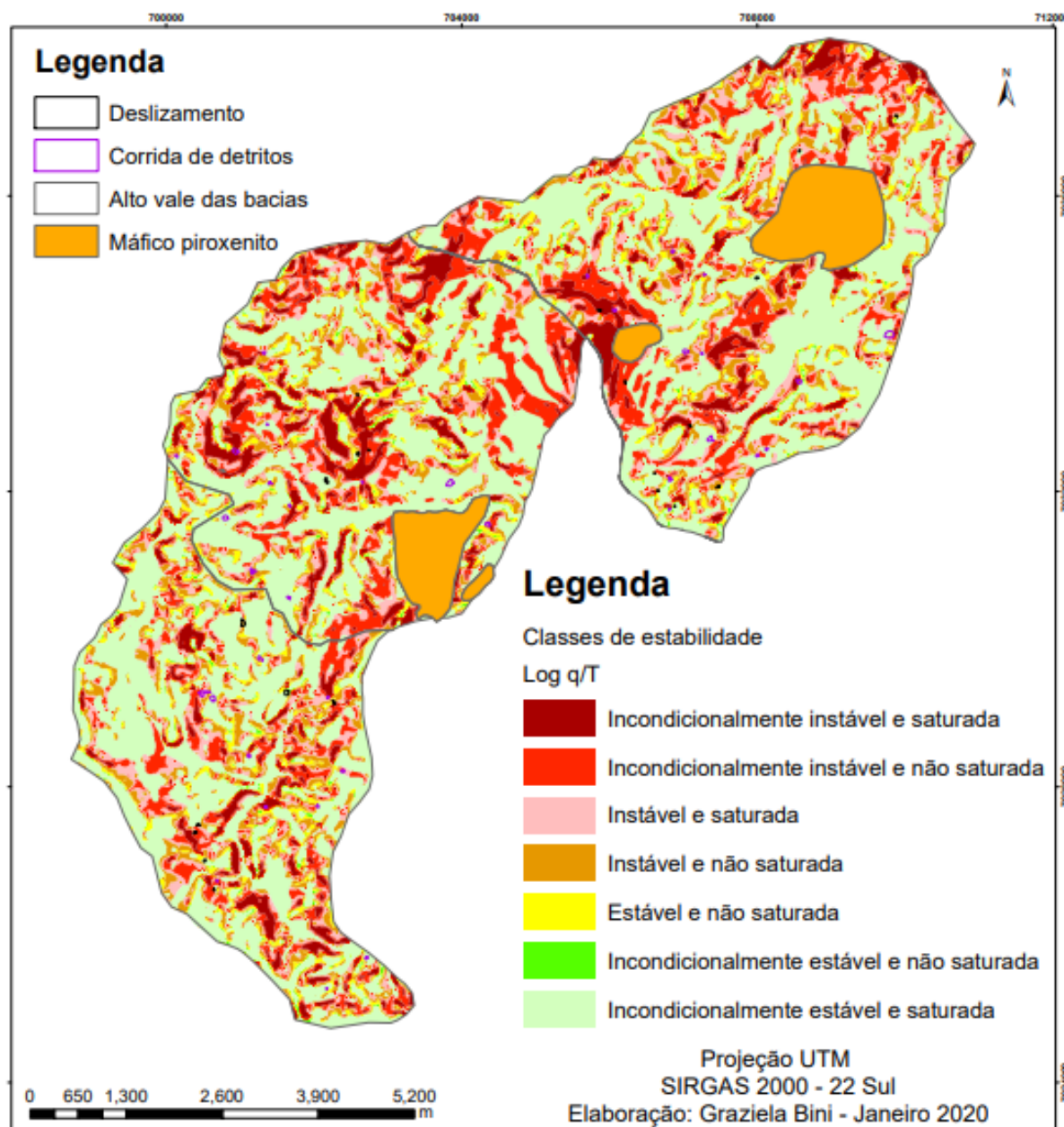


Tabela 35 - Shalstab para deslizamentos Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação

Log q/T	Classe de estabilidade	3A	3B	3C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	00	01

-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	00	04
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	00	03
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	02	04
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	01
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	01	04
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>03</b>	<b>17</b>

Levando em conta que o modelo Shalstab utiliza-se da área de contribuição e da declividade (dados que variáveis), pode-se deduzir que o bom resultado de validação para os deslizamentos é decorrente da mudança de inclinação de áreas mais suave para áreas mais íngremes, possibilitando, portanto, áreas de acumulação de umidade, onde se encontram a maior parte das rupturas.

Quanto as corridas de detritos, 80% encontram-se em áreas que o modelo considerou como instável e 20% em áreas estáveis. Das 42 corridas mapeadas, 34 delas estão em áreas instáveis, mostrando um excelente resultado de validação. **Tabela 36.**

Tabela 36 - Shalstab para corridas - Categoria 03 - Rupturas em mudança de inclinação

Log q/T	Classe de estabilidade	3Da	3Ea	3Fa	3Db	3Eb	3Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	02	01	03	02	00	01
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	01	04	03	01	01	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	02	02	01	00	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	01	02	03	02	02	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	01	00	00	02	01	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	00	02	00	00	00	02
<b>TOTAL</b>		<b>05</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>08</b>	<b>04</b>	<b>03</b>

O modelo gerado pelo Shalstab para a Categoria 3 no cenário gnaisse granulítico máfico revela 58,5% do total de cicatrizes mapeadas em classes instáveis. Em razão disso, pode-se afirmar que o modelo teve uma boa validação para esta categoria.

Quanto a validação do cenário gnaisse granulítico máfico para a **Categoria 4 - rupturas no meio ou na base da encosta**, foram mapeadas 175 cicatrizes de movimento de massa, sendo 128 de deslizamentos e 47 corridas de detritos, **Figura 65**. Quanto a validação das com as cicatrizes pretéritas de deslizamentos, obteve-se 82,8% das ocorrências em classes consideradas pelo modelo como instáveis e 17,20% em áreas estáveis Tabela 37.

Figura 65 – Rupturas em mudança de inclinação no cenário de gnaisse granulítico máfico

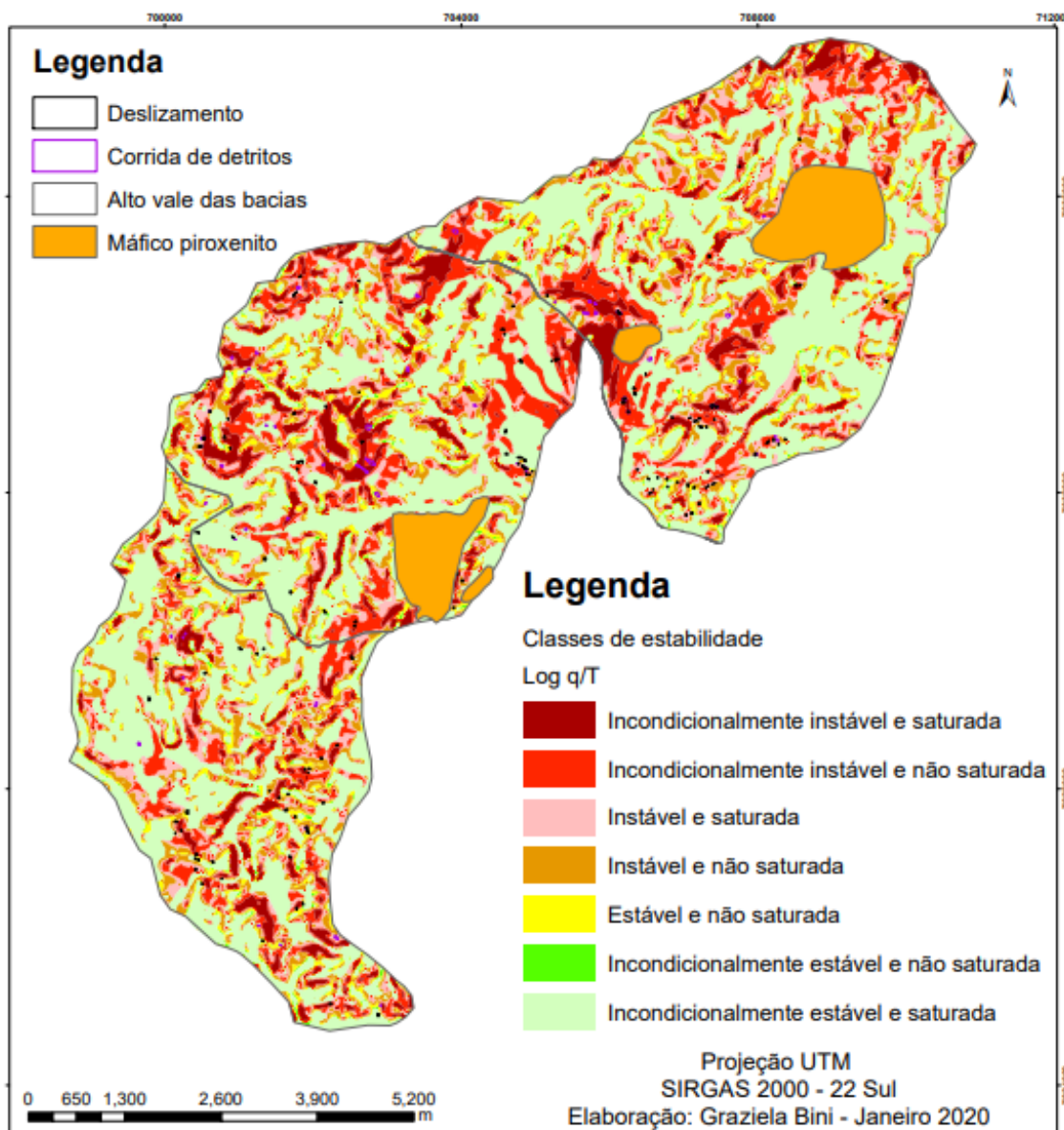


Tabela 37 - Shalstab para deslizamentos Categoria 04 - No meio ou na base da encosta

Log q/T	Classe de estabilidade	4A	4B	4C
-10 - -9,9	Incondicionalmente instável e saturada	00	01	17

-9,9 - -3,1	Incondicionalmente instável e não saturada	00	03	29
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	02	24
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	03	27
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	03
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente estável e não saturada	00	01	05
9,9 - 10	Incondicionalmente estável e saturada	00	01	12
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>11</b>	<b>117</b>

O bom resultado de validação para os deslizamentos nesta Categoria, certamente este resultado está associado a área de contribuição e de declividade que são os únicos parâmetros de entrada que variam no modelo Shalstab.

Quanto as corridas de detritos mapeadas, a **Tabela 38** mostra a distribuição das ocorrências de corridas por classes de instabilidade, na qual é possível constatar que 93,6% das cicatrizes pretéritas de corridas estão em áreas consideradas instáveis e 6,4% em áreas estáveis. O excelente resultado de validação para as corridas nesta Categoria procede dos dados variáveis como a área de contribuição, visto que nesta categoria a maioria das rupturas se encontram na forma côncava das encostas (Tabela 15) que são áreas de acumulação de umidade e também em declividades mais acentuadas, nas classes entre 20 e 25 graus e 25 e 35 graus (Figura 42).

Tabela 38 - Shalstab para corridas - Categoria 04 - Rupturas no meio ou na base da encosta

Log q/T	Classe de estabilidade	4Da	4Ea	4Fa	4Db	4Eb	4Fb
-10 - -9,9	Incondicionalmente inst. e sat.	00	03	08	03	00	00
-9,9 - -3,1	Incondicionalmente inst. e ã sat.	00	02	08	02	00	00
-3,1 - -2,8	Instável e saturada	00	05	05	01	01	00
-2,8 - -2,5	Instável e não saturada	00	04	03	00	00	00
-2,5 - -2,2	Estável e não saturada	00	00	00	00	00	00
-2,2 - 9,9	Incondicionalmente est. e ã sat.	00	00	00	00	00	00
9,9 - 10	Incondicionalmente est. e sat.	00	02	00	00	00	01
<b>TOTAL</b>		<b>00</b>	<b>16</b>	<b>22</b>	<b>06</b>	<b>01</b>	<b>02</b>

Neste cenário, 85,7% do total de cicatrizes mapeadas (somando deslizamentos e corridas) foram validadas, correspondendo, portanto, a um excelente resultado.

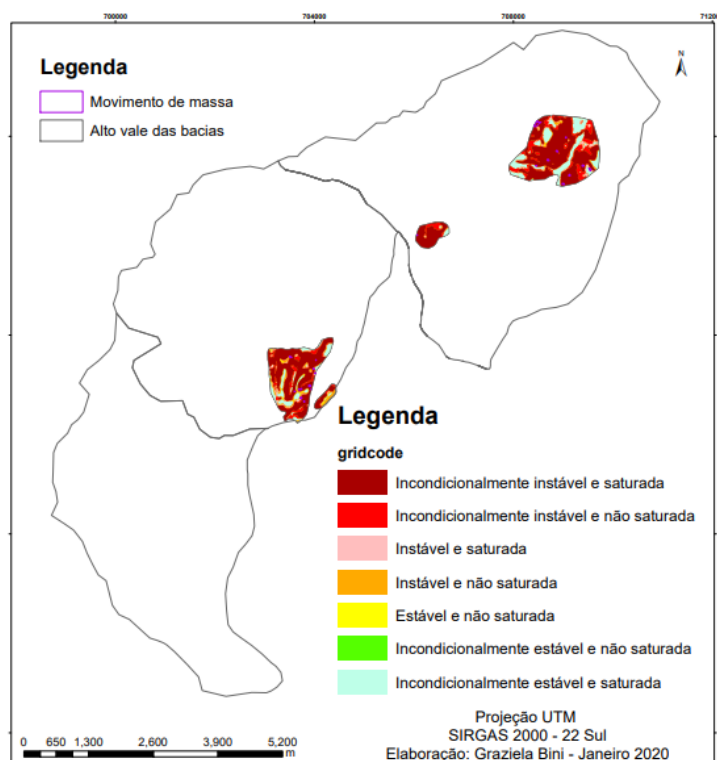


Dentre as 4 categorias analisadas para o cenário banda escura, considera-se que tanto para os deslizamentos, quanto para as corridas, **Categoria 4 – rupturas no meio ou na base da encosta**, foi a que apresentou melhor resultado de validação, no qual 82,8% dos deslizamentos se encontram em áreas consideradas pelo modelo como instáveis, bem como 93,6% das corridas de detritos. .

### 5.6.3 Validação do modelo para a classe de estabilidade no cenário máfico piroxenito

A area correspondente a máfico piroxenito corresponde a pequenas manchas na área de estudo que somam 3,35 km<sup>2</sup> do total dos altos vales (66,047 km<sup>2</sup>). Neste cenário, foi aplicado o modelo de estabilidade shalstab, conforme apresenta a **Figura 66**. Para a validação, foi considerada somente as cicatrizes dentro desta litogia. Ao total foram 27 cicatrizes de movimentos de massa, todos em áreas consideradas pelo modelo como instáveis. Foram 18 movimentos na classe incondicionalmente instável e saturada, 5 na classe incondicionalmente estável e não saturada, 2 na classe instável e saturada e 2 na instável e não saturada. Apesar de ser uma área pequena, pode-se concluir que o cenário máfico piroxenito apresenta alta suscetibilidade aos movimentos de massa. A validação foi de 100%, pois nenhuma das ocorrências se encontrava em classes consideradas estáveis.

Figura 66 – Cenário de instabilidade para o modelo máfico piroxenito

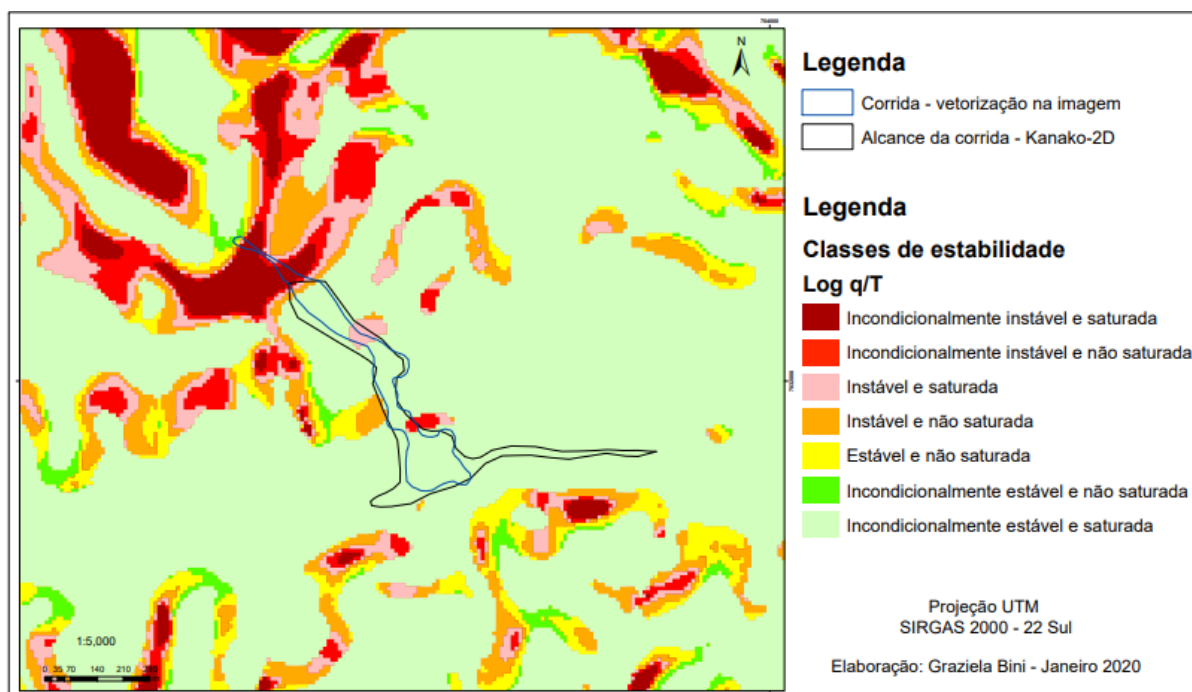


Na análise dos cenários (gnaisse granulítico félsico, gnaisse granulítico máfico e máfico piroxênio) de instabilidade gerados pelo modelo Shalstab, é importante destacar que o número expressivo de cicatrizes em áreas indicadas pelo modelo Shalstab como estáveis pode estar associado a base cartográfica utilizada, com escala de 1:50.000 e equidistância das curvas de nível de 20 metros, fato que limita a representação das formas de relevo e conseqüentemente os produtos derivados como o modelo digital de terreno, a área de contribuição e a declividade da área de estudo, fatores estes que influenciam diretamente no estado geral de tensões. Logicamente, conforme estabelecem Dietrich e Montgomery (1998), o trabalho de campo, de laboratório e do cuidadoso mapeamento das cicatrizes também são indispensáveis a um bom resultado de validação e minimizam as informações imprecisas advindas de outros modelos como o MDT e contribuição de área de fluxo que são modelagens que funcionam como parâmetros de entrada para outros modelos.

## 5.7 VALIDAÇÃO DE CENÁRIO GERADO PELO MODELO KANAKO-2D

Os modelos de fluxo de detritos são advindos da engenharia - em geral, e pensados para a aplicação em barragens. No entanto, muito se tem utilizado para fluxos de origem natural e sua aplicação tem demonstrado bons resultados, por isso tem sido amplamente difundido no meio científico e acadêmico. A área de abrangência do fluxo em qualquer modelo é medida a partir do momento em que o material movimentado chega a um canal, e, por isto, a associação de um modelo de ruptura com o de fluxo de detritos é fundamental para se obter um bom resultado. Nesta pesquisa, foram utilizadas as classes de estabilidade do modelo Shalstab geradas para o cenário banda clara para definir a área de iniciação da corrida. É importante destacar que para a simulação no Kanako-2D a corrida de detritos deve ser dividida em três zonas, definidas como: zona de iniciação, zona de transporte e zona de deposição. A divisão das zonas dentro da cicatriz foi delimitada por observações em campo e pelas classes consideradas incondicionalmente instáveis dentro da modelagem Shalstab, **Figura 67**.

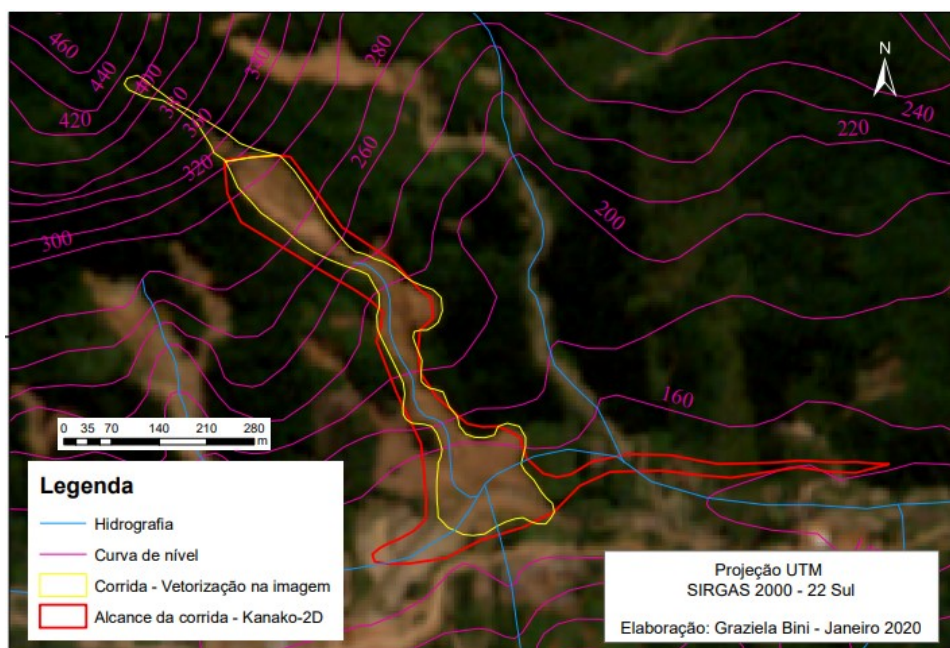
Figura 67 - Cenário Kanako-2D para a corrida de detritos 4Da.



O comprimento da trajetória do movimento em sua maior extensão, desde o primeiro ponto da zona de iniciação até o ponto mais afastado na área de deposição foi de 1,212 km. A área de transporte e deposição segundo a modelagem Kanako-2D resultou em 78357,325 m<sup>2</sup>, valor este que extrapolou em 62,5% a zona de transporte e deposição delimitada pela interpretação da imagem. Este resultado é muito parecido com aquele encontrado por Vilella (2019), o qual trabalhou com uma corrida de detritos também no Vale do Itajaí na região do município de Gaspar.

É importante destacar que o MDT é o parametro de entrada de maior sensibilidade na modelagem Kanako-2D, e, portanto, quanto menor escala da base cartográfica utilizada, mais coerente será o resultado da modelagem. A **Figura 68** mostra a área da corrida na imagem RapidEye desde seu início (cota 310 m) até a zona de depósito (cota de 140 m).

Figura 68 – Comparação entre a área interpretada na imagem e a da modelagem Kanako-2D



Nota-se pela Figura 62 que a área da modelagem Kanako-2D apresenta uma certa distorção em relação ao rio, o que provavelmente não aconteceria caso houvesse material cartográfico de maior detalhe para elaboração do MDT, visto que esta distorção deve estar associada ao fato de que na base cartográfica utilizada, o talvegue não tinha atribuído o valor de cota. Também é possível observar pela figura acima que há uma divergência do fluxo de detritos ao atingir o nível do rio principal; neste local a componente maior do fluxo se dá na mesma orientação do rio em direção à juzante, condizendo, portanto com a realidade observada em campo.

## 6. CONCLUSÃO

Esta pesquisa teve como objetivo estudar os condicionantes e mecanismos dos movimentos de massa que ocorreram nos altos vales das bacias do Arraial do Ouro (Gaspar), do Ribeirão Baú e do Braço do Baú (Ilhota), em litologia do Complexo Granulítico Luís Alves, no intuito de subsidiar a escolha de modelos matemáticos de previsão de movimentos de massa. O primeiro passo deste estudo foi a identificação do tipo de movimento de massa: deslizamentos ou corridas; em seguida foi verificado o tamanho das cicatrizes: pequenas, médias e grandes; e por fim, a partir de um estudo mais apurado em relação aos condicionantes e mecanismos deflagradores das rupturas, foi realizada a categorização das cicatrizes: Categorias 1 – Rupturas próximas ao divisor, Categoria 2 – Rupturas em cabeceira de drenagem, Categoria 3 – Rupturas em mudança de inclinação, Categoria 4 – Rupturas no meio ou na base da encosta, Categoria 5 – Rupturas por solapamento de corridas, Categoria 6 – Rupturas por solapamento de rio e Categoria 7 – Rupturas por corte de talude. Dentre as Categorias de estudo, destaca-se a Categoria 4 como a com maior número de ocorrências de cicatrizes, sendo 132 de deslizamentos e 65 de corridas de detritos. Tais ocorrências estão atreladas principalmente ao fator declividade, como avaliado no Item 5.3.4 desta pesquisa. Além disso, o acúmulo de umidade em relação a água que vem da parte superior da encosta contribui para que tais rupturas aconteçam. Na Categoria 1 os deslizamentos (79) são mais frequentes que as corridas de detritos (48), sendo que tanto os deslizamentos quanto as corridas costumam ocorrer nas formas convexas das encostas. A Categoria 4 apresenta um número maior de ocorrências de deslizamentos que de corridas de detritos, sendo que aqueles têm maior frequência em formas convexas das encostas (60) e estas em formas côncavas (24).

Pensar na categorização das cicatrizes foi imprescindível para relacionar as cicatrizes com fatores como forma de encosta, declividade e geologia. O estudo dos mecanismos e condicionantes a partir da categorização permitiu a organização de dados, de fundamental importância para melhor direcionar a escolha do modelo matemático de previsão a ser empregado, visto que cada modelo se destina a uma situação específica.

Neste contexto, foram aplicados dois modelos: o Shalstab para prever áreas de ruptura e o Kanako-2D para dimensionar a área de abrangência de um fluxo. Das 639 cicatrizes mapeadas na área de estudo, mediante a categorização, aplicou-se o modelo Shalstab para o total de 432, pois 207 rupturas, distribuídas entre as Categorias 5, 6 e 7, não ocorreram por queda da resistência associada a áreas de saturação, requisito de aplicabilidade do modelo Shalstab. Foi aplicado o modelo de estabilidade para as Categorias 1, 2, 3 e 4, pensando em três

diferente cenários: cenário gnaisse granulítico félsico, gnaisse granulítico máfico e máfico piroxenito. A escolha de trabalhar com dois cenários para o gnaisse foi em virtude de que em profundidade, há muita alteração de sua composição, e, portanto, dependendo de onde for ocasionada a ruptura, pode-se o solo ser mais ou menos suscetível. A validação do modelo de estabilidade Shalstab para o cenário gnaisse granulítico félsico não apresentou acuidade significativa, pois quando sobrepostas as cicatrizes sobre as classes de estabilidade, verificou-se que a grande maioria das cicatrizes se encontravam em áreas em que o modelo considerou como estável. No entanto, no cenário gnaisse granulíticos máficos, a validação mostrou uma boa acuidade, em que as cicatrizes pretéritas se encontravam em grande parte em classes consideradas pelo modelo como instáveis. Dentre as Categorias de análise, a que apresentou melhor resultado de validação foi a 4 – Rupturas no meio ou na base da encosta, na qual validação foi de 85,7% do total de cicatrizes. O cenário máfico piroxênio, apesar de pouco expressivo em termos de área, revelou-se bastante suscetível, posto que a maioria das cicatrizes pretéritas confirmaram áreas consideradas pelo modelo como instáveis, obtendo validação de 100%.

É importante destacar que o número expressivo de cicatrizes em áreas indicadas pelo modelo Shalstab como estáveis, principalmente no cenário gnaisse granulíticos máfica, pode estar associado a base cartográfica utilizada, com escala de 1:50.000 e equidistância das curvas de nível de 20 metros, fato que limita a representação das formas de relevo e conseqüentemente os produtos derivados como o modelo digital de terreno, a área de contribuição e a declividade da área de estudo, fatores estes que influenciam diretamente no estado geral de tensões. Além disso, ainda para o modelo Shalstab, se faz extremamente necessário e eficiente que se tenha dados sensíveis ao modelo, ou seja, a melhor base de dados topográficos possível, observações de campo e um delicado e detalhado mapeamento das cicatrizes que permitam uma validação de maior precisão.

A modelagem do fluxo foi realizada a partir do programa Kanako-2D, o qual simula a propagação a partir da zona de transporte do material. Por isto, a corrida utilizada para modelagem foi dividida em área de iniciação, de transporte e de deposição, sendo a área de iniciação aquela indicada pelo Shalstab como instável. A corrida que se insere na Categoria 4, teve um bom resultado de validação mediante a comparação com a cicatriz de 2008 mapeada, apresentando uma diferença de 0,30 km<sup>2</sup> entre os limites de uma cicatriz e outra. Ressalta-se que ao trabalhar com modelagem de fluxo, é de fundamental importância que os dados de entrada sejam pensados a partir da categorização das corridas, a qual orienta o relacionamento entre as informações geomorfológicas e parâmetros do solo.

Tanto para modelos de estabilidade quanto para fluxos de corridas, a organização prévia dos dados confere maior assertividade aos modelos, contribuindo na gestão de uso e ocupação da terra no que diz respeito as áreas de riscos socio naturais.

## REFERÊNCIAS

- AHRENDT, A. **Movimentos de massa gravitacionais – proposta de um sistema de previsão: aplicação na área urbana de Campos do Jordão – SP.** 2005. 364p. Tese (Doutorado em Geotecnia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2005. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18132/tde-06102006-090547/pt-br.php>. Acesso em: 05 set. 2019.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS E TÉCNICAS. **NBR 6502: Rochas e Solos.** Rio de Janeiro: Copyrigh, 1995. 18 p. Disponível em: <https://intranet.ifs.ifsuldeminas.edu.br/~eder.clementino/GESTÃO AMBIENTAL/LEGISLAÇÃO AMBIENTAL/NORMAS BRASILEIRAS REGULAMENTADORAS/NBR/NBR 06502 - 1995 - Rochas e Solos.pdf>. Acesso em: 15 jul. 2018.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS E TÉCNICAS. **NBR 11682: Estabilidade de taludes.** Rio de Janeiro: Copyrigh, 1991. 39 p. Disponível em: <http://licenciadorambiental.com.br/wp-content/uploads/2015/01/NBR-11.682-Estabilidade-de-Taludes.pdf>. Acesso em: 20 set. 2019.
- ATKINSON, P. M.; MASSARI, R. [Modelagem linear generalizada de suscetibilidade a deslizamentos de terra no centro de Apeninos, Itália.](#) **Computadores e Geociências.** 15 de maio de 1998; 24 (4): 373-385. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(97\)00117-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(97)00117-9). Acesso em: 20 nov. 2019.
- AUGUSTO FILHO, O. Escorregamentos em Encostas Naturais e Ocupadas: análise e controle. *In:* Bitar, O. Y. (Coord.). **Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente.** São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE): Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). Divisão de Geologia, 1995.
- AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J.C. Estabilidade de Taludes. *In:* Oliveira, A. M. dos S.; BRITO S. N. A. de. **Geologia de Engenharia.** São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998.
- AUMOND, J. J.; SVEGNANI, L.; TACHINI, M.; BACCA, L. E. Condições Naturais que tornam o Vale do Itajaí Sujeito aos Desastres. *In:* FRANK Beate e SEVEGNANI, Lucia. (Org.). **Desastre de 2008 no Vale do Itajaí: água, gente e política.** Blumenau: Agência das águas do Itajaí, 2009.
- AVELAR, A.S.; NETTO, A.L.C.; LACERDA, W.A.; BECKER, L.B.; MENDONÇA, M.B., 2011, Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil. *In:* SECOND WORLD LANDSLIDE FORUM, 2011, Roma. **Proceedings of the Second World Landslide Forum, 2011.**
- AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. *et al.*, 2013, Mechanism of the recent catastrophic lanslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. *In:* CANUTI, P.; SASSA, K. (Org), **Landslide Science and Practice, Margottini**, 1 ed., SpringerVerlag, v. 4, Global Environmental Change, pp. 265-270.
- BARATA, F.E. **Propriedades Mecânicas dos solos:** uma introdução ao projeto de fundações. Rio de Janeiro: Ltc - Livros Técnicos e Científicos Editora S.A, 1984.



Beven, K. J.; M. J. Kirkby, **A physically based, variable contributing area model of basin hydrology**, Hydrological Sciences Journal, 24(1), 43-69, 1979.  
<https://doi.org/10.1080/02626667909491834>.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. 2º ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007.

BINI, G. M. P. **Análise dos movimentos de massa nas microbacias fluviais: Saltinho, Belchior Baixo, Sertão e Porto Arraial – Gaspar – SC**. Florianópolis, 2012. 165 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa de Pós-Graduação em Geografia.

BINI, G. M. P.; GERENTE, J.; LUIZ, E. L.; PELLERIN, J.J. M. Segmentação de imagem orbital baseada em GEOBIA para mapeamento de cicatrizes de movimentos de massa em encosta. *In: VII CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, LISBOA: ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEOMORFÓLOGOS, 2015. Anais...* v. IX. p. 407- 413.

BINI, G. M. P.; LUIZ, E. L.; GERENTE, J.; PELLERIN, J. R. G. M. Uso de mapeamentos planialtimétricos para análise de modificações nas encostas após ocorrências de movimentos de massa: estudo de caso na bacia do Arraial do Ouro, Gaspar - SC. *In: FILHO, Archimedes P.; AMORIM, Raul R. (Org.). Os desafios da Geografia Física na fronteira do conhecimento*. 1ed.Campinas: Unicamp, 2017, v. 1, p. 3965-3974.

Biondi, J. C.; Schicker, G.; Bugalho, A. 1992. Processos Mineralizadores em Bacias Tardi-Orogênicas: 1. Influência das Estruturas Rígidas na Geração dos Depósitos da Minepar e do Ribeirão da Prata, Grupo Itajaí. **Revista Brasileira de Geociências**. 22(3): 275-288. set. de 1992.

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, (orgs) – Brasília: Ministério das Cidades. Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. 6. ed. Rio de Janeiro: Ltc - Livros Técnicos e Científicos Editora S.A, 2008.

CENTENO, J. A. S. **Sensoriamento remoto e processamento de imagens digitais**. Ed. Curso de Pós-graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2009.

CHAVEZ, Jr., P.S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v. 24, p. 459-479, 1988.

CHORLEY, R. J. Models in Geomorphology. *In: CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. (Ed.). Models in Geography*. Londres: Methuen & Co., 1967. p. 43-96.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1999.

COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M.; AVELAR, A. de S.; VIANNA, G. G.; ARAÚJO, I. S.; FERREIRA, D. L. C.; LIMA, P. H.; SILVA, A. P. A.; SILVA, R. P. (1) January 2011: the extreme landslide disaster in Brazil. *In: Second World Landslide Forum, 2011, Roma. Proceedings of the Second World Landslide Forum, 2011.*

COSTA, J.E. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water clods, hyperconcentrated clods, and debris clods. *In: BAKER, V.R., KOCHER, R.C., PATTON, P.C. (eds.) Flood geomorphology, New York: John-Wiley & Sons, p.113-122, 1988.*

COUSSOT, P.; MEUNIER, M. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 1995. 40: 209-227. June. 1996.

CROZIER, M. J. **Landslide: causes, consequences & environment.** Sidney: Crom Helm Ltd. 1986.

CRUZ, O. **A Serra do Mar e o Litoral na Área de Caraguatatuba:** Contribuição à geomorfologia tropical litorânea. São Paulo: Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo. N° 11, 1974. Série teses e monografias.

DAS, B. M. **Fundamentos de engenharia geotécnica.** 7. ed. São Paulo: Cengage Learning, 2011. EZ2Translate.

DIAS, R. D.; PARIZOTTO, D.; M. ESPÍNDOLA. **Mapeamento geotécnico de grande áreas: exemplo na região Morro do Baú.** Versão preliminar. FAPESC/UNISUL 2015.

DOURADO, F.; ARRAES, T. C.; SILVA, M. F. O Megadesastre da região serrana do Rio de Janeiro – As causas do evento, os mecanismos dos movimentos de massa e a distribuição espacial dos investimentos de reconstrução no pós-desastre. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ - Vol. 35 – n.2 / 2012, p. 43-54. DOI: 10.11137/2012\_2\_43\_54.**

DUARTE, R. B. **Movimentos de massa no município de Blumenau – Santa Catarina: estudo de caso no bairro Progresso, localidade de Nova Rússia. 2018.** 162 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Desastres Naturais, Florianópolis, 2018.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos.** 3. ed. Brasília: Embrapa Informação e Tecnologia, 2013.

ENGESAT (Curitiba). **RapidEye.** Disponível em: <http://www.engesat.com.br/imagens-de-satelite/rapideye/>. Acesso em: 05 jun. 2016.

FERNANDES, N. F. Modelagem em Geografia Física: Teoria, Potencialidades e Desafios. **Espaço Aberto: Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, v. 6, n. 1, p.209-247, 30 jun. 2016. Semestral. Disponível em: https://revistas.ufrj.br/index.php/EspaçoAberto/article/view/5243/3851. Acesso em: 29 set. 2017.**

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimento de Massa: uma abordagem geológica – geomorfológica. *In: GUERRA, A. J. T e CUNHA, S. B da. Geomorfologia e Meio Ambiente.* Rio de Janeiro, 4º edição: Bertrand Brasil, 2011.

Fernandes N.F., Guimarães R.F., Gomes R.A.T., Vieira B.C., Montgomery D.R., Greenberg H. 2004. **Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidences and modeling**. *Catena*, 55(2):163-181.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FIORI, A. P; CARMIGNANI. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. 2. ed. Curitiba: UFPR, 2009.

FIORI, A. P; CARMIGNANI. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. 2. ed. Curitiba: UFPR, 2013.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**, (Org.). – São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

HAGGETT, P.; CHORLEY, R. J. Models, paradigms and the new Geography. *In*: CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. (Ed.). **Models in Geography**. Londres: Methuen e Co., 1967. p. 19-41.

FORNARI, A. **Geologia e metalogênese da porção meridional do Cráton Luís Alves/SC**. 1998. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade de Campinas. São Paulo, 1998.

FRANK, B.; SEVEGNANI, L. **Desastre de 2008 no Vale do Itajaí: Água, gente e política**. Blumenau: Agência das águas do Itajaí, 2009.

FREU, P. H. A. **Estudo para Projeto de Estabilização de uma Encosta do Morro da Glória II, Angra dos Reis – RJ**. 2012. 102 f. TCC (Graduação) - Curso de Engenharia Civil, Centro Tecnológico, Universidade Federal de Santa Catarina Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012. Cap. 2.

GERENTE, J. **Análise dos movimentos de massa na bacia do rio Serafim, Luís Alves/SC: condicionantes e mecanismos de ruptura**. 2015. 129 f. TCC (Graduação) - Curso de Geografia, Universidade do Estado de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.

[GERENTE, J.](#); [LUIZ, E. L.](#) ; [GOMES, R. A. T.](#) Estimativa preliminar de zonas saturação do relevo: uma comparação entre diferentes métodos. *In*: PEREZ FILHO, A.; AMORIM R. R. (Org.). **Os desafios da Geografia Física na fronteira do conhecimento**. 1ed.Campinas: Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP, 2017, 2017, v. 1, p. 3866-3877.

GERSCOVICH, D. M. S. **Estabilidade de taludes**. São Paulo. Editora Oficina de Textos, 2012.

GLADE, T.A. CROZIER, M.J. **Landslide Hazard and Risk**. John Wiley & Sons, Ltd. 2004.

GOMES, R.T. Modelagem de Previsão de Movimentos de Massa a Partir da Combinação de Modelos de Escorregamentos e Corridas de Massa. *In: Anuário do Instituto de Geociências*, 2006, Rio de Janeiro: UFRJISSN 0101-9759 - Vol. 29-2 / 2006 p. 225-246.

GROTZINGER, J; JORDAN, T. **Para Entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013. Tradução de: Iuri Durquia Abreu.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo. Edgard Blücher, 1976.

GUIMARÃES, R. F. **Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem**, Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, UFRJ, Tese de Doutorado. 150 p. 2000.

GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO HÚNIOR, O. A. Parametrization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*, 69 (1-2): 99-108. 2003. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00263-6](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00263-6).

HÉTU, B. Uma Geomorfologia socialmente útil: os riscos naturais em evidência. *Revista Mercator*. Fortaleza, ano 2, n. 3, 2003. p. 83-87.

IVERSON, R. M. 2000. **Landslide triggering by rain infiltration**. *Water Resources Research*, v. 36, n. 7, 1897-1910, July 2000.

IVERSON, R. M.; MAJOR, J.J., Vetores de infiltração de águas subterrâneas e o potencial de falha de colinas e mobilização do fluxo de detritos. *Water Resources Research*, v. 22, no. 11, p. 1543-1548, 1986.

KAUL, P. F.T; FERNANDES, E; SANTOS NETO, A. dos. **Projeto de Gerenciamento Costeiro - GERCO**: Geologia. Florianópolis: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2002.

KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F.; CORRÊA, G.P.; MICHEL, G.P. (2010) Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects. *In: DE WRACHIEN, D.; XI ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS 19 BREBBIA, C.A. (EDS.) MONITORING, SIMULATION, PREVENTION AND REMEDIATION OF DENSE DEBRIS FLOWS III. Anais... pp.77-88.*

KORMANN, T. C.; ROBAIMA L. E. de S. Occupation of the slopes and the generation of risk áreas of mass movements in Blumentau city-SC/Ocupação das encostas e a formação de áreas de risco a movimentos de massa em Blumenau-SC. *Geo UERJ*, Rio de Janeiro, n. 28, p. 269-290, 2016 | doi: 10.12957/geouerj.2016.16695.

KREBS, A.S.J., CALDASSO, A.L.S.; LOPES, R. C. Interpretação preliminar da sequência deposicional da Bacia do Itajaí na área na Folha Botuverá-SC. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35. *Anais...* Belém. 1988, v. 2, 592-605.

LILLESAND, T.; KIEFER, R. **Remote sensing and image interpretation**. New York: John Wiley & sons, 2000.

LIMA, G. M. de A. **Análise da suscetibilidade a deslizamentos por critérios topográficos: um estudo no alto da Bacia do Ribeirão Belchior, Gaspar – SC**. 2013. 121 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Florianópolis, 2013.

LISTO, F.L.R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, v. 169–170, p. 30–44, 2012.

LIU, W. T. H. **Aplicações de Sensoriamento Remoto**. Campo Grande: Uniderp, 2006.

LUIZ, E. L. **Estudo de movimentos de massa na bacia do rio inferninho e sua influência na evolução das vertentes Sorocaba de Dentro – Biguaçu/SC**. 1996. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

LUIZ, E. L. **Influência da dinâmica hidrológica e das características das formações superficiais nos mecanismos de ruptura das encostas com rochas granitoides de áreas subtropicais – São Pedro de Alcântara**. 2003. 238f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Rio de Janeiro, 2003.

LUIZ, E. L. *et al.* Influência de lineamentos estruturais na ocorrência de movimentos de massa na bacia do rio Luís Alves, vale do Itajaí-Santa Catarina. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOMORFOLOGIA, 11., 2016, Maringá. **Anais**. Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2016. p. 01 - 08. Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2016/trabalhos/2/2-108-398.html>. Acesso em: 25 out. 2016.

MASSAD, F. **Obras de Terra: Curso Básico de Geotecnia**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

MATTEDI, M. A.; FRANK, B.; SEVEGNANI, L.; BOHN, N. (2009). O desastre se tornou rotina... *In*: FRANK B.; SEVEGNANI L. (Orgs.). **Desastre de 2008 no Vale do Itajaí: água, gente e política** (p. 13-21). Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí.

MEIS, M. R. M. de; SILVA, J. X. da. Considerações Geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 1, p.55-73, 30 jan. 1968. Disponível em: [http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg\\_1968\\_v30\\_n1.pdf](http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1968_v30_n1.pdf). Acesso em: 25 jul. 2014.

MONTEIRO, M. A.; MENDONÇA, M. Dinâmica atmosférica do estado de Santa Catarina. *In*: HERRMANN, M. L. de P. **Atlas de desastres naturais do estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010**. 2. ed. Florianópolis: Instituto Histórico e Geográfico de Santa Catarina - Ihgsc; Cadernos Geográficos - Gen/ufsc, 2014. Cap. 7. p. 5-11.

- MONTEIRO, M. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**. Revista do Departamento de Geociências da UFSC, Florianópolis, v. 16, nº 31, p 69-78. 2001.
- 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, abr. 1994.
- MOREIRA, C. V. R.; PIRES NETO, A. G. Clima e Relevo. *In*: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.
- MULLIGAN, M.; WAINWRIGHT, J. Modelling and Model Building. *In*: Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity. **Chichester: Wiley-Blackwell**, 2a., 7-26, 2013.
- NAKATANI, K.; WADA, T.; SATOFUKA, Y.; MIZUYAMA, T. Development of “Kanakano 2D (Ver.2.00),” a user-friendly one- and two-dimensional debris flow simulator equipped with a graphical user interface. **International Journal of Erosion Control Engineering**, v. 1, n. 2, p. 62-72. 2008.
- O'BRIEN, J.S.; JULIEN, P.Y. **Flo-2D**. Users Manual Flo-Engineering, Version 200.01, Nutrioso, Arizona (EUA).
- O'Loughlin, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**. 22, 1986. p. 794-814.  
<https://doi.org/10.1029/WR022i005p00794>.
- PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N. **SINMAP**. A stability index approach to terrain stability hazard mapping – Users Manual. Utah State University, 1998. Disponível: <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>. Acessado em: 15 de setembro de 2018.
- PAIXÃO, M. A.; KOBAYAMA, M. (2017). **Análise de sensibilidade do modelo de fluxos de detritos KANAKO-2D**. 98 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, RS, Brasil.
- PINHO, G. M.; FRANCISCO, C. N.; SALGADO, C. M. Análise espacial dos movimentos de massa em Nova Friburgo/RJ: o caso do desastre natural de janeiro de 2011. **Revista Tamoios**, v. 9, n. 1., p. 16-27, 2013.
- PINTO, C. de S. **Curso Básico de Mecânica dos Solos**. 3. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.
- POZZOBON, M. **Análise da suscetibilidade a deslizamentos no município de Blumenau/SC: uma abordagem probabilística através da aplicação da técnica de pesos de evidências**. 2013. 139 f. Tese (Doutorado em Ciências Florestais). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

REDIVO, A.L.; RAMOS, V.M.; GUIMARÃES, R.F.; CARVALHO JÚNIOR, O.A., GOMES, R.A.T. 2004. Determinação de áreas susceptíveis a escorregamentos na BR356 no município de Ouro Preto-MG. **Ciência e Natura**, Santa Maria, 1:31- 45.

RIBEIRO, G. R. **Análise e validação da susceptibilidade a deslizamentos em ambiente SIG na região de Belchior Central, Gaspar, SC. 2016.** 188 P. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2016.

ROCHA, H. L. **Aplicação do modelo FLO-2D para simulação de fluxos de detritos na Bacia do Rio Cunha, Rio dos Cedros/SC.** 123 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Florianópolis, 2011.

ROSA, R. de O. **Projeto de Gerenciamento Costeiro GERCO: Geomorfologia.** Florianópolis: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2002.

ROBINSON, D. J.; REDDING, N. J.; CRISP D. J. Implementation of a fast algorithm for segmenting SAR imagery: Scientific and Technical Report, Australia: **Defense Science and Technology Organization**, 2002.

SANTA CATARINA. Secretaria de Desenvolvimento Econômico Sustentável do Estado de Santa Catarina. **Levantamento Aerofotogramétrico do Estado de Santa Catarina.** Florianópolis: ENGEMAP, 2013, p. 80- 85, Documento Digital.

SHIMIZU, S. H.; VIEIRA, P. C; MOSER, J. M. **Projeto de Gerenciamento Costeiro - GERCO: Pedologia.** Florianópolis: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2002.

SANTOS, W.; VIEIRA, B.C. Influência dos fatores topográficos na distribuição de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar, Cubatão (SP), XIII Simpósio BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, Viçosa. **Anais...**, p. 1 -16. 2009.

SBROGLIA, R. M; HIGASHI, R. A. dos R. Mapeamento geotécnico preliminar de áreas suscetíveis a movimentos de massa na microbacia do Ribeirão Baú, Ilhota/SC. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 16., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: Inpe, 2013. p. 01 - 08. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/files/p0352.pdf>. Acesso em: 10 dez. 2013.

SBROGLIA, R. M. **Mapeamento geotécnico e das áreas suscetíveis a deslizamentos na microbacia do Ribeirão Baú, Ilhota/SC.** 2015. 187 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2015.

SCHULZ JR, A.; ALBUQUERQUE, L.F. - **Geologia da Quadricula de Rio do Sul, Santa Catarina. Brasil.** DNPM, Porto Alegre, 1969.

SELBY, M. J. **Hillslope materials & processes.** New York: Oxford University Press, 1993. 451 p.

Severo, D. L. (2009). A meteorologia do desastre. *In*: FRANK, B.; SEVEGNANI, L. (Orgs.). **Desastre de 2008 no Vale do Itajaí: água, gente e política** (p. 70-77). Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí.

SILVA, L. C. Geologia da bacia do Paraná em Santa Catarina. *In*: SILVA, L. C. E BORTOLUZZI, C. A. **Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina. Mapa geológico do estado de Santa Catarina.** Texto explicativo e mapa – escala 1:500.000. Florianópolis: 11º Distrito do DNPM, 1987.

SILVA, H. dos S. **Análise sociotécnica da meteorologia brasileira:** uma aplicação para o Vale do Itajaí (SC). Florianópolis, 2003. xiv, 208 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Programa de Pós-Graduação em Ciências Humanas.

SILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; MARCOS FERREIRA, A.; GÓIS, J.R.; MIO, G.; MICHAEL, R.; SILVEIRA, P.; MASSULINI, N.E.B.; LEONARDI, T.M.H. Emprego de atributos topográficos no mapeamento da susceptibilidade a processos geoambientais na bacia do rio Jacaré, Paraná. **Soc. & Nat.**, v.25, n.3, p.623-639, 2013.

SODRÉ, Ulisses. **Modelos matemáticos** - Matemática - UEL - Londrina – 2007

TERZAGHI, K. **Theoretical soil mechanics.** Nova York: Jon Wiley & Sons, 1948

TOMAZZOLI, E. R.; PARIZOTO, D. G. V.; ABREU, J.; PELLERIN, J. R. G. M. **Análise e mapeamento das áreas de risco a movimentos de massa e inundações nos municípios de Gaspar, Ilhota e Luís Alves (Complexo Morro do Baú) SC.** FAPESC – Convênio 16319/2010-8. UFSC. Florianópolis, 2012. 207 p.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil. I SIMPÓSIO SUL AMERICANO DE DESLIZAMENTOS – PAIPA – Colômbia, agosto 1989. **Anais...** Solos e Rochas, Vol. 12 Nº UNICO, 27-36 p.

VANACKER, V., VANDERSCHRAEGHE, M., GOVERS, G., WILLEMS, E., POESEN, J., DECKERS, J., DE BIEVRE, B. Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andes watersheds. **Geomorphology**, 52, pp. 299–315, 2003.

VARNES, D.J. Slope movement types and processes. *In*: SCHUSTER, R. L.; KRIZEK R. J. (Eds.) Landslides: analysis and control. Transportation Research Board. **Special report** 176: 11-33, 1978.

VARGAS, M. **Introdução a Mecânica dos Solos.** São Paulo: Ed. Da Universidade de São Paulo, 1977.

VIEIRA, B.C. (2007) **Previsão de Escorregamentos Translacionais Rasos na Serra do Mar (SP) a Partir de Modelos Matemáticos em Bases Físicas.** Tese (Doutorado em Geografia). Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 193p.



- VIEIRA, B. C. MARTINS, T. D. Modelos em geografia física: conceitos e aplicações na previsão de escorregamentos. **GEOUSP: Espaço e Tempo** (Online), v. 20, n. 1, p. 194-206, 2016.
- VIEIRA, B.C.; RAMOS, H. Aplicação do modelo SHALSTAB para mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP). **Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo**, v. 29, p. 172-185, 2015.
- VILELLA, E.C. Reconstrução e **análise de um fluxo de detritos por meio de dados de campo e do modelo Kanako-2D no município de Gaspar/SC**. Florianópolis, 2019. 165 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Programa de Pós-Graduação em Desastres Naturais
- VILELLA, E. C.; KOBAYAMA, M. Reconstrução e análise de um fluxo de detritos por meio de dados de campo e do modelo Kanako-2D no município de Gaspar/SC. *In: XXIII SIMPÓSIO DE RECURSOS HIDRÍCOS, FOZ DO IGUAÇU: LISBOA: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HIDRÍCOS*, 2019. **Anais...** ISSN 2318-0358. p. 01-08.
- WHIPPLE, K.X. **Predicting debris-flow runout and deposition on fans: the importance of the flow hydrograph**. IAHS Publication, v. 209, p. 337-345, 1992.
- ZAIDAN, R. T. e FERNANDES, N. F. Zoneamento de Suscetibilidade a Escorregamentos em Encostas Aplicado à Bacia de Drenagem Urbana do Córrego do Independência - Juiz de Fora (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.1, p.57-76, 2009.
- ZÊZERE, J.L.; REIS, E.; GARCIA, R.; OLIVEIRA, S.; RODRIGUES, M.L.; VIEIRA, G.; FERREIRA, A.B. Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). **Natural Hazards and Earth System Sciences** 4, pp. 133-146, 2004.