

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS NA
ANÁLISE DE SUSCEPTIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS RASOS POR
MEIO DE MODELO DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS**

CAROLINA DE LIMA NEVES SEEFELDER

**TESE DE DOUTORADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS
HÍDRICOS**

**FACULDADE DE TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DOS PARÂMETROS
HIDROGEOLÓGICOS NA ANÁLISE DE
SUSCEPTIBILIDADE À ESCORREGAMENTOS RASOS
POR MEIO DE MODELO DE ESTABILIDADE DE
ENCOSTAS**

CAROLINA DE LIMA NEVES SEEFELDER

ORIENTADOR: SÉRGIO KOIDE

**TESE DE DOUTORADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS**

PUBLICAÇÃO: PTARH.DM – PPARH.TD-018/2017

BRASÍLIA/DF: SETEMBRO – 2017

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

ESTUDO DA INFLUÊNCIA DOS PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS NA
ANÁLISE DE SUSCEPTIBILIDADE À ESCORREGAMENTOS RASOS POR
MEIO DE MODELO DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS

CAROLINA DE LIMA NEVES SEEFELDER

TESE SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E
AMBIENTAL DA FACULDADE DE TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE
BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A
OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E
RECURSOS HÍDRICOS.

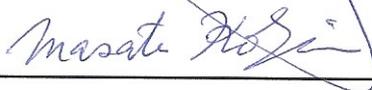
APROVADA POR:



Prof. Sérgio Koide, PhD (ENC-UnB)
(Orientador)



Prof. Dirceu Silveira Reis Junior, PhD (ENC-UnB)
(Examinador Interno)



Prof. Masato Kobiyama, DSc (UFRGS)
(Examinador Externo)



Prof. Renato Fontes Guimarães, DSc (GEA-UnB)
(Examinador Externo)

BRASÍLIA/DF, 18 DE SETEMBRO DE 2017

FICHA CATALOGRÁFICA

SEEFELDER, CAROLINA DE LIMA NEVES

Estudo da influência dos parâmetros hidrogeológicos na análise de susceptibilidade à escorregamentos rasos por meio de modelo de estabilidade de encostas [Distrito Federal] 2017.

xvii, 212p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2017).

Tese de Doutorado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Estabilidade de encosta

2. Análise de Sensibilidade

3. SHALSTAB

4. SINMAP

5. r.slope.stability

6. TRIGRS

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

SEEFELDER, C. L. N. (2017). Estudo da influência dos parâmetros hidrogeológicos na análise de susceptibilidade à escorregamentos rasos por meio de modelo de estabilidade de encostas. Tese de Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PTARH.DM-PPARH.TD-018/2017, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 212p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Carolina de Lima Neves Seefelder.

TÍTULO: Estudo da influência dos parâmetros hidrogeológicos na análise de susceptibilidade à escorregamentos rasos por meio de modelo de estabilidade de encostas.

GRAU: Doutor

ANO: 2017

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa tese de doutorado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Carolina de Lima Neves Seefelder
CCSW 02, Lote 03, aptº 104, Sudoeste.
70.680-265 Brasília – DF – Brasil.

Aos meus pais,
irmãos e marido,
com amor.

AGRADECIMENTOS

Nesta longa etapa, foram muitos aqueles que contribuíram para conclusão deste trabalho, sem os quais essa tarefa teria sido muito mais difícil e solitária.

Em primeiro lugar, quero agradecer à Deus, pela minha vida e pela vida das pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho e por permitir que este fosse concluído.

Aos meus pais pelo suporte, amor e carinho desde sempre.

Aos meus irmãos pela amizade mais sincera que alguém pode ter.

Ao meu marido, pelo amor e belos momentos que a nossa vida conjunta me proporciona, pelo nosso bebê, nosso maior projeto juntos, e pela Jazz.

Ao meu orientador, professor Sérgio Koide, agradeço pela orientação, confiança, amizade e suporte sempre presentes desde os tempos do mestrado.

Ao professor Martin Mergili pela acolhida e co-orientação externa no meu estágio de doutorado sanduíche na Universidade de Viena.

Ao professor Henrique Roig, do Departamento de Geologia, pelo apoio na aquisição dos dados necessários ao desenvolvimento dessa tese.

Ao professor Renato Fontes, do Departamento de Geografia, pela disponibilização dos dados utilizados neste trabalho, sem os quais o trabalho não teria sido realizado.

Ao Laboratório de Biofísica Teórica e Computacional, em especial ao professor Werner Trempton e à Letícia Stock, do Instituto de Biologia, pela disponibilização da rede de computadores para execução dos cálculos necessários às simulações realizadas.

Aos professores: Ariuska, Arthur, Carlos, Conceição, Cristina, Dirceu, Lenora, Leonardo, Marco Antônio, Oscar, Ricardo, Wagner e Yovanka. Muito obrigada pelos ensinamentos e amizade.

Aos funcionários da secretaria, Adalias e Daniele que sempre me atenderam com muita atenção e cordialidade.

Aos funcionários da segurança do prédio SG-12, principalmente ao senhor João Bosco, por garantir a segurança dos usuários desse prédio e do seu estacionamento.

À Maria Luiza e à Rebeca por trazerem esperança ao meu coração.

Aos amigos do PTARH: Andréia, Bruno, Érica, Fernanda, Gilliardi, Javier, Sara e Tatiana pela companhia, conselhos, discussões e amizade.

Ao DNIT pela liberação para dedicação exclusiva a este trabalho, em especial ao Sr. Arthur Luís Pinho de Lima, Sr. Tarcísio Gomes de Freitas e Sr. Rafael Gerard de Almeida Demuelenaere, e por sempre me atender quanto à solicitação de dados, em especial, à Sra. Paula Passos.

À Capes, pela bolsa de doutorado sanduíche.

A todas as pessoas mencionadas ou não, que contribuíram direta e indiretamente para a realização deste trabalho, meu muito obrigada!

RESUMO

Os movimentos de terra são desastres naturais de grande impacto tanto em termos econômicos quanto em termos de vidas humanas. Métodos para analisar e identificar previamente áreas com possibilidade de serem afetadas por deslizamentos podem ser uma ferramenta importante na redução dos impactos negativos causados por esses eventos destrutivos. A análise de susceptibilidade a deslizamentos tem sido realizada usando modelos estatísticos ou modelos de base física. Os modelos de base física tentam reproduzir o comportamento do solo na natureza. Para isso, lançam mão de simplificações que podem afetar a resposta do modelo. Muitos modelos de base física têm sido propostos para avaliação do comportamento do terreno quanto à susceptibilidade a deslizamentos. Alguns desses modelos são o SHALSTAB, SINMAP, TRIGRS e r.slope.stability. Esses modelos têm sido aplicados em várias partes do mundo e têm contribuído para a discussão sobre estabilidade de encosta. Entretanto, o grande problema que se tem encontrado com a aplicação desses modelos é a parametrização. Por serem modelos espacialmente distribuídos, e, no caso do TRIGRS, distribuído também temporalmente, a quantidade de informação requerida é elevada. A configuração das áreas de estudos para a obtenção de resultados confiáveis tem se mostrado um desafio. Entender como os modelos respondem à variação de cada parâmetro do modelo pode ser útil no direcionamento dos trabalhos de aquisição de dados. Por isso, este trabalho focou no estudo da influência dos parâmetros hidrogeológicos na estabilidade de encostas. Os modelos de base física requerem um grande número de parâmetros para simular cenários de interesse. Neste trabalho percebeu-se, pela análise dos resultados, que conjuntos de parâmetros bastante distintos levaram a eficiências semelhantes. A obtenção de dados espacialmente distribuídos e o monitoramento dos deslizamentos de forma mais intensiva são questões fundamentais para evolução na qualidade dos resultados obtidos pela aplicação de modelos de base física para análise de estabilidade.

PALAVRAS CHAVES: Estabilidade de encosta, Análise de sensibilidade, SHALSTAB, SINMAP, r.slope.stability, TRIGRS.

ABSTRACT

Landslides are natural disasters of great impact both economically and in terms of human lives. Methods to analyze and to beforehand identify landslide prone areas can be an important tool in reducing the negative impacts caused by these destructive events. Slope stability susceptibility analysis has been performed using statistical models and physically based models. Physically based models attempt to replicate soil behavior in nature. For this, they use simplifications that may affect the response of the model. Many physically based models have been proposed for evaluating the behavior of the terrain to landslide susceptibility. Some of these models are SHALSTAB, SINMAP, TRIGRS and r.slope.stability. These models have been applied to many sites around the world and have been contributing to analyze slope stability scientifically. However, one great problem that has been found in the application of these models is the input data parameterization. Because they are spatially distributed models, and in the case of TRIGRS, also temporally distributed, a high amount of information is required. The configuration of the study areas to obtain reliable results has been challenging. Understanding how the models respond to the variation of each model parameter can be useful in guiding data acquisition tasks. Therefore, this work focused on the study of the influence of geotechnical and geohydraulic parameters on slope stability. Physical-based models require a large number of parameters to simulate scenarios of interest. In this work, it was noticed by the analysis of the results that quite distinct sets of parameters led to similar efficiency. Obtaining spatially distributed data and monitoring the landslides in a more intensively way are fundamental issues for evolution of the quality of the results obtained by the application of physically based models of stability analysis.

KEY-WORDS: Slope Stability, Sensibility analysis, SHALSTAB, SINMAP, r.slope.stability, TRIGRS.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	6
2.1 OBJETIVO GERAL	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
3.1. DEFINIÇÕES.....	7
3.1.1. Movimentos de massa.....	7
3.1.2. Usos dos sistemas de informação geográfica (SIG) na modelagem	12
3.2. MODELOS MATEMÁTICOS	15
3.2.1. Etapas da modelagem.....	15
3.2.2. Modelos de fluxo subterrâneo	17
3.2.2.1.Equação de Richards	18
3.2.3. Métodos de análise de estabilidade	20
3.2.3.1.Método do equilíbrio limite.....	20
3.2.3.2.Modelo de estabilidade de encosta infinita	24
3.2.4. Modelos de estabilidade	25
3.2.4.1.SHALSTAB	26
3.2.4.2.SINMAP	29
3.2.4.3.TRIGRS.....	33
3.2.4.4.r.slope.stability	38
3.3. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E ANÁLISE DE INCERTEZA	44
3.3.1. Ferramentas estatísticas de avaliação de desempenho.....	52
4 MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1. ÁREA DE ESTUDO.....	55
4.2. DADOS DE ENTRADA.....	57
4.2.1. Modelo Digital de Elevação	57
4.2.2. Inventário de Deslizamentos.....	58
4.2.3. Chuva do evento de 1996 na área de estudo.....	58
4.2.4. Parâmetros Geotécnicos e Geohidráulicos	60
4.3. ANÁLISE DOS MODELOS	61
4.3.1. SINMAP	61
4.3.2. SHALSTAB.....	63
4.3.3. TRIGRS.....	64
4.3.4. r.slope.stability	67

4.3.5. Métodos de comparação.....	69
4.4. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE	71
4.4.1. Estratégia para a Análise de Sensibilidade	72
4.5. AVALIAÇÃO DO MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE A DESLIZAMENTOS PARA DIFERENTES TEMPOS DE RETORNO DE CHUVA	77
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
5.1. ANÁLISE DOS MODELOS UTILIZADOS.....	78
5.2. ANÁLISE COMPARATIVA DOS MODELOS UTILIZADOS.....	95
5.3. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE	97
5.3.1. Teste A – coesão e ângulo de atrito	97
5.3.2. Teste B – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea	99
5.3.3. Teste C – condutividade hidráulica saturada x profundidade da água subterrânea – duração de 6 horas e 10 horas	100
5.3.4. Teste D – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea – dois pluviogramas de chuva diferentes (retangular e triangular)	101
5.3.5. Teste E – Taxa de infiltração de longo termo conforme Iverson (2000).....	104
5.3.6. Teste F – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea x coesão x ângulo de atrito.....	107
5.4. ANÁLISE DO FATOR DE SEGURANÇA PARA DIFERENTES TEMPOS DE RETORNO.....	121
6 CONCLUSÃO.....	129
7 RECOMENDAÇÕES.....	131
REFERÊNCIAS	132
APÊNDICE A - OUTROS ARTIGOS QUE UTILIZARÃO OS MODELOS SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS E R.SLOPE.STABILITY	167
APÊNDICE B - TABELA DOS VALORES DE DESEMPENHO PARA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS DE COESÃO, ÂNGULO DE ATRITO, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E PROFUNDIDADE INICIAL DO AQUIFERO EM TERMOS DE PROBABILIDADE DE FALHA.....	198
APÊNDICE C - TABELA DOS VALORES DE ÍNDICES PARA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS DE COESÃO, ÂNGULO DE ATRITO, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E PROFUNDIDADE INICIAL DO AQUIFERO EM TERMOS DE FATOR DE SEGURANÇA	199
ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO	200
ANEXO B - MÓDULOS DISPONÍVEIS NO R.SLOPE.STABILITY	213
ANEXO C - DADOS DE ENTRADA SOLICITADOS PELOS MÓDULOS DISPONÍVEIS NO R.SLOPE.STABILITY	214

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características dos movimentos de massa segundo Varnes (1978) (Gerscovich, 2012; Cruden e Varnes, 1996; Gerscovich, 2012)	8
Tabela 2 - Classificação dos movimentos de massa segundo Cruden e Varnes (1996) (Fonte das Figuras: USGS, 2004)	10
Tabela 3 - Características dos principais movimentos de encosta na dinâmica ambiental brasileira segundo Augusto Filho (1992) (apud Infanti Junior e Fornasari Filho, 1998 e Gerscovich, 2012).....	11
Tabela 4 - Definição das classes de estabilidade do SINMAP (Pack et al., 1998; modificado por Michel et al., 2012)	32
Tabela 5 - Dados comparativos dos modelos SHALSTAB, SINMAP, TRIGRS e r.slope.stability	44
Tabela 6 - Limites máximos e mínimos de coesão, densidade saturada do solo e ângulo de atrito usados por Guimarães et al. (2003).....	56
Tabela 7 - Parâmetros utilizados na aplicação dos modelos de estabilidade.....	61
Tabela 8 - Classificação conforme classes padrão do SINMAP (Pack et al., 2005).....	62
Tabela 9 - Limites $\log(r/T)$ e os respectivos valores de recarga crítica necessários para provocar instabilidade.....	64
Tabela 10 - Lista de Resultados obtidos pela execução do TOPOINDEX.	65
Tabela 11 - Arquivos de saída possíveis pela análise via TRIGRS (Baum et al., 2008 - adaptado)	66
Tabela 12 - Descrição dos testes realizados para análise de sensibilidade.....	73
Tabela 13 - Valores dos parâmetros adotados para os testes A, B, C, D, E e F	73
Tabela 14 - Critérios para estimativa dos pontos de corte conforme definido por López-Ratón et al. (2014).....	76
Tabela 15 - Intensidade da chuva para os tempos de retorno utilizados na análise	77
Tabela 16 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo SINMAP	82
Tabela 17 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo SHALSTAB	82
Tabela 18 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo TRIGRS	82
Tabela 19 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo r.slope.stability (módulo -i)	82
Tabela 20 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo r.slope.stability (módulo -c)	82
Tabela 21 - Índices comparativos dos modelos aplicados.....	95
Tabela 22 - Valores dos pontos de corte, índice de sucesso, índice de erro e índice de desempenho de acordo com diferentes métodos	112
Tabela 23 – Efeito elementar dos parâmetros analisados pelo modelo TRIGRS em termos de células instáveis	114

Tabela 24 - Melhores conjuntos de parâmetros de entrada de acordo com o índice de desempenho	117
Tabela 25 - Melhores conjuntos de parâmetros de entrada de acordo com o índice de desempenho e com o range de valores considerados mais apropriados fisicamente.....	121
Tabela 26 - Medidas estatísticas do fator de segurança e da profundidade final do aquífero para diferentes tempos de retorno e profundidade inicial do aquífero	128

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Classificação dos desastres naturais (Wirtz e Below, 2009 - modificado).....	1
Figura 2 - Elementos de uma massa deslizada (USGS, 2004 - modificado).....	7
Figura 3 - Porcentagem de ocorrência de movimento de massa por região do Brasil, no período de 1991-2012 (Parizoto et al., 2013)	12
Figura 4 - Forças agindo em uma fatia em uma massa deslizando com superfície de deslizamento composta (Khran, 2004 - modificado).....	23
Figura 5 - Esquema ilustrativo do modelo de encosta infinita (Selby, 1993, apud Michel et al., 2012	24
Figura 6 - Representação do modelo hidrológico (Montgomery e Dietrich, 1994, modificado por Michel et al., 2012)	27
Figura 7 - Fluxo uniforme através da fatia (King, 1989 - modificado).....	40
Figura 8 - Perfis de atuação das forças na coluna 3D (Hovland, 1977 e Xie et al., 2003, 2004a,b, 2006, modificado por Mergili et al., 2014 - alterado)	41
Figura 9 – Fluxograma do trabalho.	54
Figura 10 - Localização das Bacias do Quitite e Papagaio.....	55
Figura 11 - Mapa de localização das estações próximas às Bacias do Quitite e Papagaio e o polígono de Thiessen aplicado à área de estudo.....	59
Figura 12 - Definição dos índices de sucesso e de erro (Sorbino et al., 2007 - modificado por Michel et al., 2012 - modificado)	70
Figura 13 - Desenho esquemático dos espaços de avaliação de desempenho dos parâmetros	74
Figura 14 - Mapa de distribuição do índice de estabilidade conforme modelo SINMAP.....	78
Figura 15 - Distribuição do $\log(r/T)$ na Bacia do Quitite e Papagaio.	79
Figura 16 - Distribuição espacial do FS conforme calculado pelo TRIGRS.....	80
Figura 17 - Mapa de distribuição espacial do FS segundo o modelo r.slope.stability (módulo - i).....	80
Figura 18 - Mapa de distribuição espacial do FS segundo o modelo r.slope.stability (módulo - c).....	81
Figura 19 - Distribuição percentual da área de estudo em classes de estabilidade para os modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB.	83
Figura 20 - Distribuição dos deslizamentos observados em classes de estabilidade conforme previsões dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB	84
Figura 21 - Declividade média da área de estudo por classe de estabilidade conforme os previsão dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB	86
Figura 22 - Declividade média dos deslizamentos observados por classe de estabilidade conforme os previsão dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB	86
Figura 23 - $\log(r/T)$ versus declividade para a área de estudo	87
Figura 24 - Número de células de contribuição média por classe de estabilidade	89
Figura 25 - Relação entre a área de contribuição e a estabilidade para os modelos SINMAP e SHALSTAB	89

Figura 26 - Relação entre a área de contribuição e a declividade para os modelos SINMAP e SHALSTAB	90
Figura 27 - Distribuição dos deslizamentos registrados pela área de contribuição e declividade e análise dos valores de $\log(r/T)$	90
Figura 28 - Mapa de saturação do solo calculado pelo SINMAP	91
Figura 29 - Distribuição do nível do lençol freático ao final da chuva de projeto conforme cálculo do TRIGRS	92
Figura 30 - Relação entre a estabilidade e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelos modelos SINMAP e TRIGRS	92
Figura 31 - Relação entre a declividade e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelos modelos SINMAP e TRIGRS	93
Figura 32 - Relação entre a área de contribuição e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelo modelo SINMAP	93
Figura 33 - Distribuição espacial da profundidade de menor FS calculado pelo TRIGRS.....	94
Figura 34 - Distribuição espacial da pressão na profundidade de ruptura conforme cálculo do TRIGRS	94
Figura 35 - Desempenho do modelo à variação da coesão e ângulo de atrito.....	98
Figura 36 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero	100
Figura 37 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para dois intervalos de chuva (6 horas e 10 horas)	100
Figura 38 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para chuva de 6 horas e dois pluviogramas de chuva (retangular e triangular)	102
Figura 39 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para chuva de 10 horas e dois pluviogramas de chuva (retangular e triangular)	103
Figura 40 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 10^{-9}$ m/s	105
Figura 41 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 10^{-7}$ m/s	105
Figura 42 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 0,01 \times K_s$	106
Figura 43 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 1,33 \times 10^{-6}$ m/s	106
Figura 44 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = K_s$	107
Figura 45 - Boxplot dos valores de área sob a curva ROC obtidos para o range de parâmetros analisados no teste E.....	108
Figura 46 -Variação espacial da probabilidade de falha calculado pela variação mais restrita de parâmetros.....	110
Figura 47 - Variação espacial da probabilidade de falha calculado pela variação mais restrita de parâmetros.....	110
Figura 48 - Curva ROC para a probabilidade de falha calculada considerando uma variação restrita e ampla dos parâmetros de entrada.....	111
Figura 49 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação de Morris (1991).....	114

Figura 50 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação de efeito elementar modificada por Griensven et al. (2006)	115
Figura 51 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação do efeito elementar modificada.	115
Figura 52 - Índices de desempenho verificado para cada simulação	118
Figura 53 - Índices de desempenho para valores de $IS/IEr \geq 2$	118
Figura 54 - Boxplot dos índices de desempenho para condutividade hidráulica saturada	119
Figura 55 - Boxplot dos índices de desempenho para profundidade inicial do aquífero	119
Figura 56 - Boxplot dos índices de desempenho para coesão	120
Figura 57 - Boxplot dos índices de desempenho para ângulo de atrito	121
Figura 58 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 5 anos.....	123
Figura 59 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 25 anos.....	124
Figura 60 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 50 anos.....	125
Figura 61 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 90 anos.....	126
Figura 62 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 150 anos.....	127

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Área drenada por unidade de comprimento de contorno	m^2/m
a_L, a_R	Distância perpendicular da força d'água externa resultante ao centro de rotação ou ao centro do momento	m
A	Área de drenagem à montante	m^2
A_b	Área da superfície de deslizamento em cada coluna	m^2
A_B	Área da Bacia	m^2
$A_{dentro-a}$	Área calculada como instável pelo modelo localizada dentro da cicatriz antes do evento chuvoso	m^2
$A_{dentro-d}$	Área calculada como instável pelo modelo localizada dentro da cicatriz depois do evento chuvoso	m^2
AE	Área estável, não afetada por deslizamentos	m^2
A_{fora-a}	Área calculada como instável pelo modelo localizada fora da cicatriz antes do evento chuvoso	m^2
A_{fora-d}	Área calculada como instável pelo modelo localizada fora da cicatriz depois do evento chuvoso	m^2
AI	Área instável, afetada por deslizamentos	m^2
A_L, A_R	Forças d'água externas resultantes do lado esquerdo e direito, respectivamente	N
A_S	Área da seção transversal da coluna	m^2
b	Largura transversal da fatia/coluna	m
b_c	Comprimento de contorno	m
c	Coesão	Pa
C	Carga linear externa	N
cp	Ponto de corte	-
C_{FN}	Custo de uma decisão falso negativo	-
C_{FP}	Custo de uma decisão falso positivo	-
C_{pl}	Conjunto de parâmetros aleatórios 1	-

C_{p2}	Conjunto de parâmetros aleatórios 2	-
C_{p3}	Conjunto de parâmetros combinados entre C_{p1} e C_{p2}	-
C_{p4}	Conjunto de parâmetros combinados entre C_{p2} e C_{p1}	-
C_R	Coesão das raízes	Pa
C_S	Coesão associada ao solo	Pa
C_t	Coesão adimensional relativa	-
d	Distância perpendicular da carga linear ao cento de rotação	m
d_{LZ}	Profundidade da camada impermeável	m
d_u	Profundidade vertical ao topo da franja capilar	m
D	Difusividade	m ² /s
D_0	Difusividade saturada	m ² /s
D_L	Déficit de armazenamento local	m
DOR	<i>Diagnostic odds ratio</i> (probabilidade de diagnóstico)	-
e_n, e_{n+1}	distância vertical da linha do ponto de aplicação das forças horizontais ao centro de rotação	m
E_n, E_{n+1}	Forças normais de interação horizontal	N
EE_i	Efeito elementar do parâmetro i	-
f	Distância perpendicular entre o centro da superfície de ruptura e o ponto de aplicação da força normal	m
$\overline{F_0}$	Valor médio dos resultados do modelos para o conjunto de dados C_{p1}	-
F_{Cp1}	Saídas do modelo para a matriz C_{p1}	-
F_{Cp3}	Saídas do modelo para a matriz C_{p3}	-
F_{Cp4}	Saídas do modelo para a matriz C_{p4}	-
FS	Fator de segurança	-
FNR	<i>False negative rate</i> (taxa de falsos negativos)	-
FPR	<i>False positive rate</i> (taxa de falsos positivos)	-

g	Aceleração gravitacional	m/s^2
GYI	Índice geral de Youden	-
h	Carga de pressão	m
h_a	Altura da água no solo	m
h_f	Altura da fatia	m
h_w	Altura vertical do solo saturado	m
H	Carga hidráulica total	m
H_D	Profundidade da superfície de deslizamento	m
IEr	Índice de Erro	-
ic	Intensidade da chuva	mm/h
I_{nZ}	fluxo superficial de dada intensidade no n-ésimo intervalo de tempo	m/s
IS	Índice de Sucesso	-
IS_b	Índice de Sensibilidade	-
ITA	Índice temporal de acertos	-
ITE	Índice temporal de erros	-
I_{ZLT}	Condição de contorno de fluxo constante na direção z	m/s
K	Condutividade hidráulica	m/s
K_S	Condutividade hidráulica saturada	m/s
KW	Carga sísmica	N
l	Largura da base da fatia	m
l_v	distancia vertical da linha central de cada fatia ao centro de rotação horizontal aplicada no centroide da fatia	m
L	Comprimento	m
m	parâmetro controlado pela taxa de declínio da transmissividade do perfil do solo	m
M	Saída do modelo	-
m_t	Número de termos da série	-

n	Número de intervalos	-
nd	Número de deslizamentos	
np	Número de parâmetros do modelo	-
nv	Número de conjuntos aleatórios	-
N	Força normal na base da fatia	N
NPV	<i>Negative predictive value</i> (valor previsto como negativo)	-
N_s	Força normal exercida pela força de infiltração	N
p	Parâmetros do modelo	-
pr	probabilidade	-
PPV	<i>Positive predictive value</i> (valor previsto como positivo)	-
P_w	Pressão entre fatias	N/m ²
q	Vazão específica	m ³ /s.m ²
q_b	Fluxo de base	m ³ /s.m ²
q_i	taxa de fluxo subsuperficial saturado para jusante por unidade de comprimento	m ³ /s.m
Q	Vazão	m ³ /s
r	Recarga	m/s
r_t	Taxa entre recarga e transmissividade	m ⁻¹
R	Capacidade específica do solo úmido	m ³ /h/m
R_s	Raio da superfície de escorregamento circular	m
R_w	Força da água na base da coluna	N
S	Força de infiltração	N
Sc	Contribuição da força de infiltração a força normal	N
Sch	Projeção vertical da componente horizontal da força de infiltração com relação à inclinação da coluna	N
Se	sensibilidade	-
Sh	Componente horizontal da força de infiltração	N

Sm	Contribuição da infiltração à força cisalhante	N
Smh	Projeção vertical da componente horizontal da força de infiltração com relação ao perfil do elipsoide	N
S_i	Índice de sensibilidade	-
Sp	Especificidade	-
ST_i	Índice de sensibilidade total	-
Sv	Componente vertical da força de infiltração	N
t	Tempo	s
t_a	Tangente do ângulo de atrito	-
tc	Duração da chuva	min
T	Transmissividade	m ² /s
T'	Força tangencial	N
T_o	Transmissividade lateral para solo saturado	m ² /s
T_s	Força cisalhante exercida pela força de infiltração	N
TNR	<i>True negative rate</i> (taxa de verdadeiros negativos)	-
TPR	<i>True positive rate</i> (taxa de verdadeiros positivos)	-
TR	<i>Tempo de retorno</i>	anos
u	Poropressão	Pa
u_a	Pressão do ar nos poros	Pa
U	Produto escalar médio entre os vetores F_{Cp1} e F_{Cp3}	-
U_T	Produto escalar médio entre os vetores F_{Cp1} e F_{Cp4}	-
vp_i	Fração de variação do parâmetro i	
V	Variância total	-
V_i	Variância com relação a U	-
V_{-i}	Variância com relação a U_T	-
w	Umidade	m/m
W	Peso total da fatia/coluna	N

W'	Peso efetivo da fatia/coluna	N
x	Eixo de análise x	-
x_f	distância horizontal da linha central de cada fatia ao centro de rotação	m
X_n, X_{n+1}	Forças normais de interação vertical	N
y	Eixo de análise y	-
YI	Índice de Youden	-
z	Eixo de análise z	-
z_l	Profundidade do deslizamento	m
z_n	Profundidade normal ao terreno	m
z_s	Profundidade do solo	m
α	Ângulo entre a tangente do centro da base da fatia e a horizontal	°
α_a	Ângulo de rotação da elipse com relação ao plano xy	°
α_c	Inclinação da coluna no plano xy	°
α_w	Inclinação da direção de infiltração com relação ao plano xy	°
β	Declividade da encosta	°
β_c	Declividade da base da coluna	°
β_m	Inclinação aparente da encosta	°
β_{sc}	Inclinação da força de infiltração no perfil da coluna	°
β_{sm}	Inclinação da força de infiltração com relação ao perfil de inclinação principal do elipsoide	°
β_w	Declividade da superfície d'água	°
β_{xz}	Inclinação do perfil da encosta com relação ao eixo x	°
β_{yz}	Inclinação do perfil da encosta com relação ao eixo y	°
σ	Tensão normal	Pa
ρ	Massa específica do solo natural	kg/m ³
ρ_r	Taxa de massa água solo	-

ρ_s	Massa específica do solo seco	kg/m ³
ρ_w	Massa específica da água	kg/m ³
θ	Umidade volumétrica	%
θ_r	Umidade volumétrica residual	%
θ_s	Umidade volumétrica saturada	%
ϕ	Ângulo de atrito interno	°
ψ	Potencial total da água no solo	Pa
δ	Aceleração da gravidade	m/s ²
τ	Tensão de cisalhamento mobilizado na base da fatia	Pa
φ	Ângulo que define o aumento na resistência do cisalhamento para um aumento na sucção (u_a-u)	°
ω	Ângulo entre a direção de aplicação da carga linear e a horizontal	°
γ_s	Peso específico do solo	N/m ³
γ_w	Peso específico da água	N/m ³
Δ	Varição do parâmetro analisado	-

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACOES

ALS	Airborne Laser Scanning
ANA	Agência Nacional de guas
BC	<i>British Columbia</i>
BR	Brasil
CAN	Canadá
CRELIDE	<i>Coupled Routing and Excess Storage and Slope-Infiltration-Distributed Equilibrium</i>
EUA	Estados Unidos da América
FAST	<i>Fourier amplitude sensitivity test</i>
FEFLOW	<i>Finite element subsurface FLOW system</i>
FN	<i>False negative</i> (falso negativo)
FP	<i>False positive</i> (falso positivo)
FR	Frana
FS	Fator de Segurança
GRASS	Geographic Resources Analysis Support System
HEC	<i>Hydrologic Engineering Center</i>
HMS	<i>Hydrologic Modeling System</i>
IEr	ndice de Erro
IS	ndice de Sucesso
ITA	Itália
KOR	Coria
LiDAR	<i>Light Detection and Raging</i>
LISA	Level I Stability Analysis
MCE	Análise multicritério
MDE	Modelo digital de elevao
MDT	Modelo digital do terreno
MG	Minas Gerais
NC	<i>North Carolina</i>
QGIS	<i>Open Source Geographic Information System</i>
RJ	Rio de Janeiro

RLM	Regressão Logística Múltipla
ROC	<i>Receiver Operating Characteristic</i>
SC	Santa Catarina
SHALSTAB	SHAllow Landsliding STABility Model
SIG	Sistema de informação geográfica
SINMAP	<i>Stability INdex MAPping</i>
SLIP	<i>Shallow Landslides Instability Prediction</i>
SLOPE	<i>Slope stability analysis</i>
SMCE	<i>Spatial multi-criteria evaluation</i>
SP	São Paulo
SWI	Suíça
TOPMODEL	<i>TOPography based hydrological MODEL</i>
TN	<i>True negative</i> (verdadeiro negativo)
TP	<i>True positive</i> (verdadeiro positivo)
TRIGRS	<i>Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis</i>
TW	Taiwan
WA	Washington
WPS	<i>Web Processing Service</i>

1 INTRODUÇÃO

Os desastres naturais são uma preocupação em todo mundo. Antes considerados como consequências inevitáveis da ação da natureza, hoje os desastres naturais são vistos sob a ótica da interação natureza-homem (Alcántara-Ayala, 2002, Tominaga *et al.*, 2009). A ocorrência de fenômenos naturais severos de grande intensidade que resulte em danos (materiais e humanos) e prejuízos (sócio-econômico) é definido por Kobiyama *et al.* (2006) como desastres naturais. Diversos agentes são responsáveis pela ocorrência desses eventos catastróficos. De acordo com os agentes responsáveis pela ocorrência, os desastres naturais podem ser agrupados em biológicos, geofísicos, climatológicos, hidrológicos e meteorológicos (Figura 1).

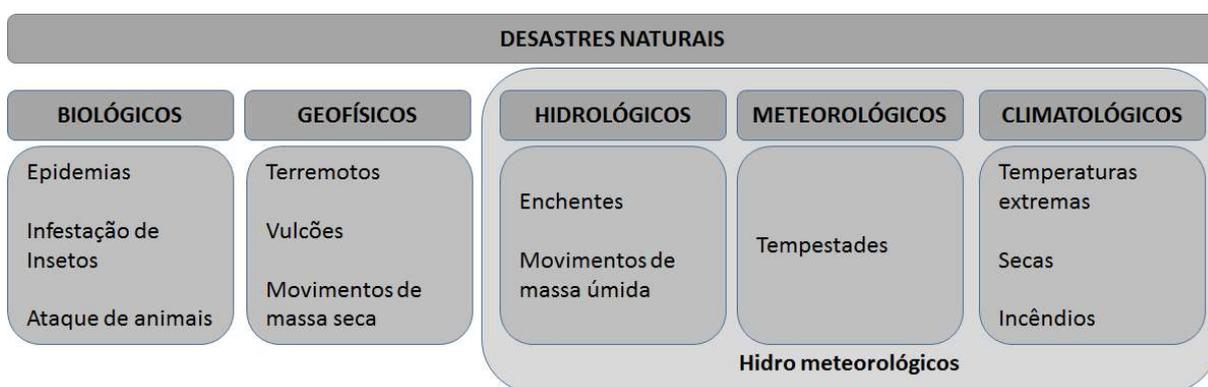


Figura 1 - Classificação dos desastres naturais (Wirtz e Below, 2009 - modificado)

A classificação mostrada na Figura 1 contrasta com o adotado pela Defesa Civil (Brasil, 2012), que classifica os deslizamentos como desastres naturais cuja natureza ou causa primária está relacionada com a geologia. Entretanto, tendo em vista que o principal agente indutor dos movimentos de massa úmida ocorridos no Brasil são as chuvas intensas (Bressani e Bertuol, 2011) a classificação segundo Wirtz e Below (2009) parece a mais adequada.

No Brasil, os desastres hidrológicos, segundo a classificação proposta por Wirtz e Below (2009), ocuparam a 1ª posição em número de eventos registrados entre os anos de 1900 a 2006 (Marcelino, 2008). O destaque dos desastres hidrológicos frente ao número de ocorrências no Brasil é corroborado por Santos *et al.* (2007).

Em 2008, o Brasil compôs a lista dos 10 países que apresentaram as maiores perdas econômicas, vítimas e mortes em decorrência de desastres naturais, composto basicamente por desastres

hidrológicos (Wirtz e Below, 2009). Dentre os desastres hidrológicos acontecidos no Brasil, as inundações e enchentes apresentam um número de eventos expressivamente maior que aqueles registrados para os movimentos de massa. Entretanto, pela análise dos valores apresentados por Tominaga *et al.* (2009) para o período de 1990 a 2008, percebe-se que os números de mortes registrados em decorrência de movimentos de massa são mais expressivos que aqueles ocasionados por eventos de inundações e enchentes. Para o Brasil, Sidle e Ochiai (2006) estimaram um valor médio de 88 mortes por ano em decorrência de eventos de deslizamentos.

A grande preocupação com os deslizamentos é poder preveni-los em locais onde haja ocupação humana e conseqüentemente probabilidade de perdas humanas, materiais e econômicas. Por isso, é necessário conhecer os fatores que provocam esses eventos. A ocorrência de deslizamentos está relacionada à existência de vários mecanismos desencadeadores. No caso brasileiro, as precipitações intensas são o grande desencadeador de movimentos de massa, frequentemente catastróficos (Bressani e Bertuol, 2011). Entretanto, segundo Hidalgo-Montoya (2013), nota-se pouco entendimento sobre as condições e agentes que geram os movimentos de massa, especialmente a relação com a precipitação pluviométrica e os sismos.

Muito tem sido feito com relação ao desenvolvimento de ferramentas auxiliares na análise da influência das chuvas nos eventos de deslizamento (Montgomery e Dietrich, 1994; Pack *et al.*, 1998; Baum *et al.*, 2008; Mergili *et al.*, 2014a). Modelos empíricos e de base física têm sido usados para identificar o limiar mínimo de chuva para ocorrência de fenômenos de instabilidade em várias partes do mundo (D'Orsi *et al.*, 2013; Floris *et al.*, 2012). Segundo Floris *et al.* (2012), os modelos empíricos ajudam na identificação e avaliação de eventos de chuva críticos, enquanto modelos de base física são essenciais para verificar os efeitos na estabilidade de encostas de uma chuva com determinada altura pluviométrica.

Na abordagem física, a modelagem hidrológica tem se tornado uma ferramenta importante no entendimento dos fenômenos hídricos associados aos movimentos de terra. Anderson e Burt (1990) afirmam que o conhecimento dos processos hidrológicos em encostas é fator importante na determinação de sua ligação com a mecânica dos solos.

Percebendo a importância da hidrologia no estudo de estabilidade, alguns modelos de estabilidade têm acoplado modelos hidrológicos (Pack *et al.*, 1998; Montgomery e Dietrich,

1994; Baum *et al.*, 2008). Esses modelos tentam identificar áreas mais propensas a eventos de deslizamentos relacionando dados de chuva na definição das áreas de risco. O SINMAP (*Stability Index Mapping* - Pack *et al.*, 1998), o SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model* - Montgomery e Dietrich, 1994) e o TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Stability Analysis* - Rex L. Baum *et al.*, 2008) são ferramentas que têm sido amplamente testadas. No Brasil, alguns trabalhos foram desenvolvidos utilizando esses modelos (Gerente *et al.*, 2014; Michel *et al.*, 2014; Michel, 2015; Ramos *et al.*, 2002).

Outros modelos de estabilidade utilizam apenas os resultados dos modelos hidrológicos como entrada em suas análises, não acoplando nenhum processamento hidrológico prévio aos seus cálculos. São exemplos desse tipo de modelo o Slope (*Slope Stability Analysis* - Khran, 2004) e o *r.slope.stability* (Mergili *et al.*, 2014). O Slope realiza a análise de estabilidade em uma única encosta, enquanto que o *r.slope.stability* analisa a estabilidade de múltiplas encostas localizadas em uma escala maior, como uma bacia hidrográfica. Ambos os modelos podem simular deslizamentos com superfícies de ruptura de diferentes formas.

A identificação de áreas mais suscetíveis a deslizamentos pelo uso integrado de modelos hidrológicos e de estabilidade de encosta pode ser viável na atuação preventiva de engenheiros, técnicos e cientistas e para o planejamento de ocupação do terreno e implantação de obras de engenharia. De posse de dados de estabilidade de terrenos pode-se alocar empreendimentos em locais de baixo perigo com relação a deslizamentos, minimizando as perdas econômicas e sociais. Kobiyama *et al.* (2004) já apontavam a modelagem como ferramenta não estrutural de gestão de perigo indicando o zoneamento urbano como forma de minimizar os prejuízos à comunidade.

Segundo Bronstert (1999), parece ser evidente que a modelagem hidrológica de encosta detalhada pode ser usada com sucesso como ferramenta de pesquisa e para aplicações práticas na escala de encosta. Porém, o que se tem observado em vários trabalhos é a inexistência de dados abrangentes da área de estudo, limitando a utilização de um modelo que compreenda todos os processos relevantes ao estudo das encostas, aliado à falta de conhecimento suficiente das condições dos limites a serem adotados pelos modeladores.

Entretanto, é essa realidade com a qual projetistas e estudiosos se deparam quando escolhem trabalhar com modelos. A determinação dos parâmetros do modelo em campo (como, por exemplo, a condutividade hidráulica saturada, o ângulo de atrito, a difusividade, o nível da água subterrânea antes da chuva do evento, a chuva, os processos de instabilidade) muitos de forma distribuída tanto espacialmente quanto temporalmente, depende de grande esforço humano, técnico e de equipamento e materiais. A indisponibilidade de qualquer desses requisitos pode inviabilizar um monitoramento adequado dos parâmetros locais e afetar o estudo e avaliação dos processos que influenciam nos processos de instabilização. Mesmo em áreas razoavelmente monitoradas, a variação espacial e temporal dos parâmetros monitorados pode ocorrer de maneira abrupta e localizada de forma que os equipamentos utilizados sejam incapazes de captar essas ocorrências em seus registros.

Outro ponto que dificulta a aquisição de dados confiáveis é a precisão dos equipamentos e a falta de treinamento para seu uso que podem levar a medições imprecisas e até mesmo perda de dados medidos/amostrados. A questão financeira é outro limitante ao monitoramento intensivo e contínuo das áreas de interesse, o que demanda dos projetistas e consultores conhecimento aprofundado para definição dos pontos de monitoramento.

Quanto à avaliação dos parâmetros locais, a análise da prevenção de pontos de instabilidade em áreas de interesse social, tais como traçados rodoviários é outro fator a ser estudado. Condições de saturação estão associadas a processos de desestabilização de taludes. A intervenção local com obras de drenagem pode ser uma estratégia para aumentar o suporte do terreno a movimentos de massa.

Para chegar a resultados de previsão de ocorrência de escorregamentos com razoável confiabilidade é necessário definir os parâmetros locais e condições de contorno de maneira precisa do ponto de vista temporal e espacial é de fundamental importância. A estimativa incorreta de qualquer de um dessas definições locais pode gerar resultados equivocados sobre a resposta do ambiente a eventos críticos de chuva.

O conhecimento dos parâmetros mais influentes nos modelos de análise de estabilidade de encosta passa a ter então um importante papel na análise dos resultados obtidos nas simulações. No Brasil, em fevereiro de 1996, as Bacias do Quitite e Papagaio, Rio de Janeiro – RJ,

apresentaram processos de instabilidade que resultaram em diversos deslizamentos. Aproveitando os dados disponíveis para esse evento, os diversos parâmetros influentes no processo foram testados quanto a sua relevância no desencadeamento de deslizamentos. A verificação da influência dos parâmetros estudados na susceptibilidade de encostas ajuda a definir uma metodologia aplicável a novas áreas de estudo para aplicação tanto em medidas estruturais quanto em medidas não estruturais, contribuindo para a adoção de medidas mais eficazes para o combate de prejuízos e perdas advindas da instabilidade de encostas.

Além desta introdução (capítulo 1), este trabalho está dividido em: objetivos (capítulo 2), fundamentação teórica (capítulo 3), materiais e métodos (capítulo 4), resultados (capítulo 5), conclusão (capítulo 6), recomendações (capítulo 7) e referências (capítulo 8), além de conter o APÊNDICE A, que apresenta uma tabela resumo com trabalhos que utilizaram os modelos estudados neste trabalho, o APÊNDICE B que contém os resultados de desempenho referente ao Teste F para a probabilidade de falha, o APÊNDICE C que contém os índices obtidos para o Teste F em termos de Fator de Segurança, e os anexos A, B e C que contém o artigo publicado com base nos trabalhos desenvolvidos nesta pesquisa (ANEXO A), a tabela com os modelos do r.slope.stability (ANEXO B) e os dados de entrada para cada módulo de r.slope.stability (ANEXO C).

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a influência dos parâmetros geotécnicos (coesão e ângulo de atrito) e geohidráulicos (condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero) nos estudos de susceptibilidade a escorregamentos rasos de encostas a partir de modelo de análise de estabilidade de taludes.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Com base no inventário de escorregamentos ocorridos durante o evento de precipitação intensa de 1996, na Bacia do Quitite e Papagaio, analisar modelos de estabilidade de encosta disponíveis na literatura e verificar a eficiência comparativa desses modelos
- Utilizando um dos modelos analisados, analisar a sua sensibilidade aos principais parâmetros geotécnicos e geohidráulicos e sua adequação como modelo de previsão com base em dados de campo usualmente disponíveis
- Analisar, utilizando o modelo do item anterior, a susceptibilidade a deslizamentos da área de estudos para eventos críticos de precipitação com diferentes tempos de recorrência e profundidade inicial do lençol freático.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1.DEFINIÇÕES

3.1.1. Movimentos de massa

Os movimentos de massa são deslocamentos de massa de um ponto de maior energia potencial para outro de menor energia potencial. Esse processo de alteração do relevo é resultado da atuação das forças da natureza (água, vento) no solo. Alguns elementos associados aos deslizamentos ajudam a definir e classificar os movimentos de massa. Dentre esses elementos estão a base, o corpo, a crista, a escarpa, o flanco, o pé, a superfície de ruptura, a superfície de separação, o topo e o topo do escorregamento (Figura 2).

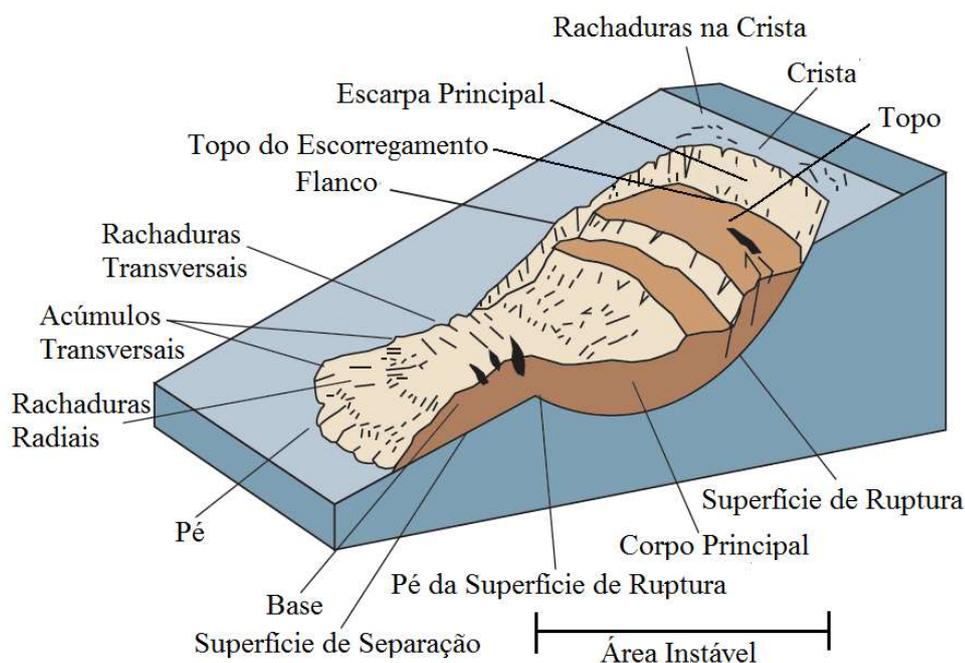


Figura 2 - Elementos de uma massa deslizada (USGS, 2004 - modificado)

Os elementos de uma massa deslizada recebem a seguinte definição:

1. Base – massa movimentada que atinge uma região estável.
2. Corpo – massa movimentada que se encontra sobre a superfície de ruptura.
3. Crista – parte do terreno acima da massa movimentada.
4. Escarpa – parte superior da superfície de ruptura que se encontra descoberta.

5. Flanco – parte lateral da superfície de ruptura que separa o material movimentado daquele estável.
6. Pé – limite alcançado pela massa movimentada.
7. Superfície de ruptura – separação da massa movimentada da parte estável da encosta.
8. Superfície de separação – parte da encosta não sujeita a deslizamento onde ocorre a deposição do material movimentado.
9. Topo – parte superior do deslizamento.
10. Topo do escoamento – linha que separa a escarpa principal e o material movimentado.

Tabela 1 - Características dos movimentos de massa segundo Varnes (1978) (Gerscovich, 2012; Cruden e Varnes, 1996; Gerscovich, 2012)

Variável	Classificação	Característica
Estado de Atividade	ativo	Deslizamentos que se movimentam constantemente
	inativo	Deslizamentos que não apresentam mais movimento
	reativado	Deslizamentos inativos que se tornam ativos novamente
	suspenso	Deslizamentos ativos em ciclos anteriores, porém, inativos no ciclo anual. São divididos em: dormentes (sem movimentos percebidos em mais de um ciclo anual embora as causas do movimento permaneçam), abandonados (as causas do movimento deixam de existir) ou estabilizados (medida é adotada para estabilizar o movimento)
Direção de movimento	retrocedido	Superfície de deslizamento expande na direção oposta ao sentido do material desprendido
	avançado	Superfície de deslizamento se estende na mesma direção do material desprendido
	alargado	Superfície de deslizamento se estende para uma ou ambas laterais
	confinado	Tem escarpa, porém, não tem uma superfície de ruptura visível no seu pé
	enlargando	Deslizamento é aumentado em duas ou mais direções
	diminuído	Deslizamentos ativos no qual o material deslocado é decrescente em volume com o tempo
Estilo de atividades	movido	Deslizamentos que mantém a superfície de ruptura sem alterações notáveis mas apresenta movimentação do material desprendido
	complexos	Exibem 2 tipos de movimentos
	compostos	Diferentes movimentos causam deslizamentos em diferentes pontos da massa desprendida
	múltiplos	Movimentos repetidos do mesmo tipo frequentemente seguidos do alargamento da superfície de ruptura

Tabela 1 - Características dos movimentos de massa segundo Varnes (1978) (Gerscovich, 2012; Cruden e Varnes, 1996; Gerscovich, 2012)

Variável	Classificação	Característica
	sucessivos	Mesmo movimento, porém não compartilham a mesma superfície de ruptura ou o mesmo material desprendido
	simples	Movimento simples de material desprendido frequentemente de um bloco não quebrado
taxa de movimento	extremamente rápido (> 3 m/s)	Catástrofes de maior violência. Construções destruídas pelo impacto do material removido. Evacuação improvável.
	muito rápido (0,3 m/min - 3m/s)	Perdas de vida. Velocidades muito grandes para permitir a evacuação de todas as pessoas.
	rápido (1,5 m/dia - 0,3 m/min)	Caminho possível de evacuação – estruturas, propriedades e equipamentos destruídos
	moderado (1,5 m/mês - 1,6 m/dia)	Algumas estruturas temporárias ou insensíveis podem ser temporariamente mantidas
	lento (1,5 m/ano - 1,6 m/mês)	Construções remediativas podem ser empreendidas durante o movimento – estruturas insensíveis podem ser preservadas com medidas de manutenção se o movimento total não é grande durante a fase particular de aceleração
	muito lento (0,06 m/ano - 1,6 m/ano)	Algumas estruturas sem danos permanentes pelo movimento
	extremamente lento (<0,06 m/ano)	Imperceptível sem instrumentos – construções possíveis com precauções
profundidade da massa deslocada	superficial	< 1.5 m
	raso	1,5 m a 5m
	profundo	5 m a 20 m
	muito profundo	> 20 m
teor de água	seco	Sem umidade notável
	úmido	Contém alguma água, porém não livre. O material pode comporta-se como plástico mas não como fluido
	molhado	Contém água suficiente para se comportar em parte como fluido
	muito molhado	Contém água suficiente para se comportar como líquido em gradientes menores
Textura	rocha	Massa dura ou firme que era intacta na natureza antes do deslizamento
	solo	Agregado de partículas sólidas, geralmente minerais e rochas, que foi transportado ou formado pelo intemperismo da rocha. O solo é dividido em detritos (com alto índice de material grosseiro) e terra (com maior parte do material formado por partículas menores que 2 mm).

Esses movimentos podem conter diferentes materiais, apresentar teor de umidade variados e velocidade distintas, além de características específicas de rompimento da massa instabilizada. Esses atributos definem as peculiaridades de cada movimento sendo atribuído a eles uma classificação. A Tabela 1 define algumas variáveis verificadas no estudo dos movimentos de massa.

Tabela 2 - Classificação dos movimentos de massa segundo Cruden e Varnes (1996) (Fonte das Figuras: USGS, 2004)

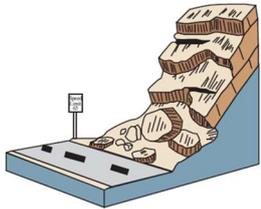
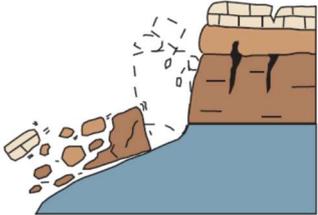
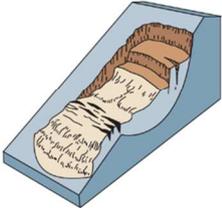
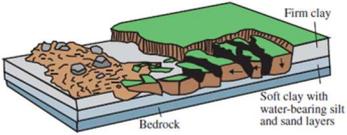
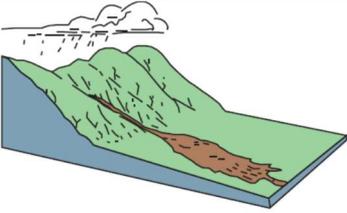
Processos	Descrição	Esquema Ilustrado
Queda	Característica: ruptura abrupta da rocha ou solo consolidado Material: rocha ou solo Velocidade: Altas a extremamente altas	
Tombamento	Característica: Rotação pra fora da encosta em torno de um eixo abaixo do centro de gravidade da massa deslocada Material: solo ou rocha Velocidade: extremamente alta a baixa	
Escorregamento	Característica: exibe superfície de ruptura Material: solo ou rocha	
Expansões Laterais	Característica: expansão lateral, geralmente em terreno de declividade suave, causando fraturas de cisalhamento e tensão Material: solos coesivos ou massa de rocha combinada com uma massa fraturada precipitada de material coesivo mais macia, material subjacente Velocidade: extremamente lento a muito rápido	
Fluxo	Característica: movimento contínuo com superfície de cisalhamento não preservada Material: solo, rocha, materia orgânica, ar, água, lama, lava. Velocidade: extremamente lento a muito alta velocidade	

Tabela 3 - Características dos principais movimentos de encosta na dinâmica ambiental brasileira segundo Augusto Filho (1992) (*apud* Infanti Junior e Fornasari Filho, 1998 e Gerscovich, 2012)

Processos	Características do Movimento, Material e Geometria
Rastejo	Vários planos de deslocamento (internos)
	Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade
	Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes
	Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada
	Geometria indefinida
Escorregamentos	Poucos planos de deslocamento (externos)
	Velocidades médias (m/h) a altas (m/s)
	Pequenos a grandes volumes de material
	Geometria e materiais variáveis
	Planares - solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza
	Circulares - solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas
	Em cunhas - solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas	Sem planos de deslocamento
	Movimentos de tipo queda livre ou em plano inclinado
	Velocidades muito altas (vários m/s)
	Material rochoso
	Pequenos a médios volumes
	Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc
	Rolamento de matacão
	Tombamento
Corridas	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa em movimentação)
	Movimentos semelhantes a de um líquido viscoso
	Desenvolvida ao longo as drenagens
	Velocidades médias a altas
	Mobilização de solos, rochas, detritos e água
	Grandes volumes de material
	Extenso raio de alcance, mesmo em área planas

A importância de se classificar esses movimentos é entender quais processos desencadeiam os processos de instabilidade e como evitar as consequências desses movimentos. Dentre as propostas de classificação a mais citada em termos mundiais é a de Varnes (1978) (Augusto Filho e Virgili, 1998; Cruden e Varnes, 1996; Gerscovich, 2012; Highland e Bobrowsky, 2008; Hungr *et al.*, 2014; Infanti Junior e Fornasari Filho, 1998). Cruden e Varnes (1996) promoveram uma atualização do modelo de classificação desenvolvido por Varnes (1978), adotando o mesmo critério de enfatizar o tipo de movimento e o tipo do material (Tabela 2). No caso brasileiro, o sistema de classificação mais adotado é o proposto por Augusto Filho (1992) - Tabela 3 (*apud* Gerscovich, 2012; Infanti Junior e Fornasari Filho, 1998; Silveira, 2003).

Dados brasileiros (Parizoto *et al.*, 2013) demonstram que a região sudeste e a região sul do Brasil apresentam o maior número de movimentos de massa registrado (Figura 3). A região sudeste apresenta ainda um maior quantitativo de mortos causados por movimentos de massa que as demais regiões, estimando cerca de 525 mortos no período de 1991-2012, enquanto a região nordeste, a segunda em número de mortos, afere 6 mortos para o mesmo período (Parizoto *et al.*, 2013). No Rio de Janeiro, estado que contabiliza 395 mortos decorrentes de movimentos de massa para o período de 1991-2012. O movimento de massa mais significativo é o escorregamento. Esses deslizamentos são diretamente relacionados a ocorrência de chuva e aumento da umidade do solo.

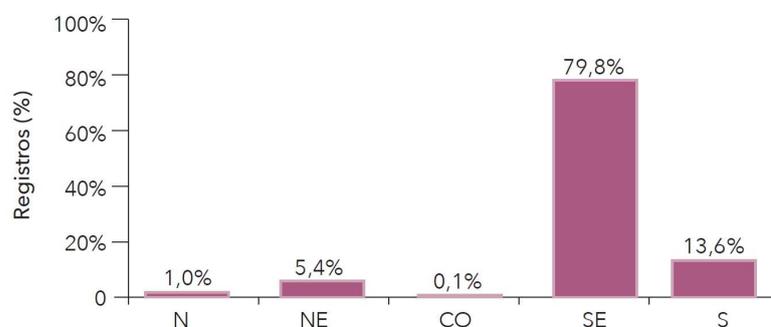


Figura 3 - Porcentagem de ocorrência de movimento de massa por região do Brasil, no período de 1991-2012 (Parizoto *et al.*, 2013)

Os escorregamentos podem ser de dois tipos: translacionais e rotacionais. Os escorregamentos translacionais, também chamados de planares, possui uma superfície de ruptura plana. As rupturas ocorrem em regiões de fragilidade do solo. Esse tipo de deslizamento é frequente na região serrana brasileira (Infanti Junior e Fornasari Filho, 1998). Os escorregamentos rotacionais são movimentos que possuem superfície de ruptura relativamente côncava. Ocorre, na maior parte das vezes, em solos homogêneos. Por ser a categoria de deslizamento que causa maior prejuízo social, este trabalho focará no estudo dos escorregamentos, enfocando os translacionais.

3.1.2. Usos dos sistemas de informação geográfica (SIG) na modelagem

A compreensão de fenômenos naturais exige que possamos entender melhor como o meio ambiente se comporta em determinadas situações. De modo geral, este tipo de estudo é

espacialmente distribuído, exigindo assim um número grande de informações que devem ser fornecidas para o entendimento do processo.

O SIG é uma ferramenta utilizada para representar o mundo real que reúne informações sobre a área de estudo e auxilia os modelos a simular os fenômenos analisados provendo informações sobre o meio estudado. Seu diferencial é a capacidade de armazenar tanto informações convencionais como informações geográficas e geométricas (Câmara, 2005).

Por ser um fenômeno de distribuição espaço-temporal, muitos modelos têm utilizado o SIG para o estudo hidrológicos e de áreas suscetíveis a movimentos de massa (TOPMODEL - Beven, 1977; SHALSTAB - Montgomery e Dietrich, 1994; SINMAP - Pack *et al.*, 1998; Xie *et al.*, 2003; TRIGRS - Baum *et al.*, 2008; r.slope.stability - Mergili *et al.*, 2014a). Características espaciais, tais como a variabilidade taxonômica, a expressão territorial, bem como as alterações temporais verificadas na área de estudo podem ser visualizadas e analisadas sob o ponto de vista do estudo de estabilidade de encostas quando se aplica ferramentas SIG (Silva, 2001).

Dentre as formas de representação do ambiente a mais usada na pesquisa hidrológica e de estabilidade de encosta são os modelos digitais do terreno (MDT), em especial o modelo digital de elevação (MDE) (Quinn *et al.*, 1991; Montgomery e Dietrich, 1994; Dikau *et al.*, 1996; Pack *et al.*, 1998; Xie *et al.*, 2004; Baum *et al.*, 2008; Mergili *et al.*, 2014a; Mergili *et al.*, 2014b; Wise, 2000; Wise, 2007).

O MDT é uma representação de características de um terreno que são espacialmente variáveis. Ele pode retratar a forma do terreno, armazenando informações como declividade ou elevação de uma superfície; pode representar características do terreno, como hidrografia e rede de transportes; descreve os recursos naturais disponíveis, tais como tipo do solo ou vegetação; ou ainda podem retratar dados socioeconômicos, como por exemplo a distribuição da população em áreas e a localização de indústrias e áreas de agricultura. O MDE é, portanto, um tipo de MDT cuja informação armazenada é a cota altimétrica do terreno (Z. Li *et al.*, 2005).

A grande popularidade dos MDEs justifica-se pela simplicidade de trabalhar com dados tabulares (malha) que armazenam uma grande quantidade de dados espacialmente distribuídos.

Além disso, esses dados se tornaram disponíveis em todo mundo de forma gratuita, distribuída principalmente pelos governos locais e agências governamentais europeias e americanas. Entretanto, é importante que a qualidade dos MDEs seja verificada, principalmente quanto a presença de sumidouros (pontos de altitude inferior às das células vizinhas, não gerando escoamento). Wise (2000) enfatiza que todos os MDEs podem conter erros o que pode prejudicar os resultados obtidos pela aplicação de modelos hidrológicos, bem como a sua análise.

Outros aspectos do uso dos MDEs estão sendo avaliados sob o ponto de vista dos estudos hidrológicos e de estabilidade (Claessens *et al.*, 2005; Salgado *et al.*, 2011; Walker e Willgoose, 1999; Wise, 2000; Wise, 2007; Wu *et al.*, 2008). Algumas pesquisas (Claessens *et al.*, 2005; Silveira e Silveira, 2015; Zhang e Montgomery, 1994; Wise, 2007) têm focado na definição de uma resolução ótima da malha para um desempenho ótimo de modelos matemáticos, de forma que seja representada as características fundamentais do ambiente para a resolução do problema analisado. É importante ressaltar que a resolução do MDE deve ser coerente com os dados usados para a geração do modelo digital de elevação, bem como da distância entre os dados de entrada usados para interpolação da informação como ressaltado por Zhang e Montgomery (1994). Isso significa que não adianta definir valores pequenos de malha sem um acréscimo de informações e sua distribuição adequada, já que não implicaria em uma melhora da qualidade da representação do terreno.

A definição da resolução da malha deve analisar a disponibilidade dos dados, a escala da área de estudo e o tempo de processamento (Claessens *et al.*, 2005; Silveira e Silveira, 2015; Zhang e Montgomery, 1994). Zhang e Montgomery (1994) defenderam que o tamanho da encosta deveria ser o fator chave na definição da resolução mais apropriada dos MDEs usados como entrada de modelos hidrológicos dirigidos topograficamente. Definiram ainda um valor de 10 m como uma resolução razoável para modelar os processos superficiais em muitos ambientes. Segundo Beven (1997) malhas com tamanho maior em relação ao comprimento da encosta não podem ser usadas para derivar a distribuição do índice topográfico que é intencionada, fisicamente, para refletir os caminhos de fluxo. Para o estudo da distribuição de escorregamentos rasos, Claessens *et al.* (2005) defendeu que não existe uma resolução que possa ser considerada perfeita. Os autores acreditam que o que deve ser analisado é

disponibilidade dos dados e a forma como esses dados devem ser trabalhados para possibilitar uma análise razoável dos resultados.

Outros pontos que merecem consideração nesse tópico são as variáveis derivadas do MDE, tais como declividade, rede de drenagem, área da bacia e resposta hidrológica (Lane *et al.*, 2004). Wu *et al.* (2008) estudou o efeito da resolução do MDE na definição de atributos topográficos como declividade, área de contribuição, comprimento da rede e área da bacia. Eles concluíram que a declividade estimada reduz com a diminuição da resolução da malha e a área de contribuição aumenta com a diminuição da resolução da malha devido a efeitos de planificação e redimensionamento das células da malha. Quinn *et al.* (1991) demonstra que a resolução da malha deve refletir as características que são vitais a resposta hidrológica.

O tamanho da malha também demonstrou ter efeito sobre o processo de calibração. O estudo de Franchini *et al.* (1996) revelou que a condutividade hidráulica (K) inevitavelmente tende a aumentar com o aumento do tamanho do malha. Zhang e Montgomery (1994) obtiveram resultados que demonstraram que o tamanho da malha do MDE, além de fatores como a intensidade da chuva e o fluxo de base inicial, afeta o hidrograma simulado e computado, desde que se mantenha os mesmos parâmetros de entrada, indicando que a calibração de um modelo é específica também para um tamanho de malha.

3.2.MODELOS MATEMÁTICOS

O uso de modelos tem encontrado várias aplicações nos diferentes ramos da ciência. Na engenharia, os modelos têm tido um papel importante tanto no meio acadêmico quanto no desenvolvimento de estudos e projetos para execução de medidas estruturais ou não-estruturais. Por meio dos modelos é possível avaliar o comportamento de um sistema submetido a situações de possível ocorrência. Este trabalho usa modelos hidrológicos e de estabilidade para entender como os parâmetros naturais influenciam no desencadeamento de movimentos de massa. Compreender as características dos modelos é de fundamental importância para a boa prática do uso dessa ferramenta.

3.2.1. Etapas da modelagem

A modelagem matemática não pode ser uma mera utilização do modelo. O usuário ao optar pelo uso de modelos para representar o fenômeno em estudo deve se preocupar em relatar as etapas utilizadas o que ajuda o pesquisador a estruturar o seu trabalho.

Alguns pesquisadores sugeriram procedimentos a serem seguidos quando se optar pela modelagem. As etapas descritas abaixo são baseadas nos trabalhos de Engel *et al.* (2007), Ford (2010), Viessman e Lewis (2002):

- Etapa 1 – Familiarização com o modelo e sistema - esta etapa parece ser consenso entre os pesquisadores tanto quanto à sua existência, quanto à sua posição na estrutura procedimental de modelagem. Aqui o objetivo é conhecer o sistema (localização e características locais) de estudo e o problema que se quer resolver. Embora Engel *et al.* (2007) defina uma etapa específica para aquisição de dados, o conhecimento das características locais passa pelo acesso a todas as informações disponíveis sobre o sistema, inclusive os dados disponíveis, razão pela qual a aquisição e análise da qualidade dos dados disponíveis é inserida como parte integrante dessa etapa. Neste momento deve-se avaliar se a modelagem é a melhor estratégia a ser aplicada no estudo em questão.
- Etapa 2 – Definição dos objetivos e hipóteses – aqui o usuário deve ser específico acerca do problema a ser resolvido, definindo o produto do trabalho pela identificação dos objetivos ou da hipótese a ser testada.
- Etapa 3 – Seleção do modelo - o modelo deve ser escolhido baseado nos objetos definidos na etapa anterior e nas características do sistema verificadas na etapa 1. Beven (2001) sugeriu cinco passos para a escolha do modelo a ser utilizado em uma aplicação particular:
 - 3.1. Preparar uma lista de modelos sob consideração;
 - 3.2. Fazer uma lista das variáveis calculadas e daquelas requeridas para cada modelo;
 - 3.3. Preparar uma lista de suposições feitas pelo modelo;
 - 3.4. Fazer uma lista de entradas requeridas pelo modelo, para especificação do fluxo de domínio, para especificações de contorno e condições iniciais e para especificação dos valores dos parâmetros;
 - 3.5. Determinar se existe na lista um modelo que atenda aos objetivos do estudo.
- Etapa 4 – Teste e verificação do modelo – aqui se define alguns parâmetros e roda o modelo para verificar as características gerais do modelo. Nessa etapa se define como serão representados os dados disponíveis para melhor performance do modelo utilizado.

- Etapa 5 – Análise de sensibilidade do modelo – verificação de quais parâmetros tem maior influência na qualidade da resposta do modelo.
- Etapa 6 – Dados a ser coletados – depois da avaliação dos dados disponíveis e da influência de cada parâmetro no modelo e com a finalidade de melhoramento da performance do modelo define-se os dados a serem coletados.
- Etapa 7 - Calibração do modelo – define-se parâmetros que melhor refletem o comportamento do modelo. É uma etapa importante porque reduz as incertezas do modelo.
- Etapa 8 - Validação do modelo – verifica se o modelo reproduz os valores medidos a partir da simulação com valores calibrados.
- Etapa 9 – Previsão de cenários futuros – o modelo está apto para prever resultados da aplicação de políticas públicas a serem adotadas.
- Etapa 10 – Interpretação dos resultados – os resultados obtidos devem ser interpretados considerando a incerteza esperada.

A adoção de um procedimento padrão de utilização de modelos em estudos que utilizam essa ferramenta possibilita alcançar alguns objetos tais como os listados por Engel *et al.* (2007): *“redução de uma potencial tendenciosidade do modelador, geração de um roteiro a ser seguido, possibilita que outras pessoas possam avaliar as decisões tomadas na modelagem do sistema, permite que outros pesquisadores repitam o estudo e melhora a aceitação dos resultados do modelo”*.

3.2.2. Modelos de fluxo subterrâneo

No estudo de estabilidade de encosta, o comportamento hidrológico e a sua modelagem é de fundamental importância. Segundo Beven (1977), a simulação do comportamento da natureza a partir do uso de modelos pode ser usada para verificar a aplicabilidade das suposições sobre o meio ambiente adotadas pelo modelador ou com a intenção de prever a resposta do ambiente natural submetido a alguma condição encontradas na natureza.

Houve uma variedade de pontos de partida e motivação para o desenvolvimento de modelos hidrológicos agrupados em categorias como abaixo descrito (Bronstert, 1999):

- prover uma ferramenta de pesquisa que seja capaz de calcular vários processos hidrológicos e a sua interação na escala da encosta;

- obter uma ferramenta para proposta de designer em aplicações ambientais e de engenharia – exemplos dessa área de aplicação são a investigação das condições hidrológicas que desencadeiam o deslizamento;
- derivar uma unidade básica para uma malha não distribuída, fisicamente baseada no modelo de captação.

A tecnologia GIS tem sido muito aplicada na maioria dos modelos hidrológicos. O principal produto de geoprocessamento adotado nos programas de hidrologia subterrânea é o MDE tal como o TOPMODEL (Quinn *et al.*, 1991), o FEFLOW (Diersch, 1998) e o TRIGRS (Baum *et al.*, 2008). Ele auxilia a análise dos dados espacialmente o que favorece a realização pixel a pixel dos cálculos hidrológicos.

Os modelos atuais podem trabalhar com uma abordagem estática ou dinâmica diferindo por isso bastante nas suas formulações. Dentre as formulações mais utilizadas na modelagem de águas subterrâneas estão a lei de Darcy e a equação de Richards.

3.2.2.1. Equação de Richards

A equação de Richards é uma equação diferencial que rege o movimento de líquidos no solo. Ela é definida pela combinação entre a equação da continuidade (constância da massa) e a equação de Darcy-Buckingham relacionando as variações da umidade do solo e do potencial total do solo.

Richards (1931) desenvolveu seu trabalho com o intuito de explicar o fluxo de líquidos em meios porosos não saturados. A diferença essencial entre o fluxo em meios saturados e fluxo em meio não saturado é que sob essa última condição a pressão é determinada pelas forças de capilaridade (ação do líquido em pequenos poros) e a condutividade depende da umidade do meio (Richards, 1931). A equação (1) é a equação proposta por Richards (1931) para fluxo em meios não saturado.

$$K \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) + \frac{\partial K}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial K}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial K}{\partial z} \frac{\partial \psi}{\partial z} + g \frac{\partial K}{\partial z} = -\rho_s R \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (1)$$

Em que:

g é a aceleração da gravidade;

K é a condutividade hidráulica;

R é a capacidade específica do solo úmido;

ρ_s é o peso do meio poroso seco;

Ψ é o potencial da água no solo.

Embora tenha grande aplicação no cálculo do escoamento subterrâneo em solos não saturados (Diersch, 1998; Baum *et al.*, 2008), a equação de Richards apresenta alguns problemas quanto à sua aplicação prática. O primeiro deles está relacionado à dificuldade de resolução da equação. Por causa da grande não-linearidade da relação pressão e saturação, soluções analíticas não são geralmente possíveis (a não ser para suposições muito restritivas com respeito a essas relações).

Como alternativa, métodos numéricos têm sido utilizados. Entretanto, Reno e Borma (2014) alertam quanto a dificuldade de se encontrar uma solução numérica para a equação de Richards devido aos cálculos diferenciais altamente não-lineares. Dentre os métodos numéricos, o mais comumente utilizado para solucionar a equação de Richards utiliza a carga como variável dependente. Sua vantagem é poder ser aplicada para condições saturadas e não saturadas, assim como para camadas de solo onde a carga é geralmente contínua, mas a saturação pode não ser. A desvantagem dessa formulação é que ela pode requerer intervalos de tempo e espaço muito pequenos para alcançar um balanço de massa satisfatório (especialmente para condições iniciais especialmente secas), caso no qual o procedimento geralmente não é muito eficiente (Hillel, 1998).

A alternativa baseada na umidade tem a vantagem da difusividade (D) não variar com a umidade tanto quanto K varia com a carga. A desvantagem é que não pode ser usada para a simulação do fluxo em solos saturados ou próximos à saturação, uma vez que nesse intervalo, D se torna infinita. Essa forma também falha no caso de perfil onde transições abruptas ocorrem de uma camada para outra, uma vez que em tais casos a saturação não é contínua. A histerese causa outras complicações nos casos em que o molhamento e a secagem ocorrem de forma variada em diferentes partes do perfil (Hillel, 1998).

Outros pontos que devem ser notados referem-se à variabilidade da temperatura em solos saturados, que influencia nas condições de condutividade hidráulica devido à viscosidade do fluido. A outra questão refere-se à grande influência da zona não saturada sob condições de recarga devido à transmissão da água através da encosta como apontado por Paniconi *et al.* (2003).

3.2.3. Métodos de análise de estabilidade

Os métodos de análise de estabilidade foram desenvolvidos para que se pudesse analisar o quão estável as encostas são. Os métodos de análise de estabilidade podem ser analíticos, experimentais ou observacionais. Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), os métodos analíticos baseiam-se “na teoria do equilíbrio limite ou em modelos matemático de tensão-deformação”, os métodos experimentais são aqueles que se estruturam no desenvolvimento de modelos físicos de escalas reduzidas, enquanto os métodos observacionais se baseiam na análise das áreas de estudo. Nesta seção são apresentados métodos baseados na teoria do equilíbrio limite usados nos modelos de estabilidade de interesse para este estudo.

3.2.3.1. Método do equilíbrio limite

O método do equilíbrio limite utiliza as equações de equilíbrio de momentos em relação a um ponto qualquer e o equilíbrio de forças são aplicadas a cada fatia e o somatório desses resultados definem os valores do fator de segurança (FS) da encosta com relação ao equilíbrio de forças e com relação ao equilíbrio de momento.

Um dos pontos relevantes da aplicação do método do equilíbrio limite trata da definição da superfície de ruptura. A superfície pode apresentar diferentes formas. Pode ser circular, planar e composta. A superfície de ruptura provável é definida a partir do cálculo do FS de várias superfícies de ruptura sendo escolhida aquela que apresentar o menor FS . Outro ponto refere-se à divisão da parte da encosta acima da superfície de ruptura em fatias que serão as unidades onde serão calculados as forças e momentos atuantes.

Após a definição da superfície de ruptura, Gerscovich (2012) enumerou as seguintes etapas para o método do equilíbrio limite usando o método das fatias:

1. Divisão da encosta em fatias com o cuidado da superfície de ruptura sempre pertencer ao mesmo material. Para efeito de cálculo a superfície de ruptura em cada fatia é considerada plana;
2. Cálculo do equilíbrio de forças em cada fatia;
3. Cálculo do equilíbrio de momento em cada fatia. Não existe um ponto fixo para o cálculo das equações de momento, entretanto, sugere-se que o ponto de rotação deve ser especificado perto do centro da possível superfície crítica de cisalhamento.

Considere a Figura 4. Ela representa as forças atuantes em uma fatia de encosta. As equações que representam o somatório dos momentos (equação (2)), a soma das forças nas direções horizontal (equação (3)) e vertical (equação (4)) são:

$$\begin{aligned} \sum Wx - \sum \tau l R_S - \sum Nf + \sum kW l_V + \sum E_{n+1} e_{n+1} - \sum E_n e_n \\ - \sum X_n (x - b/2) + \sum X_{n+1} (x + b/2) + A_R a_R - A_L a_L \\ \pm [Cd] = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \sum (E_n - E_{n+1}) - \sum (N \operatorname{sen} \alpha) + \sum (\tau l \operatorname{cos} \alpha) - \sum (kW) - [C \operatorname{cos} \omega] + A_L \\ - A_R = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

$$-W + (X_n - X_{n+1}) + N \operatorname{cos} \alpha + \tau l \operatorname{sen} \alpha - [C \operatorname{sen} \omega] = 0 \quad (4)$$

Em que:

W = peso total de uma fatia de largura b e altura h_f

N = força normal total na base da fatia

τ = tensão cisalhante na base de cada fatia

X_n, X_{n+1} = forças normais de interação vertical.

E_n, E_{n+1} = forças normais de interação horizontal.

C = carga linear externa

kW = carga sísmica horizontal aplicada no centroide de cada fatia

A_L e A_R = forças d'água externas resultantes do lado esquerdo (L) e direito (R)

R_s = raio para uma superfície de escorregamento circular

f = distância perpendicular entre o centro da superfície de ruptura e o ponto de aplicação da força normal

l_V = distância vertical da linha central de cada fatia ao centro de rotação

e_n, e_{n+1} = distância vertical do ponto de aplicação das forças horizontais ao centro de rotação

a_L, a_R = distância perpendicular da força d'água externa resultante ao centro de rotação ou ao centro de momentos

x_f = distância horizontal da linha central de cada fatia ao centro de rotação

d = distância perpendicular da carga linear ao centro de rotação

ω = ângulo da carga linear com a horizontal

α = ângulo entre a tangente do centro da base de cada fatia e a horizontal

l = largura da base da fatia

A tensão cisalhante (τ) é definida pela equação (5) conforme Lei de Mohr-Coulomb.

$$\tau = c + (\sigma - u) \cdot \tan \varnothing \quad (5)$$

Para solos não saturados, sob condições de poro-pressões negativas, a resistência ao cisalhamento pode ser descrita conforme a equação (6):

$$\tau = c + (\sigma - u_a) \tan \varnothing + (u_a - u) \tan \varphi \quad (6)$$

Em que:

\varnothing = ângulo de atrito interno

φ = ângulo que define o aumento na resistência ao cisalhamento para um aumento na sucção ($u_a - u$)

c = coesão

u = poro-pressão

u_a = pressão do ar nos poros

σ = tensão normal

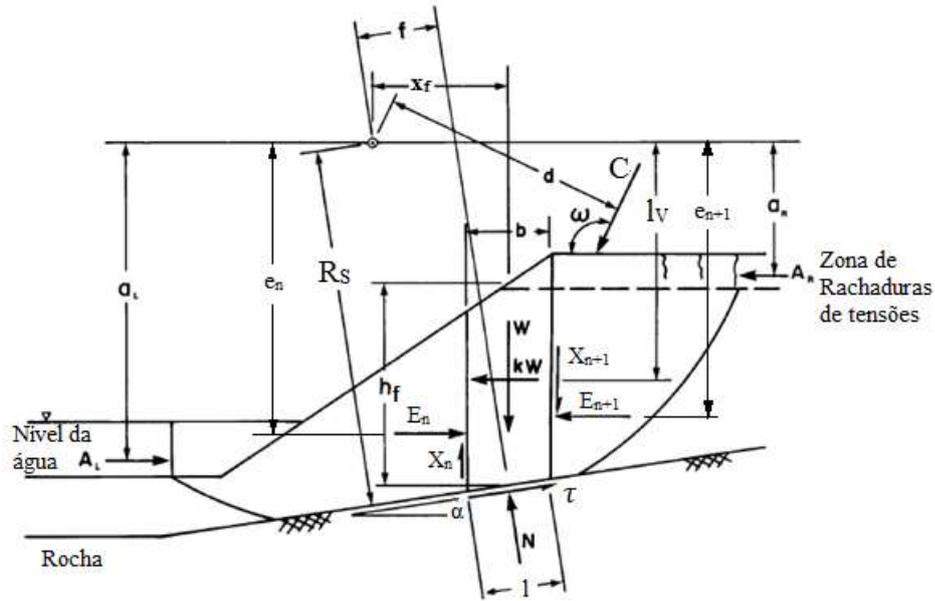


Figura 4 - Forças agindo em uma fatia em uma massa deslizante com superfície de deslizamento composta (Khran, 2004 - modificado)

Como o número de incógnitas das equações de equilíbrio excedem o número de equações conhecidas, o problema é indeterminado. Por isso, devem ser feitas suposições com relação às direções, magnitudes, e/ou ponto de aplicação de algumas das forças, para resolver o sistema de equações (Pimenta Júnior, 2005). Várias são as proposições que sugerem simplificações das equações de equilíbrio tais como o método de Fellenius, método de Bishop, método de Janbu, método de Spencer, dentre outros.

O *FS* é a relação entre as forças resistentes ao processo de instabilidade e as forças atuantes. Considerando as equações de equilíbrio, o *FS* pode ser calculado com relação as equações de momento e com relação as equações de forças horizontais. As equações (7) e (8) calculam o *FS* considerando o equilíbrio de momento e de forças, respectivamente, e desconsiderando as forças entre fatias, cargas sísmicas e externas e forças d'água resultantes.

$$FS = \frac{\sum \left(clR + \left[N - u_w l \frac{\tan \varphi}{\tan \theta} - u_w l \left(1 - \frac{\tan \varphi}{\tan \theta} \right) \right] R \tan \theta \right)}{\sum Wx - \sum Nf} \quad (7)$$

$$FS = \frac{\sum \left(cl \cos \alpha + \left[N - u_w l \frac{\tan \varphi}{\tan \theta} - u_w l \left(1 - \frac{\tan \varphi}{\tan \theta} \right) \right] \tan \theta \cos \alpha \right)}{\sum N \sin \alpha} \quad (8)$$

O r.slope.stability aplica o método do equilíbrio limite com divisão da encosta em fatias de forma 3D aplicando as equações de equilíbrio para cada célula da malha.

3.2.3.2. Modelo de estabilidade de encosta infinita

O método da encosta infinita é um tipo de método de equilíbrio limite aplicado para uma superfície de ruptura planar.

Segundo Giraldo (2013), o termo encosta infinita representa uma encosta uniforme de grande extensão, suficiente para que um elemento típico possa ser considerado representativo da encosta como um todo, e para que irregularidades na base e na crista da encosta possam ser ignoradas, onde as propriedades de poro-pressão em uma distância qualquer acima da superfície impermeável possa ser assumida constante (Figura 5).

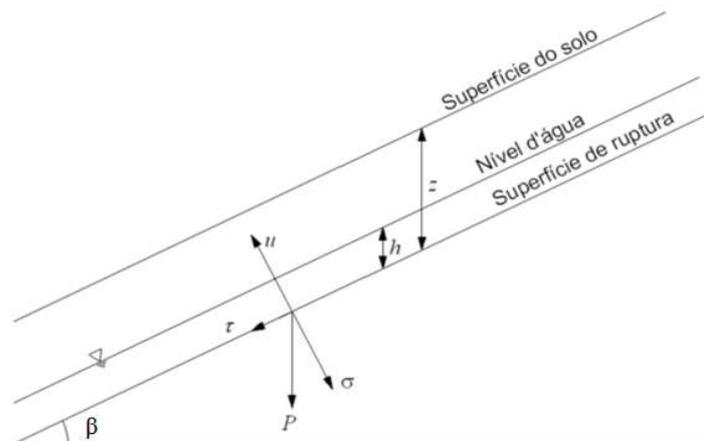


Figura 5 - Esquema ilustrativo do modelo de encosta infinita (Selby, 1993, *apud* Michel *et al.*, 2012)

Em sua formulação, o modelo de estabilidade de encosta infinita compara os componentes desestabilizadores da gravidade com os componentes restauradores do atrito e da coesão em um plano de falha paralelo à superfície do solo, desprezando-se os efeitos das margens, utilizando a equação (5).

Nesse caso, o FS é a razão entre a tensão cisalhante as forças atuantes na encosta. No modelo de encosta infinita o FS é dado pela equação (9) definida por Hammond *et al.* (1992). Nessa

equação a densidade úmida e seca é considerada constante e desconsidera-se a sobrecarga da vegetação.

$$FS = \frac{C_r + C_s + \cos^2 \beta [\rho_s g(z - h) + (\rho_s g - \rho_w g)h] \tan \phi}{z \rho_s g \sin \beta \cos \beta} \quad (9)$$

em que C_r é a coesão devido as raízes, C_s é a coesão do solo, β é a declividade da encosta, ρ_s é a peso específico do solo seco, ρ_w é o peso específico da água, g é a aceleração gravitacional, z_s é a profundidade vertical do solo, h_w é a altura do solo saturado.

Algumas suposições foram consideradas no desenvolvimento de método da encosta infinita. O modelo considera a superfície de falha paralela à superfície do terreno, o solo homogêneo e a declividade constante. Entretanto, muitos movimentos em encosta apresentam diversas geometrias, em desacordo com a teoria da encosta infinita.

Supor que a encosta é infinita implica em assumir que a extensão da encosta é muito maior que a sua espessura o nem sempre é razoável. Estudos têm mostrado que a extensão da encosta pela profundidade do solo deve obedecer a valores mínimos para que a encosta seja considerada infinita. Milledge *et al.* (2012) considerou que valores de $L/z_l \geq 25$, sendo L o comprimento do deslizamento e z_l é a profundidade do deslizamento, são razoáveis para suposição de encosta infinita. Griffiths *et al.* (2011) encontraram valores razoáveis de FS calculados por elementos finitos quando a relação de L/z_l era maior que 16.

O método de estabilidade de encosta infinita é utilizado pelos modelos SHALSTAB, SINMAP, TRIGRS e r.slope.stability.

3.2.4. Modelos de estabilidade

Atualmente, existem alguns modelos desenvolvidos para o cálculo de estabilidade de encostas (Lisa – Hammond *et al.*, 1992; SHALSTAB – Montgomery e Dietrich, 1994; SINMAP – Pack *et al.*, 1998; 3DSLOPEGIS - Xie *et al.*, 2003; Slope – Khran, 2004; TRIGRS – Baum *et al.*, 2008; r.slope.stability – Mergili *et al.*, 2014a). Grande parte desses modelos tem feito uso dos sistemas de informações geográficas. Essa integração tem favorecido a análise topográfica das

áreas de estudos de maneira mais detalhada possibilitando a melhor representação do sistema estudado.

Outro ponto que merece destaque no desenvolvimento de modelos de estabilidade é o uso acoplado de modelos hidrológicos. Michel *et al.* (2012) observaram a importância do nível da água subterrânea na estabilidade do terreno. Esses autores pontuaram que o FS decai com o aumento da umidade do solo pois ocorre a redução das tensões efetivas, por isso as chuvas intensas e de grande duração estão relacionadas a uma maior probabilidade de ruptura do solo. Essas observações ligam fortemente as condições de estabilidade da encosta a fatores hidrológicos, sendo recomendável a análise hidrológica anteriormente à análise de estabilidade.

Nesta seção são apresentados os modelos de estabilidade SHALSTAB, SINMAP, r.slope.stability e TRIGRS. Muitos trabalhos têm utilizado esses modelos para análise de estabilidade conforme mostrado pelas tabelas do **Erro! Fonte de referência não encontrada..**

3.2.4.1. SHALSTAB

SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) é um modelo determinístico distribuído que quantifica a instabilidade do terreno em termos da chuva crítica efetiva requerida para desencadear a instabilidade induzida pela poro-pressão. Modelos para geração da saturação do solo e instabilidade de encosta são combinados com dados digitais do terreno para prever a chuva permanente necessária para causar deslizamentos em uma bacia (Montgomery e Dietrich, 1994).

O modelo hidrológico acoplado ao SHALSTAB segue os princípios do TOPOG, modelo desenvolvido por O'Loughlin (1986). Assim como o TOPMODEL, o TOPOG é um modelo hidrológico de base topográfica e área de contribuição variável. O modelo considera que ocorre a saturação do solo quando o excesso de vazão vindo de montante excede ao produto entre a declividade local e a transmissividade do solo.

Considerando a equação de Darcy e admitindo-se um fluxo quase permanente e uma recarga espacialmente homogênea (r), O'Loughlin (1986) chegou na relação expressa pela equação (10):

$$A \frac{r}{b_c} \geq T \text{sen} \beta \quad (10)$$

Em que A é a área de drenagem, r é a recarga, b_c é o comprimento de contorno, T é a transmissividade e β é a declividade local do terreno.

A partir da equação (10), O’Loughlin (1986) começa a trabalhar com o conceito de índice de umidade, adotado por Montgomery e Dietrich (1994) de forma simplificada no desenvolvimento do SHALSTAB. Esse modelo usa a chuva permanente e o mapeamento do padrão espacial de equilíbrio do solo saturado baseado na análise da área de contribuição de montante, transmissividade do solo e encosta local - Figura 6 (Montgomery e Dietrich, 1994).

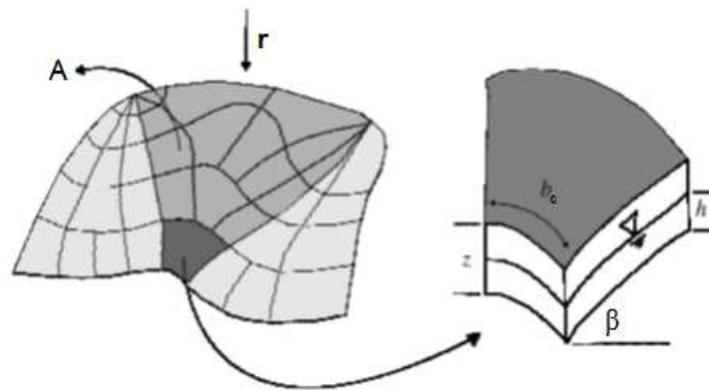


Figura 6 - Representação do modelo hidrológico (Montgomery e Dietrich, 1994, modificado por Michel *et al.*, 2012)

O modelo divide a bacia em elementos topográficos definidos pela interseção dos contornos e limites ortogonais do fluxo de tubo para contorno. “A chuva efetiva (precipitação menos evapotranspiração e drenagem profunda em rocha) torna o fluxo subsuperficial raso, que é roteirizada pelo fluxo de tubo para baixo, permitindo o cálculo do fluxo local através de cada elemento topográfico. O modelo hidrológico então reduz para um cálculo da umidade w , que é a taxa de fluxo local a uma dada chuva permanente que conduz à saturação do perfil do solo” (Montgomery e Dietrich, 1994):

$$w = r A / b T \text{sen} \beta \quad (11)$$

Assumindo que a condutividade saturada do solo (K_s) não varia com a profundidade sob a superfície, então nós podemos escrever $T = K_s z \text{cos} \beta$ e que em condições saturadas rA pode ser descrita pela equação de Darcy, w pode ser simplificado conforme equação (12) para o caso onde $w \leq 1,0$ – até a saturação (Montgomery e Dietrich, 1994).

$$w = K_s \sin \beta h_a \cos \beta / K_s \sin \beta z \cos \beta = h_a / z_s \quad (12)$$

Considerando ainda que o solo está sem coesão ($C_r + C_s = 0$) e a infiltração é paralela a encosta podemos calcular $\tan \beta$, a partir da equação (9), como mostrado na equação (13).

$$\tan \beta = [1 - w(\rho_w / \rho_s)] \tan \emptyset \quad (13)$$

ou

$$w = (\rho_w / \rho_s) [1 - (\tan \beta / \tan \emptyset)] \quad (14)$$

Substituindo a equação (11) na (14), pode-se expressar o critério de falha em termos de área drenada por unidade de elemento de contorno como na equação (15).

$$A / b_c = (T / r) \sin \beta (\rho_s / \rho_w) [1 - (\tan \beta / \tan \emptyset)] \quad (15)$$

Então, com os dados demonstrados acima, pode-se determinar a recarga (r) permanente mínima prevista para causar instabilidade em cada elemento pelo rearranjo da equação (15) (Montgomery e Dietrich, 1994):

$$r = [T \sin \beta (\rho_s / \rho_w) / (A / b_c)] [1 - (\tan \beta / \tan \emptyset)] \quad (16)$$

Montgomery e Dietrich (1994) definiram quatro principais classes de estabilidade que descrevem os elementos de uma bacia para uma simulação particular: incondicionalmente instável, instável, estável, e incondicionalmente estável. Elementos incondicionalmente instáveis são aqueles previstos para serem instáveis até quando secos ($\tan \beta \leq \tan \emptyset [1 - (\rho_w / \rho_s)]$). Elementos instáveis são aqueles previstos para serem instáveis quando a recarga atinge aquela calculada pela equação (16). Elementos estáveis tem áreas insuficiente (e também umidade) para romper. Elementos incondicionalmente estáveis são aqueles preditos para ser estáveis mesmo sob condições saturadas ($\tan \beta > \tan \emptyset$).

Algumas críticas são apontadas com relação ao SHALSTAB. A adoção do gradiente hidráulico igual a declividade local do terreno implica que o nível da água vai mover para cima e para baixo em paralelo, ou seja, mantendo a mesma forma, em vez de sob outras formas teoricamente mais aceitáveis. Outra crítica refere-se à suposição de recarga permanente, condição pouco provável em ambientes reais.

Quanto às limitações associadas ao modelo de estabilidade, começam pela suposição de que a encosta é infinita, ou seja, a extensão da encosta ser muito maior que a sua espessura. A suposição de encosta infinita apresenta outras simplificações na análise de estabilidade tais como superfície de falha paralela à superfície do terreno, gravidade como fator principal dos escorregamentos, solo homogêneo, declividade constante e o decaimento retardado da poropressão. Quando o nível da água subterrânea se aproximar da altura da encosta, a encosta pode ser considerada finita. Entretanto, muitos movimentos em encosta apresentam diversas geometrias, confrontando com a teoria da encosta infinita.

Como um tipo de método de equilíbrio limite, o método da encosta infinita assume que o solo em colapso obedece perfeitamente ao critério plástico de Mohr-Columb. Usando uma condição de equilíbrio global, abordagem que é puramente estática, negligenciando completamente a regra de fluxo plástico para o solo.

3.2.4.2. SINMAP

O SINMAP (*Stability Index Mapping*) é um modelo estocástico que quantifica a estabilidade do terreno por meio do índice de estabilidade, usando o método da encosta infinita como método de cálculo da estabilidade e o TOPMODEL como modelo hidrológico acoplado.

O TOPMODEL é um conjunto de programas para modelagem chuva-vazão em sub-bacia ou conjunto delas de forma semi-distribuída que usa dados de elevação do terreno em malha para a área de estudo. É um modelo conceitual de área de contribuição variável, em que os principais fatores que afetam a geração de escoamento são a topografia da bacia e a transmissibilidade do solo (Montesinos–Barrios e Beven, 2014).

O modelo TOPMODEL parte de três suposições básicas (Beven, 2001):

- i. Há uma zona saturada em equilíbrio com uma taxa de recarga constante sobre uma área de contribuição de encosta;
- ii. O nível da água é paralelo à superfície de forma que o gradiente hidráulico é igual a declividade local da superfície;
- iii. O perfil de transmissividade (T) é descrito por uma função exponencial de déficit de armazenamento ($T = T_0 e^{-D_L/m}$, em que T_0 é a transmissividade lateral para solo

saturado, D_L é o déficit de armazenamento local e m é o parâmetro do modelo controlado pela taxa de declínio da transmissividade do perfil do solo).

Beven e Kirkby (1979) fizeram uso do índice topográfico como um índice de similaridade hidrológica para desenvolver modelo de previsão hidrológica. A teoria do índice topográfico assume que o gradiente hidráulico é igual à inclinação da superfície do local. Isso significa que todos os pontos com o mesmo valor do índice topográfico ($a/\tan\beta$) irá responder de uma forma semelhante hidrológicamente. Esse índice é derivado da topografia da bacia, onde a é a área drenada por unidade de comprimento do contorno (área de contribuição drenada / comprimento de contorno do limite inferior de cada elemento) e $\tan\beta$ é a inclinação da superfície do solo no local (onde β é a declividade do terreno), e, por isso pode ser derivado da análise de um modelo digital do terreno ou mapa de elevação digital. Beven (2001) considerou a transmissividade como sendo variável espacialmente e integrou-a ao índice topográfico ($a/T_0\tan\beta$).

A área de contribuição drenada é calculada pelo método D_∞ . Esse método foi desenvolvido por Tarboton (1997). O método consiste em destinar a água de montante a uma ou duas células das oito vizinhas dependendo dos pesos calculados, considerando os valores de topografia e os gradientes das células vizinhas.

Considerando a equação de Darcy para um ponto i qualquer na encosta e que a transmissividade é igual a condutividade hidráulica saturada pela profundidade do solo, a taxa de fluxo subsuperficial saturado para jusante por unidade de comprimento (q_i) pode ser descrita como:

$$q_i = T_0 \tan\beta \exp(-D_{L_i}/m) \quad (17)$$

Admitindo-se um fluxo quase permanente e uma recarga espacialmente homogênea (r), temos:

$$q_i = ra \quad (18)$$

Igualando as equações (17) e (18) fazendo uso da premissa número 1, o déficit local em qualquer ponto pode ser calculado como:

$$D_{L_i} = -m \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan\beta}\right) \quad (19)$$

Em que $\ln[a/(T_0 \tan\beta)]$ é o índice topográfico definido por Beven e Kirkby (1979).

Embora o SINMAP utilize o TOPMODEL como simulador hidrológico, algumas alterações no TOPMODEL foram realizadas pelos desenvolvedores do SINMAP. Uma dessas alterações é o valor do gradiente hidráulico. No TOPMODEL o gradiente hidráulico é igual a $\tan\beta$ diferente do SINMAP que adota $\text{sen}\beta$. Essa alteração é justificada pelos desenvolvedores do SINMAP que consideram que o uso do $\text{sen}\beta$ é mais correto uma vez que a distância do fluxo é medida ao longo da encosta. Outra mudança está relacionada à consideração de constância da condutividade do solo com a profundidade. Assim, a umidade relativa é calculada pela equação (20).

$$w = \min\left(\frac{ra}{T_0 \text{sen}\beta}, 1\right) \quad (20)$$

A umidade relativa tem como limite superior igual a 1 com qualquer excesso assumido como sendo fluxo superficial (Pack *et al.*, 1998). Considerando que $w = h_a/z_s$ (umidade do solo), $C_t = (C_r + C_s)/(h_a \cos\beta \rho_s g)$ (coesão relativa adimensional) e $\rho_r = \rho_w/\rho$ (taxa de densidade água solo), o índice de umidade da equação (20) e incorporando todas essas considerações à equação (9), o FS pode ser calculado segundo a equação (21).

$$FS = \frac{C_t + \cos\beta \left[1 - \min\left(\frac{r}{T} \frac{a}{\text{sen}\beta}, 1\right) \rho_r \right] \tan\theta}{\text{sen}\beta} \quad (21)$$

Se $r/T = r_t$ e $\tan\theta = t_a$, os menores valores de C_t e t_a (isto é, C_{t1} e t_{a1}) juntos com o maior valor de r_t (isto é, r_{t2}) define o pior caso (mais conservador). Áreas analisadas sob estas condições que tiverem FS maior que 1, são consideradas pelo SINMAP como incondicionalmente estáveis. Para áreas onde o FS mínimo é menor que 1, há a possibilidade de falha. O melhor cenário é quando C_t e t_a recebem os maiores valores possíveis e r_t o menor. A Tabela 4 mostra as classes de estabilidade utilizadas pelo modelo SINMAP com relação ao índice de estabilidade (SI), que o valor mínimo obtido para o FS , ou seja, para condição menos favorável.

Algumas das limitações do modelo estão relacionadas às simplificações adotadas pelo modelo hidrológico acoplado, TOPMODEL. A primeira delas é a definição do gradiente hidráulico da zona saturada. O fato dele ser considerado igual à declividade da superfície topográfica, pode não ser conveniente para muitas aplicações. Segundo Quinn *et al.* (1991) em casos onde não existe uma relação forte entre superfície topográfica e fluxo sub-superficial, é questionado se

os modelos digitais do terreno e os conceitos do TOPMODEL podem ser usados na modelagem do processo hidrológicos por meio de algumas modificações na análise.

Tabela 4 - Definição das classes de estabilidade do SINMAP (Pack *et al.*, 1998; modificado por Michel *et al.*, 2012)

Índice de Estabilidade	Classes de Estabilidade	Intervalo dos Parâmetros	Possível influência de fatores não modelados
$SI > 1,5$	Incondicionalmente Estável	Instabilidade não prevista	São necessários fatores destabilizantes significativos para gerar instabilidade
$1,5 > SI > 1,25$	Estabilidade moderada	Instabilidade não prevista	São necessários fatores destabilizantes moderados para gerar instabilidade
$1,25 > SI > 1,0$	Estabilidade baixa	Instabilidade não prevista	São necessários fatores destabilizantes mínimos para gerar instabilidade
$1,0 > SI > 0,5$	Limiar inferior de instabilidade	Combinação pessimista prevê instabilidade	Fatores destabilizantes não são necessários para gerar instabilidade
$0,5 > SI > 0,0$	Limiar superior de instabilidade	Combinação otimista prevê estabilidade	Fatores estabilizantes podem gerar estabilidade
$0,0 > SI$	Incondicionalmente Instável	Estabilidade não prevista	Fatores estabilizadores são necessários para gerar estabilidade

Beven (1997) admite que a abordagem do gradiente hidráulico como paralelo à superfície do terreno implica que o nível da água vai mover para cima e para baixo em paralelo, ou seja, mantendo a mesma forma, em vez de sob outras formas teoricamente mais aceitáveis. Porém, mesmo admitindo não ser teoricamente aceitável como uma solução totalmente dinâmica, defende que a abordagem de índice dificilmente será considerada menos razoável, dado a heterogeneidade natural e desconhecida do coeficiente de transmissividade e do armazenamento em campo. Argumenta ainda que a abordagem dada ao gradiente hidráulico no modelo TOPMODEL oferece simplicidade, cálculos simples e um número mínimo de parâmetros efetivos, com uma interpretação quase-física para ser estimado na representação do armazenamento subterrâneo.

Outra simplificação está relacionada à suposição da descarga lateral em cada ponto está em equilíbrio com a recarga permanente. Com referência à recarga permanente sabe-se que a taxa de recarga não será uniforme espacialmente na bacia, tão pouco terá a mesma intensidade em toda a duração do evento de chuva. Essas condições implicam na invalidação da suposição de condição permanente o que influi em outras abordagens do modelo.

A suposição de igualdade da descarga lateral não é compatível quando a espessura do solo é crescente ou se há uma forte mudança na taxa de recarga no espaço e no tempo. A rápida recarga durante a tempestade para um nível baixo de água na base da encosta, com recarga mais lenta

a jusante, pode levar ao tipo de fenômeno de turbulência da água subterrâneo conforme proposto por Sklash e Farvolden (1979) (*apud* Beven, 1997).

O fluxo lateral em cada ponto é calculado pelo produto da transmissividade do solo (T) pelo gradiente hidráulico segundo a teoria de Darcy. No TOPMODEL, a transmissividade assume uma função exponencial do déficit de armazenamento. De acordo Lane *et al.* (2004), a propensão local à saturação é controlada pelo índice, $\ln(a/\tan\beta)$, e pela transmissividade. Entretanto, para algumas bacias a função exponencial não representa bem a variabilidade da transmissividade com o aumento da profundidade. Em trabalho recente de Ambroise *et al.* (1996) foi incorporado diferentes perfis de transmissividade na formulação original do TOPMODEL para oferecer duas formas alternativas de perfis de transmissividade subterrâneo: o linear e o parabólico.

Entretanto, segundo Kirkby (1988), existem evidências de que a forma exponencial de transmissividade seja mais robusta com respeito as suposições permanentes em que a taxa de mudança de fluxo é mais suscetível a serem uniforme espacialmente. Beven (1997) explica que no caso exponencial, para taxa de recarga uniforme apresenta apenas transientes de curta duração e rápida aproximação a um fluxo uniforme por unidade de área. Afirma ainda que transientes são muito mais duráveis em outros processos tais como o linear e o parabólico, formas propostas por Ambroise *et al.* (1996). Nesses casos, as suposições dinâmicas de estado quase constantes podem não ser apropriadas e pode ser esperado um efeito nos valores dos parâmetros requeridos.

Mesmo com as limitações apontadas acima, Montesinos–Barrios e Beven (2014) defendem o uso do TOPMODEL por considerá-lo um modelo simples e versátil cujas principais vantagens são a sua parcimônia paramétrica e a capacidade de visualizar os resultados da simulação em um contexto espacial.

Além das limitações expostas acima, o SINMAP ainda apresenta as limitações pelo uso do método de encosta infinita conforme descrito no item sobre o SHALSTAB.

3.2.4.3. TRIGRS

O TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and GRID-based Regional Slope-Stability Model*) é um modelo que simula a influência da chuva permanente e/ou transiente no comportamento da estabilidade de encosta acoplando, para isso, modelo de infiltração, modelo de fluxo subsuperficial, modelo de direcionamento de fluxo e modelo de estabilidade de encosta (Baum *et al.*, 2008).

O modelo de infiltração é aplicado para duas condições iniciais: saturada e não saturada. Além disso, o modelo avalia duas condições limites: camada homogênea e dupla camada (camada de solo acima de um substrato rochoso). Para condições iniciais saturadas, o TRIGRS usa a equação de Richards (1931) linearizada por Iverson (2000).

Iverson (2000) focou no desenvolvimento de equações para condições iminentes aos deslizamentos. Por isso, ele assumiu que as condições iniciais eram úmidas. A solução de Iverson para a equação de Richards foi desenvolvida de maneira análoga à solução de condução de calor descrita por Carslaw e Jaeger (1959) (apud Iverson, 2000).

Iverson (2000) assume como simplificações um solo homogêneo, um fluxo isotrópico, uma profundidade pequena do perfil de solo, considera o fluxo vertical e unidimensional e condições de umidade próximas a saturação (Baum *et al.*, 2008; Park *et al.*, 2013). Duas escalas temporais são consideradas no desenvolvimento das equações:

- i. A_B/D_0 – área da bacia dividido pela difusividade hidráulica máxima – responsável pelo comportamento de longo prazo – componente permanente
- ii. H_D^2/D_0 – onde H_D é a profundidade da superfície de deslizamento – responsável pelo comportamento de curto-prazo – componente transiente.

A equação de Iverson (2000) possui duas partes, uma permanente e a outra transiente. A equação (22) é aplicada para condição inicial saturada e camada homogênea e a equação (23) é aplicada para condição inicial saturada e dupla camada.

$$\psi(z, t) = (z - h_a)\alpha_t + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_n z}{K_s} \left\{ H_D(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}} \operatorname{ierfc} \left[\frac{z}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \quad (22)$$

$$-2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_s} \left\{ H_D(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{1/2} \operatorname{ierfc} \left[\frac{z}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] \right\}$$

$$\begin{aligned} \psi(z, t) = & (z - h_a) \alpha_t \\ & + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_s} H_D(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{1/2} \sum_{m_t=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m_t - 1)d_{LZ} - (d_{LZ} - z)}{2[D_1(t - t_n)]^{1/2}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m_t - 1)d_{LZ} + (d_{LZ} - z)}{2[D_1(t - t_n)]^{1/2}} \right] \right\} \\ & - 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_s} H_D(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{1/2} \sum_{m_t=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m_t - 1)d_{LZ} - (d_{LZ} - z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m_t - 1)d_{LZ} + (d_{LZ} - z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] \right\} \end{aligned} \quad (23)$$

Em que:

ψ = carga da água no solo

$z = z_n / \cos \beta$, onde z_n é a profundidade normal à superfície do terreno

h_a = profundidade do lençol freático medido na direção vertical

$\alpha_t = \cos^2 \beta - (I_{ZLT} / K_s)$

I_{ZLT} = condição de contorno de fluxo constante na direção z

I_{nZ} = fluxo superficial de dada intensidade no n-ésimo intervalo de tempo

$D_1 = D_0 / \cos^2 \beta$, onde D_0 é a difusividade hidráulica saturada

n = número de intervalos

$H(t - t_n)$ = passo da função de Heaside.

Para condições não saturadas, Baum *et al.* (2008) usaram a equação de Richards unidimensional, na direção z, linearizada pelo modelo de Gardner e usando a condutividade hidráulica e o teor de fluido dependente da pressão. Esta equação foi resolvida usando o procedimento proposto por Srivastava e Yeh (1991).

A transformação de coordenadas adotada por Iverson (2000) para a equação de Richards é adotada para incorporar o efeito da declividade. A condutividade hidráulica da zona não saturada é calculada em função da condutividade saturada e de um modelo exponencial em função da pressão e do parâmetro da curva característica do solo.

Srivastava e Yeh (1991) propuseram uma solução analítica para a equação de Richards linearizada considerando constante a taxa de percolação vertical em direção ao nível da água (I_z) e o solo homogêneo ou com duas camadas (uma saturada e outra não saturada). Como

condição inicial foi considerada uma distribuição de pressão inicial correspondente a um fluxo inicial permanente na superfície e uma carga prescrita para o limite inferior.

A técnica matemática usada por Srivastava e Yeh (1991) foi a transformada de Laplace e o teorema de resíduos. Este método é possível somente para soluções simples – quando o parâmetro de distribuição no solo é igual para todas as camadas do solo. Entretanto, os autores defendem que o modelo pode analisar as descontinuidades na condutividade hidráulica. As equações (24), (26) e (27) mostram o fluxo de base (q), o valor inicial de condutividade hidráulica e seu valor na zona não saturada.

$$q(d_u, t) = \left\{ \begin{array}{l} I_Z - 4(I_Z - I_{ZLT}) \exp\left(\frac{\sigma_1 d_u}{2}\right) \exp\left(-D \frac{t}{4}\right) \\ \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\Lambda_m \text{sen}(\Lambda_m \sigma_1 d_u)}{1 + \frac{\sigma_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \sigma_1 d_u} \exp[-\Lambda_m^2 D t] \end{array} \right\} \quad (24)$$

em que:

$$D = \frac{\sigma_1 K_s}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (25)$$

$$K(z, 0) = I_{ZLT} - [I_{ZLT} - K_s \exp(\sigma_1 \psi_0)] \exp[-\sigma_1 (d_u - z)] \quad (26)$$

$$\begin{aligned} K(z, t) = & I_{nZ} - [I_{nZ} - K_s \exp(\sigma_1 \psi_0)] \exp[-\sigma_1 (d_u - z)] \\ & - 4(I_{nZ} - I_{ZLT}) \exp\left[\frac{\sigma_1 Z}{2}\right] \exp\left(-D \frac{t}{4}\right) \\ & \cdot \sum_{m_t=1}^{\infty} \frac{\text{sen}[\Lambda_m \sigma_1 (d_u - Z)] \text{sen}(\Lambda_m \sigma_1 d_u)}{1 + \frac{\sigma_1 d_u}{2} + 2\Lambda_m^2 \sigma_1 d_u} \exp[-\Lambda_m^2 D t] \end{aligned} \quad (27)$$

em que:

$\sigma_l = \sigma \cdot \cos^2 \beta$, onde σ é um parâmetro relacionado à curva de característica do solo.

d_u = profundidade vertical ao topo da franja capilar

D = difusividade do solo

Λ_m = raízes da equação $[\tan(\Lambda \sigma_1 d_u) - 2\Lambda = 0]$

θ_s = umidade volumétrica saturada

θ_r = umidade volumétrica residual

Na equação (24) a equação de Richards é linearizada em termos de difusividade solo-água e profundidade vertical para o topo da franja de capilaridade. A condutividade hidráulica depende do tempo e profundidade. Para o nível da água computado, o TRIGRS compara o volume de água que infiltra no solo e a capacidade máxima de drenagem do solo. Se o volume de água infiltrada é menor que a capacidade máxima de drenagem, nenhuma mudança no nível da água ocorre. Por outro lado, se o volume de infiltração de água ultrapassa a capacidade máxima de drenagem do solo, o nível d'água torna-se maior. TRIGRS calcula a mudança no nível da água em termos de transmissividade e condutividade hidráulica saturada.

A intensidade de chuva que excede a taxa de infiltração máxima ($I_{ZLT}/Kz = 1$) é considerada escoamento superficial. Em cada célula, o TRIGRS verifica a soma de precipitação e escoamento recebido de outras células é maior que a condutividade hidráulica saturada. Em caso positivo, esta célula irá gerar escoamento para outras células. Caso contrário, toda água recebida por precipitação e contribuição de montante será infiltrada.

O caminho de escoamento para jusante pode ser calculado por diferentes métodos. Eles podem ser distribuídos ou concentrados. O método D8 desenvolvido por O'Callaghan e Mark (1984) é um método concentrado. Este procedimento direciona o fluxo para apenas uma célula, que tem o maior gradiente. O método desenvolvido por Quinn *et al.* (1991) pode ser classificado como dispersivo. Ele divide o escoamento para todas as células de jusante beneficiando as células adjacentes mais inclinadas e cardinais. Outro método dispersivo de distribuição do escoamento é dividir igualmente o escoamento para as células de jusante. O método considerado o melhor por Baum *et al.* (2008) é o método D_{∞} . Eles defendem que esse método é fisicamente mais realista que qualquer outro método implementado no TopoIndex. O método D_{∞} foi desenvolvido por Tarboton (1997) ele considerou que o escoamento pode ser distribuído para no máximo 2 células de jusante, em diferentes porções, dependentes da elevação e da posição de cada célula.

Baum *et al.* (2008) alertou que toda transferência de escoamento para células de jusante é processada ao mesmo tempo. Então é importante que cada passo tenha duração longa o suficiente para permitir que todas as contribuições sejam realizadas. TRIGRS faz o balanço de água em cada célula para cada período de chuva, mas ele não considera o excesso de precipitação migrando para outros passos de tempo.

O método de cálculo de estabilidade usado pelo TRIGRS é o método da encosta infinita, conforme equação (28). Para a zona não saturada o FS é computado alterando o termo $\psi(Z,t)\gamma_w$ para $\chi.\psi(z,t)\gamma_w$, onde $\chi = [(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)]$.

$$FS = \frac{\tan\phi}{\tan\beta} + \frac{C_r + C_s - \psi(Z, t)\gamma_w \tan\phi}{Z\gamma_s \sin\beta \cos\beta} \quad (28)$$

Quanto as limitações do TRIGRS, Baum *et al.* (2008) apontam: considera o solo homogêneo e isotrópico, não considera a contribuição lateral de fluxo, exige que se tenha condições iniciais precisas para resultados satisfatórios da aplicação do modelo, desconsidera a evapotranspiração e não transfere o fluxo calculado ao longo do tempo, não é aconselhável que se aplique esse modelo para declividades de encosta superiores a 60°, além das limitações devidas às equações de fluxo aplicadas e método de cálculo de estabilidade adotado.

Alvioli e Baum (2016) reestruturaram o modelo TRIGRS para a plataforma linux, implementando a paralelização de etapas de cálculo, resolveram alguns problemas de erros da versão anterior e melhoraram o tempo computacional.

3.2.4.4. r.slope.stability

Outro modelo proposto para previsão de áreas de instabilidade é o r.slope.stability. Apresenta como diferencial a análise de deslizamentos rasos e falhas mais profunda usando o método de encosta infinita e o equilíbrio limite proposto por Hovland (1977) e modificado por Xie *et al.* (2003), e uma abordagem 3D para análise da estabilidade de encosta. Esse modelo não possui um modelo hidrológico acoplado, constando apenas, como dado de entrada, a proporção de água no solo.

A estrutura de cálculo proposta pelo r.slope.stability considera uma superfície tridimensional de plano de ruptura sem fazer uso das simplificações utilizadas nas análises bidimensionais. Por isso, a aplicação 3D se torna mais complexa e os valores obtidos para o FS têm sido maiores que os encontrados na análise 2D.

O cálculo do FS é feito pixel a pixel em planos de ruptura elípticos, truncados (quando a elipse encontra uma camada de características geológica diferente) ou planos (método da encosta infinita). O usuário escolhe o tipo de superfície a ser testada e o número de superfícies a ser testado. Aquela superfície que apresentar menor valor para o FS é escolhida como a superfície de ruptura provável.

O modelo de estabilidade usado no código é o método de equilíbrio limite descrito anteriormente. Um MDE é usado na análise de estabilidade com lados medindo dx e dy . O FS é calculado para cada célula da malha que é tratada como uma coluna. Os desenvolvedores usaram para o cálculo do FS-3D os princípios adotados por Hovland (1977) e Xie *et al.* (2003). Implementaram uma melhor aproximação da força de infiltração seguindo os trabalhos de Iverson e Major (1986) e King (1989).

Segundo King (1989), as equações padrão de análise de estabilidade não satisfazem o equilíbrio total de forças, não consideram a natureza direcional das forças de infiltração, nem refletem realmente a existência ou não de infiltração. Considerando a Figura 7, temos que a pressão da água (u) é calculada pela equação (29).

$$u = \gamma_w h_a \cos^2 \beta_w \quad (29)$$

Considerando:

$$h'_a = h_a \cos \beta_w \quad (30)$$

$$u = u' \cos \beta_w \quad (31)$$

em que β_w é a inclinação da superfície freática.

A diferença entre fatias é determinada conforme equação (32), uma vez que $P_w = uh$.

$$\nabla P_w = P_{w1} - P_{w2} = \gamma_w h_a b \cos^2 \beta_w (\tan \beta_c - \tan \beta_w) \quad (32)$$

A força da água na base da fatia pode ser calculada de acordo com a equação (33).

$$R_w = u \frac{b}{\cos \beta_c} = \frac{\gamma_w h_a b \cos^2 \beta_w}{\cos \beta_c} \quad (33)$$

O peso da fatia (W) e o peso efetivo da fatia (W') são calculados conforme as equações (34) e (35), respectivamente.

$$W = \gamma_s b z + \theta_s \gamma_w b h_a \quad (34)$$

$$W' = W - \gamma_w b h_a \quad (35)$$

Considerando que o gradiente hidráulico na direção do fluxo é $i = \sin\beta_w$, temos que a força de infiltração (S) é obtida pela equação (36).

$$S = \gamma_w h_a b \sin\beta_w \quad (36)$$

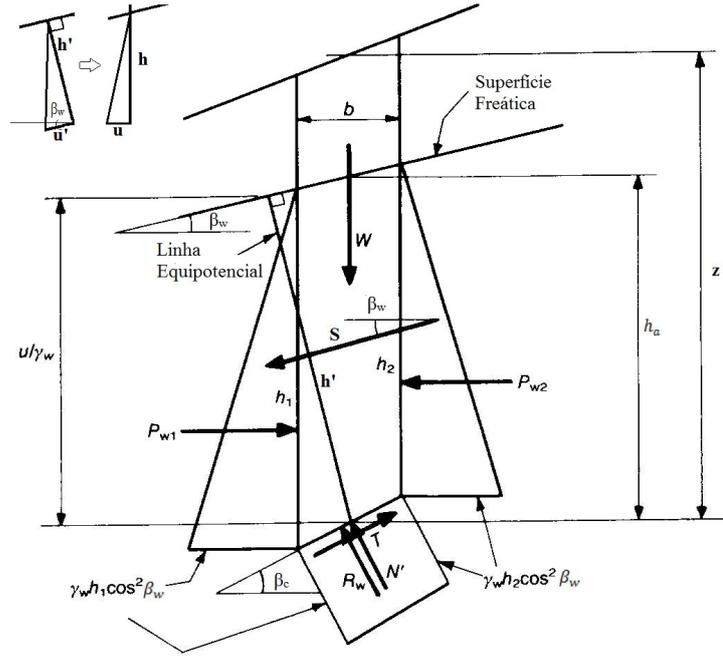


Figura 7 - Fluxo uniforme através da fatia (King, 1989 - modificado)

Fazendo o equilíbrio de forças na horizontal e na vertical temos as equações (37) e (38).

$$R_w \sin\beta_w - \nabla P_w = S \cos\beta_w \quad (37)$$

$$\gamma_w b h_a - R_w \cos\beta_w = S \sin\beta_w \quad (38)$$

Resolvendo o equilíbrio de forças vertical, podemos calcular a força de infiltração como mostrado pela equação (39).

$$S = \frac{b}{\sin\beta_w} (\gamma_w h_a - u) \quad (39)$$

Pelo exposto, as forças normal e tangencial do solo são definidas conforme equações (40) e (41), respectivamente.

$$N = W' \cos\beta_c - N_s = W' \cos\beta_c - S \sin(\beta_c - \beta_w) \quad (40)$$

$$T' = W' \sin \beta_c + Ts = W' \sin \beta_c + S \cos(\beta_c - \beta_w) \quad (41)$$

King (1989) recomendou que no caso de o gradiente hidráulico médio da fatia ser estimado, a força de infiltração da fatia pode ser calculada pela equação (36).

O modo 3D de análise do r.slope.stability com a superfície de ruptura elíptica possui três perfis verticais de análise: o primeiro segue a orientação da coluna analisada – onde atua as forças internas (com direção α_c e inclinação β_c), o segundo orienta-se pela posição do elipsoide, isto é, no plano de atuação das forças externas (com direção α e inclinação β) e o terceiro representando o perfil da superfície do lençol freático, onde atuam as forças relativas ao movimento da água subterrânea (com direção α_w e inclinação β_w). A Figura 8 retrata os planos de atuação das forças envolvidas no processo de estabilidade. Toda essa diversidade de planos de atuação fez necessário que os desenvolvedores do modelo adotassem uma transformação de coordenadas para viabilizar o cálculo do FS por célula da malha.

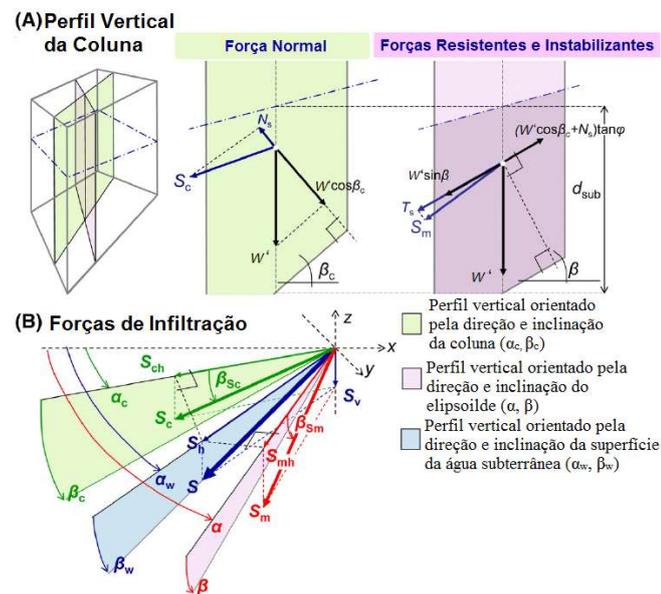


Figura 8 - Perfis de atuação das forças na coluna 3D (Hovland, 1977 e Xie *et al.*, 2003, 2004a,b, 2006, modificado por Mergili *et al.*, 2014 - alterado)

A teoria de infiltração elaborada por King (1989) e Iverson e Major (1986) foi adaptada para a análise 3D.

Primeiramente, o cálculo proposto por King (1989) é realizado para uma análise 2D. Mergili *et al.* (2014a), realizaram os cálculos 3D em uma malha com dimensões dx e dy , conforme

mencionado anteriormente. Então, a equação (36) é adaptada para a coluna 3D conforme equação (42).

$$S = \gamma_w h_a dx dy \sin \beta_w \quad (42)$$

O peso e a força normal são calculados de acordo com o método das fatias considerando como o plano de atuação o de orientação da coluna. A força de infiltração é calculada no plano de atuação da superfície da água subterrânea e tem sua contribuição refletida no plano de orientação da coluna e também no plano de orientação do elipsoide. A força de infiltração é rebatida para o plano xy - equação (43) da Figura 8, e rebatida para os planos da coluna - equação (45), e do elipsoide - equação (47).

$$S_h = S \cos \beta_w \quad (43)$$

$$S_v = S \sin \beta_w \quad (44)$$

$$S_{ch} = S_h \cos(\alpha_w - \alpha_c) \quad (45)$$

$$S_c = \sqrt{S_{ch}^2 + S_v^2} \quad (46)$$

$$S_{mh} = S_h \cos(\alpha - \alpha_w) \quad (47)$$

$$S_m = \sqrt{S_{mh}^2 + S_v^2} \quad (48)$$

$$N_s = S_c \sin(\beta_c - \beta_{s_c}) \quad (49)$$

$$T_s = S_m \cos(\beta_{s_m} - \beta) \quad (50)$$

Considerando os cálculos acima, temos que o FS adotado pelo r.slope.stability é calculado conforme equação (51). Os termos inferior e superior da equação (51) são multiplicados por $\cos \beta$ para que o somatório das colunas seja feito sob um mesmo plano de análise.

$$FS = \frac{\sum_c [c \cdot A_b + (W' \cos \beta_c + N_s) \tan \phi] \cos \beta}{\sum_c (W' \sin \beta_c + T_s) \cos \beta} \quad (51)$$

em que:

$$A_b = dx dy \frac{\sqrt{1 - (\sin \beta_{xz})^2 (\sin \beta_{yz})^2}}{\cos \beta_{xz} \cos \beta_{yz}} \quad (52)$$

Alguns trabalhos têm produzido bons resultados. Mergili *et al.* (2014a), em estudos realizados na área de Collazzone, Umbria, Itália central, apontam que as taxas de previsões verdadeiras (verdadeiros positivos + verdadeiros negativos) variaram de 54,7-81,2% para deslizamentos

rasos e de 58,5-87,4% para deslizamentos profundos, dependendo do ajuste dos parâmetros geotécnicos incertos. Os resultados encontrados por Mergili *et al* (2014b) foram considerados satisfatórios para os propósitos do trabalho.

Um desafio que permanece para este tipo de tarefa é a parametrização geotécnica da área sob investigação. A variabilidade espacial e temporal dos materiais do terreno e as limitações quanto a obtenção dos parâmetros de campo gera incertezas quanto a atribuição dos dados de entrada podendo influenciar nos resultados obtidos na simulação. Como forma de melhorar a qualidade dos parâmetros de entrada, Mergili *et al.* (2014b) fez uso de funções de distribuição de probabilidade para definir os valores de coesão, ângulo de atrito e profundidade de truncamento. Essas funções têm sido usadas para descrever as incertezas dos parâmetros geométricos e geotécnicos (Mergili *et al.*, 2014b).

Outra preocupação que se deve ter na aplicação do *r.slope.stability* é a discretização do malha *raster*. Segundo Mergili *et al.* (2014a), a definição de planos de ruptura é fortemente dependente da discretização das células. No trabalho desenvolvido por Gruber e Mergili (2013) o tamanho da célula (60 x 60 m) usado na simulação não permitiu considerar a influência da rede de rodovias nas comunidades e impõe alguns desafios metodológicos na determinação dos indicadores de risco para rodovias terrestres e linhas de transmissão.

Mergili *et al.* (2014b) apontam como pontos fortes do *r.slope.stability* a habilidade de considerar sistemas complexos de camadas geológicas, relevante para a modelagem de deslizamentos profundos, a capacidade de computar a probabilidade de falha da encosta em FSS adicionais, baseados na distribuição estatísticas de coesão e ângulo de atrito e a possibilidade de analisar perfis de ruptura usando elipses truncadas que descrevem a presença de camada fracas de solo ou rocha.

Além disso, limitações para aplicação do modelo de estabilidade de encosta infinita em topografia com solos coesivos ou em terrenos litologicamente complexos onde a falha em encosta é tipicamente circular, elíptica, espiral, ou apresenta superfícies complexas é resolvida pela aplicação de modelos tridimensionais de estabilidade de encosta pelo método de equilíbrio limite (Mergili *et al.*, 2014a).

Vários outros modelos de análise de estabilidade de encosta têm sido propostos. Entretanto, muitos desses códigos apresentam como limitação a impossibilidade de análise de múltiplas encostas em uma determinada área não sendo apropriados para análise regional de condições de estabilidade de encosta (Mergili *et al.*, 2014a). Além disso, a maioria desses softwares não são de código livre dificultando o acesso a essas ferramentas.

A Tabela 5 mostra dados comparativos dos modelos de estabilidade apresentados nos itens anteriores.

Tabela 5 - Dados comparativos dos modelos SHALSTAB, SINMAP, TRIGRS e r.slope.stability

Características	SHALSTAB	SINMAP	TRIGRS	r.slope.stability
Pago?	Não	Não	Não	Não
Entradas	MDE, Inventário de deslizamentos, densidade do solo, coesão e ângulo de atrito	MDE, gravidade, densidade da água, densidade do solo, taxa entre transmissividade do solo e recarga, coesão adimensional e ângulo de atrito	MDE, direção de fluxo, método de escoamento de fluxo, coesão, ângulo de atrito, densidade do solo, condutividade hidráulica saturada, difusividade, umidade volumétrica saturada, umidade volumétrica residual e o coeficiente alpha, taxa de infiltração de longo termo na direção z, a profundidade inicial da água subterrânea, a profundidade do solo	MDE, mapa de declividade, classe do solo, tipo de infiltração, coesão, ângulo de atrito, densidade do solo seco, umidade volumétrica do solo, função distribuição dos parâmetros, média e desvio padrão dos valores dos parâmetros
Modelo hidrológico	Sim	Sim	Sim	Não
Dimensões de análise	2D	2D	2D	3D
Escorregamentos analisados	Translacional	Translacional	Translacional	Translacional e Rotacional
Método de estabilidade	Método da encosta infinita	Método da encosta infinita	Método da encosta infinita	Método da encosta infinita e método de Hovland modificado por Xie <i>et al.</i> (2003), modificado
Respostas possíveis	Mapa de $\log(r/T)$, scatterplot, mapa de área de contribuição	Mapa de índice de estabilidade, mapa de saturação, mapa de área de contribuição	Mapa de FS, Profundidade de fator de segurança mínimo, Pressão na profundidade onde o fator de segurança é mínimo, escoamento, infiltração	Mapa do FS, da probabilidade de falha, do desvio padrão do FS, da profundidade do elipsoide associado ao menor valor do FS, a porcentagem de elipsoides com FS menor que 1, comprimento, largura e offset do elipsoide com menor valor de FS, identificação da camada com menor FS, perfil horizontal do terreno para casos onde só um elipsoide for testado, tempo necessário para computação, validação do modelo tendo em vista o inventário de deslizamento, resumo das simulações com o dimensionamento do elipsoide e o FS a ele associado
Linguagem	Avenue	C	Fortran	R

3.3. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE E ANÁLISE DE INCERTEZA

Embora os modelos tenham encontrado grande aplicação no meio técnico e acadêmico, é importante considerar que as inúmeras imprecisões podem resultar em incertezas nas previsões realizadas em suas simulações. Segundo Butts *et al.* (2004) essas incertezas nas aplicações de modelos podem ser devidas aos seguintes fatores: erros na estrutura do modelo adotado (devidas as simplificações implementadas pelos desenvolvedores dos modelos na descrição dos eventos físicos em análise), erros na definição do sistema em estudo (como a definição das condições de contorno, das condições iniciais do sistema e na espacialização dos parâmetros locais da área de estudo) e erros de medição dos parâmetros necessários às simulações e verificação do modelo (por falhas nas medições de campo e erros de escala nas medições).

Devido aos problemas relacionados é fundamental que se avalie as influências das diversas variáveis dos modelos na qualidade de seus resultados produzidos, o que favorece o aprimoramento da simulação (Silva, 2010).

Com relação aos erros na definição dos parâmetros locais destacam-se as limitações tecnológicas, as limitações econômicas e as restrições físicas (Rampinelli e Reis Jr, 2015). A primeira tem relação com a incapacidade dos equipamentos e tecnologias disponíveis em medir corretamente os processos em análise. As limitações econômicas estão relacionadas à incapacidade financeira de se monitorar todos os pontos de uma área de estudo o que fragiliza a espacialização dos valores adotados dos parâmetros. Por fim, as medições realizadas em laboratório nem sempre conseguem representar o ambiente natural o que se evidencia nas diferenças obtidas em medições *in situ* e em laboratório.

Devido à infinidade de parâmetros a serem medidos/estimados pelos modeladores um aspecto importante na modelagem é identificar aqueles parâmetros que mais influenciam na qualidade dos resultados dos modelos. Identificados esses parâmetros os recursos disponíveis podem ser aplicados da melhor maneira de forma a produzir resultados mais qualificados aos objetivos e características do modelo.

Assim a análise de sensibilidade é uma ferramenta disponível para aprimorar o conhecimento acerca do modelo adotado e verificar a sua capacidade de representar os fenômenos em estudo verificando a dependência entre dados de entrada aplicados ao simulador e as saídas obtidas (Silva, 2010).

Shinma (2015) observa que a análise de sensibilidade pode ser aplicada para os seguintes objetivos: verificar a similaridade do modelo exposto a diferentes configurações, identificar fatores que mais influenciam no resultado do modelo, identificar a faixa de valores dos parâmetros que apresentam maior influência na variação dos resultados do modelo e verificar a interdependência entre os fatores. Segundo Saltelli *et al.* (2006), Hall (2001) e Hofer (1999) o que se pretende com a análise de sensibilidade vai muito além de apenas quantificar e ranquear em ordem de importância as fontes de incertezas, mas identificar quais elementos são mais relevantes para a calibração. Assim, conhecendo a sensibilidade dos parâmetros otimiza-se tempo na definição de um conjunto de parâmetros otimizados para o estudo em análise.

Saltelli *et al.* (2006) defendem que a análise de sensibilidade deveria responder se as simplificações adotadas no modelo são relevantes ou não e quais os parâmetros de entrada merecem maior cuidado na definição devido sua influência no processo de cálculo do modelo. A fim de responder essas questões os mesmos autores definem alguns requisitos para possibilitar tal análise, quais sejam:

- i. A análise de sensibilidade deve levar em consideração os objetivos desejados pelos usuários do modelo.
- ii. Todas as fontes de incertezas devem ser conhecidas e analisadas simultaneamente, de forma que as incertezas sejam analisadas amplamente.
- iii. Deve-se ter bem definido o conceito de importância antes de realizar a análise de sensibilidade a fim de que os critérios sejam aplicados de maneira igualitária em todas as análises
- iv. A análise de sensibilidade e de incerteza deve ser uma etapa do processo de desenvolvimento dos modelos.

Song *et al.* (2015) classificaram os métodos de análise de sensibilidade como local e global; matemáticos, estatísticos ou gráficos; de triagem ou refinados e qualitativos ou quantitativos. Os métodos locais avaliam a relação entre os resultados do modelo e os valores dos parâmetros de entrada situados em uma única região no espaço de parâmetros. Os métodos globais tendem avaliar a resposta do modelo considerando como entrada uma variedade de parâmetros distribuídos em todo o espaço amostral. Os métodos matemáticos consideram o efeito da alteração de um parâmetro individual no resultado do modelo avaliado. Os métodos estatísticos

utilizam técnicas de amostragem para gerar diferentes entradas do modelo e assim avaliar os efeitos em seus resultados. Os métodos gráficos são uma maneira de representar os resultados obtidos pelos métodos matemáticos e estatísticos. A triagem identifica primariamente os parâmetros sensíveis do modelo, é considerada simples e fácil de implementar, porém pode não ser robusta para condições não-lineares, iterações ou diferentes tipos de entrada. Os métodos refinados por sua vez consideram características de modelos mais complexos embora não seja de fácil implementação. Os métodos qualitativos permitem que se avalie a sensibilidade relativa dos parâmetros, enquanto os métodos quantitativos avaliam a sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada verificando a variância dos resultados do modelo.

A avaliação da sensibilidade e de incerteza aplica em muitos casos os conceitos probabilísticos. Uma abordagem que tem sido muito aplicada é a abordagem bayesiana. Por esta teoria, os parâmetros são modelados pela aplicação de uma função de distribuição de probabilidades e os resultados obtidos são analisados conforme uma função de verossimilhança (Silva *et al.*, 2014). Aliado ao paradigma bayesiano, o método de Monte Carlo tem sido bastante aplicado como técnica de simulação e amostragem (Silva *et al.*, 2014; Rampinelli e Reis Jr, 2015).

O hipercubo latino tem sido outra técnica utilizada para amostragem de parâmetros. Esse método é baseado no método de Monte Carlo, porém, usa uma amostragem estratificada que permite uma estimativa estatística eficiente (Zhang *et al.*, 2013).

O método de Morris ou método do efeito elementar tem sido aplicado em diversos campos da ciência. Heiselberg *et al.* (2009) aplicou o método do efeito elementar para verificar a sensibilidade de parâmetros de projeto na melhora da performance energética de uma construção. Tomlin (2006) empregou o método de Morris para avaliar a influência da adição de compostos de enxofre em combustíveis na emissão atmosférica de óxido de nitrogênio. Francos *et al.* (2003) utilizou o método de Morris para selecionar, previamente, parâmetros que se mostrassem mais influentes ao modelo hidrológico adotado para aplicação à uma bacia hidrográfica europeia.

O método de Morris (1991) avalia a alteração no resultado do modelo em análise causada pela alteração do valor de um parâmetro de entrada. Considere EE_i como o efeito elementar do i ésimo parâmetro (p) de entrada do modelo. A equação (53) descreve o cálculo do EE_i segundo

descrito por Morris (1991), onde $F(p)$ é o resultado do modelo analisado e Δ é a diferença entre o parâmetro p_i adotado nas duas simulações.

$$EE_i = \frac{F(p_1, p_2, \dots, p_{i-1}, p_i + \Delta, p_{i+1}, \dots, p_{np}) - F(p_1, p_2, \dots, p_{i-1}, p_i, p_{i+1}, \dots, p_{np})}{\Delta} \quad (53)$$

Griensven *et al.* (2006) propôs uma modificação do método de amostragem proposto por Morris (1991) combinando à essa a amostragem pelo hipercubo latino para verificar a sensibilidade dos parâmetros de entrada do modelo SWAT (modelo hidrossedimentológico). Para o cálculo do EE_i , Griensven *et al.* (2006) propôs uma alteração da equação (53) para que os cálculos considerassem uma avaliação percentual tanto dos parâmetros de entrada como dos resultados obtidos - equação (54).

$$EE_{i,j} = \left| \frac{100 * \left(\frac{F(p_1, \dots, p_i * (1 + vp_i), \dots, p_{np}) - F(p_1, \dots, p_i, \dots, p_{np})}{F(p_1, \dots, p_i * (1 + vp_i), \dots, p_{np}) + F(p_1, \dots, p_i, \dots, p_{np})} \right)}{vp_i} \right| \quad (54)$$

Em que:

vp_i = fração de variação do parâmetro i

j = refere-se a amostragem analisada do parâmetro i

O efeito final para cada parâmetro i é calculado pela média dos efeitos parciais de cada parâmetro, podendo os parâmetros serem ranqueados conforme sua influência nos resultados do modelo. Quanto maior a média dos efeitos parciais de um parâmetro mais influente esse parâmetro é para o modelo em análise.

De acordo Song *et al.* (2015) o método de Morris é vantajoso pois exige um número menor de simulações do modelo analisado para gerar resultados de sensibilidade e tem fácil implementação. Como pontos fracos os mesmos autores apontam a impossibilidade de verificar a influência de outros fatores na sensibilidade de um parâmetro e imprecisões na identificação de parâmetros importantes ao modelo.

Saltelli *et al.* (1999) propuseram o método FAST (*Fourier amplitude sensitivity test*) para análise de sensibilidade. Ele calcula a sensibilidade pela decomposição da variância dos resultados analisados. Francos *et al.* (2003) usou o método FAST para calcular a sensibilidade do modelo de qualidade da água aos determinantes hidrológicos. As vantagens de métodos baseados na análise da variância são a aplicabilidade tanto para modelos lineares quanto para modelos não-lineares, os efeitos de interação são considerados por esse método e podem ser aplicados para um conjunto de parâmetros, embora necessite de um grande número de dados simulados e a dificuldade de aplicação para modelos com muitos parâmetros incertos (Song *et al.*, 2015).

Saltelli *et al.* (2006) apresentaram uma maneira de calcular a sensibilidade total pela variância para parâmetros independentes. Os parâmetros são escolhidos aleatoriamente usando o método de Monte Carlo. São definidos dois conjuntos de mesmo tamanho (nv) de parâmetros de entrada (C_{p1} e C_{p2}). Esses conjuntos são combinados de forma que se obter dois novos conjuntos de parâmetros, um com os dados do primeiro conjunto com exceção dos valores definidos para um parâmetro que são pegos do segundo conjunto (C_{p3} e C_{p4}). O quarto conjunto é definido da mesma maneira só que adotando os valores dos parâmetros de forma inversa. Os conjuntos são definidos conforme

$$C_{p1} = \begin{bmatrix} x_1^{(1)} & \dots & x_i^{(1)} & \dots & x_{np}^{(1)} \\ x_1^{(2)} & \dots & x_i^{(2)} & \dots & x_{np}^{(2)} \\ \vdots & & & & \\ x_1^{(nv)} & \dots & x_i^{(nv)} & \dots & x_{np}^{(nv)} \end{bmatrix} \quad (55)$$

$$C_{p2} = \begin{bmatrix} x_1^{(nv+1)} & \dots & x_i^{(nv+1)} & \dots & x_{np}^{(nv+1)} \\ x_1^{(nv+2)} & \dots & x_i^{(nv+2)} & \dots & x_{np}^{(nv+2)} \\ \vdots & & & & \\ x_1^{(2nv)} & \dots & x_i^{(2nv)} & \dots & x_{np}^{(2nv)} \end{bmatrix} \quad (56)$$

$$C_{p3} = \begin{bmatrix} x_1^{(1)} & \dots & x_i^{(nv+1)} & \dots & x_{np}^{(1)} \\ x_1^{(2)} & \dots & x_i^{(nv+2)} & \dots & x_{np}^{(2)} \\ \vdots & & & & \\ x_1^{(nv)} & \dots & x_i^{(2nv)} & \dots & x_{np}^{(nv)} \end{bmatrix} \quad (57)$$

$$C_{p4} = \begin{bmatrix} x_1^{(nv+1)} & \dots & x_i^{(1)} & \dots & x_{np}^{(nv+1)} \\ x_1^{(nv+2)} & \dots & x_i^{(2)} & \dots & x_{np}^{(nv+2)} \\ \vdots & & & & \\ x_1^{(2nv)} & \dots & x_i^{(nv)} & \dots & x_{np}^{(2nv)} \end{bmatrix} \quad (58)$$

Para os conjuntos C_{p1} , C_{p3} e C_{p4} são rodados o modelo para se obter seu resultado. Os resultados são analisados conforme as equações (59) a (66) de forma a se obter o índice de sensibilidade total (S_{Ti}). Sabendo que F_{Cp1} , F_{Cp3} e F_{Cp4} são os vetores com os resultados do modelo em análise para os parâmetros dos conjuntos C_{p1} , C_{p3} e C_{p4} , temos:

$$U = \frac{1}{nv} \sum_{j=1}^{nv} F_{cp1}^j \cdot F_{cp2}^j \quad (59)$$

$$U_T = \frac{1}{nv} \sum_{j=1}^{nv} F_{cp1}^j \cdot F_{cp3}^j \quad (60)$$

$$\bar{F}_0 = \frac{1}{nv} \sum_{j=1}^{nv} F_{cp1}^j \quad (61)$$

$$V = \frac{1}{nv} \sum_{j=1}^{nv} |F_{cp1}^j{}^2 - \bar{F}_0^2| \quad (62)$$

$$V_i = V_{X_i} [E_{X_i}(Y|X_i)] = |U - \bar{F}_0^2| \quad (63)$$

$$V_{-i} = V_{X_{-i}} [E_{X_{-i}}(Y|X_{-i})] = |U_T - \bar{F}_0^2| \quad (64)$$

$$S_i = \frac{V_i}{V} \quad (65)$$

$$S_{Ti} = 1 - \frac{V_{-i}}{V} \quad (66)$$

Hofer (1999) aplicou os coeficientes de correlação e regressão como medidas de sensibilidade para modelos robustos onde o custo computacional seja relevante obtendo resultados aceitáveis. Hopfe e Hensen (2011) aplicaram a regressão para verificar a influência de parâmetros de projeto no resfriamento/aquecimento anual de um prédio. O PEST, modelo desenvolvido para estimar parâmetros, também fornece uma ferramenta de análise de sensibilidade, o SENSAN, que permite a interação com os mais variados modelos.

Dentre as críticas e desafios apontados com relação a análise de sensibilidade e incerteza, Francos *et al.* (2003), Saltelli *et al.* (2000), Saltelli *et al.* (2006) e Saltelli *et al.* (2010) apontam que a análise de sensibilidade deve ser realizada variando-se todos os parâmetros do modelo ao mesmo tempo, uma vez que a análise unitária de parâmetros pode não refletir o comportamento dependente desses parâmetros com relação aos demais.

Além disso, Klepper (1997) aponta dois problemas na análise estatística de modelos complexos como os modelos hidrológicos. O primeiro refere-se ao grande número de parâmetros desses modelos e a análise de suas propriedades. O número de parâmetros excede, na maior parte das vezes, o número de observações, impedindo uma análise trivial do sistema. Além disso, a suposição de média zero para o erro não pode ser justificada. A tendência observada em muitos modelos torna os testes padrão de probabilidade sem significado.

O grande número de parâmetros necessário aos modelos de base física e a variabilidade temporal e espacial relacionados a estes torna-se um inconveniente com respeito a capacidade dos métodos de análise. Segundo Francos *et al.* (2003) o aumento no número de parâmetros analisados exige que os requisitos computacionais aumentem notavelmente.

Outro ponto se refere a definição dos índices que medem a eficiência dos modelos simulados. Segundo Hall (2001) os coeficientes de eficiência têm se tornado negativos quando os volumes calculados são muito maiores que os medidos ou quando há tendência observadas nos resultados dos modelos analisados. Porém, por outro lado, quando os valores simulados e aqueles medidos são muito próximos, percebe-se que se perde a capacidade de comparar os valores de eficiência obtidos. Dessa forma, o autor propõe que o uso de coeficientes baseados nas diferenças de primeira ordem apresenta melhores resultados.

Alguns autores verificaram a sensibilidade de parâmetros geotécnicos e geohidráulicos em modelos de análise de estabilidade. Borga *et al.* (2002) verificou que a espessura do solo exerce influência na estabilidade da encosta, em particular em solos coesivos. Michel *et al.* (2013) verificou uma correlação inversa entre FS e espessura do solo. Michel *et al.* (2012) verificou que o aumento da coesão (tanto das raízes quanto do solo) eleva a estabilidade das encostas. A influência da coesão na estabilidade também foi notada por Michel *et al.* (2013) e Hammond *et al.* (1992). Estes últimos autores concluíram que a sensibilidade de FS à profundidade do solo depende da umidade do solo e da coesão total. Michel *et al.* (2012) percebeu ainda que quanto menor a profundidade do solo, maior o efeito da coesão das raízes no sentido de elevar o FS da encosta.

Além da coesão, o ângulo de atrito também se mostrou influente no aumento da FS, segundo Michel *et al.* (2013) e Hammond *et al.* (1992). Entretanto, Hammond *et al.* (1992) pontuaram que enquanto a coesão do solo e raízes exerce maior influência em solos finos e declividade maiores, o ângulo de atrito age de maneira diversa, sendo mais importante para solos mais espessos e declividade menores.

Analisando o efeito da vegetação na estabilidade, Michel *et al.* (2012) verificou que o aumento da sobrecarga devido ao peso da vegetação eleva levemente o número de áreas instáveis sendo essa influência cada vez menor para padrões de profundidade maiores. Entretanto, a presença de vegetação sempre acarretará no aumento do FS da encosta, devido a coesão adicionada pelas raízes, fato verificado também por Michel *et al.* (2013). Estes autores também verificaram uma correlação negativa entre a declividade e a relação água/solo ao longo da profundidade da encosta e o FS, assim como Hammond *et al.* (1992) alertou.

3.3.1. Ferramentas estatísticas de avaliação de desempenho

Medir o desempenho de um método de análise é fundamental para verificar a confiabilidade dos resultados obtidos por sua aplicação. Para medir a confiabilidade dos resultados obtidos pela análise de sensibilidade dos parâmetros geotécnicos e geohidráulicos na análise de sensibilidade, é proposto dois métodos estatísticos.

O primeiro deles é a curva ROC (*Receiver Operating Characteristic*). Segundo Martinez *et al.* (2003), a curva ROC é uma ferramenta que mede o desempenho de um teste de previsão. Esse método trabalha com dois conceitos: o de sensibilidade e o de especificidade. Sensibilidade é a capacidade do modelo testado de prever corretamente os eventos em estudo (verdadeiro positivo/(verdadeiro positivo + falso negativo)). Especificidade são as previsões errôneas do modelo em que ele detecta a ocorrência do evento em locais onde não ocorre, ou seja, a soma das células consideradas falsos positivos dividida pela soma daquelas classificadas como falsos positivos e verdadeiros negativos.

Para obter a curva ROC, são necessários a definição de pontos de corte. Os pontos de corte são valores de probabilidade ou FS (para o caso de estudos de deslizamentos) a partir dos quais a célula é considerada instável. Para cada ponto de corte tem-se diferentes valores de

sensibilidade e especificidade que contribuirão para o desenho da curva ROC que é formada pelos valores de sensibilidade x especificidade e passa pelos pontos (0,0) e (1,1). No caso da função usada, todos os valores de probabilidade são considerados como pontos de corte para efeito de curva ROC.

A área abaixo da curva ROC é o valor atribuído a probabilidade de que a previsão do modelo esteja correta. Valores próximos a 0,5 são considerados ineficazes. Segundo a metodologia aplicada à curva ROC o modelo será tão melhor quanto mais a área abaixo da curva se aproximar de um.

A segunda medida utilizada para mensurar o desempenho do modelo é a medida de conservação (FC). Essa medida é a razão entre o índice de susceptibilidade médio à deslizamentos da bacia e a taxa de observações de eventos de deslizamentos na área de estudo. Valores de FC for maior que 1 indicam que o modelo superestima as áreas consideradas susceptíveis a deslizamentos. Caso contrário, isto é, FC menor que 1, indica uma subestimativa da susceptibilidade da área à deslizamentos. Foram utilizados códigos computacionais desenvolvidos por Mergili (2015a), Mergili (2015b) e Mergili (2015c) adaptados para a utilização neste trabalho.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os procedimentos adotados para análise e verificação dos modelos de estabilidade e análise dos parâmetros de relevância no estudo da estabilidade de encosta. A Figura 9 mostra o fluxograma deste trabalho.

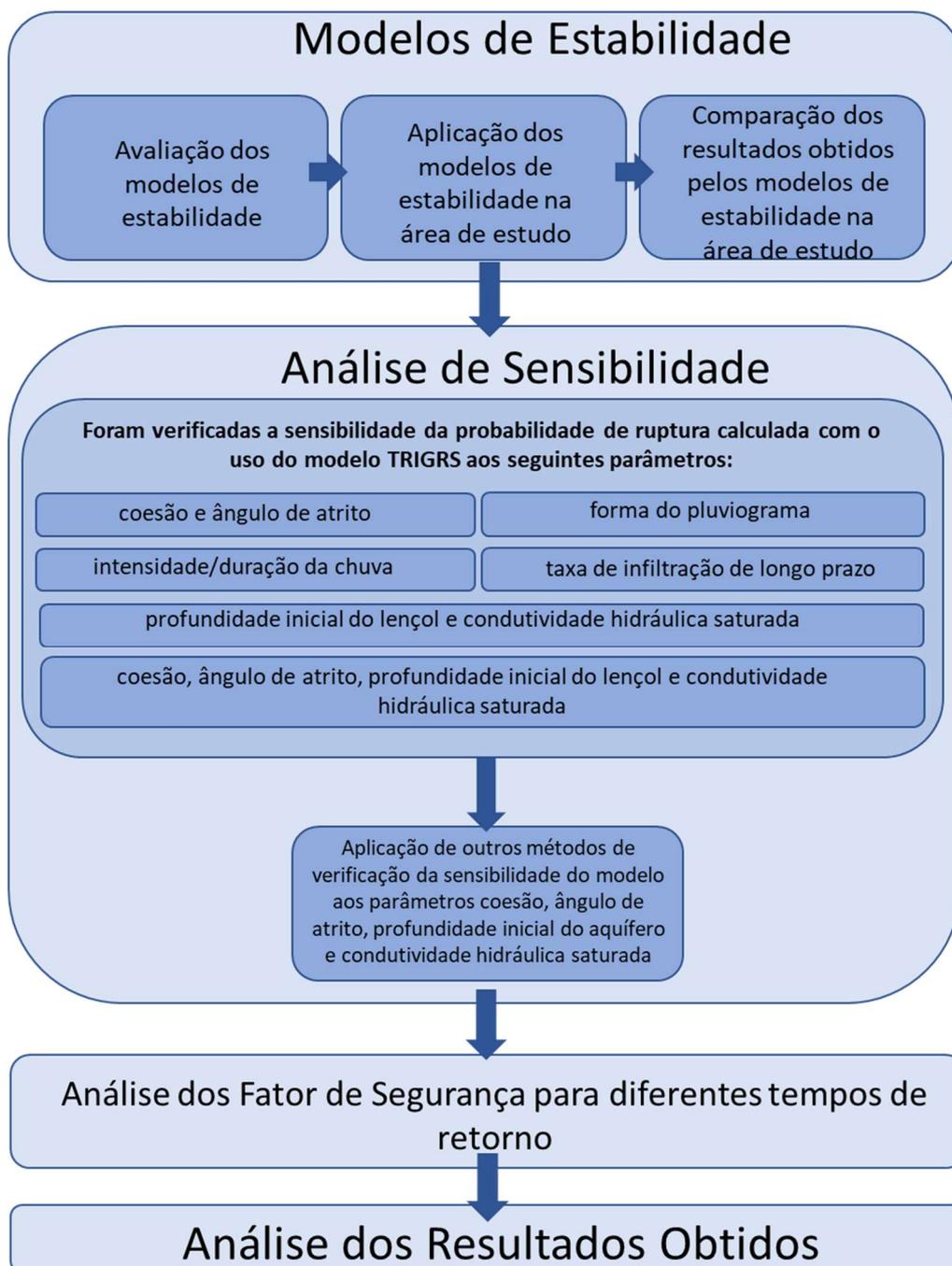


Figura 9 – Fluxograma do trabalho.

4.1. ÁREA DE ESTUDO

Para o desenvolvimento desta pesquisa, as áreas de estudo escolhidas foram as Bacias do Quitite e Papagaio, localizadas na parte oeste da cidade do Rio de Janeiro (Guimarães *et al.*, 2003; Hurtado-Espinoza, 2010), Figura 10.

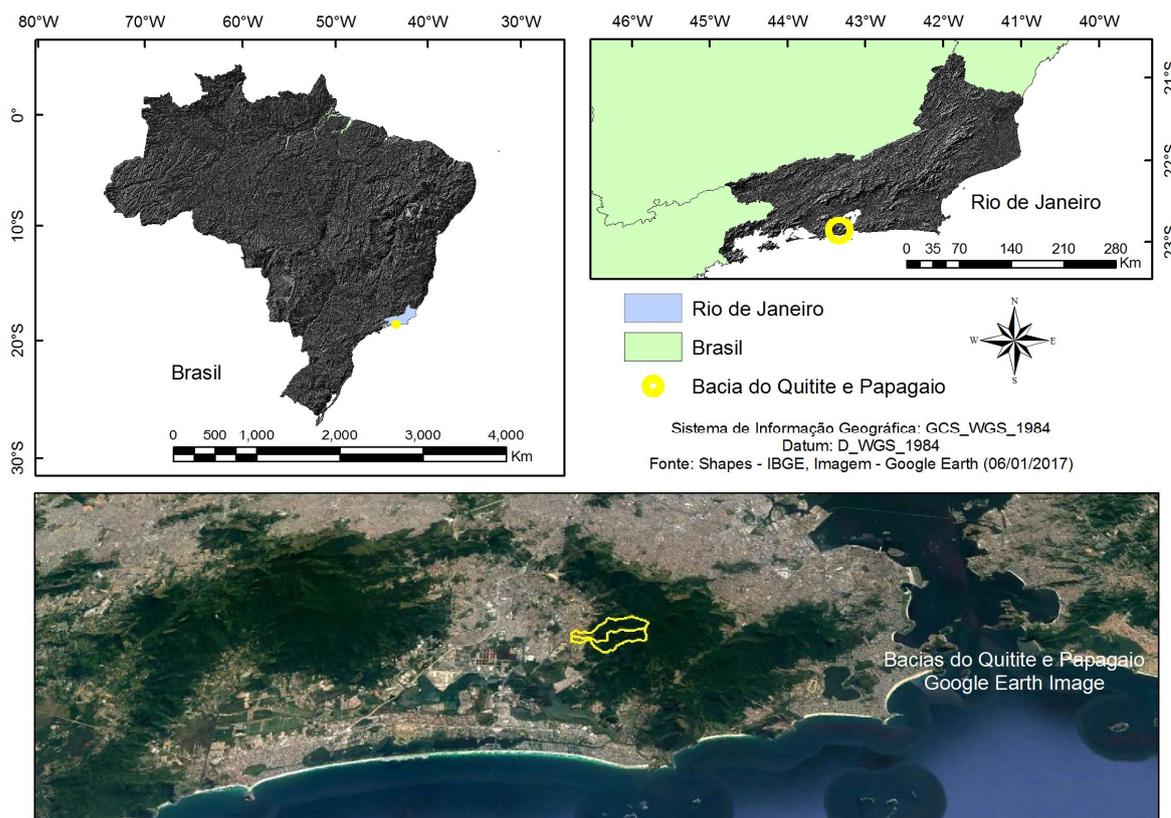


Figura 10 - Localização das Bacias do Quitite e Papagaio.

A área de estudo foi escolhida por ser localizada no estado do Rio de Janeiro, estado com um dos maiores números de eventos de instabilidade no ano de 2013, segundo o relatório de situação das rodovias divulgado pelo Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT, 2013). Além disso, por ser uma área onde ocorrem muitos estudos existem muitos dados disponíveis sobre a área e por não ser a finalidade deste trabalho coletar dados em campo, é importante contar com dados disponíveis na literatura. Adicionalmente, existia um modelo digital de elevação do terreno com uma boa resolução (2 m) e um inventário de deslizamentos ocorridos para o evento chuvoso de fevereiro de 1996.

As bacias estudadas ocupam juntas uma área de 4,4 km², com uma altitude que varia entre 12 e 995 metros. De acordo com Hurtado-Espinoza (2010), a declividade em áreas mais baixas é mais suave enquanto que em áreas mais altas a declividade é maior. As bacias são dominadas por rochas graníticas. A profundidade do solo varia entre 1-3 m na área de estudo (Guimarães *et al.*, 2003). Na área de estudo, o uso do solo por ocupação humana representa uma parcela pouco significativa em relação a floresta nativa (Guimarães *et al.*, 2003; Hurtado-Espinoza, 2010).

Com relação à classificação dos solos, Galindo (2013) e Galindo e Campos (2014) relataram que o solo local tem características areno-argilosas. Galindo (2013) classificou o solo das bacias como areia com finos, segundo a classificação SUCS (Sistema Unificado de Classificação dos Solos). Hurtado-Espinoza (2010), realizando um análise tátil-visual, observou que a região apresenta um solo homogêneo coluvial amarelo e o classificou como silte-argiloso. Esse mesmo autor, procedendo a classificação do solo da bacia do Quitite pelo sistema SUCS, designou-o como uma argila de alta plasticidade.

Guimarães *et al.* (2003) testaram no programa SHALSTAB uma faixa de valores de coesão, densidade do solo e ângulo de atrito usando valores da literatura para a área. Os valores limites estão mostrados na Tabela 6. O melhor conjunto de valores de parâmetros em termos de performance obtido por Guimarães *et al.* (2003) foram $c/z = 2$ kPa/m, $\phi = 45^\circ$ e $\rho_s/\rho_w = 1.5$, mas os autores indicaram que, em geral, baixos valores de c/z , altos valores de ângulo de atrito e valores entre 1.5 e 1.75 de ρ_s/ρ_w são bons valores para a área.

Tabela 6 - Limites máximos e mínimos de coesão, densidade saturada do solo e ângulo de atrito usados por Guimarães *et al.* (2003).

Parâmetros	Valor Mínimo	Valor Máximo
coesão/profundidade	0 kPa/m	8 kPa/m
ângulo de atrito	25°	45°
densidade saturada do solo	1470 kg/m ³	2450 kg/m ³

Hurtado-Espinoza (2010) fez testes de caracterização em amostra indeformáveis retiradas das bacias do Quitite e Papagaio a 1 metro de profundidade. Nessas análises foram medidos um peso específico seco do solo em torno de 15 kN/m³.

Valores de condutividade hidráulica saturada foram medidos por Fernandes *et al.* (2001) usando permeâmetro de *Guelph*. Os resultados mostraram uma alta variabilidade na condutividade hidráulica saturada. Os valores encontrados dependem da profundidade de medição e variaram entre 10^{-6} m/s e 10^{-4} m/s. Foram encontradas algumas descontinuidades importantes no perfil que podem gerar saturação da camada superior, caso a camada inferior tenha menor condutividade hidráulica que a camada superior ou definir fluxos preferenciais caso a camada inferior tenha maior condutividade hidráulica que a superior.

O clima da área de estudo é tropical úmido (Guimarães *et al.*, 2009). As bacias do Quitite e Papagaio são influenciadas pela umidade do oceano, produzindo índices de chuva maior que a média para a cidade do Rio de Janeiro (Hurtado-Espinoza, 2010). O registro de chuva registrados para o evento de Fevereiro de 1996 foram verificados nas estações do Alto da Boa Vista e de Jacarepaguá, cujos valores foram 394,3 mm e 245,9 mm em 48 horas, respectivamente (Conti, 2012).

4.2. DADOS DE ENTRADA

Foi coletada uma grande quantidade de dados disponíveis sobre a área de estudo disponibilizados e/ou publicados por vários autores. Nessa seção são apresentados como esses dados foram utilizados e quais tratamentos foram necessários para viabilizar as aplicações dos modelos.

4.2.1. Modelo Digital de Elevação

O MDE utilizado neste estudo foi o desenvolvido por Guimarães *et al.* (2003) para as Bacias do Quitite e Papagaio. Segundo Guimarães *et al.* (2003) o modelo digital de elevação foi obtido por meio das curvas de nível na escala de 1:10.000. Para a interpolação dos dados foi aplicado o módulo Topomalha do ARCINFO. A resolução do MDE desenvolvido por Guimarães *et al.* (2003) foi de 2 m. Para melhorar o desempenho dos modelos, a resolução do MDE foi ajustada para 4 m. O MDE foi tratado para remoção de sumidouros, usando a ferramenta *fill* do módulo Hydrology do ArcGis.

4.2.2. Inventário de Deslizamentos

Um inventário de deslizamento relacionado ao evento chuvoso de fevereiro de 1996 foi produzido por Guimarães *et al.* (2003). Os deslizamentos foram mapeados com o auxílio de fotografias aéreas na escala de 1:20.000. Muitas dessas cicatrizes estão relacionadas a escorregamentos do tipo raso e fluxo e avalanches de detritos e ocorreram no limite entre as camadas de solo e rocha (Guimarães *et al.*, 2003; Hurtado-Espinoza, 2010).

Foram registradas 89 cicatrizes de escorregamentos nas bacias de estudo. A área afetada por deslizamentos é de 0,14 Km², ou seja, 3,1% da área total de das bacias Quitite e Papagaio. O comprimento e largura média dos deslizamentos foram de 65,9 m (variando de 12 - 261 m) e 20 m (variando de 5 – 99 m), respectivamente. A altitude das encostas instáveis apresenta valores entre 76 – 921 m. Muitos dos deslizamentos estavam localizados em áreas de floresta nativa.

O mapa de cicatriz está no formato de *shape* de polígonos, formato usado pelo SHALSTAB. O SINMAP usa como inventário de deslizamentos um *shape* de pontos. Para adaptar à exigência do SINMAP, o *shape* de polígonos foi transformado para um *shape* de pontos usando a ferramenta *Feature to Point* do programa ArcGis. Para o TRIGRS e o *r.slope.stability* é necessário converter os dados de deslizamento mapeados de *shape* para *raster*, em que o valor 1 significa a existência de cicatriz na localização equivalente da malha e 0 a ausência de cicatriz.

4.2.3. Chuva do evento de 1996 na área de estudo

As quatro estações mais próximas da área de estudo com dados disponíveis para o período são as estações Alto da Boa Vista, Bangu, Jacarepaguá e Jardim Botânico (Figura 11). Dentre essas estações, a única que está localizada na mesma vertente da área de estudo é a estação de Jacarepaguá. Entretanto, essa estação está localizada em uma cota inferior que a área de estudo. Sendo uma área costeira onde a influência da topografia costuma ser significativa na distribuição das chuvas, é de se imaginar que as chuvas que ocorreram na área de estudo foram maiores que aquelas registradas na estação de Jacarepaguá. Por isso, além da estação de Jacarepaguá, foi realizado um estudo para verificar a influência da topografia na chuva usando a estação do Alto da Boa Vista.

A análise das isoietas mostra o efeito orográfico nas precipitações locais. Para a quantificação do efeito da topografia foi realizada a distribuição das alturas pluviométricas linearmente com a altitude da estação. A altitude da estação de Jacarepaguá é de 3 m, enquanto a estação Alto da Boa Vista tem 347 m segundo dados da Agência Nacional de Águas (2016). Foram traçadas isolinhas de altitude na área de estudo com variação de 50 m com o auxílio da ferramenta *Contour* do ArcGIS. Com o auxílio do *shape* da bacia, transformamos as linhas em polígonos usando a ferramenta *feature to polygon* do ArcGIS. As áreas foram calculadas na tabela de atributos do *shape* de polígonos também no ArcGIS. Com as altitudes médias foram calculadas a altura pluviométrica linearmente proporcional aos valores registrados nas estações de Jacarepaguá e Alto da Boa Vista e a altitude dessas estações. Com os valores pluviométricos proporcionais calculados, multiplicou-se a área da bacia pela chuva proporcional, somou-se os resultados para cada polígono e depois dividiu-se pela área total da bacia. O segundo método avaliado, foi o método de Thiessen entre as estações de Jacarepaguá e Alto da Boa Vista.

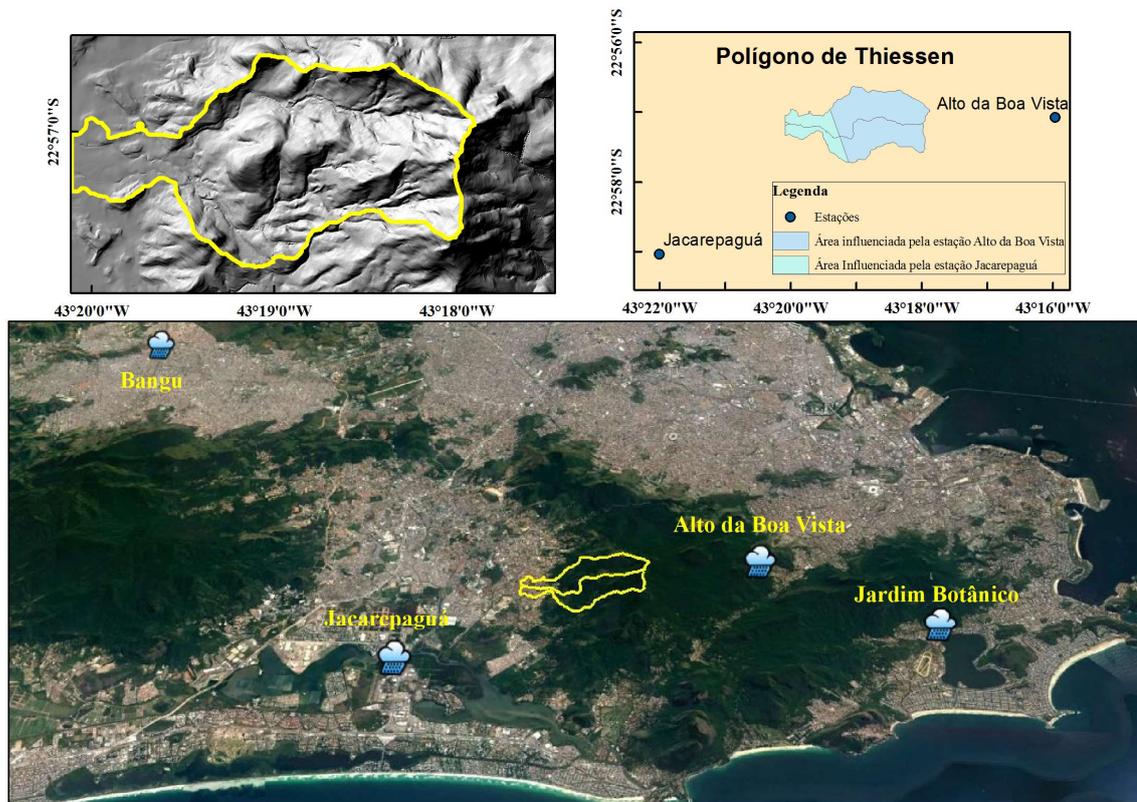


Figura 11 - Mapa de localização das estações próximas às Bacias do Quitite e Papagaio e o polígono de Thiessen aplicado à área de estudo

Segundo Conti (2012) na ocasião do evento, as estações Alto da Boa Vista e Jacarepaguá apresentaram medição de 394,3 mm e 245,9 mm em 48 horas, respectivamente, sendo 201,2 mm no dia 13/02/1996 e 193,1 mm para o dia 14/02/1996 na estação do Alto da Boa Vista e 110,6 mm no dia 13/02/1996 e 135,3 mm para o dia 14/02/1996 na estação de Jacarepaguá.

Os valores de chuva obtidos pelos métodos de topografia e de Thiessen foram 199 mm e 180 mm, respectivamente. Foi considerado ainda uma interceptação de 20% na altura da chuva encontrada pelos métodos empregados. O valor adotado para interceptação seguiu o sugerido por Coelho Neto (2005) para áreas de floresta tropical chuvosa. Os valores de chuva obtidos foram uma chuva de 159 mm e 144 mm para os métodos de topografia e Thiessen, respectivamente, o que representa uma diferença de 10,5% entre as chuvas estimadas. Para fins deste trabalho, foi considerada a chuva de 144 mm obtida pelo método de Thiessen, uma vez que a diferença de altura pluviométrica encontrada entre ambos os métodos é pequena e o método de Thiessen é o método mais comumente utilizado.

4.2.4. Parâmetros Geotécnicos e Geohidráulicos

Para a análise comparativa dos modelos, os valores dos parâmetros foram adotados conforme descrito na Tabela 7. Considerou-se ainda o solo saturado como condição inicial quando os modelos exigirem essa definição. Uma vez que consideramos o solo saturado, a coesão adotada teve valor igual a zero também desconsiderando o efeito das raízes. Para a condutividade hidráulica saturada atribui-se o valor de 10^{-5} m/s, sendo esse o valor médio dos valores medidos por Fernandes *et al.* (2001). O peso específico do solo saturado foi adotado considerando os valores com melhor ajuste obtido por Guimarães *et al.* (2003), bem como a profundidade do solo. O valor da porosidade foi adotado conforme valores medidos por Hurtado-espinoza (2010). Com relação à taxa média de infiltração de longo prazo na direção z (I_{ZLT}), não há muitos estudos sobre valores que podem ser usados para essa variável. No modelo de Iverson (2000) I_{ZLT} é uma condição de contorno. Segundo Lui e Wu (2008) os valores de I_{ZLT} pode variar entre 0 e K_s . Percebe-se na literatura o uso de valores muito pequenos de I_{ZLT} . Liu e Wu (2008) e Lee e Park (2015) adotaram o valor de I_{ZLT} igual a $0,01 \times K_s$. Outros autores, como Listo e Vieira (2015), Michel (2015) e Listo *et al.* (2016) usaram, $I_{ZLT} = 10^{-9}$ m/s. Salciarini *et al.* (2008) adotou $I_{ZLT} = 5 \times 10^{-7}$ m/s e Lan *et al.* (2003) adotou $I_{ZLT} = 0$.

Tabela 7 - Parâmetros utilizados na aplicação dos modelos de estabilidade

Parâmetros	Valores adotados	Baseado em
Ângulo de Atrito	45 °	Guimarães et al. (2003)
Chuva efetiva	144 mm/dia	-
Coesão - $C_s + C_r = C$	0	-
Condutividade Hidráulica Saturada - K_s	10^{-5} m/s	Fernandes et al. (2001)
Peso específico do solo seco	12000 N/m ³	-
Peso específico do solo saturado	16000 N/m ³	Guimarães et al. (2003)
Espessura do solo - b	3 m	Guimarães et al. (2003)
Porosidade	40 %	Conti (2012)
Transmissividade - T	3×10^{-5} m ² /s	-
Difusividade	2×10^{-3} m/s	-
Taxa de infiltração média de longo prazo na direção z , conforme Iverson (2000)	$1,3 \times 10^{-6}$ m/s	-

4.3. ANÁLISE DOS MODELOS

A primeira etapa do trabalho foi testar os modelos SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability para a área de estudos. Foram usados os valores dos parâmetros disponíveis na bibliografia para definir os parâmetros de entrada. Nesse primeiro momento, o solo foi considerado saturado para todos os testes uma vez que se pretende dar tratamento igual aos modelos.

4.3.1. SINMAP

O SINMAP utiliza uma malha topográfica e, em caso de disponibilidade de dados, malhas que definem os parâmetros geotécnicos e geohidráulicos com a finalidade de produzir um mapa que define o potencial de instabilidade do terreno. Mapas auxiliares são gerados tais como mapa de declividade, direção de fluxo, área de contribuição e saturação.

Para o uso do modelo deve ser usado um *raster* com dados de elevação e um arquivo de pontos do tipo *shapefile* ou *coverage* identificando a distribuição geográfica dos deslizamentos. O inventário de deslizamentos foi gerado a partir do mapa produzido por Guimarães *et al.* (2003). Por ser um mapa de polígonos, o inventário de deslizamento original foi adaptado para um

mapa de pontos de deslizamentos. Para isso, foi utilizado a ferramenta *Feature to Point* do programa ArcGis para converter polígonos em pontos.

O primeiro passo é definir valores padrão de gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$), densidade de água (1000 kg/m^3) e parâmetros para impressão dos dados, sendo adotados os valores padrão. O próximo passo é fornecer o valor da densidade do solo, bem como os limites máximos e mínimos da taxa entre a transmissividade e a recarga (T/r), coesão adimensional e ângulo de atrito. A transmissividade é calculada pelo produto entre a espessura do solo e a condutividade hidráulica saturada. Para propósitos de comparação entre os modelos, os valores mínimos e máximos adotados foram iguais, de forma que não houvesse variação espacial dos parâmetros. Os valores adotados estão de acordo com a Tabela 7.

O modelo digital de elevação é trabalhado de forma a eliminar os sumidouros e *flats*. Depois são calculados os modelos digitais de declividade e de direção de fluxo e a área de contribuição de acordo com o modelo digital de elevação da área de estudo. Todas essas análises são realizadas pelo SINMAP no menu processamento da malha.

A última etapa é o cálculo dos valores do índice de estabilidade e da saturação. Com os dados fornecidos acima, o modelo calcula os valores dos índices de estabilidade e da saturação por célula da malha. A Tabela 8 representa as seis classes padrão de índice de estabilidade conforme adotado pelo modelo. O valor mínimo de estabilidade é zero, que indica uma área instável. Valores de estabilidade igual ou maiores que 1 indicam algum grau de estabilidade.

Tabela 8 - Classificação conforme classes padrão do SINMAP (Pack *et al.*, 2005)

CLASSIFICAÇÃO	ÍNDICE DE ESTABILIDADE (SI)
Estável	$SI > 1,5$
Moderadamente Estável	$1,25 < SI \leq 1,5$
Quase-estável	$1,0 < SI \leq 1,25$
Limiar inferior	$0,5 < SI \leq 1,0$
Limiar superior	$0,0 < SI \leq 0,5$
Instável	$SI = 0,0$

O mapa de saturação indica o grau de saturação de cada célula da malha da área de estudo. Pack *et al.* (2005) explicam que é possível encontrar 3 situações quanto à análise de saturação do solo. A primeira indica que a área é saturada para qualquer valor dos parâmetros de entrada

utilizados entre os limites mínimo e máximo. As células que apresentam essa situação possuem o valor 3. Existem algumas outras células na malha que representa a área de estudo que podem ou não estar saturadas dependendo dos valores dos parâmetros usados na análise. Essas células são identificadas pelo número 2. Há ainda um terceiro tipo de célula quanto a análise de saturação: as células que não apresentam saturação independente dos valores dos parâmetros usados dentro de limite proposto pelo usuário. Valores entre 0 e 1 representam essas células. Células que apresentam valores maiores que o limiar de umidade e menores que 1 são chamadas de parcialmente úmidas, enquanto que aquelas com valores menores que o limiar de umidade são designadas como de baixa umidade.

4.3.2. SHALSTAB

O SHALSTAB é uma extensão do ArcView que possui um conjunto de rotinas para estimativa do potencial de deslizamento de uma área analisada e realiza uma análise com base nos dados fornecidos.

As entradas do modelo consistem em:

- Modelo digital de elevação – o arquivo de elevação deve estar no formato ASCII, U.S.G.S. MDE, malhas do ArcView ou malhas ASCII (.grd).
- Inventário de deslizamento – o inventário de deslizamento deve estar em formato *shapefile* e descreve a área das cicatrizes de deslizamentos, ou seja, é um *shapefile* de polígono.
- Dados geológicos (coesão, densidade do solo e ângulo de atrito).

O modelo começa com o carregamento dos mapas de elevação e inventário de deslizamento em forma de *shapefile* de polígonos. Os dados de elevação possui extensão .asc e foram alterados para o formato *ArcView*. A próxima etapa foi a análise dos dados topográficos. Nessa etapa, o *raster* de elevação foi trabalhado para retirada dos sumidores e planos e cálculo da área de contribuição e declividade. Os valores de peso específico do solo e ângulo de atrito foram usados conforme dado da Tabela 7.

Após todas essas análises foram calculados os valores de $\log(r/T)$, razão entre a recarga crítica e a transmissividade hidráulica. Os valores de $\log(r/T)$ indicam qual seria a recarga crítica mínima capaz de desencadear processos de instabilidade na área de estudo. Quanto maior esse

valor, maior a estabilidade do terreno. Os valores de $\log(r/T)$ foram divididos em 7 classes que variam entre cronicamente instáveis e cronicamente estáveis, passando por valores entre -3,1 e -2,2. Qualquer local predito como incondicionalmente estável não falhará mesmo em condições saturadas. Da mesma forma, locais classificados como incondicionalmente instáveis irão falhar mesmo quando o solo se apresentar seco.

Com relação ao gráfico de distribuição, cada curva representa um valor de $\log(r/T)$. Pontos localizados acima das curvas são definidos como instáveis. Os localizados abaixo da curva são preditos como estáveis, devido a insuficiência de recarga. Para os limites adotados pelo SHALSTAB, os valores de recarga crítica necessária para causar instabilidade em cada limite definido estão dispostos na Tabela 9.

Tabela 9 - Limites $\log(r/T)$ e os respectivos valores de recarga crítica necessários para provocar instabilidade

$\log(r/T)$	Recarga (mm)
-3,1	117
-2,8	158
-2,5	213
-2,2	287

Segundo Stanziano (2000), quanto menor o valor de $\log(r/T)$ que possibilita um maior número de deslizamentos inventariados acima da curva, melhor será a performance do modelo. Isso porque quanto menor a recarga menor será a área classificada como instável.

4.3.3. TRIGRS

O TRIGRS é um modelo de análise de estabilidade que realiza a análise saturada e não saturada do solo. Ele é composto por dois executáveis: o TOPOINDEX e o TRIGRS. O primeiro faz a análise topográfica da área de estudo. O segundo faz efetivamente a análise hidrológica e geotécnica do terreno em análise.

Para executar a primeira parte, ou seja, a preparação dos dados para a rotina de escoamento, são necessários os seguintes dados: modelo digital de elevação, malha digital com informações sobre direção de fluxo, método de cálculo do escoamento do fluxo para jusante, além de dados

necessários para convergência matemática, estruturação e informações sobre as saídas desejadas. Sete arquivos de saída de dados podem ser obtidos com a execução do módulo TOPOINDEX, conforme listado na Tabela 10.

Tabela 10 - Lista de Resultados obtidos pela execução do TOPOINDEX.

NOME DOS ARQUIVOS	DESCRIÇÃO
TldsneiList_XXXXXXXX.txt	Arquivo que lista as células receptoras na direção D8 de fluxo.
TldscelGrid_XXXXXXXX.asc	Grade das células receptoras na direção D8 de fluxo.
TlcelindxGrid_XXXXXXXX.asc	Índice de cada célula que especifica da ordem da rotina de escoamento.
TlcelindxList_XXXXXXXX.txt	Lista do número de células e seu índice correspondente.
TlflodirGrid_XXXXXXXX.asc	Grade de direção de fluxo em termos do esquema numérico do TOPOINDEX.
TldscelList_XXXXXXXX.txt	Lista, célula por célula, das células de jusante com peso diferente de zero.
TlwfactorList_XXXXXXXX.txt	Lista, célula por célula, dos pesos das células de jusante receptoras.

Quanto ao método de cálculo do escoamento para jusante é importante falar que o TRIGRS permite ao usuário escolher o método a ser adotado. São disponibilizados 4 tipos de métodos de cálculo do padrão de distribuição do escoamento: D8 (O’Callaghan e Mark, 1984), distribuição igualitária para células de jusante, distribuição proporcional à declividade para as células de jusante (Quinn *et al.*, 1991) e D_{∞} (Tarboton, 1997). Para essa etapa foi escolhido o método D_{∞} , por ser considerado por Baum *et al.* (2008) o método mais realístico.

Para executar o módulo TRIGRS, são usados como entrada os arquivos de saída do módulo TOPOINDEX além de dados hidrológicos, geológicos e de desempenho do modelo que serão descritos a seguir.

O cálculo adotado para a área de estudo considera profundidade finita ($m_{max} = 100$). O TRIGRS questiona sobre número de incrementos verticais onde se deve calcular os resultados do modelo. Entretanto, Baum *et al.* (2008) adverte que o valor do incremento deve ser o menor possível que assegure resultados satisfatórios à avaliação uma vez que o aumento no número de incrementos verticais aumenta o tempo computacional. Para essa primeira análise foi adotado 12 incrementos verticais, isto é, os resultados serão calculados a cada 25 cm de profundidade.

A metodologia aplicada ao TRIGRS permite que o terreno seja dividido em zonas de mesmas propriedades geo-hidrológicas permitindo a espacialização desses parâmetros. Os parâmetros sujeitos a espacialização são: coesão, ângulo de atrito, densidade do solo, condutividade

hidráulica, difusividade, umidade volumétrica saturada, umidade volumétrica residual e o coeficiente alpha da curva de característica solo-água. O coeficiente alpha é positivo para condições não-saturadas e negativo para condições saturadas. Neste trabalho os parâmetros foram mantidos constantes espacialmente.

Com relação à chuva, o modelo permite a simulação de pluviogramas variáveis para a chuva de projeto, o que permite avaliar a influência da forma do pluviograma na análise de estabilidade do terreno.

Outros dados de entrada do modelo são a taxa de infiltração inicial, a profundidade inicial da água subterrânea, a profundidade do solo e a malha de declividade e elevação do terreno. A taxa de infiltração inicial, a profundidade do lençol da água, a profundidade do solo e a intensidade da chuva podem ser espacialmente constante ou distribuídos. No caso distribuído deve-se indicar o nome das malhas com os respectivos valores dos parâmetros. Os dados de entrada adotados para avaliação do modelo TRIGRS está conforme demonstrada na Tabela 7. Todos os parâmetros de entrada foram considerados constantes.

Tabela 11 - Arquivos de saída possíveis pela análise via TRIGRS (Baum *et al.*, 2008 - adaptado)

Nome do Arquivo	Descrição
TrigrsLog.txt	Arquivo Log, TRIGRS reescreve esse arquivo toda vez que ele roda
TRrunoffPer###XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores computados de escoamento computados durante o evento.
TRfs_min_XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores de fator de segurança mínimos calculados para cada célula par o tempo t
TRz_at_fs_min_XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores de profundidade nos quais foram encontrados o fator de segurança mínimo no tempo t
TRp_at_fs_min_XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores de pressão na profundidade correspondente ao mínimo fator de segurança no tempo t
TRinfiltratPer###XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores de taxa de infiltração atual durante um dado período de chuva
TRunzfluxTS###XXXXXXXXX.asc	Grade ou fluxo basal na zona não saturada para um dado periodo da chuva
TRlist_z_p_fs_XXXXXXXXX.txt	Lista célula por célula da pressão e do fator de segurança a cada incremento de profundidade.
TRnon_convrg_UZ_XXXXXXXXX.asc e TRnon_convrg_SZ_XXXXXXXXX.asc	Arquivos grade de localização de células não convergentes
TRwater_depth_XXXXXXXXX.asc	Grade com os valores de profundidade do lençol freático

Como saída o modelo pode apresentar alguns resultados (Tabela 11) dependendo das instruções do usuário. Na Tabela 11 onde existe #### significa o tempo final do período analisado e XXXXXXXXX é o sufixo de identificação dos resultados do modelo.

4.3.4. r.slope.stability

O r.slope.stability é um modelo de estabilidade que usa como *software* de geoprocessamento o GRASS-GIS. O GRASS-GIS é um sistema de informações geográficas usado para gerenciamento de dados, processamento de imagens, produção gráfica, modelagem espacial, visualização de muitos tipos de dados. É considerado bem apropriado devido a sua estrutura aberta, designer modular e a compatibilidade com várias linguagens computacionais. Além disso, o GRASS-GIS é frequentemente usado como base para modelos de base GIS relacionados a movimentos de massa (Gruber e Mergili, 2013).

Os dados de entrada necessários para este tipo de simulação são: dados de elevação, declividade e classe do solo (classe que apresentam os mesmos parâmetros de solo), todos em toda malha que representa a área de estudo (com extensão .txt).

A primeira etapa do modelo é preencher os dados de entrada. Primeiro é requerido um identificador para os arquivos de saída do modelo. Depois o usuário seleciona o tipo de análise que deseja efetuar conforme as opções relacionadas no ANEXO B.

Outro ponto importante é a definição do tipo de infiltração para o cálculo da força gerada pelo escoamento da água infiltrada. O r.slope.stability permite três opções para a infiltração: sem infiltração, quando o solo está seco, com infiltração paralela à encosta e com infiltração paralela à camada, nesse caso só possível no módulo -1 (análise usando camadas de solo). Nessa etapa adotou-se a infiltração paralela à encosta.

Caso o usuário opte pelo módulo -t (superfície de ruptura entre camada e no elipsoide) ou -l (análise usando camadas de solo), deverão ser informadas restrições acerca dos elipsoides gerados aleatoriamente. Essas restrições referem-se aos limites máximo e mínimo do comprimento do elipsoide na direção mais íngreme, da largura do elipsoide na direção perpendicular ao comprimento deste, da profundidade do elipsoide na direção vertical, do *offset*

do centro do elipsoide acima do terreno e da razão entre o comprimento e a largura dos elipsoides. As coordenadas do centro do elipsoide podem ser definidas pelo usuário ou arbitradas randomicamente pelo programa. No caso da inclinação principal do elipsoide, o usuário pode definir uma declividade maior que a do terreno. Caso não o faça, a declividade do elipsoide será igual a declividade do terreno.

No módulo -p (análise conforme a probabilidade de falha) os valores dos parâmetros são definidos conforme o tipo de amostragem podendo ser: 0 – randômica do conjunto de parâmetros, 1 – aleatória dos parâmetros e 2 – regular. O r.slope.stability disponibiliza cinco funções de análise de probabilidade: retangular, normal, log-normal, exponencial, normal com desvio padrão empírico da relação coesão-ângulo de atrito. Outros dados de entrada necessários à execução do r.slope.stability são relacionados na tabela do ANEXO C.

Os resultados obtidos pelo r.slope.stability são apresentados em forma de mapas, arquivos e gráficos. Entre as saídas possíveis estão os valores pixel a pixel do FS, da probabilidade de falha, do desvio padrão do FS (disponível para o módulo -p), da profundidade do elipsoide associado ao menor valor do FS, a porcentagem de elipsoides com FS menor que 1 (disponível aos módulos -c e -l), comprimento, largura e offset do elipsoide com menor valor de FS (disponível aos módulos -c e -l), a identificação da camada com menor FS, o perfil horizontal do terreno para casos onde só um elipsoide for testado, o tempo necessário para computação, a validação do modelo tendo em vista o inventário de deslizamento, resumo das simulações com o dimensionamento do elipsoide e o FS a ele associado.

Os gráficos de saída do r.slope.stability demonstram a correspondência entre os valores encontrados pelo modelo e o inventário de deslizamento (identificando pixels verdadeiros positivos –TP, falsos positivos – FP, verdadeiros negativos – TN, e falsos negativos - FN). Ainda existem gráfico de dispersão relacionando os dados de FS menores que 1 e os deslizamentos registrados. A curva ROC é outra saída do modelo. Ela relaciona a probabilidade de falha e os deslizamentos observados (modulo -p) ou relacionando o FS menor que 1 aos deslizamentos observados (módulo -c e -l).

Para fins de comparação de modelos, foram considerados os módulos -i, -d e -t e os parâmetros da Tabela 7. Além disso, foram testados os módulos -c, -t e -v para verificar o ajuste do modelo

quando se opta pelo método de equilíbrio limite com superfície elipsoidal e realizar uma análise comparativa entre os métodos de encosta infinita e de equilíbrio limite 3D para a área de estudo. Nesse caso, considerou-se 2500 elipsoides e um *overlap* igual a 261.

4.3.5. Métodos de comparação

Para comparar a eficácia dos modelos testados, foram usados os mapas de análise de estabilidade gerados pelos modelos testados (SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability) e o inventário de deslizamento.

Na análise de previsão de processos, em especial nos processos de instabilidade por avaliação espacial de malha regular, o FS é definido por célula da malha que representa a área de estudo. Como base para comparação, é utilizado o inventário de deslizamentos que indica em quais células da malha foram observados eventos de instabilidade em um determinado evento. Comparando os dados de FS e os registros de deslizamentos célula a célula, encontram-se 4 situações. A primeira situação trata das células consideradas instáveis pelo modelo e onde também foi observado em campo um evento de instabilidade. A essas células dá-se o nome de verdadeiro positivo (TP). Outra situação possível é que em células consideradas instáveis pelo modelo não se verificou nenhuma ocorrência de evento de instabilidade. A essas células dá-se o nome de falso positivo (FP). Tem-se ainda células onde o modelo considerou estável, porém há registros de deslizamentos. Essas células são definidas como falso negativo (FN). Por fim, existem células classificadas como estáveis pelo modelo e que não se observou nenhum evento de instabilidade nelas, sendo chamadas de verdadeiro negativo (TN).

Com base nesses conceitos aplicam-se índices para avaliação. Os índices utilizados para essa análise são os definidos por Sorbino *et al.* (2007). Esses autores trabalham com o índice de sucesso (IS) e o índice de erro (IEr). O IS é definido pela razão entre as células da malha consideradas verdadeiro positivo (TP) e aquelas onde foram registrados deslizamentos. Por outro lado, o IEr é o percentual de células consideradas instáveis pelo modelo (FP) em um total de células onde não foram observados deslizamentos, ou seja, estáveis. A Figura 12 ilustra o conceito dos IS e IEr.

Sorbino *et al.* (2010) realizaram a análise comparativa dos modelos SINMAP, SHALSTAB e TRIGRS usando a taxa entre IS e IEr, considerando o modelo mais adequado aquele modelo que atingiu o maior valor da razão entre esses dois erros. Da mesma forma, este trabalho utiliza essa relação para auxiliar na decisão do modelo mais adequado.

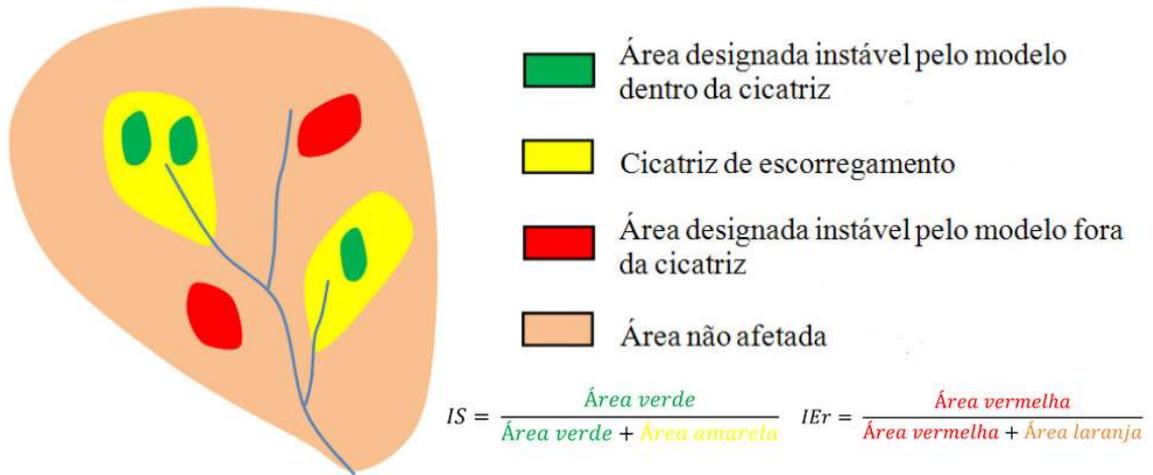


Figura 12 - Definição dos índices de sucesso e de erro (Sorbino *et al.*, 2007 - modificado por Michel *et al.*, 2012 - modificado)

Michel (2015) propôs índices temporais para análise de desempenho de modelos. Esses índices conferem a capacidade do modelo avaliar os processos hidrológicos e de descreve-los adequadamente de forma a capturar os mecanismos de deflagração dos escorregamentos (Michel, 2015), conforme as equações (67) e (68).

$$ITA = \frac{\sum_{i=1}^{nd} \left(\frac{A_{dentro-d} - A_{dentro-a}}{AI} \right)}{nd} \quad (67)$$

$$ITE = \frac{\sum_{i=1}^{nd} \left(\frac{A_{fora-d} - A_{fora-a}}{2 \cdot AE} \right)}{nd} \quad (68)$$

Em que:

$A_{dentro-a}$ = Área calculada como instável pelo modelo localizada dentro da cicatriz antes do evento chuvoso

$A_{dentro-d}$ = Área calculada como instável pelo modelo localizada dentro da cicatriz depois do evento chuvoso

$A_{\text{fora-a}}$ = Área calculada como instável pelo modelo localizada fora da cicatriz antes do evento chuvoso

$A_{\text{fora-d}}$ = Área calculada como instável pelo modelo localizada fora da cicatriz depois do evento chuvoso

AE = Área estável, não afetada por deslizamentos

AI = Área instável, afetada por deslizamentos

ITA = Índice temporal de acertos

ITE = Índice temporal de erros

nd = Número de deslizamentos

O índice proposto por Michel (2015) apesar de possibilitar uma análise da instabilidade ligada aos processos hidrológicos, ele exige um esforço computacional maior uma vez que o modelo deve analisar a estabilidade antes e após o evento chuvoso. Quando o estudo prevê muitas simulações para avaliação da análise de estabilidade, o esforço computacional exigido para o cálculo desse índice pode inviabilizar o seu uso. Nesse trabalho se propõe a realizar 28.561 simulações. O uso do índice proposto por Michel (2015) dobraria o número de rodadas do modelo. Por esse motivo, nesse trabalho opta-se por trabalhar com o índice proposta por Sorbino *et al.* (2010).

4.4. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Um dos grandes desafios na modelagem de bacias é a parametrização dos dados de entrada necessários para a execução dos modelos. Muitos trabalhos têm proposto trabalhar com a distribuição estatística dos parâmetros de entrada (Mesquita *et al.*, 2002; Mesquita e Morais, 2004; El-Ramly *et al.*, 2005; Mergili *et al.*, 2014). Entretanto, esses métodos também sofrem com a falta de informações sobre os parâmetros espaciais da área de estudo.

Tendo em vista essa dificuldade, um caminho importante e que auxilia na definição do foco dos esforços dos modeladores é a análise de sensibilidade. Essa análise visa reconhecer quais parâmetros que possuem maior influência no estudo do processo em análise, que neste caso são os processos de instabilidade.

Nesta seção do trabalho, o processo de análise de sensibilidade adotado será detalhado. O primeiro ponto será o detalhamento dos métodos estatísticos usados para medir o desempenho do modelo à alteração dos parâmetros em estudo (1). Em seguida, será detalhado o processo de utilizado para verificação da sensibilidade do modelo aos parâmetros ângulo de atrito, coesão, condutividade hidráulica e profundidade da água subterrânea (4.4.1).

4.4.1. Estratégia para a Análise de Sensibilidade

Foram realizados seis testes de análise de sensibilidade (Tabela 12). O teste A consiste em verificar a sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros de coesão e ângulo de atrito. Foram testados 13 valores de cada um dos parâmetros. Os valores testados de coesão variaram entre 0 e 24 kPa. Os valores de ângulo de atrito variaram entre 21° e 45°. Esses valores foram escolhidos por serem os mais adequados para a área de estudo. Os pontos de testes foram distribuídos regularmente, ou seja, variaram em intervalos iguais. Os demais parâmetros do modelo permaneceram constantes (Tabela 13). A chuva considerada para este teste teve duração de 6 horas e foi considerada constante durante todo o período.

O teste B avaliou a sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros de condutividade hidráulica e profundidade inicial da água subterrânea. Conforme relatado para o teste A, foram testados 13 valores de cada um dos parâmetros. Os valores testados de condutividade hidráulica saturada variaram entre 10^{-7} e 10^{-4} m/s. Os valores de profundidade inicial da água subterrânea variaram entre 0 e 3 m. Esses valores foram escolhidos por serem os mais adequados para a área de estudo. A distribuição dos valores de condutividade hidráulica foi logarítmica, enquanto o de profundidade inicial da água subterrânea foi linear. Os demais parâmetros do modelo permaneceram constantes (Tabela 13). A chuva considerada para este teste teve duração de 6 horas e foi considerada constante durante todo o período. Conti (2012), em seu estudo na Bacia do Quitite e Papagaio, definiu como valores de umidade volumétrica residual da área o valor de 0,20. Como o valor definido pelo autor é considerado elevado, nesse estudo optou-se por usar 0,15. O valor de I_{ZLT} é no máximo igual a K_s . Nos casos em que o valor definido for maior que K_s , o modelo automaticamente limita o valor de I_{ZLT} a K_s .

Tabela 12 - Descrição dos testes realizados para análise de sensibilidade

Teste	Descrição
A	O TRIGRS é aplicado para uma faixa de valores de coesão e ângulo de atrito, mantendo-se constante os demais parâmetros.
B	O TRIGRS é aplicado para uma faixa de valores de condutividade hidráulica e profundidade do nível da água, mantendo-se constante os demais parâmetros.
C	O teste B é repetido para diferentes durações de chuva (6 hrs e 10 hrs) com hidrograma retangular.
D	O teste C é repetido para hidrograma triangular
E	O TRIGRS é aplicado para uma faixa de valores de condutividade hidráulica e profundidade do nível da água e 5 valores de taxa de infiltração média de longo termo, mantendo-se constante os demais parâmetros.
F	O TRIGRS é aplicado para uma faixa de valores de coesão, ângulo de atrito, condutividade hidráulica e profundidade da água subterrânea, mantendo-se constante os demais parâmetros, exceto a difusividade que é igual a 200 vezes a condutividade hidráulica (Park et al., 2013). O hidrograma da chuva é retangular e a duração é de 6 hrs.

Tabela 13 - Valores dos parâmetros adotados para os testes A, B, C, D, E e F

Parâmetros	A	B - C - D	E	F
coesão efetiva	0 - 24 kPa	4.5 kPa	4.5 kPa	0 - 24 kPa
ângulo de atrito	21° - 45°	45°	45°	21° - 45°
condutividade hidráulica saturada	10^{-5} m/s	10^{-7} - 10^{-4} m/s	10^{-7} - 10^{-4} m/s	10^{-7} - 10^{-4} m/s
profundidade inicial da água subterrânea	0	0 - 3 m	0 - 3 m	0 - 3 m
peso específico do solo saturado	16 KN/m ³	16 KN/m ³	16 KN/m ³	16 KN/m ³
Umidade volumétrica do solo saturado	40%	40%	40%	40%
Umidade volumétrica residual do solo	15%	15%	15%	15%
difusividade	2×10^{-3} m/s	200 Ks	200 Ks	200 Ks
Taxa de infiltração média de longo prazo na direção z, conforme Iverson (2000)	$1,3 \times 10^{-6}$ m/s	$1,3 \times 10^{-6}$ m/s ou Ks	10^{-9} m/s; 10^{-7} m/s; $1,3 \times 10^{-6}$ m/s; Ks; 0,01 Ks	$1,3 \times 10^{-6}$ m/s ou Ks

O próximo teste, teste C, teve o objetivo de verificar a influência da intensidade da chuva nos resultados obtidos pelo modelo TRIGRS. Nessa etapa o teste B foi repetido considerando que a chuva de projeto ocorreu em 10 horas, com isso a intensidade da chuva foi alterada. Os resultados do teste B (com duração da chuva de 6 horas) foram comparados com os resultados obtidos para a chuva de 10 horas de duração.

Ainda com foco na influência da chuva em eventos de instabilidade, o teste D se propôs a verificar a sensibilidade do modelo TRIGRS a forma da chuva de projeto. Para isso, o teste C

foi repetido considerando agora um hidrograma triangular. Os resultados obtidos nesse teste foram comparados com os do teste C.

O teste E, visou testar valores de taxa de infiltração de longo termo. Como esse parâmetro de entrada é pouco discutido nos trabalhos que utilizam o TRIGRS, é importante verificar a influência desse parâmetro na análise usando o TRIGRS. Cinco valores foram adotados de acordo com trabalhos já realizados (10^{-9} ; 10^{-7} ; $1,33 \cdot 10^{-6}$; $0,01 \cdot K_s$; K_s). Os demais valores adotados estão especificados na Tabela 13.

O teste F trabalhou com a variabilidade das quatro variáveis conjuntamente de forma a avaliar a sensibilidade de cada variável e o comportamento da eficiência do modelo com a variação desses parâmetros.

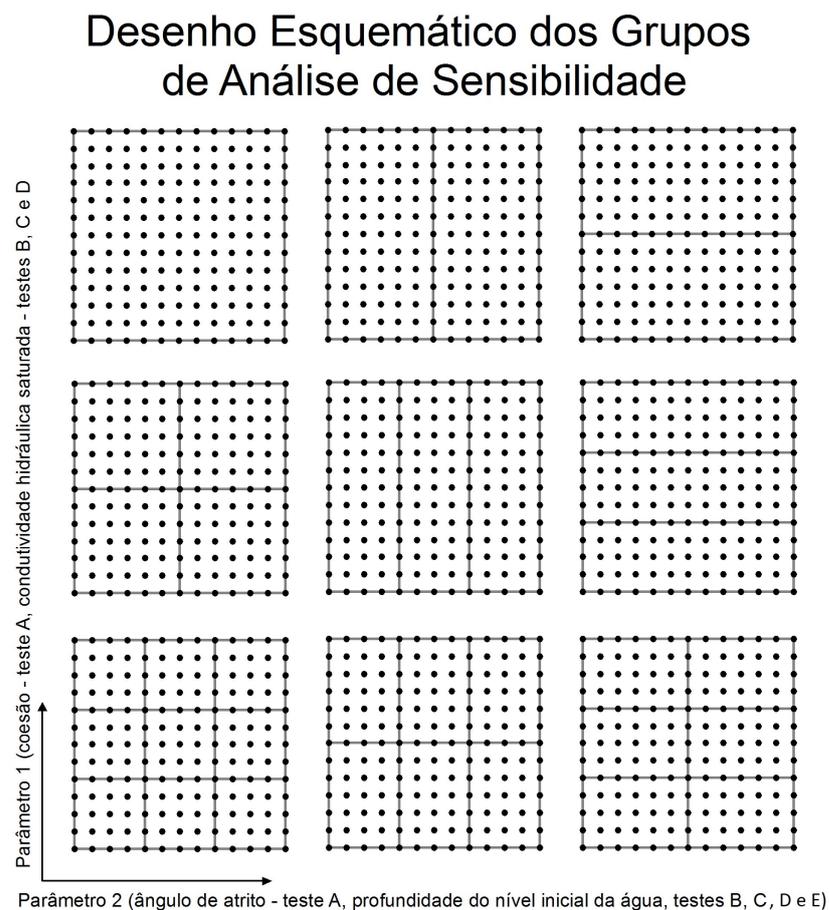


Figura 13 - Desenho esquemático dos espaços de avaliação de desempenho dos parâmetros

Nos testes A, B, C, D e E, a avaliação foi realizada dividindo-se o espaço amostral em 36 regiões de análise: considerando todo o espaço amostral, dividindo os valores dos parâmetros em 2

partes iguais e depois em três partes iguais, o que garante um total de 36 espaços de avaliação (Figura 13). No teste F, o espaço amostral foi dividido de maneira similar aos testes anteriores, entretanto, utilizou-se a variação dos quatro parâmetros avaliados gerando assim 1296 espaços de avaliação.

A avaliação dos espaços amostrais gera mapas de probabilidade de falha para cada área. Diferentemente do que acontece para mapas de FS, não existe um limiar fixo para determinar o valor de referência (ponto de corte) a partir do qual a área é considerada instável. Para a definição dos pontos de corte de probabilidade de falha existem alguns métodos conforme mostrado na Tabela 14. A partir dos pontos de corte definidos pelo método escolhido, são avaliados o desempenho dos mapas de probabilidade calculados considerando uma faixa de valores de entrada restrita e uma faixa de parâmetros de entrada mais ampla conforme os índices definidos por Sorbino *et al.* (2007).

A sensibilidade dos parâmetros de entrada também é analisada pela resposta em termos de pixels instáveis obtidos pelo mapa de FS. A equação para análise de sensibilidade foram as equações (53) e (54) e pelo método da variância proposto por Saltelli *et al.* (2006).

Por vezes, dependendo da combinação dos parâmetros de entrada analisados, toda área pode ser classificada como estável, e assim o número de células consideradas como instáveis ser igual a zero – $M(p_1, \dots, p_i + \Delta p_i, \dots, p_{np}) = 0$. Para evitar divisão por zero, a equação foi modificada pela equação. Nos casos em que ambas as funções têm resultado zero a sensibilidade recebeu valor nulo.

$$S_e = \frac{\frac{M(p_1, \dots, p_i + \Delta p_i, \dots, p_{np}) - M(p_1, \dots, p_i, \dots, p_{np})}{M(p_1, \dots, p_i + \Delta p_i, \dots, p_{np}) + M(p_1, \dots, p_i, \dots, p_{np})}}{\frac{\Delta p_i}{2 p_i + \Delta p_i}} \quad (69)$$

Tabela 14 - Critérios para estimativa dos pontos de corte conforme definido por López-Ratón et al. (2014)

Nome do Critério	Descrição
<i>Critérios baseados nas medidas de sensibilidade e especificidade</i>	
ValueSe	Baseado em estatísticas de diagnóstico de taxa de probabilidade positiva - razão entre $Se(cp)/(1 - Sp(cp))$.
ValueSp	Baseado em estatísticas de diagnóstico de taxa de probabilidade negativa - razão entre $(1 - Se(cp))/Sp(cp)$.
SpEqualSe	Busca um ponto onde a sensibilidade seja igual a especificidade, minimiza a função $\{ Sp(cp) - Se(cp) \}$
MaxSe	Maximiza a sensibilidade
MaxSp	Maximiza a especificidade
MaxSpSe	Maximiza simultaneamente o valor da sensibilidade e da especificidade, o ponto de corte maximiza $\{\min\{Sp(cp), Se(cp)\}\}$
Youden	Maximiza a função $YI(cp) = Se(cp) + Sp(cp) - 1$, ou $GYI(cp) = Se(cp) + ((1 - pr)/pr) * (C_{FN}/C_{FP}) * Sp(cp) - 1$
MaxProdSeSp	Maximiza o produto entre a sensibilidade e a especificidade
MiniMax	Minimiza o erro mais frequente, $\min\{\max\{pr(1 - Se(cp)), (1 - pr)(1 - Sp(cp))\}\}$
MinValueSe	O ponto de corte tem o valor mínimo de sensibilidade
MinValueSp	O ponto de corte tem o valor mínimo de especificidade
MinValueSpSe	Minimiza a sensibilidade e especificidade ao mesmo tempo
ROC01	Ponto da curva ROC que tem a menor distância do ponto (0,1), $\min\{(Se(cp) - 1)^2 + (Sp(cp) - 1)^2\}$
MaxDOR	Maximiza a probabilidade de diagnóstico, maximiza $DOR(cp) = (Se(cp)/(1 - Se(cp))) * (Sp(cp)/(1 - Sp(cp)))$
MaxEfficiency	Maximiza a eficiência ou acurácia, maximiza $Ef(cp) = prSe(cp) + (1 - pr)Sp(cp)$
MaxKappa	Maximiza o índice Kappa ou o peso do índice Kappa (índice de concordância ou reprodutividade dos resultados)
<i>Critérios baseados em valores preditivos</i>	
ValueNPV	O ponto de corte será aquele que apresentar NPV $(TN/(TN+FN))$ igual ao padrão do modelo
ValuePPV	O ponto de corte será aquele que apresentar o PPV $(TP/(TP+FP))$ igual ao padrão do modelo
NPVEqualPPV	O ponto de corte será o ponto onde $NPV = PPV$
MaxSumNPVPPV	O ponto de corte será aquele com maior soma dos valores de NPV e PPV
MaxProdNPVPPV	O ponto de corte será aquele com maior produto dos valores de NPV e PPV
MinValueNPV	O ponto de corte será o de menor valor NPV
MinValuePPV	O ponto de corte será o de menor valor PPV
MinValueNPVPPV	O ponto de corte será o de menor valor NPV e PPV simultaneamente
PROC01	Minimiza a função $\{(NPV(cp) - 1)^2 + (PPV(cp) - 1)^2\}$
<i>Critérios baseados no diagnóstico de probabilidade</i>	
ValueDLR.Negative	Baseado na probabilidade de diagnóstico, $(1 - TPR)/(1 - FPR)$.
ValueDLR.Positive	Baseado na probabilidade de diagnóstico, razão entre a taxa de verdadeiro positivo e falso positivo
<i>Critérios baseados na análise de custo-benefício dos diagnósticos</i>	
CB	Baseado na relação custo-benefício, calcula a declividade da curva ROC no ponto de corte
MCT	Minimiza a função $MCT(cp) = (C_{FN}/C_{FP}) * pr(1 - Se(cp)) + (1 - pr)(1 - Sp(cp))$
<i>Critérios baseados no máximo χ^2 ou no mínimo p-value</i>	
MinPvalue	Minimiza o p-value associado ao teste estatístico χ^2 que mede a associação entre as variáveis de entrada
<i>Critérios baseados no método da prevalência</i>	
MeanPrev	Probabilidade média de ocorrência
ObservedPrev	Minimiza a função $ cp - pr $, onde pr é estimada a partir da amostra
PrevalenceMatching	Minimiza a função $\{ pr(1 - Se(cp)) - (1 - pr)(1 - Sp(cp)) \}$

4.5. AVALIAÇÃO DO MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE A DESLIZAMENTOS PARA DIFERENTES TEMPOS DE RETORNO DE CHUVA

Para o conjunto de parâmetros com melhor performance, chuvas com tempo de retorno de 5, 25, 50, 90 e 150 anos são avaliadas quanto à contribuição à instabilidade da área de estudo. A curva idf utilizada foi a disponibilizada por Rio de Janeiro (2010), equação (70). Diferentes níveis de água subterrânea também são avaliados (0, 50 e 75 cm). Esse estudo vai permitir tirar algumas conclusões sobre o evento de 1996 na área de estudo.

$$ic = \frac{1423 \times TR^{0,19}}{(t + 14,5)^{0,796}} \quad (70)$$

Em que:

ic = intensidade da chuva (mm/h)

TR = tempo de retorno (anos)

tc = tempo de duração da chuva (min)

O pluviograma utilizado teve forma retangular e a duração da chuva foi de 6 horas. A intensidade obtida para cada tempo de retorno está apresentada na Tabela 15.

Tabela 15 - Intensidade da chuva para os tempos de retorno utilizados na análise

TR (anos)	ic (mm/h)
5	17.28
25	23.46
50	26.76
90	29.93
150	32.98

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. ANÁLISE DOS MODELOS UTILIZADOS

Neste item analisou-se os resultados obtidos pela aplicação dos modelos de estabilidade SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability. Resultados como estabilidade do terreno, a relação entre os dados modelados e medidos e relações entre saturação e declividade são discutidos.

O modelo SINMAP apresenta como resultados o mapa que define o potencial de instabilidade do terreno (Figura 14) e o mapa de saturação (Figura 28).

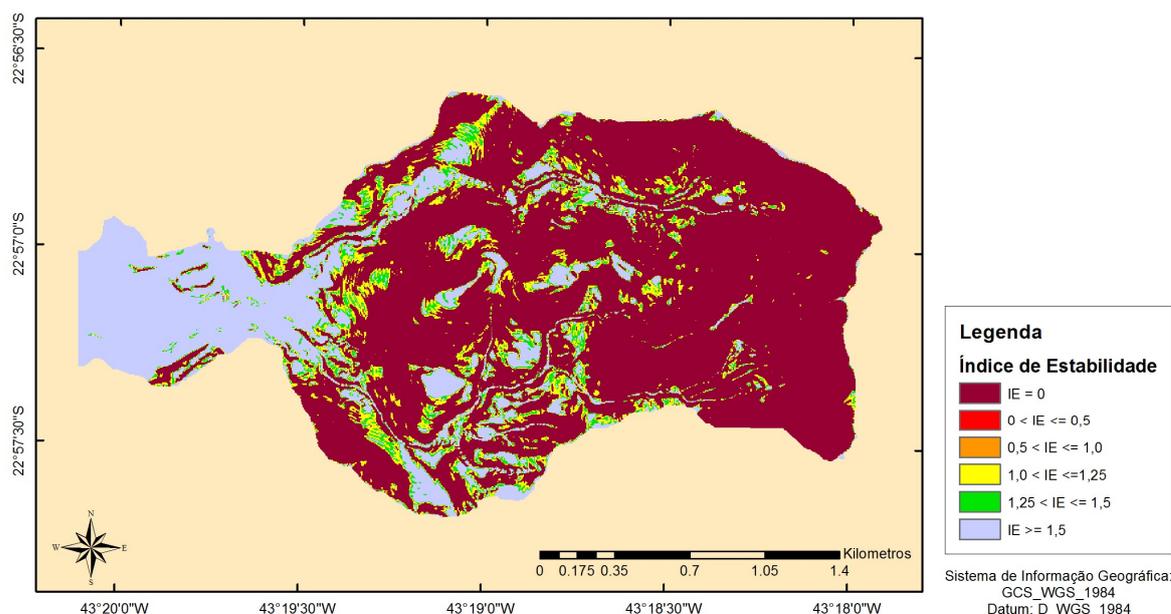


Figura 14 - Mapa de distribuição do índice de estabilidade conforme modelo SINMAP.

O resultado do SHALSTAB é o logaritmo da taxa entre a recarga e a transmissividade necessária para causar a instabilidade da encosta. A Figura 15 mostra o mapa de distribuição de do $\log(r/T)$ na área de estudo. Os locais onde os valores de $\log(r/T)$ são menores necessitam de chuvas menos intensas para desencadear o processo de instabilidade. O resumo dos dados de estabilidade para áreas com e sem ocorrência de deslizamentos calculados pelo SHALSTAB encontra-se na Tabela 17.

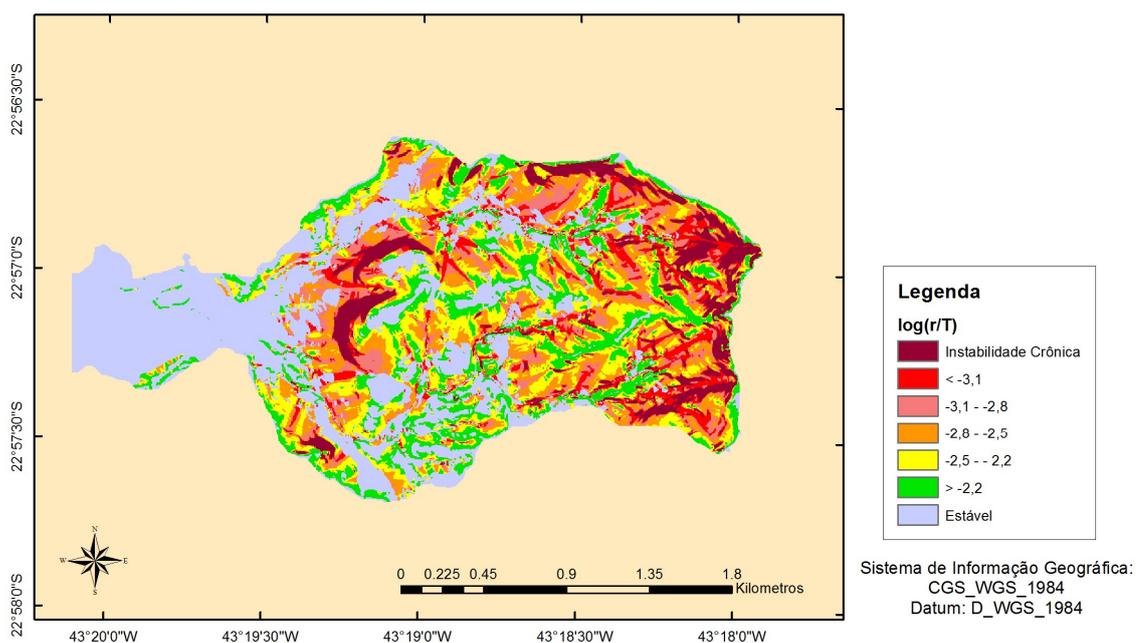


Figura 15 - Distribuição do $\log(r/T)$ na Bacia do Quitite e Papagaio.

O TRIGRS fornece como resultado o FS mínimo em cada célula da malha – Figura 16 (o FS é avaliado em cada profundidade predefinida pelo número de divisões verticais adotada pelo usuário), a profundidade onde foi verificada o menor FS (m) - Figura 33, a profundidade do nível da água (em m, onde a profundidade for 0 significa que o solo está saturado) – Figura 29, e a pressão na profundidade de menor FS (kPa) - Figura 34. Quanto à estabilidade, para propósitos de análise, foi usada a mesma divisão de classes adotada pelo SINMAP uma vez que se tratam da mesma medida. Percebe-se que grande parte da área é considerada instável, com limiares de FS variando entre 0,5 e 1 (limiar inferior) - Tabela 18.

Ambos os módulos do modelo r.slope.stability utilizados, -i e -c, apresentam como resultado o mapa de distribuição espacial do FS na área de estudo conforme Figura 17 e Figura 18, respectivamente. O módulo -c do r.slope.stability foi calculado nessa sessão para se fazer uma análise comparativa do método da encosta infinita e do método do equilíbrio limite 3D na área de estudo. Foi usado para o módulo -c 2500 elipsoides.

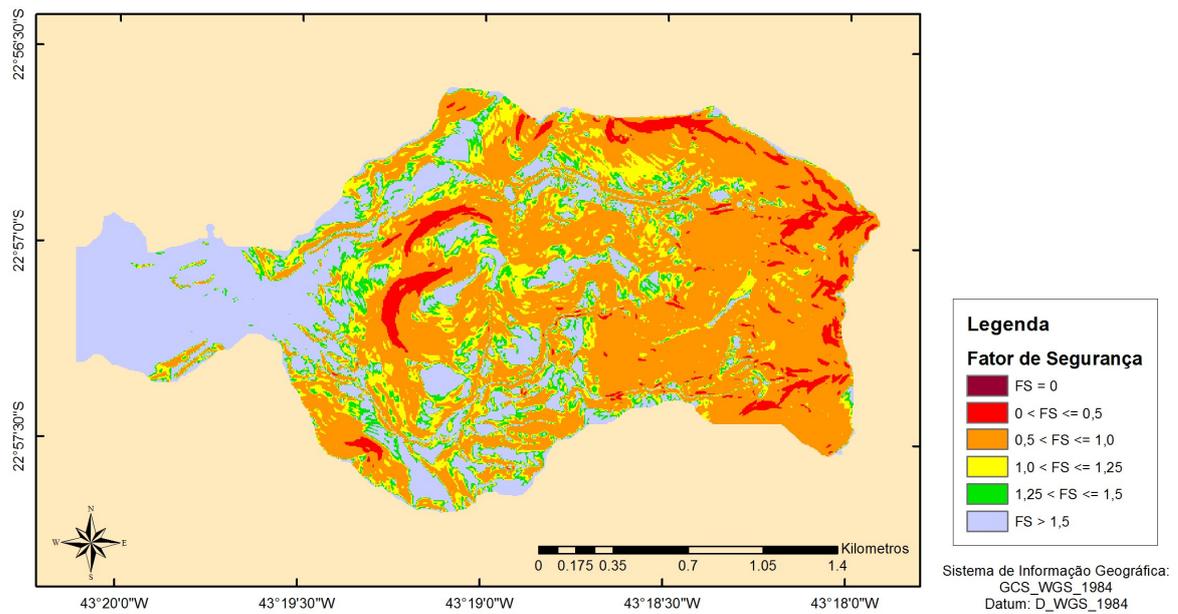


Figura 16 - Distribuição espacial do FS conforme calculado pelo TRIGRS

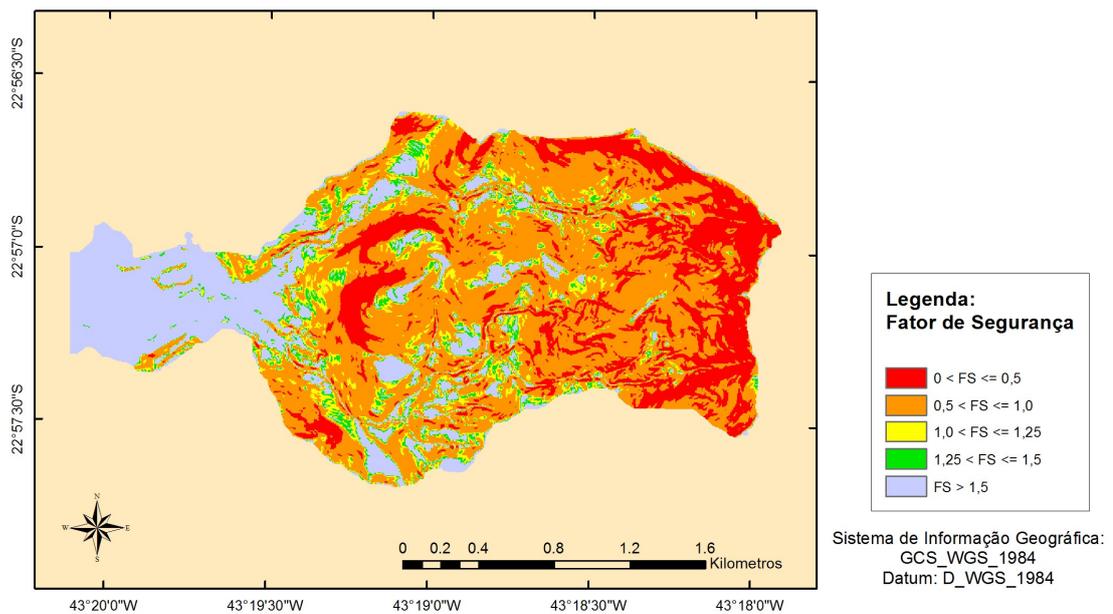


Figura 17 - Mapa de distribuição espacial do FS segundo o modelo r.slope.stability (módulo - i)

Com relação aos mapas de estabilidade, percebe-se por comparação visual que o método do equilíbrio limite 3D possui resultado mais conservador para a área de estudo quando comparado ao método da encosta infinita, indicando que os escorregamentos na área de estudo sejam translacionais conforme relatado por Guimarães *et al.* (2003). Analisando os resultados obtidos pela aplicação do método da encosta infinita, ainda por comparação visual, o SINMAP parece

ser o modelo com resultados mais conservadores. O modelo SHALSTAB e TRIGRS apresentam mapas com uma maior previsão de área estável.

Alguns autores perceberam essa tendência de uma análise conservadora dos modelos de estabilidade. É o caso de Borga *et al.* (2002) usando o SHALSTAB e Meisina e Scarabelli (2007) em sua análise comparativa entre o SHALSTAB e o SINMAP.

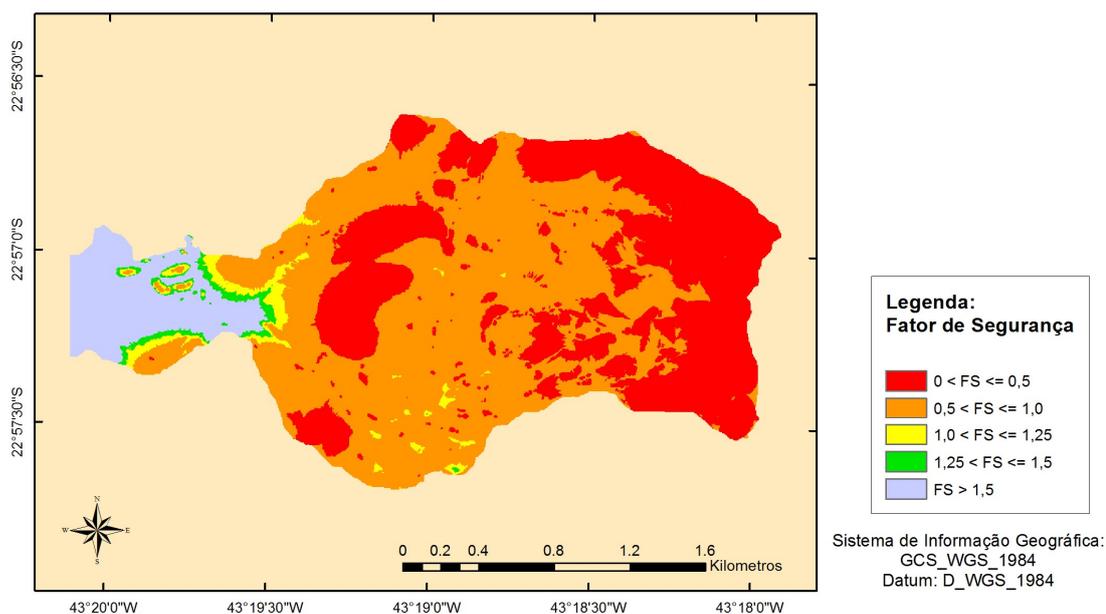


Figura 18 - Mapa de distribuição espacial do FS segundo o modelo r.slope.stability (módulo - c)

As Tabela 16 a Tabela 20, mostram a análise dos resultados obtidos pelos modelos em termos de estabilidade para o SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability módulos -i e -c, respectivamente. As primeiras informações em cada tabela tratam da área prevista em cada classe de estabilidade e a proporção em termos de área total. Nas condições de simulação adotadas, conforme descrito na metodologia, o modelo com maior previsão de área estável foi o SHALSTAB com 32,36% da área considerada estável seguido do TRIGRS (26,22%). O r.slope.stability – módulo -i (20,53%) e o SINMAP (20,37%) apresentaram valores semelhantes de área estável. O módulo -c do r.slope.stability classificou como estável apenas 8,79% de toda a área das bacias, valor bem inferior ao obtido pelo módulo -i do mesmo modelo.

Tabela 16 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo SINMAP

	Estável (IE > 1,5)	Moderadamente estável (1,25 < IE ≤ 1,5)	Quasi-estável (1,0 < IE ≤ 1,25)	Limiar Inferior (0,5 < IE ≤ 1,00)	Limiar Superior (0,00 < IE ≤ 0,5)	Instável (IE = 0,0)
Área (km ²)	0,91	0,20	0,35	0,00	0,00	3,01
% da Região	20,37%	4,55%	7,81%	0,00%	0,00%	67,27%
Número de Deslizamentos	1	1	0	7	24	56
% de Deslizamentos	1,12%	1,12%	0,00%	7,87%	26,97%	62,92%
Densidade de Deslizamentos	1,10	4,91	0,00	-	-	18,60

Tabela 17 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo SHALSTAB

	Estável (r/T = 10)	(-2,2 ≤ r/T < 10)	(-2,5 ≤ r/T < -2,2)	(-2,8 ≤ r/T < -2,5)	(-3,1 ≤ r/T < -2,8)	(10 < r/T < -3,1)	Instável (r/T = -10)
Área (km ²)	1,45	0,63	0,67	0,64	0,40	0,35	0,34
% da Região	32,36%	13,98%	14,92%	14,33%	8,95%	7,83%	7,64%
Número de Deslizamentos	1	22	13	24	8	21	0
% de Deslizamentos	1,12%	24,72%	14,61%	26,97%	8,99%	23,60%	0,00%
Densidade de Deslizamentos	0,69	35,15	19,46	37,40	19,95	59,89	0,00

Tabela 18 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo TRIGRS

	Estável (IE > 1,5)	Moderadamente estável (1,25 < IE ≤ 1,5)	Quasi-estável (1,0 < IE ≤ 1,25)	Limiar Inferior (0,5 < IE ≤ 1,00)	Limiar Superior (0,00 < IE ≤ 0,5)	Instável (IE = 0,0)
Área (km ²)	1,18	0,32	0,58	2,20	0,21	0,00
% da Região	26,22%	7,06%	12,98%	49,16%	4,59%	0,00%
Número de Deslizamentos	2	2	10	75	0	0
% de Deslizamentos	2,25%	2,25%	11,24%	84,27%	0,00%	0,00%
Densidade de Deslizamentos (nr. Eventos/Km ²)	1,70	6,32	17,20	34,05	0,00	-

Tabela 19 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo r.slope.stability (módulo -i)

	Estável (IE > 1,5)	Moderadamente estável (1,25 < IE ≤ 1,5)	Quasi-estável (1,0 < IE ≤ 1,25)	Limiar Inferior (0,5 < IE ≤ 1,00)	Limiar Superior (0,00 < IE ≤ 0,5)	Instável (IE = 0,0)
Área (km ²)	0,92	0,21	0,36	2,10	0,88	0,00
% da Região	20,53%	4,73%	8,12%	46,92%	19,70%	0,00%
Número de Deslizamentos	1	1	2	67	18	0
% de Deslizamentos	1,12%	1,12%	2,25%	75,28%	20,22%	0,00%
Densidade de Deslizamentos (nr. deslizamentos/Km ²)	1,09	4,72	5,49	31,87	20,40	-

Tabela 20 - Dados estatísticos da área de estudo baseados nos resultados do modelo r.slope.stability (módulo -c)

	Estável (FS > 1,5)	Moderadamente estável (1,25 < FS ≤ 1,5)	Quasi-estável (1,0 < FS ≤ 1,25)	Limiar Inferior (0,5 < FS ≤ 1,00)	Limiar Superior (0,00 < FS ≤ 0,5)	Instável (FS = 0,0)
Área (km ²)	0,39	0,06	0,10	2,31	1,62	0,00
% da Região	8,79%	1,28%	2,31%	51,54%	36,08%	0,00%
Número de Deslizamentos	0	0	0	47	42	0
% de Deslizamentos	0,00%	0,00%	0,00%	52,81%	47,19%	0,00%
Densidade de Deslizamentos (nr. deslizamentos/Km ²)	0,00	0,00	0,00	20,35	25,98	-

Com relação a área prevista como incondicionalmente instável, apenas os modelos SINMAP e SHALSTAB apresentaram regiões com essa classificação, sendo 67,27% no SINMAP e 7,64% no SHALSTAB, sendo, portanto, o SINMAP o modelo com maior área incondicionalmente instável classificada. A Figura 19 mostra graficamente a distribuição da área das bacias em classes de estabilidade, conforme foi descrito nos parágrafos anteriores.

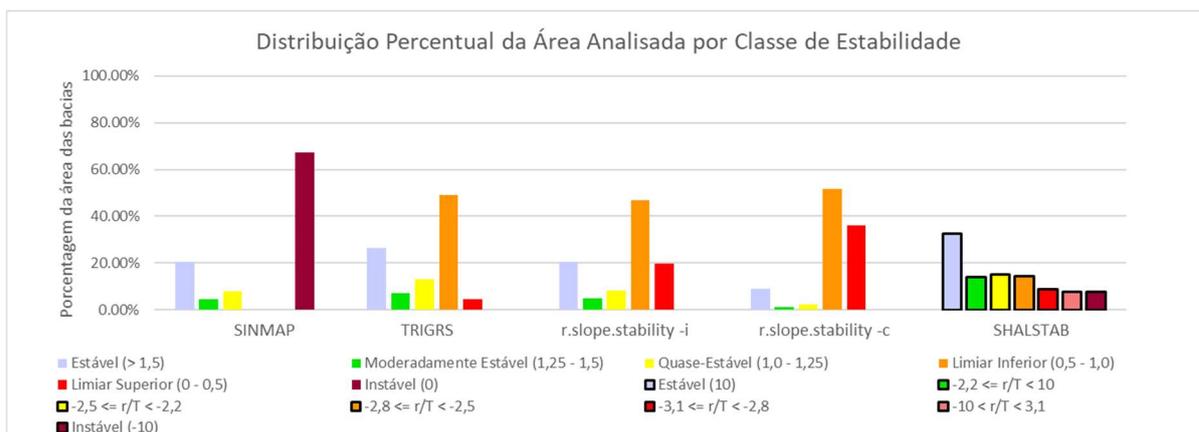


Figura 19 - Distribuição percentual da área de estudo em classes de estabilidade para os modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB.

As demais linhas das tabelas tratam das áreas onde foram observados deslizamentos na área para o evento em análise. A primeira informação sobre os deslizamentos observados é o número de deslizamentos observados em cada classe de estabilidade calculada pelos modelos, seguida pela mesma informação em forma percentual. A última informação da tabela é sobre a densidade de deslizamentos para cada classe de estabilidade.

É importante lembrar que todos os modelos analisados neste trabalho são modelos baseados em MDE de grades regulares, por isso os valores de estabilidade identificados em cada deslizamento inventariado são valores médios dos pixels localmente coincidentes aos deslizamentos inventariados. Isso explica, por exemplo, o motivo de haver deslizamentos observados em classes não previstas na área total das bacias.

Com exceção do SINMAP, nenhum outro modelo identificou deslizamentos em áreas classificadas como incondicionalmente instável. Isso porque as áreas com essa classificação são geralmente áreas com declividade elevada, onde o solo solto já não existe e a rocha se apresenta de forma exposta. No SINMAP grande parte dos deslizamentos mapeados estão situados em áreas classificadas como incondicionalmente instável (62,92%). Isso se deve à

elevada previsão de área incondicionalmente instável do modelo, o que aumenta as chances de um deslizamento observado está localizado em áreas com essa classificação.

Com exceção do módulo -c do r.slope.stability, os demais modelos apresentaram uma pequena quantidade de deslizamentos observados localizados em áreas classificadas como incondicionalmente estáveis, o que representou no máximo 2,25% das observações. Em todos os modelos, a maioria dos deslizamentos observados estão localizados em áreas com potenciais moderados a altos de deslizamentos, principalmente nas classes limiar superior e limiar inferior. O SHALSTAB é o modelo que apresenta a distribuição dos deslizamentos observados mais igualitária entre as classes de estabilidade. Talvez porque o modelo seja o menos conservador de todos os analisados, isso leva a que as áreas da bacia sejam melhor distribuídas em todas as classes de estabilidade. A Figura 20 demonstra graficamente os resultados relatados nos parágrafos anteriores.

Assim como nesse trabalho, alguns autores perceberam uma tendência de os deslizamentos observados estarem situados em regiões classificadas com algum grau de instabilidade. Borga *et al.* (2002) observaram que a distribuição dos deslizamentos observados ocorriam mais em áreas com pequena chuva crítica e concluíram que, por isso, o SHALSTAB indicaria áreas com maior tendência a deslizamentos. Guimarães *et al.* (2003) verificaram uma maior ocorrência de deslizamentos em classes com alto grau de instabilidade. Da mesma forma que Borga *et al.* (2002), Meisina e Scarabelli (2007) deduziram que o SHALSTAB é um bom modelo para identificação de áreas susceptíveis a deslizamentos por concentrar o maior número de deslizamentos observados em áreas de alto grau de instabilidade.

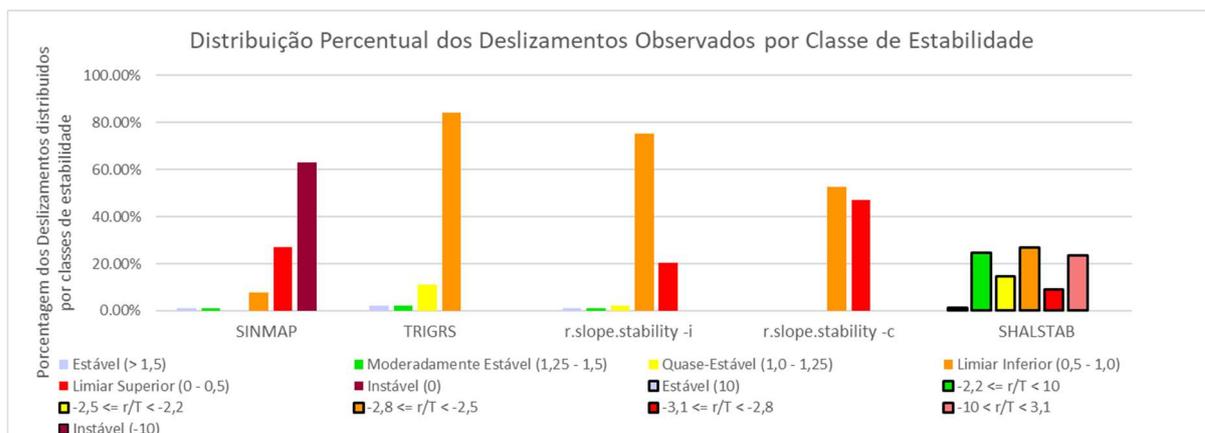


Figura 20 - Distribuição dos deslizamentos observados em classes de estabilidade conforme previsões dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB

Com exceção do SHALSTAB, os modelos tiveram um maior número de deslizamentos observados nas categorias que tiveram maior área prevista. O SHALSTAB apresentou como maior área prevista a classe estável, sendo responsável por apenas um deslizamento observado. Dentre as categorias com algum grau de instabilidade, aquela que teve maior área prevista foi a classe com $\log(r/T)$ entre -2,5 e -2,2. Entretanto o maior número de deslizamentos foi verificado na classe com $\log(r/T)$ entre -2,8 e -2,5. Essa classe necessita de uma chuva menor para que os deslizamentos ocorram então é uma classe mais instável sendo possível que os deslizamentos possam ter ocorridos em áreas com maior grau de instabilidade.

É importante lembrar que tanto a previsão correta de áreas de instabilidade como a de estabilidade é importante no estudo de processos de deslizamentos. É importante que se preveja com confiabilidade tais locais a fim de não criar uma descrença da população quanto ao método de análise. Essa desconfiança pode ser um fator que torna as decisões de gestão ineficientes, caso a população tenha que atuar de forma a contribuir com o sucesso da política implementada.

A declividade é um fator importante na análise de estabilidade. Os gráficos das Figura 21 e Figura 22 mostram que a declividade do terreno cresce com a instabilidade do mesmo tanto na análise geral quanto na análise de áreas de deslizamentos observados, mostrando a relevância da topografia na análise de estabilidade. A única exceção encontrada foi a declividade dos deslizamentos do modelo SHALSTAB que diminuiu na classe com $\log(r/T)$ entre -3,1 e -2,8 (Figura 22).

A Figura 23 também demonstra a relação entre declividade e instabilidade para o modelo SHALSTAB. Observando os dados relativos ao modelo SINMAP, TRIGRS e *r.slope.stability* (módulos -i e -c), percebe-se que a estabilidade diminui com o aumento da declividade tanto numa análise geral como na análise dos deslizamentos mapeados. Para o modelo SHALSTAB percebe-se pela análise dessa figura que os valores extremos de estabilidade estão relacionados com baixas (no caso de áreas incondicionalmente estáveis) ou altas declividades (no caso de área incondicionalmente instáveis). Declividades entre 0,35 rad e 0,8 rad estão relacionadas com as demais classes de estabilidade. Os deslizamentos apresentaram-se em locais com valores de declividade que variaram entre 0,20 rad e 0,85 rad, sendo que a maior parte deles concentraram entre valores de declividade entre 0,45 rad e 0,80 rad. É importante deixar claro

que o r.slope.stability tem valores de fator de segurança elevados pois não possui corte em seus valores, diferente do que acontece com o TRIGRS, por exemplo, que limita o fator de segurança a 10 (Baum *et al.*, 2008).

Muitos autores também verificaram essa relação entre aumento de instabilidade com o aumento da declividade. É o caso de Guimarães *et al.* (2003), Meisina e Scarabelli (2007), Guimarães *et al.* (2009), Michel *et al.* (2011), Dourado e Roig (2012) e Mergili e Chu (2015).

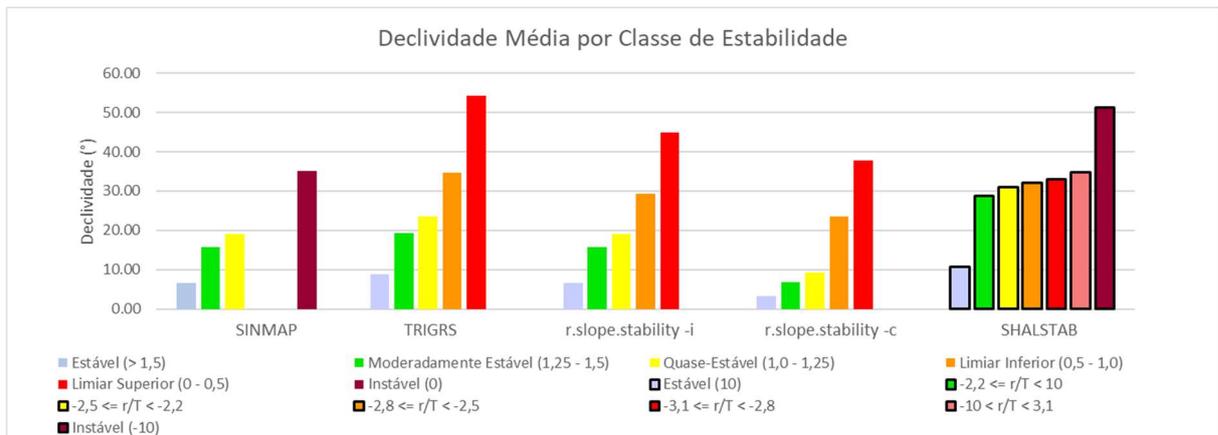


Figura 21 - Declividade média da área de estudo por classe de estabilidade conforme os previsão dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB

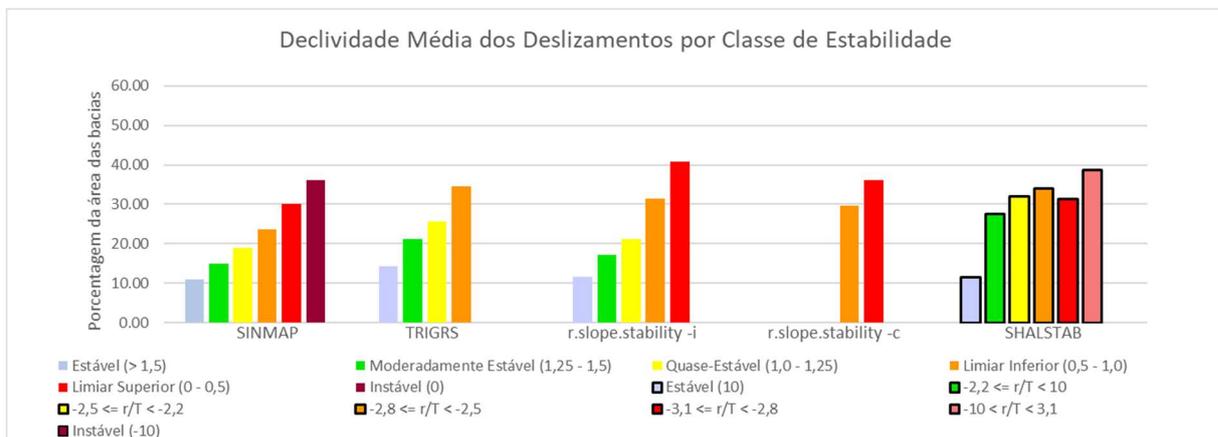


Figura 22 - Declividade média dos deslizamentos observados por classe de estabilidade conforme os previsão dos modelos SINMAP, TRIGRS, r.slope.stability (módulos -i e -c) e SHALSTAB

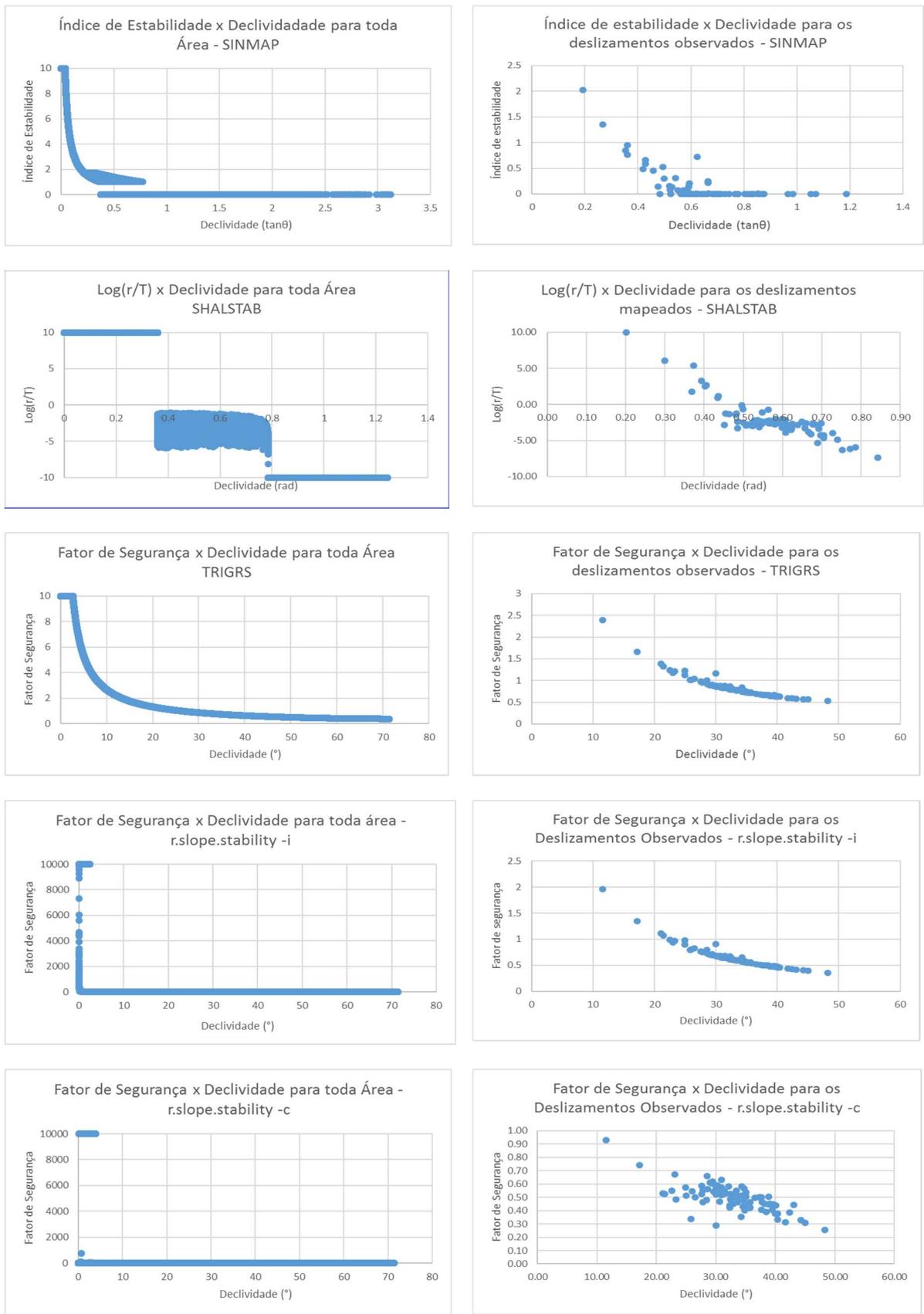


Figura 23 - Log(r/T) versus declividade para a área de estudo

A área de contribuição é outra saída importante dos modelos SINMAP e SHALSTAB. Ela indica quando do fluxo da bacia é convertido para o ponto de análise. Pontos com maiores áreas de contribuição são possivelmente mais propensos a processos de instabilidade por ter maior concentração de água como verificado por Michel *et al.* (2011). Percebe-se essa característica nos valores de número de células de contribuição por classe de estabilidade nas categorias intermediárias de instabilidade referente ao modelo SHALSTAB, conforme Figura 24. Isso porque as classes extremas do SHALSTAB (estável e incondicionalmente instável) são analisadas considerando apenas atributos topográficos, enquanto que as demais classes também consideram a chuva para definir seu grau de estabilidade.

É possível verificar ainda pela análise da Figura 24 que as células consideradas estáveis possuem uma média elevada de células de contribuição e as células consideradas instáveis possuem uma média pequena de células de contribuição. O gráfico relacionado ao SHALSTAB na Figura 25 também ilustra esse comportamento. Isso acontece porque a instabilidade está diretamente relacionada com a declividade. Regiões de cabeceira de rios são, em geral, áreas de maior altitude e declividade, entretanto, possui uma pequena área de contribuição. Já as áreas de foz são geralmente áreas de pouca declividade, entretanto, nesse ponto, a bacia como um todo contribui em termos de fluxo de água. Por isso, áreas estáveis possuem um número maior de células de contribuição que as áreas instáveis. Esse último comportamento é o que também é observado no SINMAP. Pelo gráfico da Figura 25 relacionado ao SINMAP, percebe-se que as classes com maior estabilidade possuem as células com maiores áreas de contribuição. A maior parte dos deslizamentos observados se encontra em regiões com baixa área de contribuição para ambos modelos. Para o SINMAP, os deslizamentos apresentaram um valor médio de área de contribuição de 156,12 células o que corresponde a 2,75% da área de contribuição para áreas consideradas estáveis pelo modelo. Já a declividade média nas áreas de deslizamento é de 0,70 ($\tan\beta$). Para o SHALSTAB, os valores médios de área de contribuição e declividade para os deslizamentos mapeados foram 189,97 células e 0,61 radianos, respectivamente. O comportamento descrito acima também foi verificado por Gerente *et al.* (2014) pela aplicação do SHALSTAB.

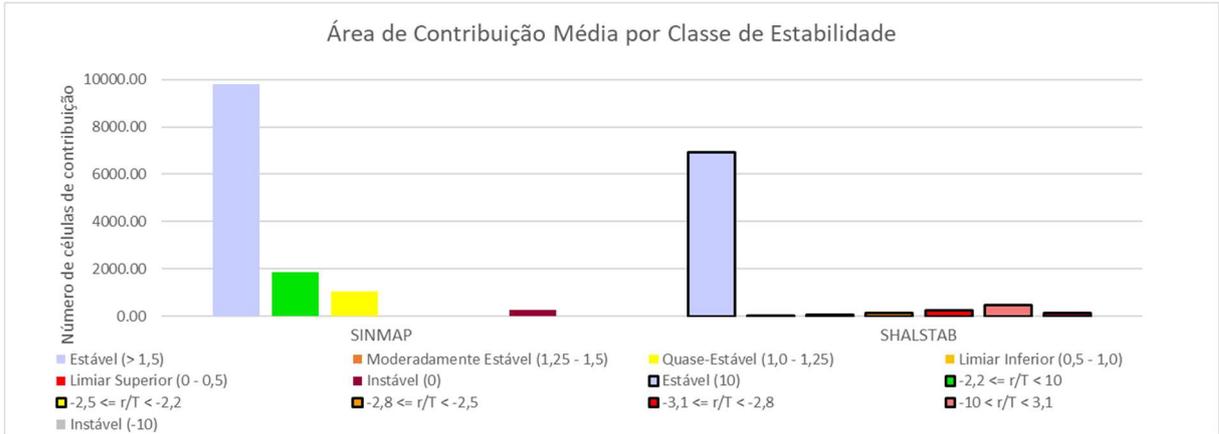


Figura 24 - Número de células de contribuição média por classe de estabilidade

A relação inversa entre a área de contribuição e a declividade também pode ser verificada pela Figura 26. Mesmo tendo a mesma tendência inversa entre a declividade e a área de contribuição, percebe-se um comportamento diferente entre os gráficos da Figura 26 referentes aos modelos SINMAP e SHALSTAB. Mesmo sendo modelos muito similares, eles adotam modelos de fluxo diferentes. O SINMAP usa o método D_{∞} para o cálculo dos caminhos de fluxo, enquanto o SHALSTAB calcula a área de drenagem de cada célula considerando o gradiente de cada célula de jusante. Dourado e Roig (2012) também atribuíram as diferenças nos resultados entre os dois modelos a diferenças no modelo de direcionamento de fluxo.

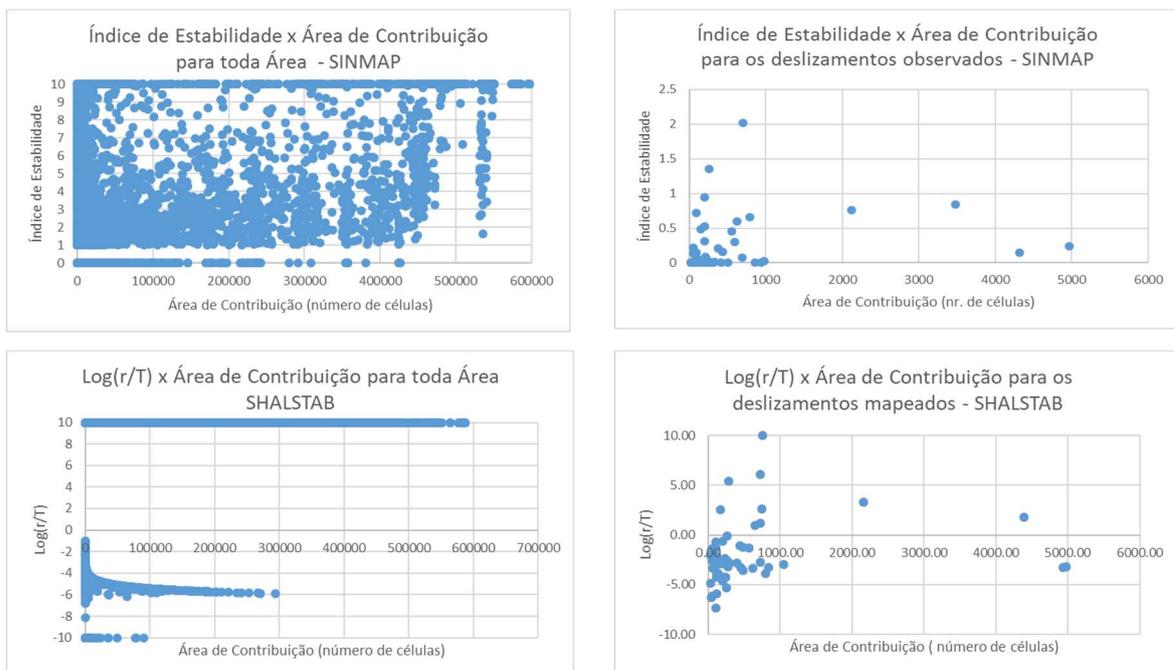


Figura 25 - Relação entre a área de contribuição e a estabilidade para os modelos SINMAP e SHALSTAB

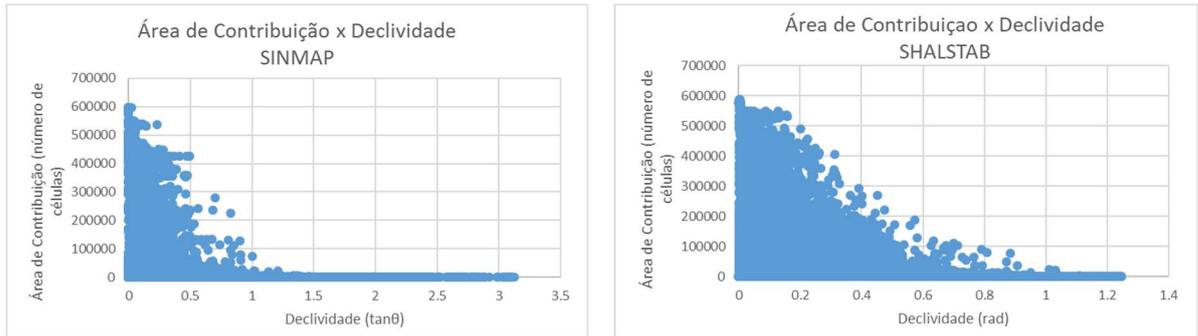


Figura 26 - Relação entre a área de contribuição e a declividade para os modelos SINMAP e SHALSTAB

O SHALSTAB também apresenta como resultado um gráfico com uma análise entre $\log(r/T)$, área de contribuição e declividade, conforme mostrado na Figura 27. Considerando a chuva de 144 mm adotada, o valor de $\log(r/T)$ menor que -2,8 seria a referência para o evento estudado. Entretanto, observando o gráfico da Figura 27 verifica-se o valor de $\log(r/T)$ menor que -2,2 apresenta maiores chances de apresentar eventos de instabilidade. Essa observação pode indicar que valores maiores de chuva seriam necessários para provocar os deslizamentos observados. Outra observação que pode ser verificada pela análise da Figura 27 é que existe uma tendência de aumento da área de contribuição com a diminuição da declividade local.

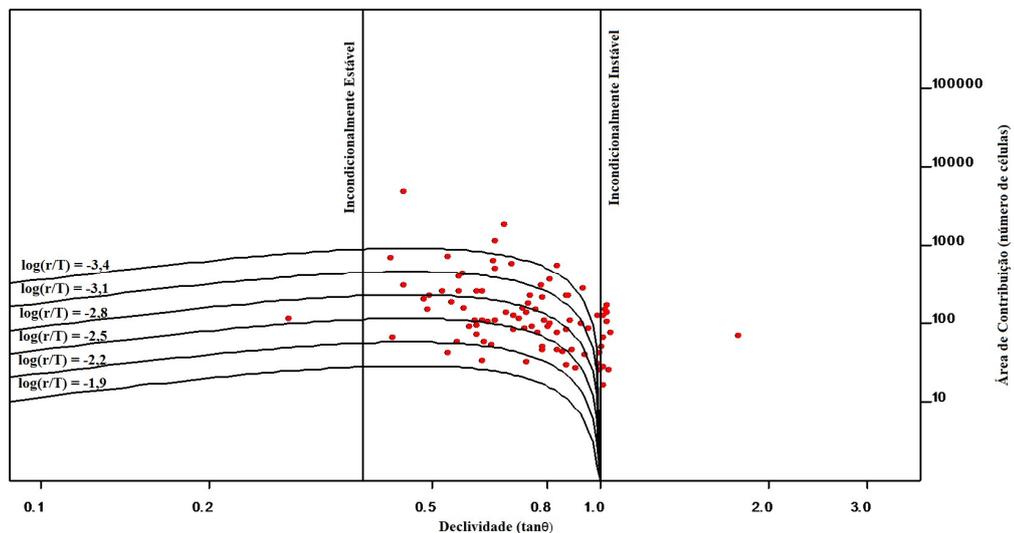


Figura 27 - Distribuição dos deslizamentos registrados pela área de contribuição e declividade e análise dos valores de $\log(r/T)$

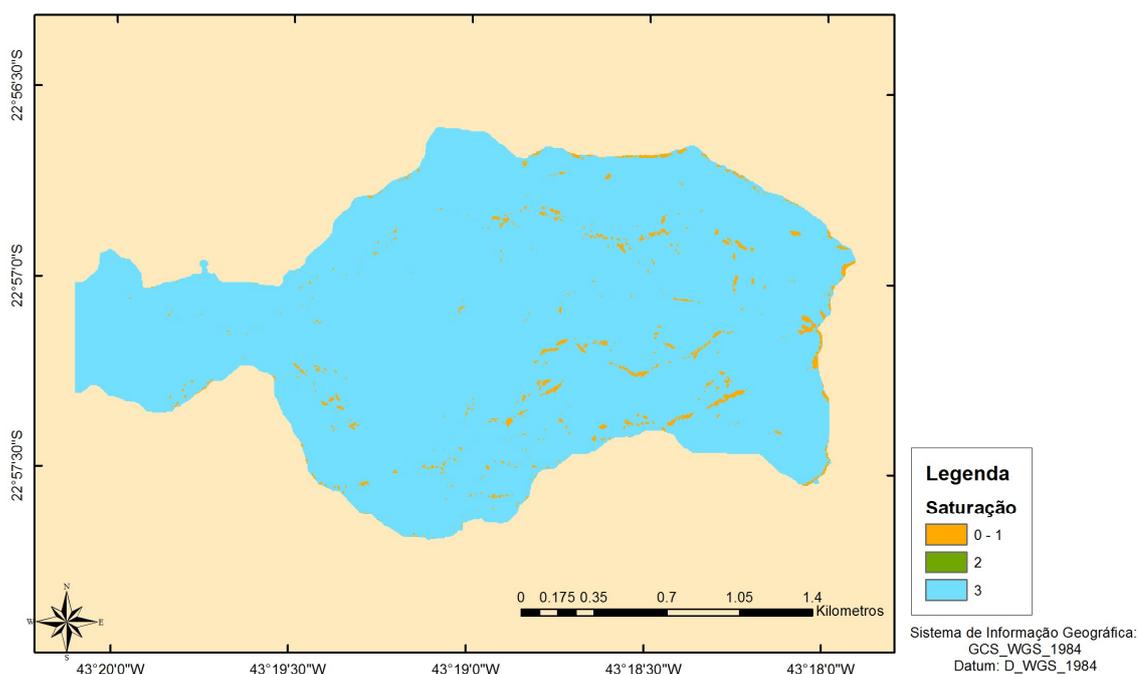


Figura 28 - Mapa de saturação do solo calculado pelo SINMAP

O SINMAP e o TRIGRS também apresentam como resultado o nível de saturação (ou profundidade do nível da água subterrânea) em toda a bacia, conforme os mapas das Figura 28 e Figura 29, respectivamente. Percebe-se pela análise dos mapas, que praticamente toda a área de estudo se encontra saturada ao final da análise tanto pela previsão do modelo SINMAP quanto pela previsão do modelo TRIGRS. Apenas 2,09% da área no SINMAP e 0,02% no TRIGRS não se encontra saturada. Os resultados do TRIGRS mostram que os únicos locais não saturados são aqueles que possuem declividade bem elevada (acima de 67°). No SINMAP, as áreas não saturadas o teor de umidade varia entre parcialmente úmido (teor de água maior ou igual a 10%) ou parcialmente seco (teor de umidade menor que 10%).

Como os parâmetros mínimos e máximos usados na avaliação de estabilidade realizada pelo SINMAP foram os mesmos, não foi verificada no mapa de saturação (Figura 28) nenhuma célula classificada como do tipo 2, ou seja, saturada ou não saturada dependendo dos limiares aplicados (valores máximos e mínimos dos parâmetros). Isso era esperado uma vez que os limites são iguais.

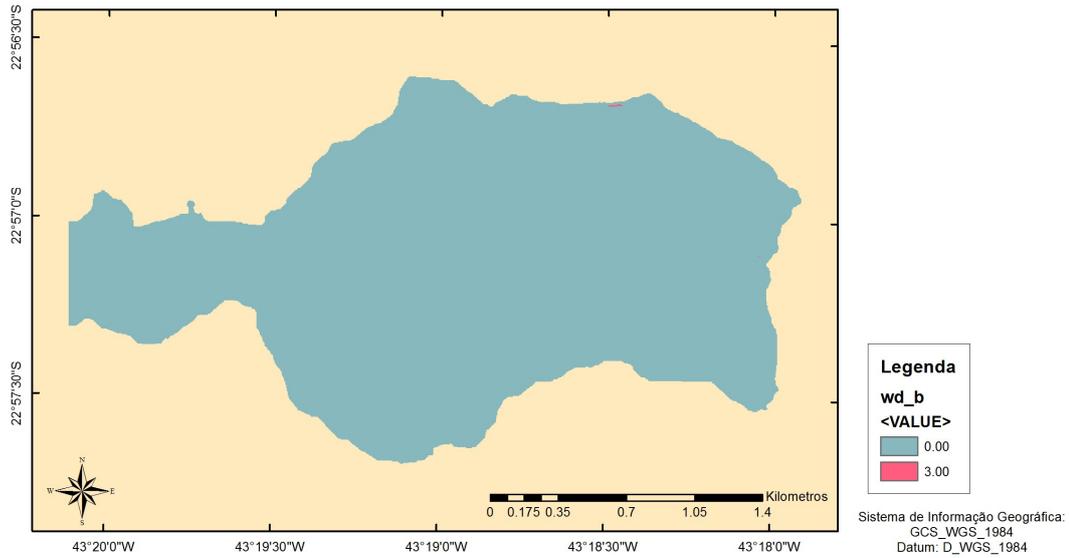


Figura 29 - Distribuição do nível do lençol freático ao final da chuva de projeto conforme cálculo do TRIGRS

Os gráficos da Figura 30 mostram que os deslizamentos inventariados ocorrem em áreas saturadas para ambos os modelos, SINMAP e TRIGRS. Porém, não se pode concluir que a saturação é responsável por áreas de instabilidade uma vez que grande parte da bacia está saturada conforme os modelos. Prova disso é que existe regiões com baixo índice de estabilidade que não se encontram saturada.

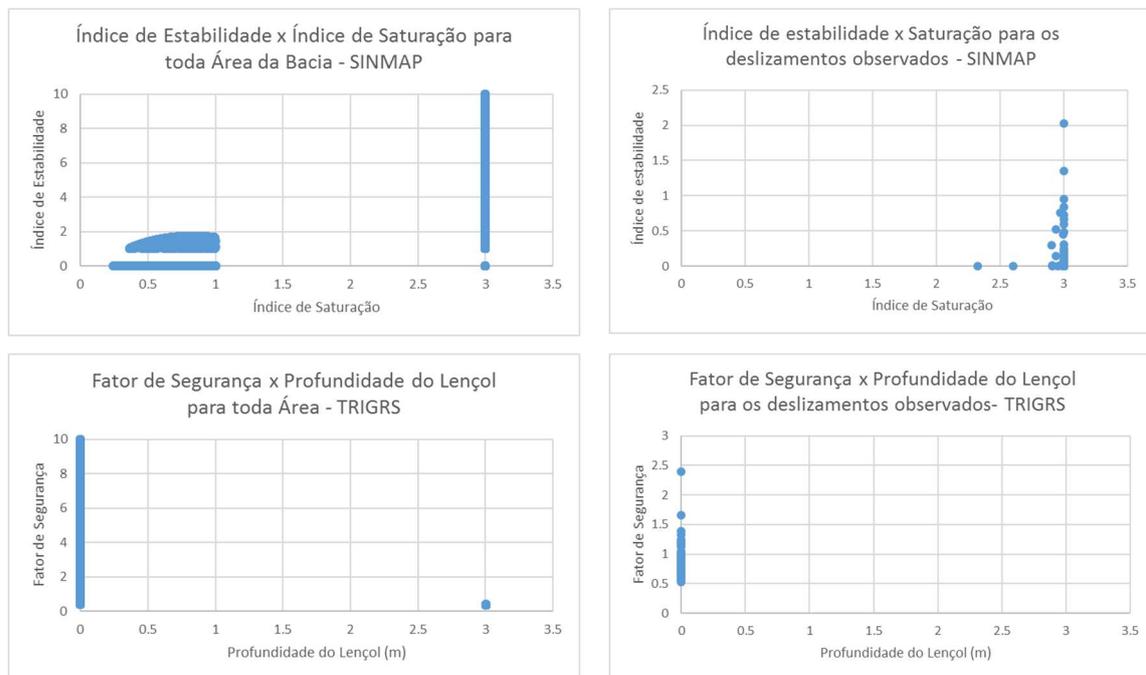


Figura 30 - Relação entre a estabilidade e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelos modelos SINMAP e TRIGRS

Essa situação pode ter ocorrido em áreas com declividade elevada como pode ser verificado pelo gráfico da Figura 31 para o modelo TRIGRS. Pela análise dos dados produzidos pelo SINMAP, os deslizamentos em áreas não saturadas acontecem em regiões de alta declividade. Dados do SINMAP também mostram que os deslizamentos ocorridos em áreas com declividade elevada possuem baixas áreas de contribuição (Figura 32). Outro fator perceptível pela Figura 32 é que áreas não saturadas possuem baixas áreas de contribuição e índice de estabilidade variando entre 0 e 2.

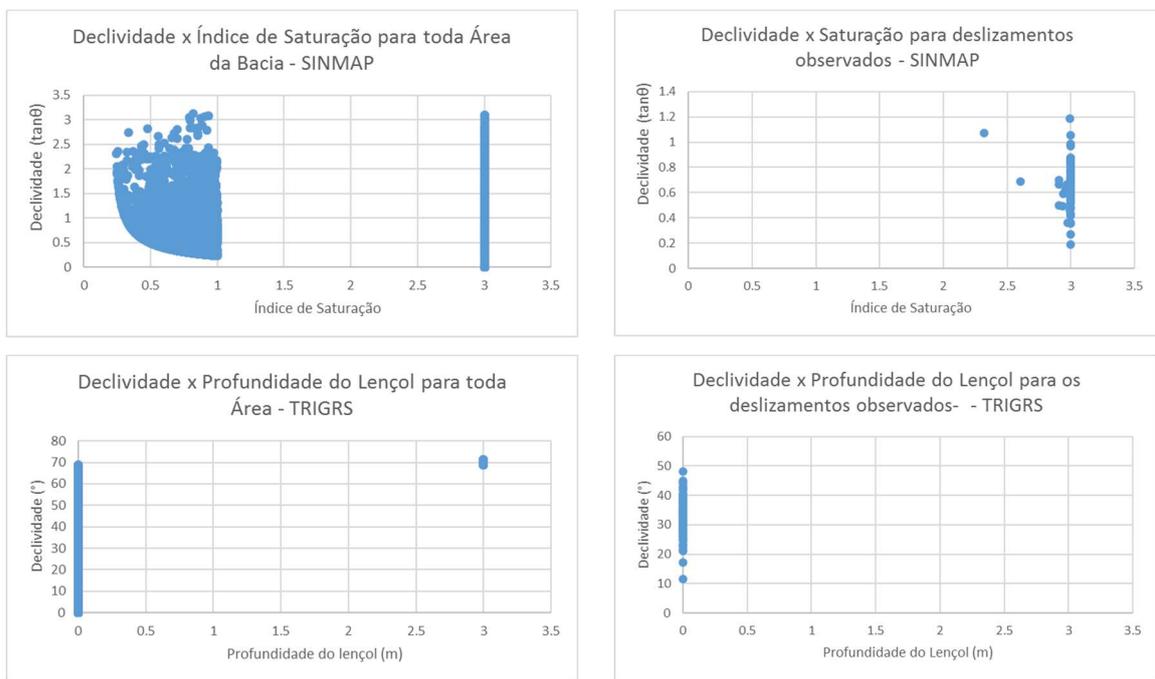


Figura 31 - Relação entre a declividade e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelos modelos SINMAP e TRIGRS

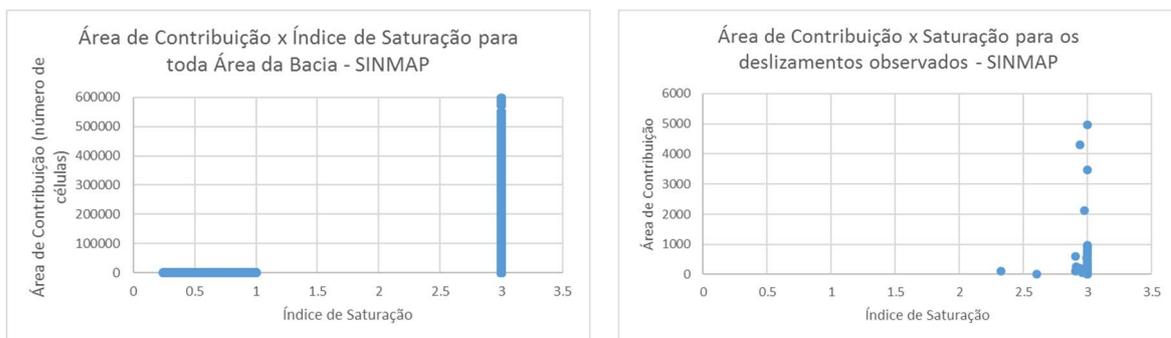


Figura 32 - Relação entre a área de contribuição e a saturação para toda a área da bacia e para os deslizamentos mapeados conforme previsto pelo modelo SINMAP

A alta influência da declividade nas saídas do modelo tais como fator de segurança/índice de estabilidade, área de contribuição e saturação, indica que os modelos são fortemente dependentes dos parâmetros topográficos.

O TRIGRS também apresenta como resposta o mapa de distribuição da profundidade de menor FS (Figura 33) e a pressão na profundidade de menor FS (Figura 34).

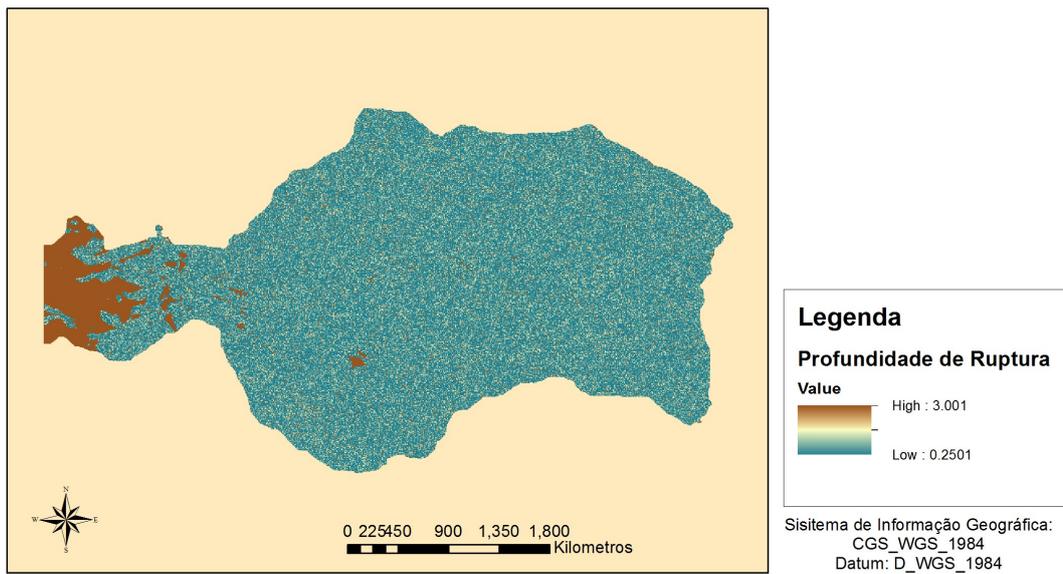


Figura 33 - Distribuição espacial da profundidade de menor FS calculado pelo TRIGRS

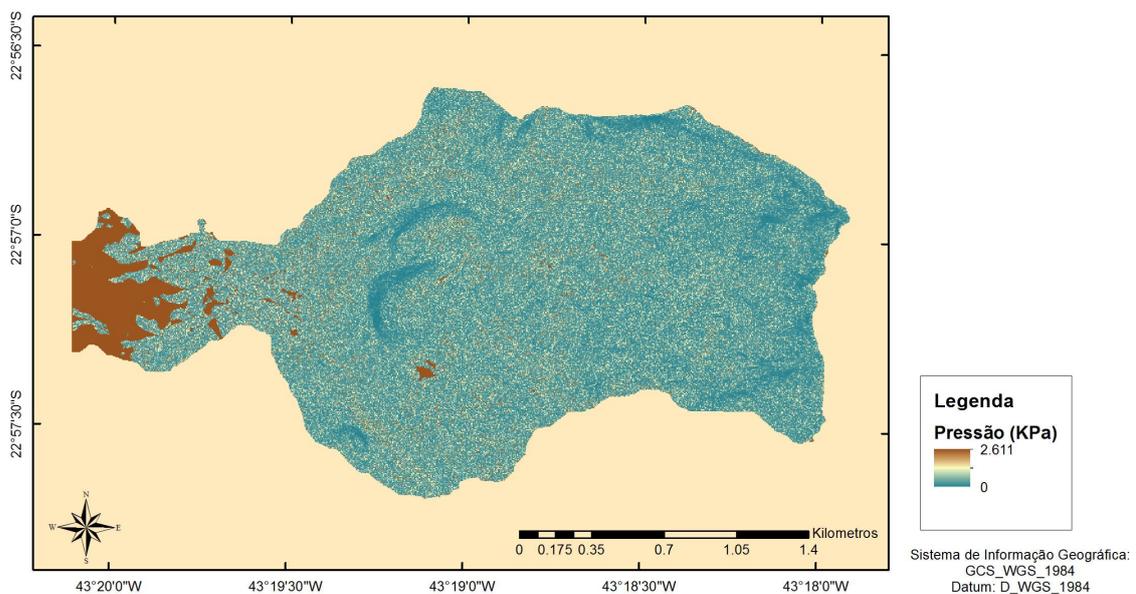


Figura 34 - Distribuição espacial da pressão na profundidade de ruptura conforme cálculo do TRIGRS

5.2. ANÁLISE COMPARATIVA DOS MODELOS UTILIZADOS

Utilizando os índices propostos por Sorbino *et al.* (2007) e Sorbino *et al.* (2010), os mapas de análise de estabilidade produzidos pelos modelos SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability e o inventário de deslizamentos, formulou-se a Tabela 21 com os valores usados para comparação entre os modelos.

Tabela 21 - Índices comparativos dos modelos aplicados

Verificações	Modelo									
	SINMAP		SHALSTAB		TRIGRS		r.slope.stability (encosta Infinita)		r.slope.stability (elipsoides)	
	Nr. Células	Percentual	Nr. Células	Percentual	Nr. Células	Percentual	Nr. Células	Percentual	Nr. Células	Percentual
Verdadeiro Positivo	8093	2,89%	3730	1,33%	7423	2,65%	8163	2,91%	8630	3,08%
Verdadeiro Negativo	91036	32,51%	216072	77,16%	128432	45,86%	93145	33,26%	34749	12,41%
Falso Positivo	180370	64,41%	55334	19,76%	142974	51,06%	178261	63,66%	236657	84,51%
Falso Negativo	537	0,19%	4900	1,75%	1207	0,43%	467	0,17%	0	0,00%
Índice de Sucesso	93,78%		43,22%		86,01%		94,59%		100,00%	
Índice de Erros	66,46%		20,39%		52,68%		65,68%		87,20%	
Índice de Sucesso/Índice de Erros	1,41		2,12		1,63		1,44		1,15	
Índice de Desempenho	0,64		0,61		0,67		0,64		0,56	
Probabilidade de uma célula predita como falha realmente falhar	4,29%		6,32%		4,94%		4,38%		3,52%	

Pelos dados expostos na Tabela 21, percebe-se que o modelo com melhor performance geral, considerando o índice proposto por Sorbino *et al.* (2010), foi obtida pelo modelo SHALSTAB. O modelo r.slope.stability e SINMAP apresentaram o maior índice de sucesso. Esse resultado é atribuído à grande proporção de células classificadas como verdadeiro positivo, visto que, num modelo conservativo, como demonstrou ser o SINMAP e a abordagem -c do r.slope.stability, uma maior área será considerada instável (verdadeiro positivo + falso positivo), o que leva conseqüentemente a um maior índice de erro.

O SHALSTAB apresentou a maior taxa entre índice de sucesso e índice de erro dentre os modelos com análise de estabilidade por encosta infinita, mesmo tendo um baixo índice de sucesso (o menor entre todos os modelos analisados). Esse resultado pode ser atribuído ao baixo índice de erro e não por sua melhor eficiência em termos globais.

Considerando ainda a probabilidade de falha ser concretizada para cada modelo, percebe-se um baixo índice de acerto em todos os modelos. O melhor modelo com relação a essa probabilidade também é o SHALSTAB. Entretanto, a probabilidade também é influenciada pela baixa previsão de células positivas pelo modelo o que diminui a probabilidade do modelo indicar uma célula como instável (denominador) e por isso aumenta a eficiência do modelo.

Para tentar corrigir essa imprecisão do índice proposto por Sorbino *et al.* (2010), é importante que se tenha um outro índice que evite a obtenção de valores de desempenho elevados mesmo quando se tem um índice de sucesso baixo, apenas por apresentar um índice de erro relativamente mais baixos que o índice de sucesso, tal qual como observado acima. Por isso, o índice de desempenho (ID) aposentado pela equação (71) é sugerido.

$$ID = \frac{\frac{AE}{AI} x TP + TN}{TN + FP + \frac{AE}{AI} (TP + FN)} \quad (71)$$

Em que:

AE = área estável

AI = área instável

De forma geral, existe um maior número de área estável que área instável na área de estudo. Como para a previsão de estabilidade é importante tanto se prever corretamente a área instável como a área estável, o índice de desempenho proposto trabalha com um fator (AE/AI) que objetiva dar o mesmo peso às previsões corretas de células instável quanto às previsões corretas de células estáveis. O denominador é igual ao maior valor possível para o numerador, de forma que o índice de desempenho tem valor entre 0 e 1.

Observando os dados da Tabela 21, percebe-se que, na avaliação ampla, a aplicação do índice proposto corrige o erro observado na razão entre o índice de sucesso e o índice de erro. Considerando o índice proposto, o TRIGRS é o modelo com melhor desempenho dentre aqueles analisados.

Além da melhor performance obtida pela análise do índice proposto, o TRIGRS é um modelo interessante por permitir analisar áreas com diferentes níveis de água subterrânea iniciais. Outras vantagens do TRIGRS em relação aos demais modelos é que realiza análise hidrológica e permite avaliar chuvas com diferentes hidrogramas e intensidades, inclusive espacialmente distribuídas. Os demais modelos fazem uma análise temporal estática.

Com relação aos resultados, o TRIGRS oferece como resultados possíveis arquivos distribuídos com o valor do nível da água subterrânea, pressão na profundidade de ruptura, além da profundidade de ruptura e do FS mínimo. Outra informação que o TRIGRS disponibiliza é a viabilidade de avaliações parciais em tempos pré-definidos pelo usuário.

Por todo exposto o TRIGRS foi o modelo escolhido entre aqueles testados para desempenhar as análises de sensibilidade abaixo.

5.3. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

Nessa seção são apresentados os resultados das análises de sensibilidade da avaliação dos parâmetros de coesão e ângulo de atrito (teste A - 5.3.1), dos parâmetros de condutividade hidráulica e profundidade do lençol (teste B - 5.3.2), dos parâmetros de condutividade hidráulica e profundidade do lençol para duas durações de chuva (teste C - 5.3.3), dos parâmetros de condutividade hidráulica e profundidade do lençol para dois diferentes hidrogramas (teste D - 5.3.4), da taxa de infiltração de longo termo (teste E - 5.3.5) e parâmetros de condutividade hidráulica, profundidade do lençol, coesão e ângulo de atrito (teste F - 5.3.6).

5.3.1. Teste A – coesão e ângulo de atrito

A sensibilidade dos parâmetros geotécnicos de coesão e ângulo de atrito foi testada usando o modelo TRIGRS. Para esse teste considerou-se o solo saturado. O parâmetro de coesão variou entre 0 - 24 kPa enquanto os valores do ângulo de atrito testados variaram entre 21° - 45°. A condutividade hidráulica, taxa de infiltração inicial, difusividade, umidade volumétrica de água residual e demais parâmetros foram adotados conforme Tabela 13.

A Figura 35 mostra os resultados em termos da curva ROC (medida superior em cada quadro da figura) e da medida de conservação (valor inferior) obtidos para os subconjuntos de simulações realizadas variando-se os valores de coesão (ordenadas) e ângulo de atrito (abcissas).

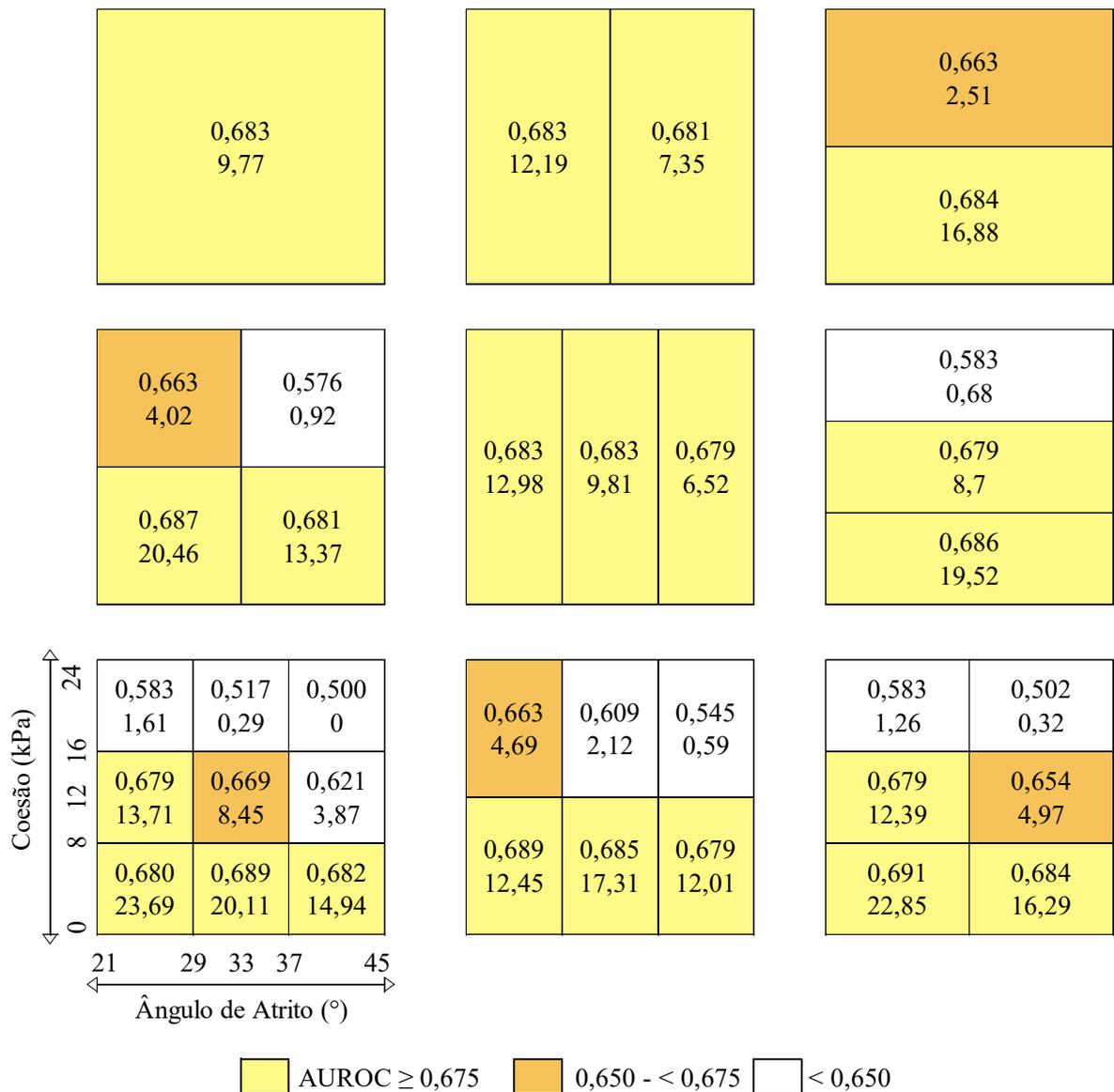


Figura 35 - Desempenho do modelo à variação da coesão e ângulo de atrito

Percebe-se que não há uma variação notável com a variação dos valores desses parâmetros, a não ser pelos valores muito altos de coesão (maiores que 16 kPa). Nesses casos, as medidas de desempenho são consideravelmente menores que para os demais valores de coesão. Nos demais casos não há uma tendência significativa de melhora ou piora dos resultados com a alteração dos valores de coesão ou ângulo de atrito para mais ou para menos. Percebe-se que o cálculo da probabilidade de falha considerando valores mais restritos dos parâmetros não apresenta um desempenho melhor, em termos de área abaixo da curva ROC, quando comparado à probabilidade de falha considerando parâmetros uma faixa de valores mais amplos.

Os valores obtidos do fator de conservação são altos indicando que modelo é conservador. Isso significa que uma área muito grande de instabilidade é calculada, maior do que aquelas realmente identificadas.

5.3.2. Teste B – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea

No teste B, a sensibilidade dos parâmetros geohidráulicos – condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero foi testada usando o modelo TRIGRS. A condutividade hidráulica saturada variou entre $10^{-7} - 10^{-4}$ m/s enquanto os valores de profundidade inicial do aquífero testados variaram entre 0 – 3 m. A coesão, ângulo de atrito, taxa de infiltração de longo termo, difusividade, teor de água residual e demais parâmetros foram adotados conforme Tabela 13.

A Figura 36 mostra os resultados em termos da curva ROC e da medida de conservação obtidos para os subconjuntos de simulações realizadas variando-se os valores de condutividade hidráulica saturada (ordenadas) e profundidade inicial do aquífero (abcissas).

Percebe-se que valores de condutividade hidráulica saturada maiores e profundidade inicial do aquífero próximas a zero, ou seja, solo saturado apresentam melhores valores de medidas de desempenho. Como no teste A, os valores obtidos do fator de conservação são altos indicando que modelo é conservador.

Da mesma forma que observado no teste A, considerando os resultados de ajustes obtidos pela curva ROC, o uso de uma faixa mais restritas dos parâmetros de condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero no cálculo da probabilidade de falha não representou um aumento na qualidade de previsão dos escorregamentos quando comparado aos valores de probabilidade encontrados considerando a probabilidade calculada considerando todo o range de valores desses parâmetros.

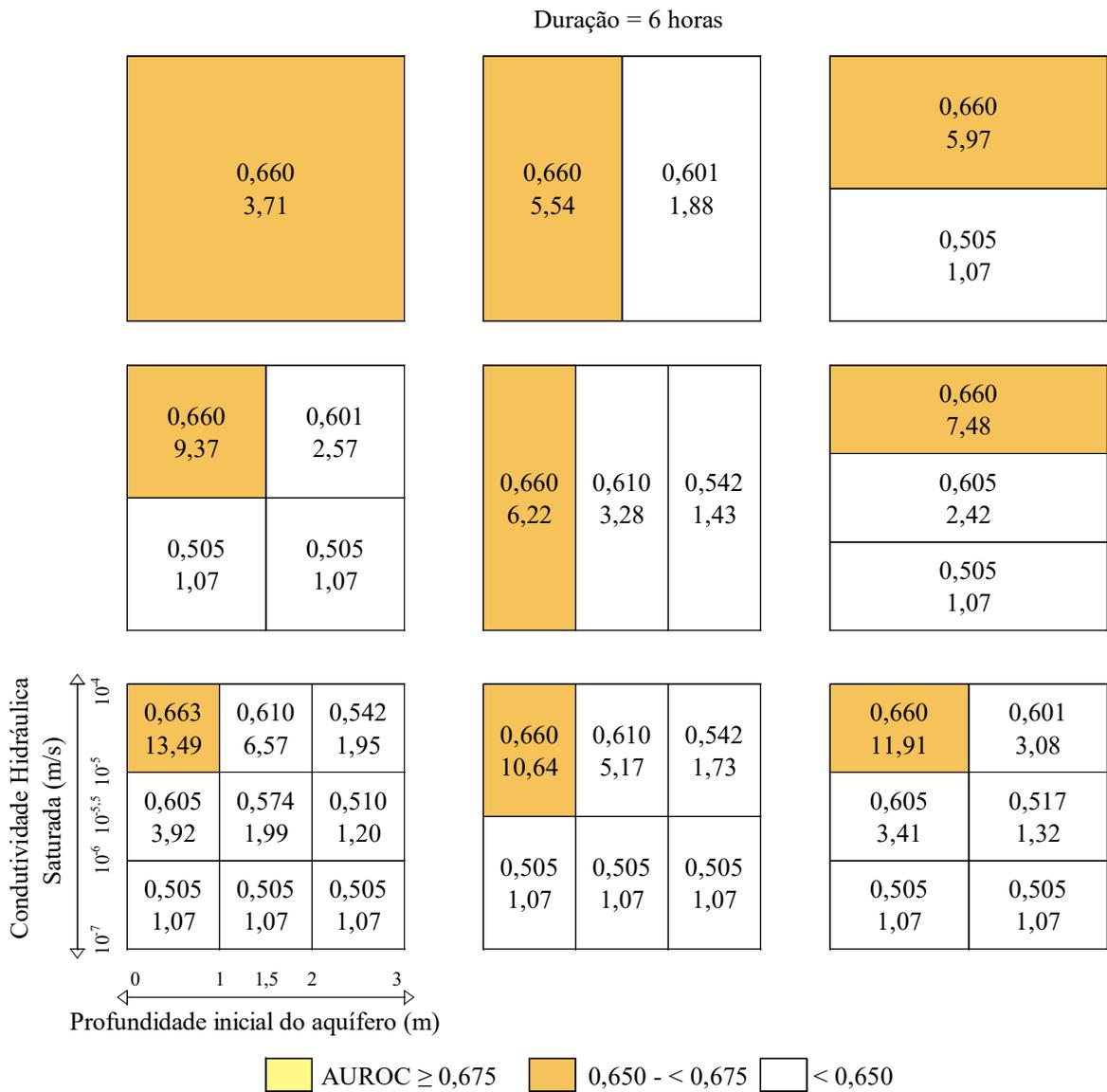


Figura 36 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero

5.3.3. Teste C – condutividade hidráulica saturada x profundidade da água subterrânea – duração de 6 horas e 10 horas

Para verificar a influência da duração/intensidade da chuva o teste B foi repetido para uma chuva com 10 horas de duração. A mesma altura pluviométrica total foi agora distribuída em 10 horas (sendo assim menos intensa) se comparada com a chuva de 6 horas de duração usada no teste B. A condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero variou da mesma forma que no teste B, assim como os demais parâmetros.

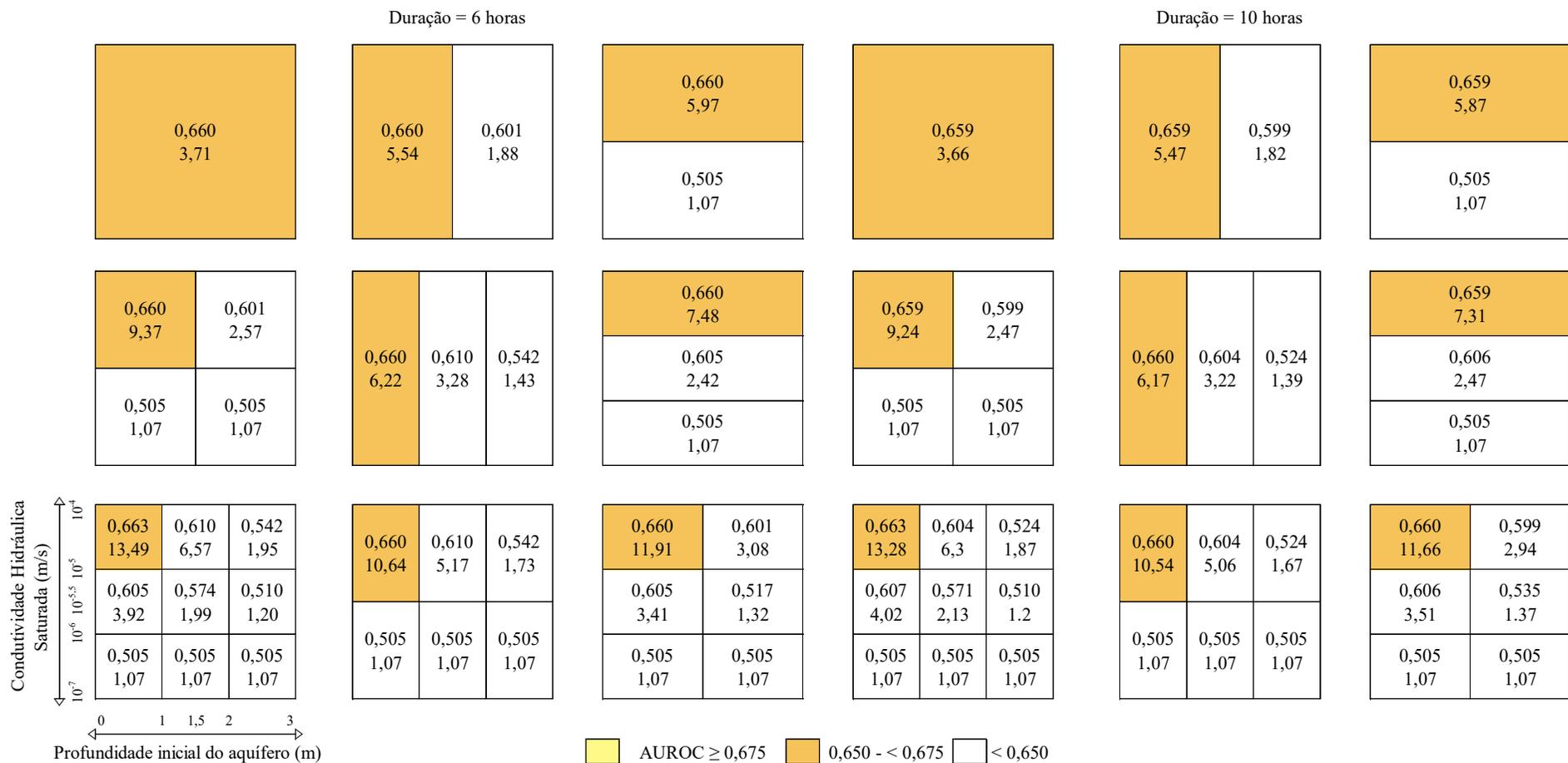


Figura 37 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para dois intervalos de chuva (6 horas e 10 horas)

Pela análise da Figura 37, percebe-se que não houve variação significativa do desempenho entre as combinações calculadas para chuva de 6 horas de duração e 10 horas de duração, indicando que a duração não foi muito influente no cálculo da estabilidade do modelo. Esse resultado pode ter ocorrido uma vez que todo o cálculo de estabilidade foi realizado ao final do período de chuva (6 horas e 10 horas). Esse resultado poderia ter sido diferente caso avaliações ao longo da chuva fossem realizadas. Para isso, seria necessário que dados sobre a variação da intensidade da chuva ao longo de toda a duração da chuva e a hora da ocorrência de cada deslizamento fossem medidos, porém não há registro desses dados para o evento em estudo.

Da mesma forma que nos testes anteriores (A e B) apresentam valores altos da medida de conservação. Verificou-se ainda respostas similares com relação ao desempenho, segundo a área sob a curva ROC, dos resultados de probabilidade quando se considera uma ampla faixa de valores ou quando se considera uma faixa restrita, assim como verificado nos testes anteriores.

5.3.4. Teste D – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea – dois pluviogramas de chuva diferentes (retangular e triangular)

Para verificar a influência da forma da chuva, os cálculos do teste B e C (pluviograma retangular) foram repetidos para uma chuva com pluviograma triangular. Foram considerados cinco intervalos de chuva. A condutividade hidráulica saturada e a profundidade inicial do aquífero variou da mesma forma que no teste B, assim como os demais parâmetros.

As Figura 38 e Figura 39 mostram que não houve variação significativa do desempenho entre as combinações calculadas para chuva retangular e triangular, indicando que a forma da chuva também não foi muito influente no cálculo da estabilidade do modelo.

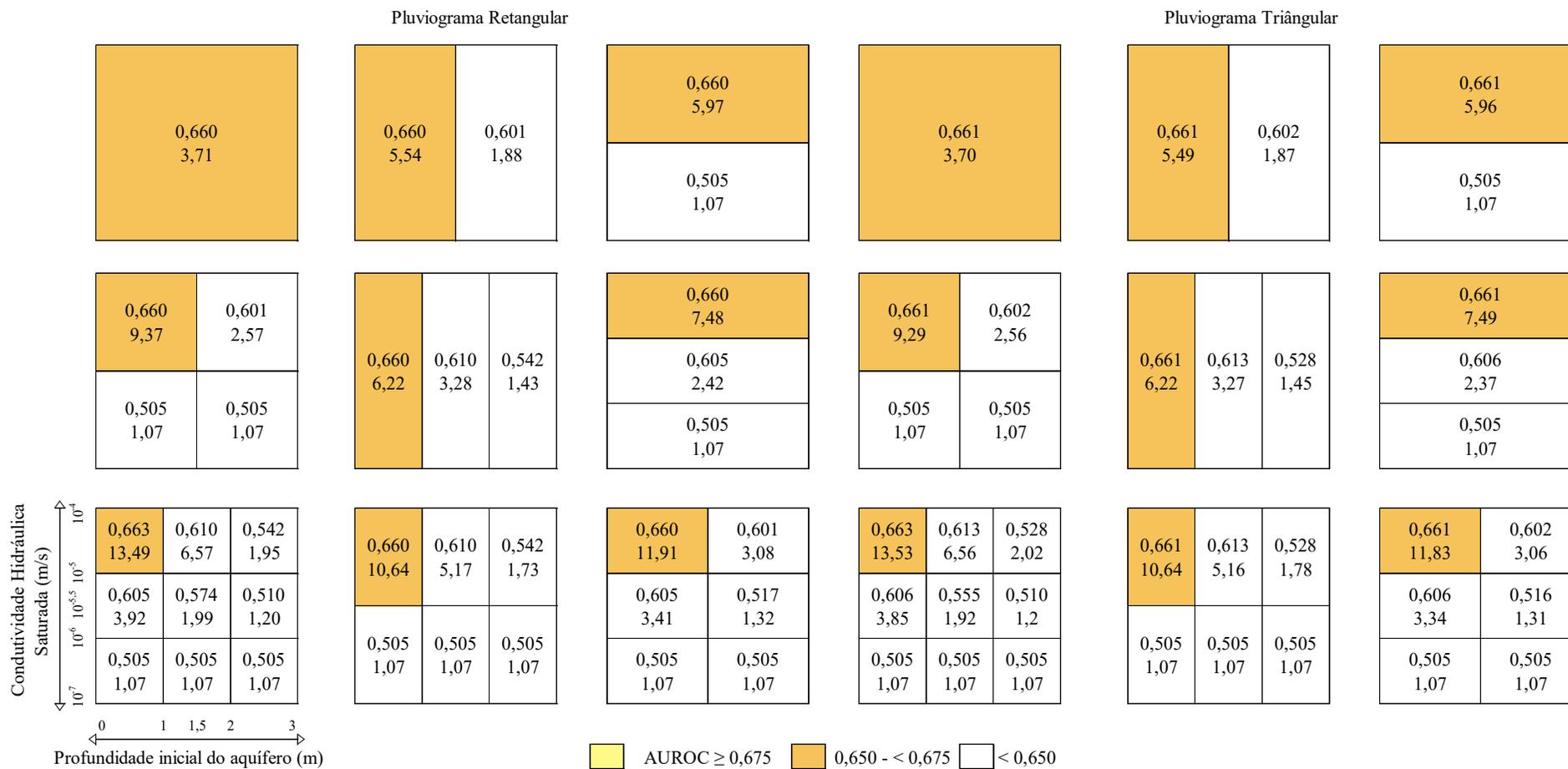


Figura 38 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para chuva de 6 horas e dois pluviogramas de chuva (retangular e triangular)

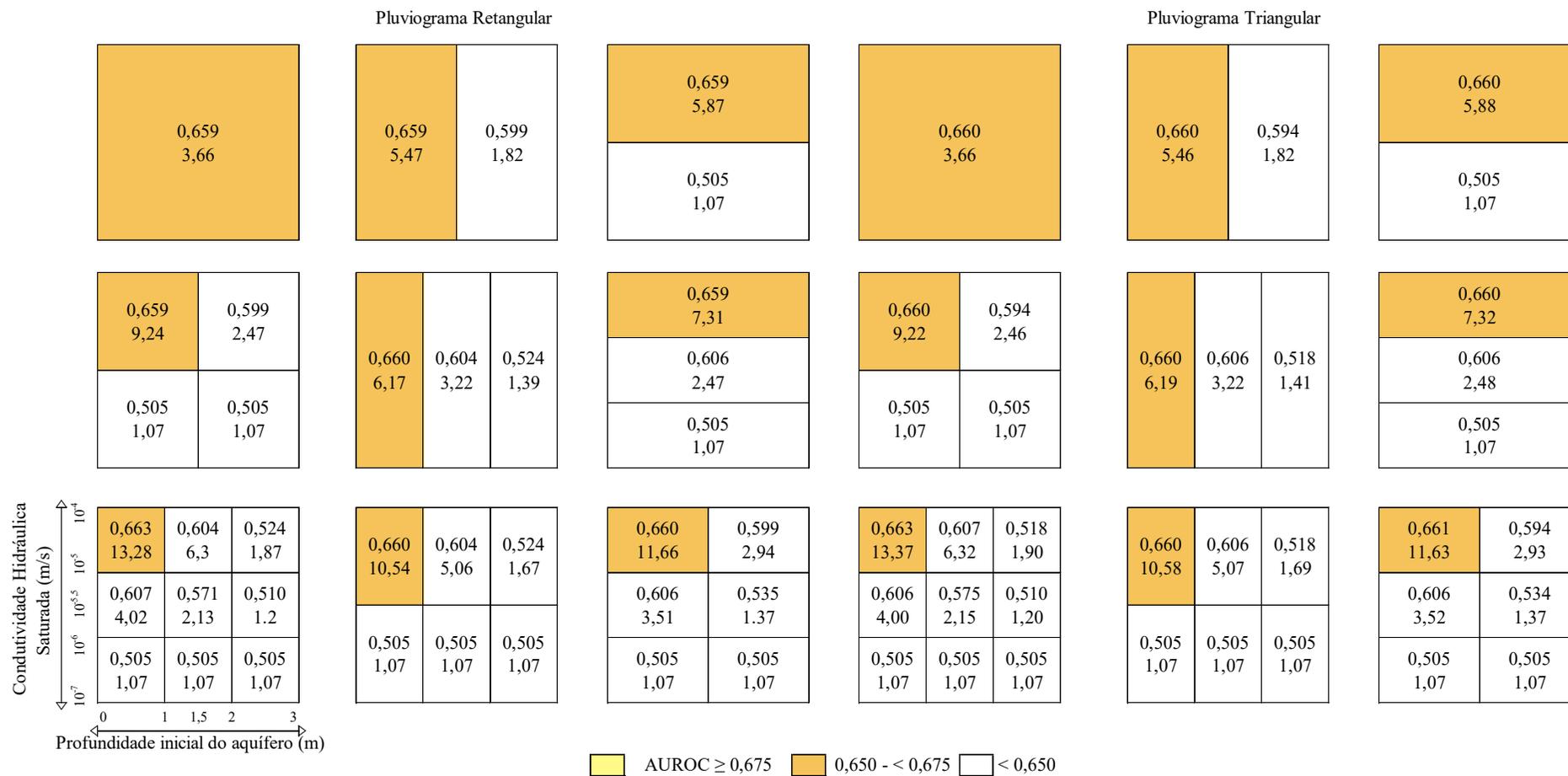


Figura 39 - Desempenho do modelo à variação da condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero para chuva de 10 horas e dois pluviogramas de chuva (retangular e triangular)

O resultado, conforme no teste C, pode ter ocorrido uma vez que todo o cálculo de estabilidade foi realizado ao final do período de chuva. A instrumentação da chuva e o registro da hora de ocorrência dos deslizamentos seriam dados importantes para a melhor avaliação da influência da forma da chuva na ocorrência dos deslizamentos. Da mesma forma que nos testes anteriores (A e B), as medidas de conservação apresentam valores altos.

Novamente não foi observado um ganho na performance (em termos de área sob a curva ROC) entre as probabilidades de falha calculadas usando toda a faixa de parâmetros possíveis ou utilizando apenas uma pequena variação.

5.3.5. Teste E – Taxa de infiltração de longo termo conforme Iverson (2000)

A taxa de infiltração de longo termo definida por Iverson (2000) e usada pelo TRIGRS como um parâmetro de entrada é pouco explorada em termos de influência nos cálculos de estabilidade do terreno. Esse parâmetro deve variar entre 0 e K_s , tendo a maior parte dos trabalhos adotado valores pequenos. Nessa sessão decidiu-se avaliar a influência desse parâmetro na análise da probabilidade de falha da encosta. Para isso, foram testados 5 valores de taxa de infiltração de longo termo: 10^{-9} m/s; 10^{-7} m/s; $1,33 \times 10^{-6}$ m/s; $0,01 \times K_s$ e K_s .

Percebe-se pelos gráficos das Figura 40 a Figura 44 que a performance do modelo cai quando os valores da taxa de infiltração de longo termo se aproximam dos valores K_s , passando a não ser influenciado pelos parâmetros de entrada quando seu valor se iguala a K_s (Figura 44). Entretanto, para os demais parâmetros, quando a taxa de infiltração de longo termo é menor que K_s , não se observa uma mudança de comportamento em termos de análise de probabilidade.

Mesmo na análise da taxa de infiltração de longo termo, a performance (em termos de curva ROC) da probabilidade de falha para faixas restritas e amplas dos parâmetros de entrada permaneceu no mesmo patamar.

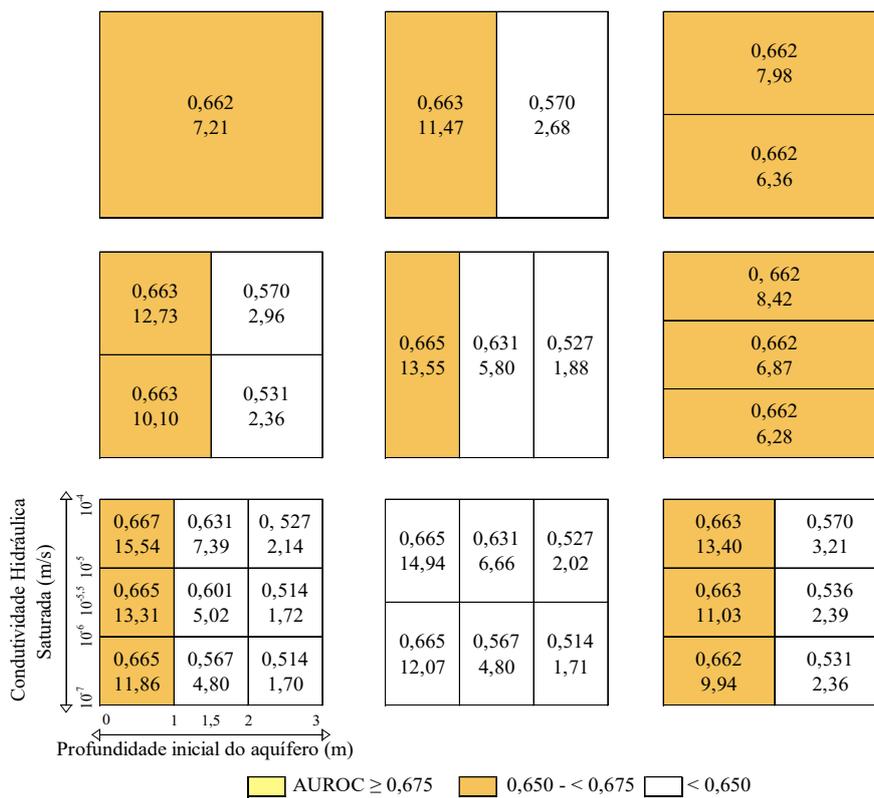


Figura 40 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 10^{-9}$ m/s

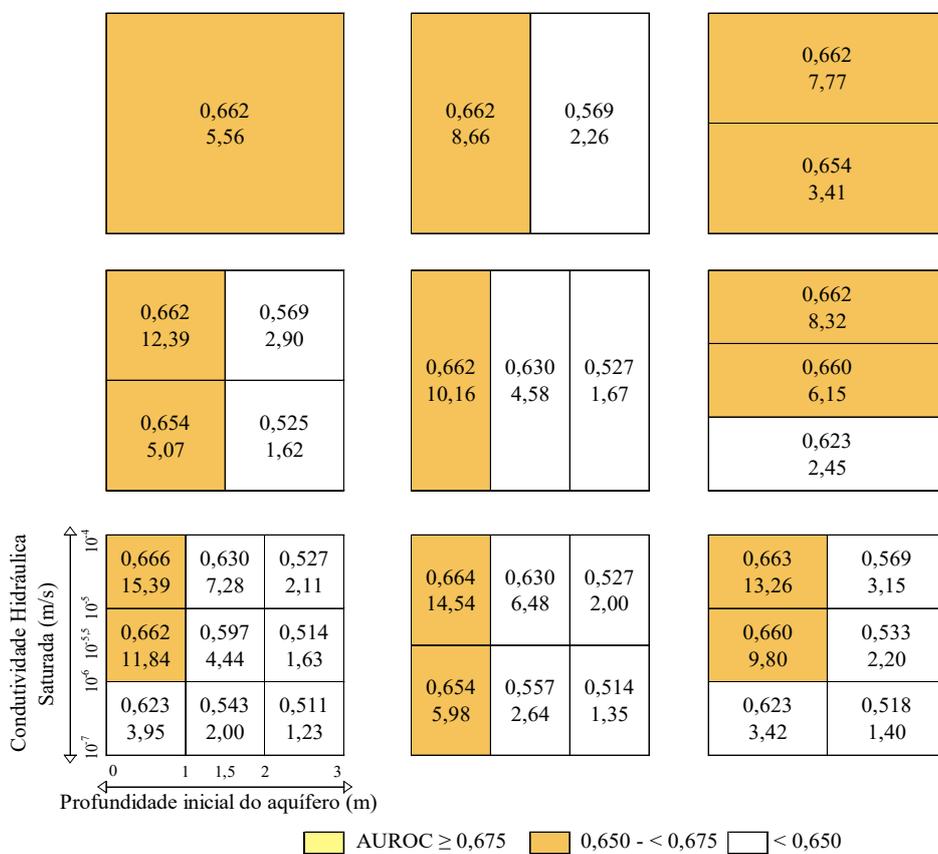


Figura 41 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 10^{-7}$ m/s

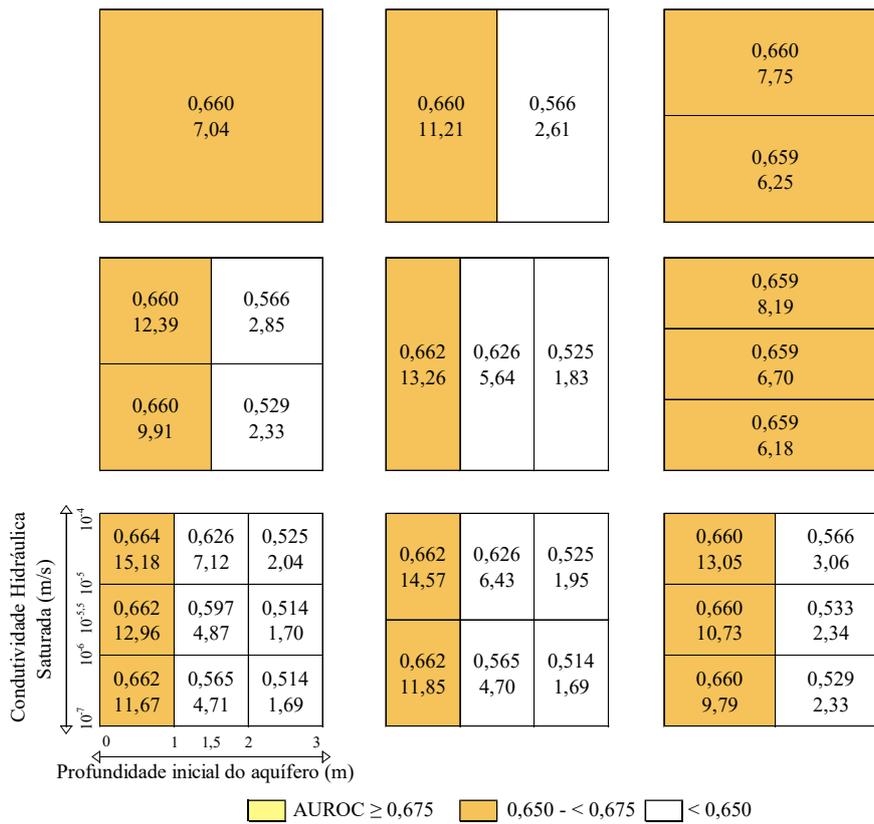


Figura 42 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 0,01 \times K_s$

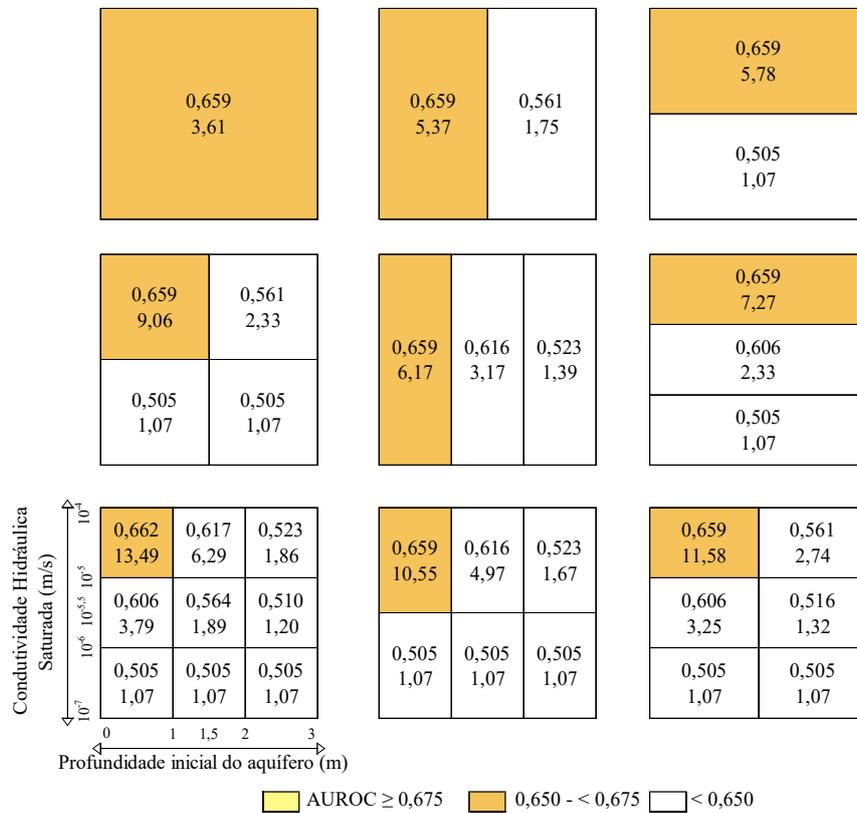


Figura 43 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = 1,33 \times 10^{-6} \text{ m/s}$

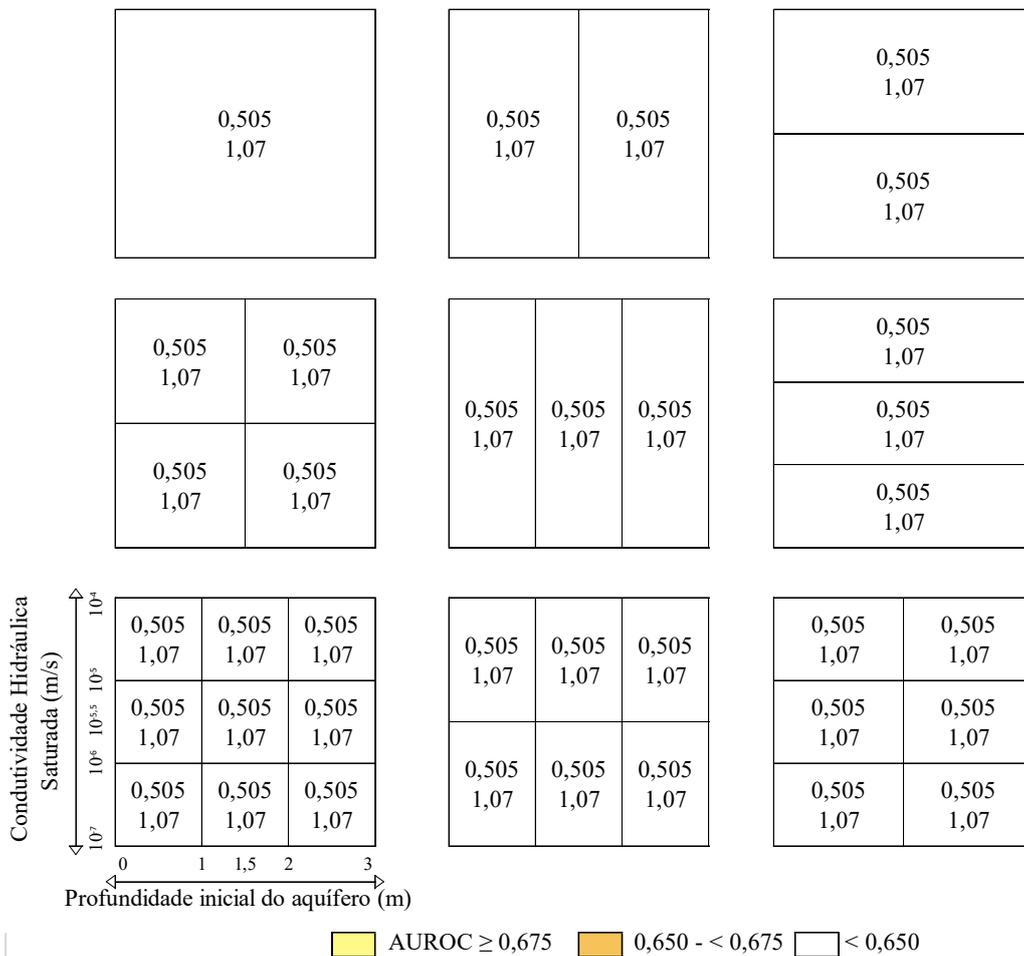


Figura 44 - Análise da probabilidade de falha para $I_{ZTL} = K_s$

5.3.6. Teste F – condutividade hidráulica x profundidade da água subterrânea x coesão x ângulo de atrito

Usando o mesmo range de variação dos parâmetros que os testes anteriores, foi verificada a sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros coesão, ângulo de atrito, condutividade hidráulica saturada e profundidade inicial do aquífero. Os resultados foram analisados de maneira análoga aos testes B, C e D, utilizando os índices da área abaixo da curva ROC e a medida de conservação. Os resultados obtidos foram compilados em tabela no arquivo digital.

Os melhores resultados obtidos em termos de área sob a curva ROC foi para o range de valores mais restrito (ROC = 0,693), ou seja, coesão entre 0 e 8 kPa, ângulo de atrito entre 21° e 29°, condutividade hidráulica saturada entre 10⁻⁵ e 10⁻⁴ m/s e profundidade inicial do aquífero entre

0 e 1 m. O fator de conservação foi alto para essa faixa de valores (24,245) indicando uma superestimativa de áreas com potencial para deslizamentos.

Como observado nos testes anteriores, o valor de performance, em termos de área sob a curva ROC, para a análise da probabilidade considerando todo o range de variação dos parâmetros, foi bem parecido com o valor obtido para o range restrito (ROC = 0,684). Entretanto, como também foi verificado anteriormente, o fator de conservação foi inferior ao estimado para o range mais restrito indicando uma menor estimativa de áreas com potencial para deslizamentos quando comparado a esse.

A Figura 45 mostra a distribuição geral dos valores de área sob a curva ROC para os ranges de parâmetros analisados.



Figura 45 - Boxplot dos valores de área sob a curva ROC obtidos para o range de parâmetros analisados no teste E

Para a condutividade hidráulica saturada (Figura 45), percebe-se que a mediana aumenta com o aumento dos valores limites da faixa de valores analisados, indicando uma melhor performance dos valores mais altos de condutividade hidráulica saturada. Percebe-se ainda que se tem uma pouca variabilidade dos valores mais altos de ROC para faixas com mínimo maior que 10⁻⁶ m/s. Isso acontece porque a faixa de condutividade hidráulica entre 10⁻⁷ - 10⁻⁶ m/s

possui grande influência da taxa de infiltração média de longo termo, não tendo representatividade na análise de sensibilidade do modelo. Não é verificada alterações significativa entre os intervalos 10^{-5} - 10^{-4} m/s, $10^{-5.5}$ - 10^{-4} m/s e 10^{-7} e 10^{-4} m/s.

Analisando os resultados obtidos para a profundidade inicial do aquífero (Figura 45), percebe-se que a mediana diminui com o aumento dos valores limites da faixa de valores analisados, indicando uma melhor performance dos valores mais baixos de profundidade inicial do aquífero. Percebe-se ainda que se tem uma pouca variabilidade dos valores mais altos de ROC quando comparados aos valores mais baixos de profundidade analisados. Não é verificada alterações significativa entre os intervalos 0 – 100 cm, 0 - 150 cm e 0 - 300 cm.

Com relação a coesão (Figura 45), percebe-se que a mediana diminui com o aumento dos valores limites da faixa de valores analisados, indicando uma melhor performance dos valores mais baixos de coesão. Percebe-se ainda que se tem uma pouca variabilidade dos valores mais altos de ROC quando comparados aos valores mais baixos de coesão analisados para os limites mais baixos. O limite mais alto de coesão, entre 16 e 24 kPa, tem um comportamento diferente, com maior variabilidade nos valores mais altos de ROC. Não é verificada alterações significativa entre os intervalos 0 – 8 kPa, 0 - 12 kPa e 0 - 24 kPa.

Com relação ao ângulo de atrito (Figura 45), percebe-se que a mediana diminui com o aumento dos valores limites da faixa de valores analisados, indicando uma melhor performance dos valores mais baixos de ângulo de atrito. Percebe-se ainda que a variabilidade dos valores mais altos de ROC aumenta para os limites mais altos de ângulo de atrito. Não é verificada alterações significativa entre os intervalos 21° – 29° , 21° - 33° e 21° - 45° kPa.

Os mapas da Figura 46 e da Figura 47 mostram a distribuição de probabilidade de falha considerando a escala de valores de parâmetros mais restrita (coesão 0 e 8 kPa, ângulo de atrito entre 21° e 29° , profundidade inicial do aquífero entre 0 e 100 cm e condutividade hidráulica saturada entre 10^{-5} e 10^{-4} m/s) e a mais ampla (coesão 0 e 24 kPa, ângulo de atrito entre 21° e 45° , profundidade inicial do aquífero entre 0 e 300 cm e condutividade hidráulica saturada entre 10^{-7} e 10^{-4} m/s), respetivamente. Percebe-se que os mapas são bem diferentes. O mapa de probabilidade calculado pelo range mais restrito possui um número grande de células identificadas como sendo de alta probabilidade de falha. Isso indica uma análise conservadora

da estabilidade do terreno. Por outro lado, o mapa de probabilidade de falha calculado considerando a faixa mais ampla dos parâmetros de entrada do modelo se mostrou bem menos conservador uma vez que as probabilidades de falha estão bem inferiores que o mapa do modelo anterior.

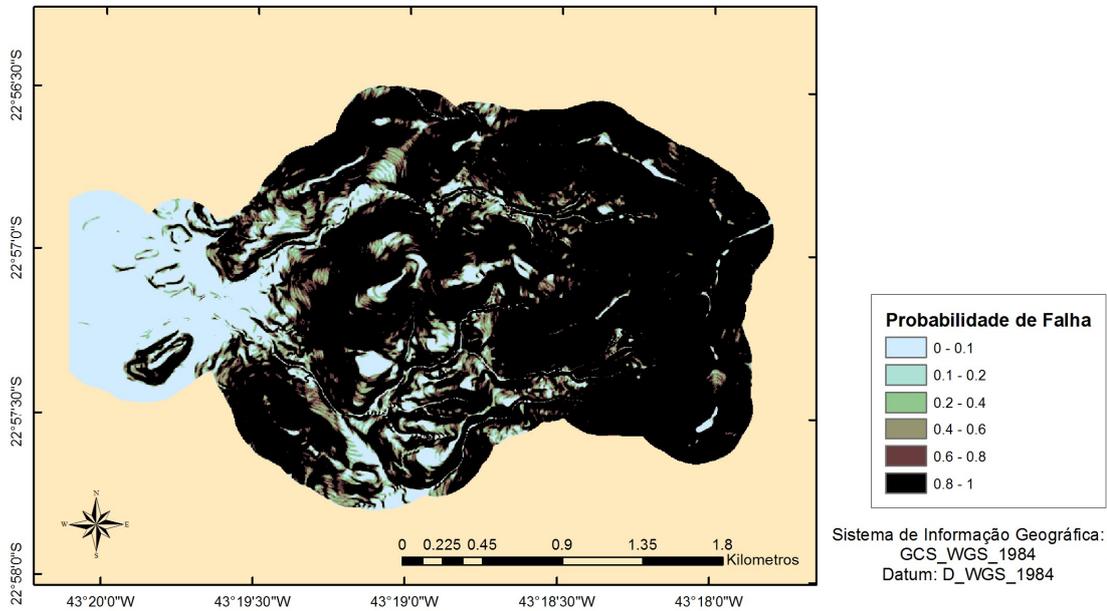


Figura 46 -Variação espacial da probabilidade de falha calculado pela variação mais restrita de parâmetros

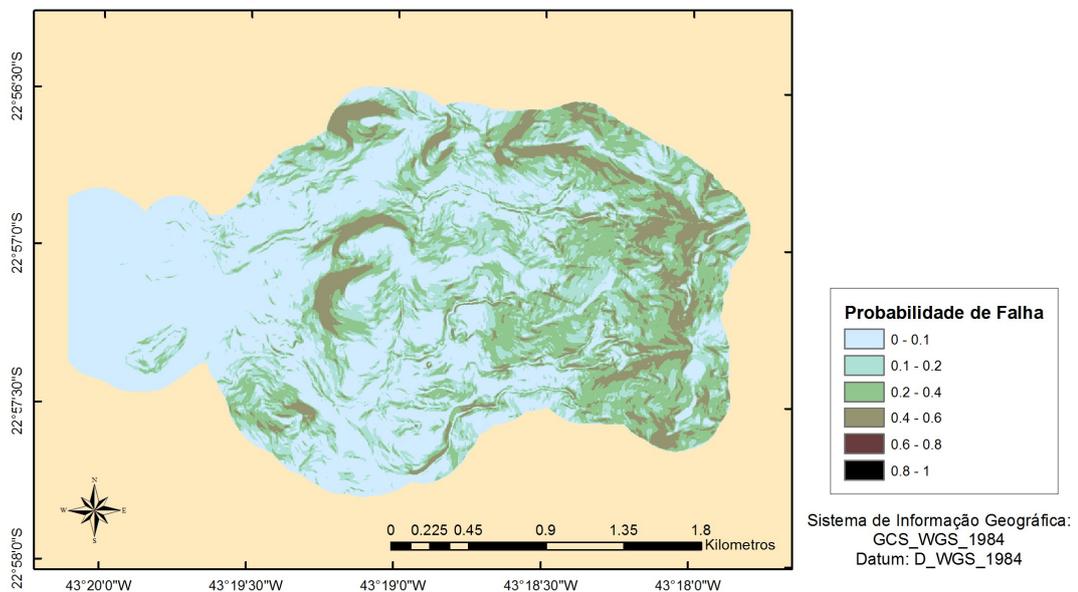


Figura 47 - Variação espacial da probabilidade de falha calculado pela variação mais restrita de parâmetros

A área sob a curva ROC para o mapa de probabilidade considerando a escala de valores de parâmetros mais restrita e a mais ampla são 0,693 e 0,684, respectivamente (Figura 48). Os valores de ajuste conforme mostrado pela área sob a curva ROC são bem parecidos, indicando um ajuste semelhante em termos de acerto de previsão. Entretanto, os mapas são diferentes entre si e o valor de probabilidade de falha em si indica apenas áreas mais propensas a deslizamentos no local de análise que outras áreas. É necessário assim definir um valor de corte de probabilidade a partir do qual se assume um diagnóstico positivo para deslizamentos. Esse ponto de corte foi calculado pelos métodos indicados na metodologia e os resultados são apresentados na Tabela 22.

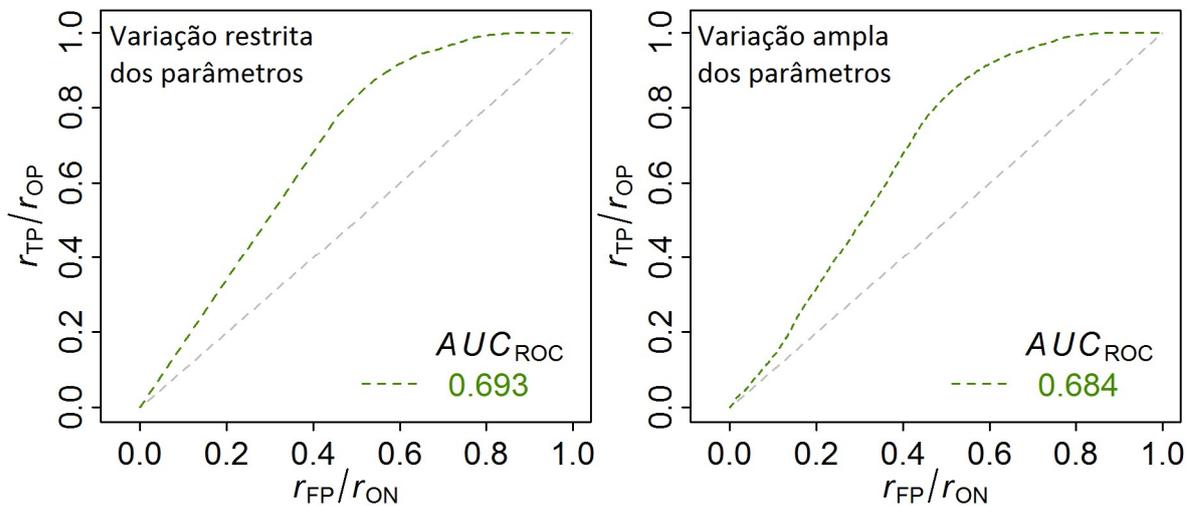


Figura 48 - Curva ROC para a probabilidade de falha calculada considerando uma variação restrita e ampla dos parâmetros de entrada

Pela análise da Tabela 22 verifica-se que os pontos de corte e o índice de sucesso calculado com base nos pontos de corte são bem variado para análise ampla e menos variados para a análise restrita. Percebe-se ainda que a razão entre o índice de sucesso e o índice de erro (IS/IEr) é bem elevada na análise de variação mais ampla dos parâmetros de entrada calculados pelos pontos de corte definidos pelos métodos baseados em valores preditivos. Isso aconteceu devido ao pequeno erro associado às previsões. Entretanto, o índice de sucesso foi bem inferior quando comparado ao calculado pelos demais métodos de análise, sendo um indicativo de que grande parte da área foi considerada estável pelo modelo, inclusive aquelas onde foram observados deslizamentos. Usando como exemplo o método ValuePPV observa-se pelos dados da Tabela 22 que o desempenho calculado foi de 4,493055. Entretanto, o índice de sucesso é de apenas 0,000116, de forma que o alto desempenho só se justifica por um baixo valor do índice de erro

(0,0000258). Isso significa que o método define como ponto de corte um valor que classifica quase a totalidade da área como estável, o que justifica o baixo índice de sucesso e também o de erro. Por isso, esses métodos não parecem os mais adequados para definição do ponto de corte de probabilidade para o mapa obtido pela consideração de uma faixa ampla de valores para os parâmetros de entrada.

Tabela 22 - Valores dos pontos de corte, índice de sucesso, índice de erro e índice de desempenho de acordo com diferentes métodos

Nome do Critério	Ampla					Restrito				
	Ponto de Corte	IS	IEr	IS/IEr	ID	Ponto de Corte	IS	IEr	IS/IEr	ID
ValueSe	0,10525	0,850272	0,517259	1,643804	0,666772	0,9968	0,850388	0,517377	1,643653	0,666771
ValueSp	0,33357	0,226909	0,149966	1,513067	0,538021	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
SpEqualSe	0,1786	0,626029	0,374153	1,673187	0,625938	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MaxSe	0	1	1	1	0,500722	0	1	1	1	0,500722
MaxSp	0,56031	0	1,11E-05	0	0,499272	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MaxSpSe	0,1786	0,626029	0,374153	1,673187	0,625938	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
Youden	0,09622	0,871364	0,537285	1,62179	0,667335	0,9952	0,873218	0,539643	1,618139	0,667086
MaxProdSeSp	0,1339	0,779465	0,456664	1,706865	0,661571	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MiniMax	0,52036	0,040561	0,030421	1,333331	0,504399	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MinValueSe	0,10525	0,850272	0,517259	1,643804	0,666772	0,9968	0,850388	0,517377	1,643653	0,666771
MinValueSp	0,33357	0,226909	0,149966	1,513067	0,538021	-	-	-	-	-
MinValueSpSe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ROCO1	0,142432	0,752926	0,440234	1,710284	0,656485	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MaxDOR	0,00028	0,999652	0,865693	1,154742	0,567604	0,0128	0,999652	0,865693	1,154742	0,567604
MaxEfficiency	0,56031	0	1,11E-05	0	0,499272	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MaxKappa	0,14128	0,75733	0,442722	1,710623	0,657449	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
ValueNPV	0,560099	0,000116	0,000262	0,442977	0,499205	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
ValuePPV	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
NPVequalPPV	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MaxSumNPVPPV	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	0,984	0,879592	0,546519	1,609444	0,666844
MaxProdNPVPPV	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MinValueNPV	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MinValuePPV	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MinValueNPVPPV	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PROCO1	0,56027	0,000116	2,58E-05	4,493055	0,499323	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
ValueDLR. Negative	0,15598	0,708657	0,417297	1,698206	0,645771	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
ValueDLR. Positive	0,14127	0,75733	0,442722	1,710623	0,657449	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
CB	0,56031	0	1,11E-05	0	0,499272	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MCT	0,56031	0	1,11E-05	0	0,499272	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023
MinPvalue	0,000105	0,999652	0,867418	1,152446	0,566744	0,0048	0,999652	0,867418	1,152446	0,566744
MeanPrev	0,25097	0,412331	0,254261	1,62168	0,578794	0,0304	0,998725	0,856364	1,166239	0,571798
ObservedPrev	0,030811	0,959903	0,697646	1,375916	0,631603	0,5152	0,976938	0,746041	1,309497	0,615971
PrevalenceMatching	0,52032	0,040561	0,030458	1,331718	0,504381	1	0,777147	0,455437	1,706374	0,661023

Devido a imprecisão do índice de desempenho aplicado, foi também aplicado o índice de desempenho (ID) apresentado pela equação (71). Observando os dados da Tabela 22 percebe-se que, na avaliação ampla, a aplicação do índice proposto corrige o erro observado na razão entre o índice de sucesso e o índice de erro calculados pelos métodos baseados em valores preditivos e mantém os melhores métodos de definição do ponto de corte para aqueles definidos pela razão entre o índice de sucesso e o índice de erro nos demais métodos. Na avaliação restrita, o método de Youden apresenta melhor desempenho quando usado o índice proposto (ponto de

corte = 0,9952), com um ponto de corte (1) um pouco menor que o previsto pela razão entre o índice de sucesso e o índice de erro para os métodos ValueSp, SpEqualSe, MaxSp, MaxSpSe, MaxProdSeSp, MiniMax, ROC01, MaxEficiency, MaxKappa, ValueNPV, ValuePPV, NPVEqualPPV, MaxProdNPVPPV, MinValueNPV, PROC01, ValueDLR.Negative, ValueDLR.Positive, CB, MCT, PrevalenceMachting.

Dentre os métodos utilizados, optou-se por usar o método ROC01 por ser um método baseado na curva ROC, modelo usado para medir o desempenho das previsões de falha neste trabalho, e por considerar não apenas a previsão correta de casos de deslizamentos, mas também a minimização do erro de previsão. Por isso, o ponto de corte definido para o mapa de probabilidade de falha calculado para faixa de valores de parâmetros de entrada mais amplo foi de 0,142432 (14,2432 %).

Com relação ao ponto de corte definido para o mapa de probabilidade considerando uma faixa restrita de parâmetros de entrada, percebe-se que o índice de sucesso varia pouco de método para método sendo apontado pela maioria o ponto de corte igual a 1 (100 %), inclusive para o método ROC01, adotado na análise anterior.

Escolhido o ponto de corte, verifica-se que o desempenho calculado conforme o índice definido por Sorbino *et al.* (2007) do mapa de probabilidade de falha calculado para a faixa de valores mais ampla de parâmetros de entrada (1,710284) é bem próximo ao obtido quando se adota uma faixa mais restrita de parâmetros (1,706374) da mesma forma que foi verificada pela área sob a curva ROC só que mudando o mapa que apresenta maior valor. Observando o índice de desempenho proposto, os valores obtidos para a faixa ampla de valores de entrada e para faixa restrita, respectivamente, são 0,656485 e 0,661023, valores também bem próximos de desempenho.

As Figura 49, Figura 50 e Figura 51 mostram o grau de importância dos parâmetros na obtenção dos resultados do modelo. Como foi verificada a insensibilidade da resposta do modelo para valores de condutividade hidráulica saturada iguais a taxa de infiltração inicial de longo termo, as simulações com esses valores de condutividade hidráulica saturada foram desconsideradas para essa análise. Para os cálculos do efeito elementar os valores de condutividade hidráulica saturada foram linearizados pelo logaritmo do seu valor. No caso do cálculo da sensibilidade

pela variância conforme proposto por Saltelli *et al.* (2006), a distribuição dos parâmetros aleatórios adotada foi a uniforme.

Tabela 23 – Efeito elementar dos parâmetros analisados pelo modelo TRIGRS em termos de células instáveis

Parâmetro	Morris (1991)	Griensven <i>et al.</i> (2006)	Modificação Proposta	Saltelli <i>et al.</i> (2006)
Condutividade Hidráulica Saturada	42316,68	323,96	3,16	0,998
Profundidade Inicial do Aquífero	26247,10	34,45	0,68	0,973
Coesão	9,58	110,56	2,22	0,666
Ângulo de Atrito	5059,56	146,12	3,01	0,956

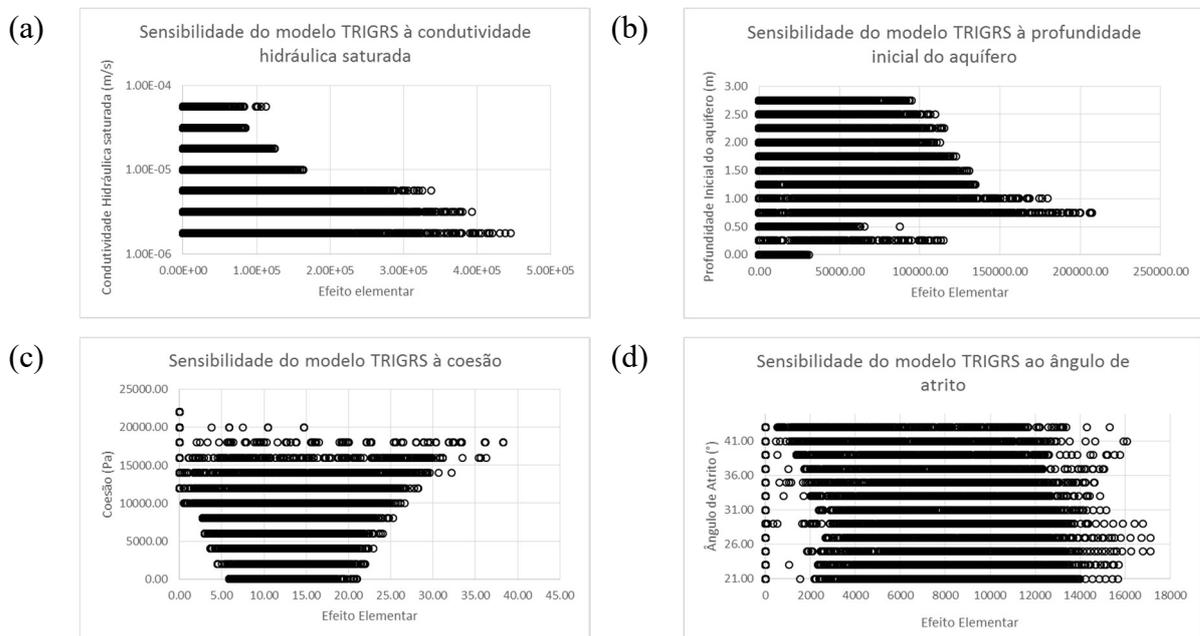


Figura 49 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação de Morris (1991)

Pela análise das Figura 49, Figura 50 e Figura 51 percebe-se que todos os parâmetros parecem influenciar nos resultados do modelo TRIGRS. A Tabela 23 apresenta os resultados do efeito elementar médio para cada parâmetro considerando três equações para o cálculo. A primeira equação usada (equação definida por Morris, 1991) sofre muita influência dos valores dos parâmetros. Por exemplo, a condutividade hidráulica tem valores absolutos bem pequenos quando comparados aos valores de coesão. Essa diferença de magnitude dos parâmetros influencia nos valores do efeito elementar. Como os valores das variações de condutividade hidráulica saturada são da ordem de 10^{-1} , os valores do efeito elementar para esse parâmetro são bem maiores que os calculados para a coesão, cujos parâmetros tem ordem de 10^3 .

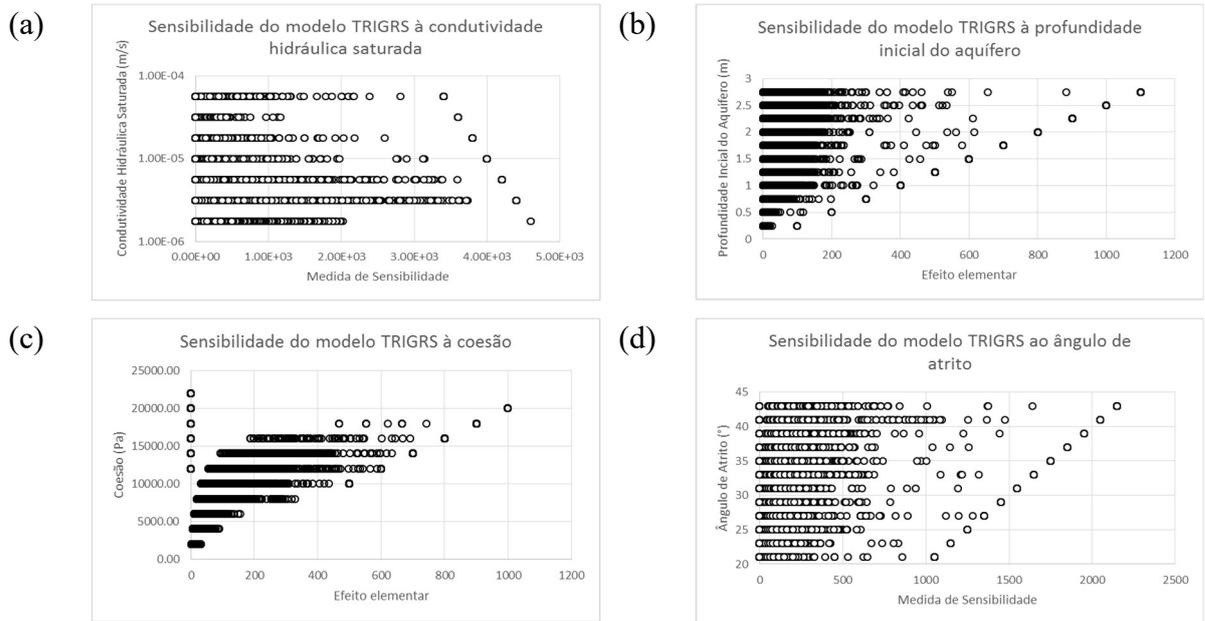


Figura 50 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação de efeito elementar modificada por Griensven *et al.* (2006)

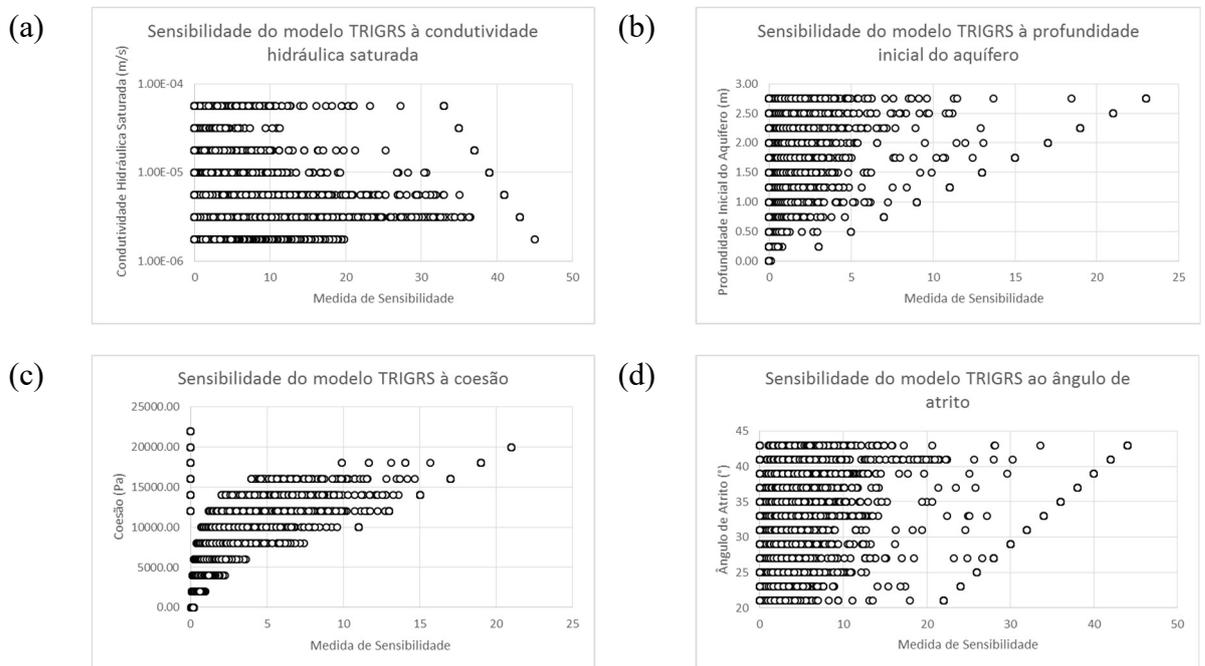


Figura 51 - Comportamento da sensibilidade do modelo TRIGRS aos parâmetros: condutividade hidráulica saturada, profundidade inicial do aquífero, coesão e ângulo de atrito considerando a equação do efeito elementar modificada.

A modificação proposta por Griensven *et al.* (2006) tenta eliminar esse problema de escala usando as variações percentuais tanto do resultado do modelo quanto dos parâmetros analisados. Porém, ainda é limitado quando valores dos parâmetros podem assumir valor igual a zero. Nesses casos, o efeito elementar vai tender a zero independente da variação entre os resultados do modelo. A modificação proposta tenta corrigir essa imprecisão sugerindo que os percentuais dos resultados/parâmetros sejam calculados em relação à média desses, recebendo o efeito elementar forçosamente valor zero apenas quando os resultados obtidos pela simulação do modelo forem iguais. Entretanto, o efeito elementar ainda sofre influência do valor de partida da análise uma vez que a variação foi constante em termos absolutos, porém a variação se altera em termos relativos com a mudança do parâmetro base. Essa opção de cálculo foi realizada para minimizar o custo computacional do processo. Como os parâmetros estão distribuídos uniformemente em todo o espaço de análise, essa opção parece ser razoável.

Segundo valor da média da medida de sensibilidade mostrada na Tabela 23, a condutividade hidráulica saturada é o parâmetro que possui maior influência nos resultados do TRIGRS independente da forma de cálculo da sensibilidade. Entretanto, como a sensibilidade depende da dimensão do parâmetro na equação de Morris (1991), esse ranqueamento pode não refletir a real importância da influência dos valores dos parâmetros analisados.

Foram analisadas ainda o desempenho das simulações em relação ao *FS*. Percebe-se que os valores de IS/IE_r mais altos são aqueles que apresentam um IE_r baixo (Figura 52 e Figura 53). O índice de desempenho, por outro lado, não apresenta valores muito variados não apresentando problemas com valores muito pequenos de índice de erro.

Verificando os resultados apresentados na Figura 54 para IS/IE_r não se percebe influência da condutividade hidráulica saturada na eficiência de previsão do modelo, entretanto, verificando o índice de desempenho proposto, percebe-se que valores mais elevados de condutividade hidráulica saturada são melhores, atingindo o melhor desempenho médio para valor de condutividade hidráulica igual a $5,62 \times 10^{-5}$ m/s.

Quanto a profundidade do aquífero, a Figura 55 apresenta melhor desempenho para condições saturadas do solo, quando analisado o índice de desempenho proposto. Da mesma forma que

para a condutividade hidráulica saturada, o índice IS/IE_r não apresentou variação dos valores médios para os diferentes valores de profundidade inicial do aquífero analisados.

Quanto aos parâmetros de coesão e ângulo de atrito (Figura 56 e Figura 57, respectivamente), quanto menores os valores de ambos os parâmetros melhor o desempenho médio apresentado. Com relação à coesão, é bem coerente os resultados uma vez que para condições saturadas (melhor resultado encontrado para profundidade inicial do aquífero) a coesão é em geral bem pequena. Com relação à razão IS/IE_r , o desempenho para valores de coesão até 10 kPa não altera muito, entretanto, a partir desse valor de IS/IE_r cai rapidamente. Para o ângulo de atrito até 39° os valores de IS/IE_r variam pouco e sem mostrar uma tendência. A partir de 41° de ângulo de atrito, os valores medianos de IS/IE_r cai abruptamente.

A Tabela 24 mostra os melhores conjuntos de parâmetros de entrada encontrados dentre todos aqueles testados. Percebe-se que os valores de profundidade inicial do aquífero são bem elevados e alguns valores de condutividade hidráulica saturada são pequenos o que não condiz com os resultados da análise de sensibilidade e do que era esperado.

Tabela 24 - Melhores conjuntos de parâmetros de entrada de acordo com o índice de desempenho

Rank	Coesão (Pa)	Ângulo de Atrito ($^\circ$)	Profundidade Inicial do Aquífero (cm)	Condutividade Hidráulica Saturada (m/s)	IS	IE _r	IS/ER	ID
1	4000	27	150	1,00E-05	0,871	0,537	1,622	0,667
2	8000	33	75	5,60E-05	0,871	0,537	1,622	0,667
3	2000	45	75	1,00E-04	0,872	0,538	1,621	0,667
4	8000	27	125	5,60E-05	0,872	0,538	1,620	0,667
5	2000	39	125	1,00E-04	0,872	0,538	1,621	0,667
6	4000	21	200	1,80E-06	0,872	0,538	1,621	0,667
7	6000	21	250	5,60E-05	0,872	0,538	1,620	0,667
8	0	39	125	1,80E-05	0,871	0,537	1,622	0,667
9	0	31	100	3,20E-06	0,871	0,537	1,622	0,667
10	2000	25	250	1,00E-05	0,871	0,537	1,622	0,667

Os resultados encontrados mostram que a calibração dos parâmetros de entrada pode apresentar valores que nem sempre condizem com a realidade e mesmo assim apresentar um desempenho melhor que valores mais razoáveis em termos físicos. Isso porque a combinação de diversos parâmetros pode conduzir a saídas que refletem aquela situação em particular, mas provavelmente não irá refletir outras situações. Por isso, ao calibrar um sistema é importante que se tenha medições de diversas situações diferentes para que se reduza o risco de se atribuir valores aos parâmetros que não possuam significado físico.

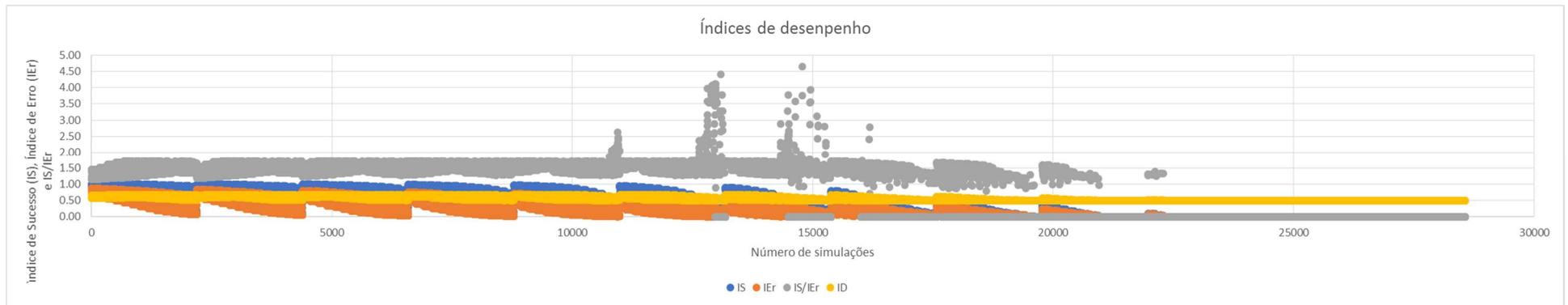


Figura 52 - Índices de desempenho verificado para cada simulação

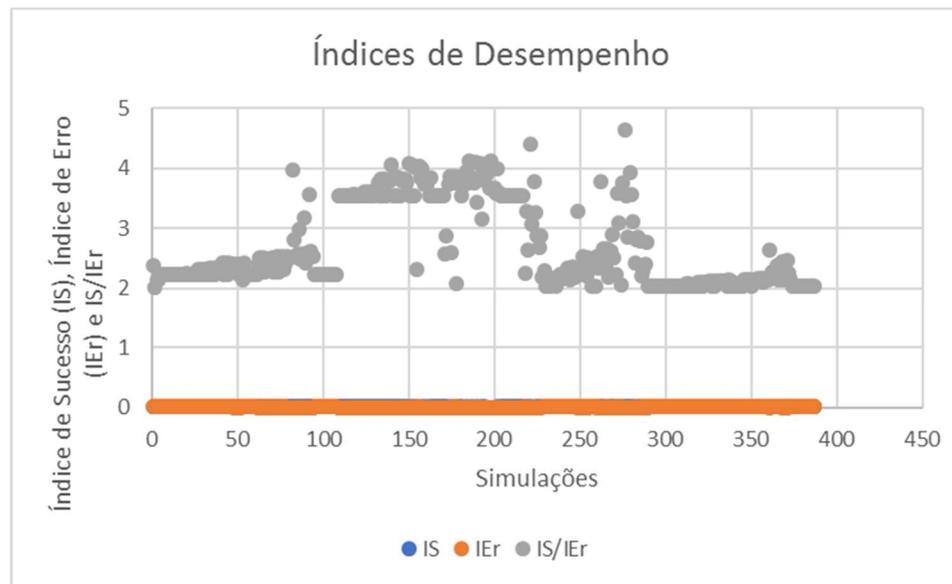


Figura 53 - Índices de desempenho para valores de $IS/IEr \geq 2$

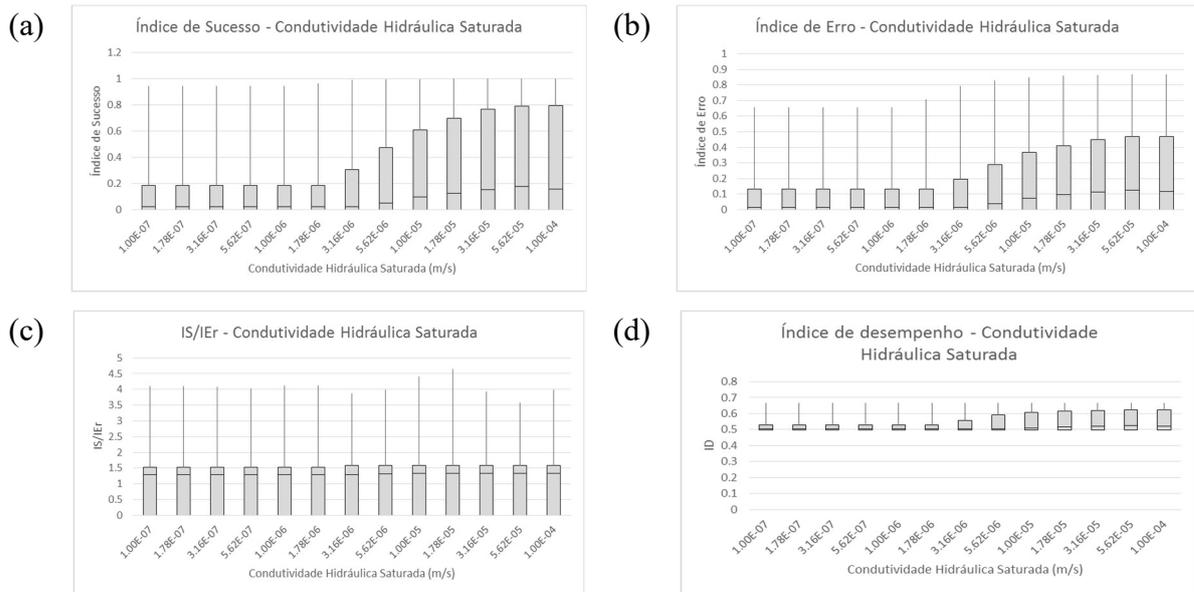


Figura 54 - Boxplot dos índices de desempenho para condutividade hidráulica saturada

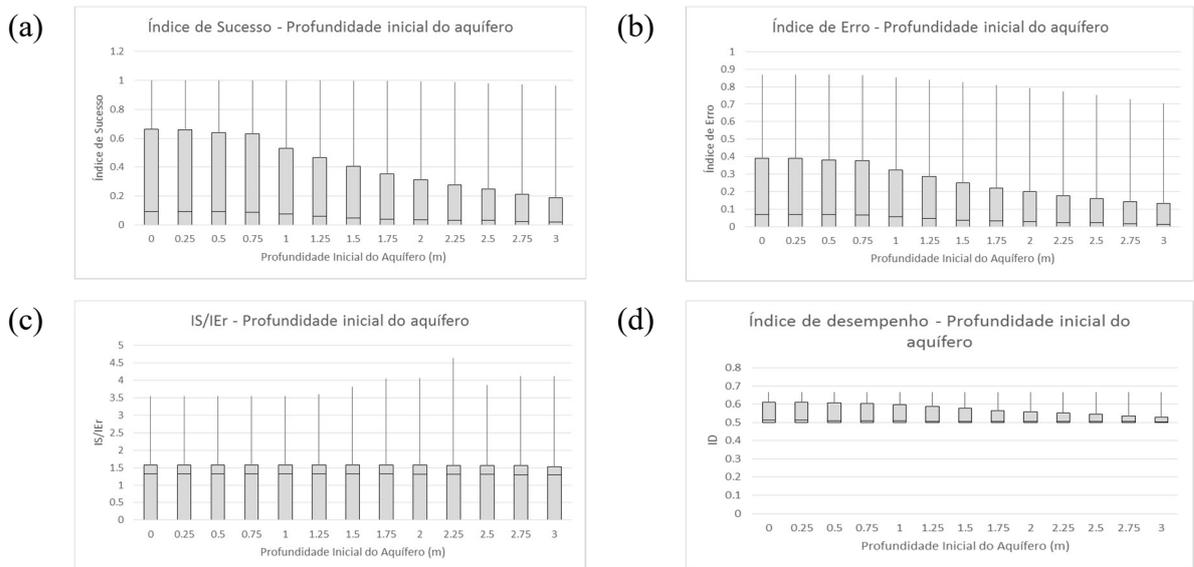


Figura 55 - Boxplot dos índices de desempenho para profundidade inicial do aquífero

Entretanto, são muitas as combinações de parâmetros possíveis para modelos de base física que será improvável que se tenha um número suficiente de situações que permitam determinar um conjunto de parâmetros ótimos que se adequem ao sistema estudado. Assim, é importante que o modelador tenha uma noção dos valores razoáveis para o caso de estudo, sob pena de utilizar um conjunto de parâmetros que não reflita a realidade do local.

Muitos autores relataram problemas com a parametrização de suas áreas de estudo. Gerente *et al.* (2014) verificou que a resolução do modelo digital de elevação utilizado influencia na avaliação da declividade média das áreas de susceptibilidade a deslizamentos. Borga *et al.*,

(2002) apontou a variabilidade espaço-temporal dos parâmetros como uma fonte de incerteza dos resultados obtidos pelo seu trabalho. Meisina e Scarabelli (2007) pontuaram que a consistência numérica e espacial dos parâmetros medidos é um fator que influencia os resultados obtidos pela análise de estabilidade usando modelos de base física. Dourado e Roig (2012) sugeriram uma melhor discretização dos mapas de forma que se possa atribuir parâmetros mais coerentes a partir dessas informações. Guimarães *et al.* (2003) sugeriu que se fosse feito esforços de forma a possibilitar a aquisição de dados de alta resolução a serem utilizados na análise de estabilidade. Dietrich *et al.* (2001) concluiu que, por causa da grande variabilidade espaço-temporal dos dados de entrada e da impossibilidade de representá-los, é impossível se fazer uma análise precisa dos resultados obtidos pelos modelos. A informação possível de se obter, segundo esse autor, é um padrão do efeito da topografia na susceptibilidade a deslizamentos.

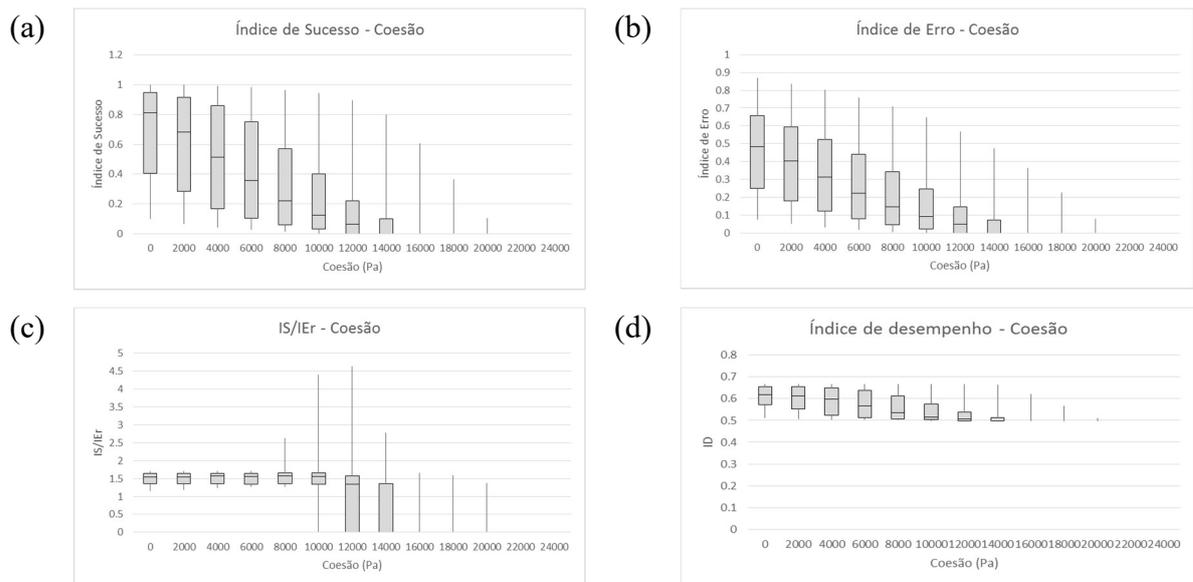


Figura 56 - Boxplot dos índices de desempenho para coesão

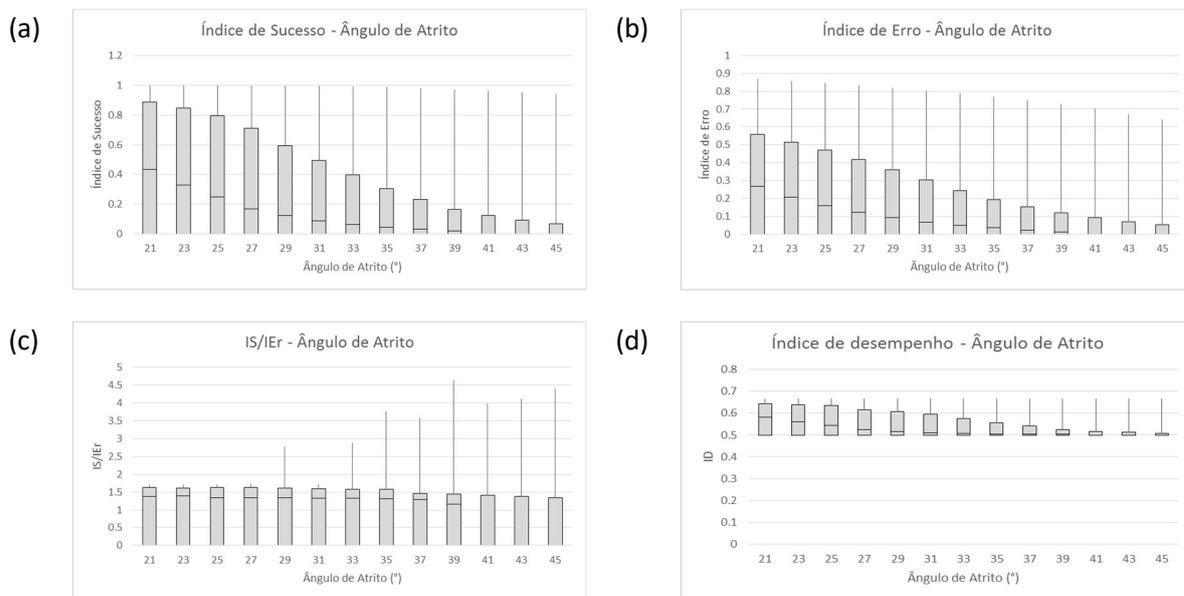


Figura 57 - Boxplot dos índices de desempenho para ângulo de atrito

5.4. ANÁLISE DO FATOR DE SEGURANÇA PARA DIFERENTES TEMPOS DE RETORNO

Nesta seção é apresentada um estudo da variação do fator de segurança para diferentes tempos de retorno. Para a seleção dos parâmetros de entrada foram escolhidos o conjunto que apresentou o melhor desempenho dentre aqueles com coesão entre 0 e 6000 Pa, profundidade inicial do aquífero entre 0 e 75 cm e condutividade hidráulica saturada entre 0,0000032 m/s e 0,0001 m/s. Esses valores são considerados os mais adequados em termos físicos para a área de estudo. A Tabela 25 mostra 10 conjuntos com o mesmo desempenho de acordo com o índice de desempenho.

Tabela 25 - Melhores conjuntos de parâmetros de entrada de acordo com o índice de desempenho e com o range de valores considerados mais apropriados fisicamente

Coesão (Pa)	Ângulo de Atrito (°)	Profundidade Inicial do Aquífero (cm)	Condutividade Hidráulica Saturada (m/s)	IS	IEr	IS/ER	ID
0	39	75	5,60E-06	0,861	0,528	1,632	0,667
2000	29	75	3,20E-06	0,873	0,539	1,619	0,667
2000	31	25	3,20E-06	0,872	0,539	1,619	0,667
2000	35	50	5,60E-06	0,860	0,526	1,634	0,667
2000	45	75	1,00E-04	0,872	0,538	1,621	0,667
4000	41	0	1,80E-05	0,858	0,524	1,636	0,667
4000	41	25	1,80E-05	0,858	0,524	1,636	0,667
4000	41	50	1,80E-05	0,858	0,524	1,636	0,667
4000	41	75	1,80E-05	0,858	0,524	1,636	0,667
6000	25	0	3,20E-06	0,873	0,539	1,619	0,667

Para efeitos desse estudo foi considerado a condutividade hidráulica igual a 0,000018 m/s, profundidade inicial do aquífero igual a zero, ângulo de atrito igual a 41° e coesão igual a 4000 Pa. Essa escolha baseou-se principalmente pela profundidade inicial do aquífero, que de acordo com a análise de sensibilidade 0 m era o melhor para o conjunto de análises realizadas e depois pela condutividade hidráulica saturada (mais próxima de 0,000056, melhor valor definido pela análise de sensibilidade) e coesão (pelo mesmo motivo).

As Figura 58 a Figura 62 mostram os mapas de fator de segurança de nível da água ao final do evento chuvoso para três diferentes níveis de profundidade inicial do aquífero (0, 50 e 75 cm) e cinco diferentes tempos de retorno de chuva (5, 25, 50, 90 e 150 anos).

Percebe-se que para profundidade inicial do aquífero igual a 0 cm, os resultados para os diferentes tempos de retorno são iguais. Isso porque o nível da água não varia durante a chuva mesmo para tempos de retorno pequenos. Com o aumento do nível da água o mapa de nível da água final e fator de segurança começam a ter alteração. Também se percebe que o tempo de retorno passa a ter influência. Por exemplo, considerando o nível inicial do aquífero igual a 75 cm, valores de tempo de retorno até 50 anos variam em termos de nível final do aquífero e, conseqüentemente, de fator de segurança.

Esses resultados mostram que as condições prévias de umidade do solo são de extrema importância no cálculo do fator de segurança, como relatado por Peres e Cancelliere (2016). Michel *et al.* (2011) também observaram a necessidade de se avaliar um longo período chuvoso para análise da susceptibilidade à deslizamentos. Previsões pontuais não conseguem simular a importância de chuvas antecedentes em eventos de estabilidade, o que só será conseguido para aplicação de modelos hidrológicos de longo prazo.

É importante ressaltar que nesse trabalho se considerou o tempo de retorno da chuva e não do deslizamento uma vez que a combinação de chuvas prévias deve ser considerada no cálculo do tempo de retorno de deslizamentos. Isso porque as condições prévias de umidade do solo são de grande importância na ocorrência de deslizamentos como mostrado pelos resultados deste trabalho.

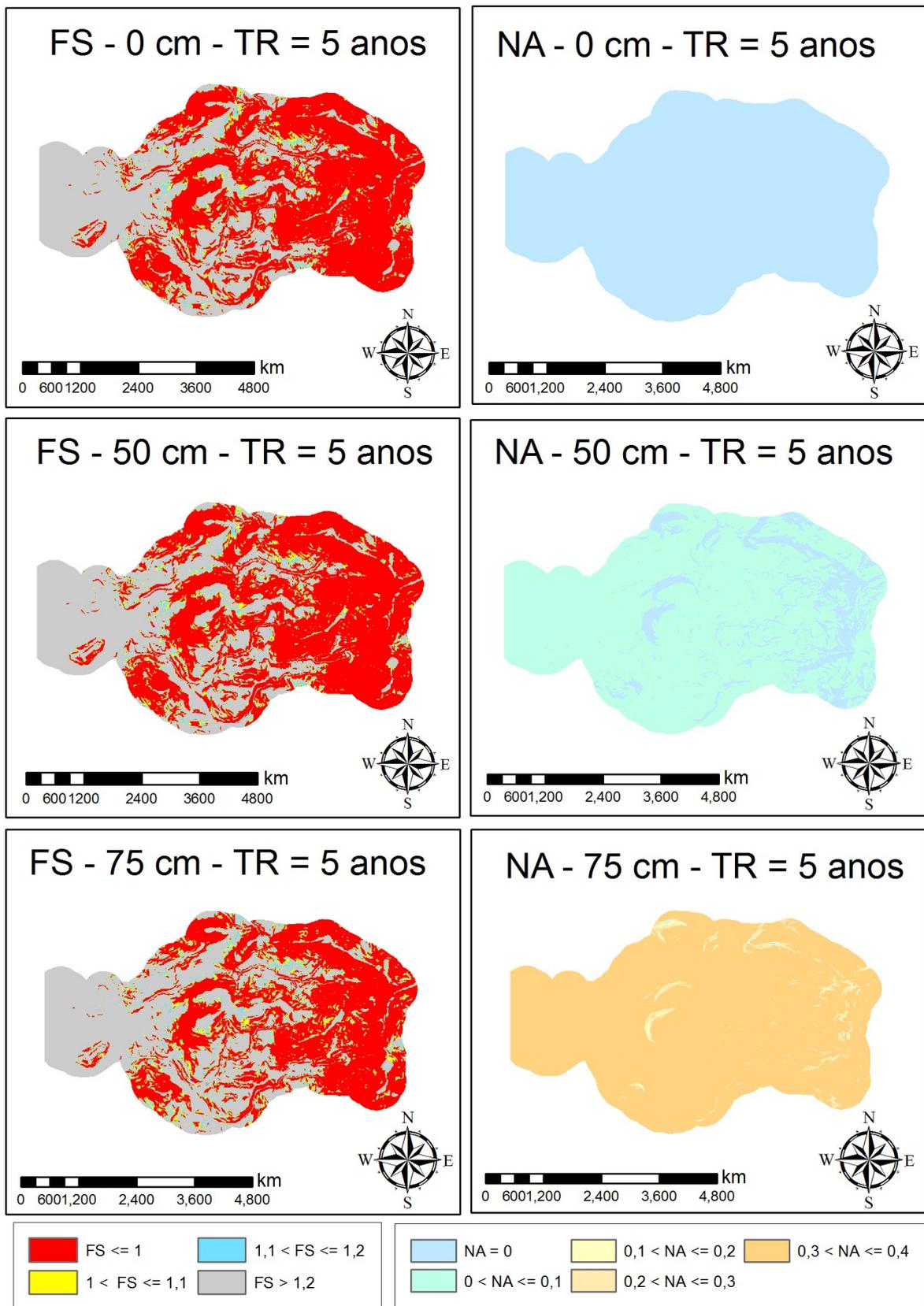


Figura 58 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 5 anos

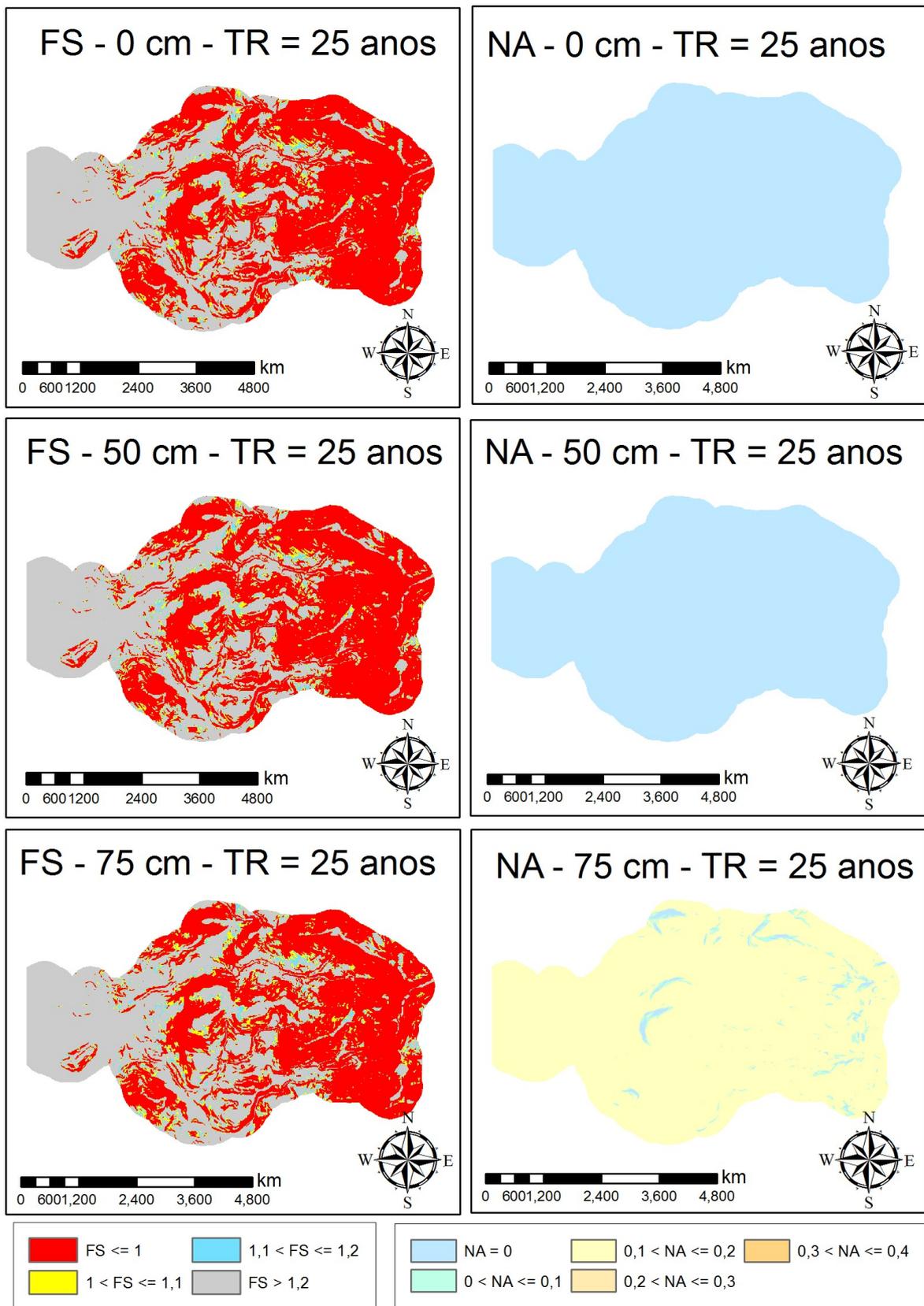


Figura 59 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 25 anos

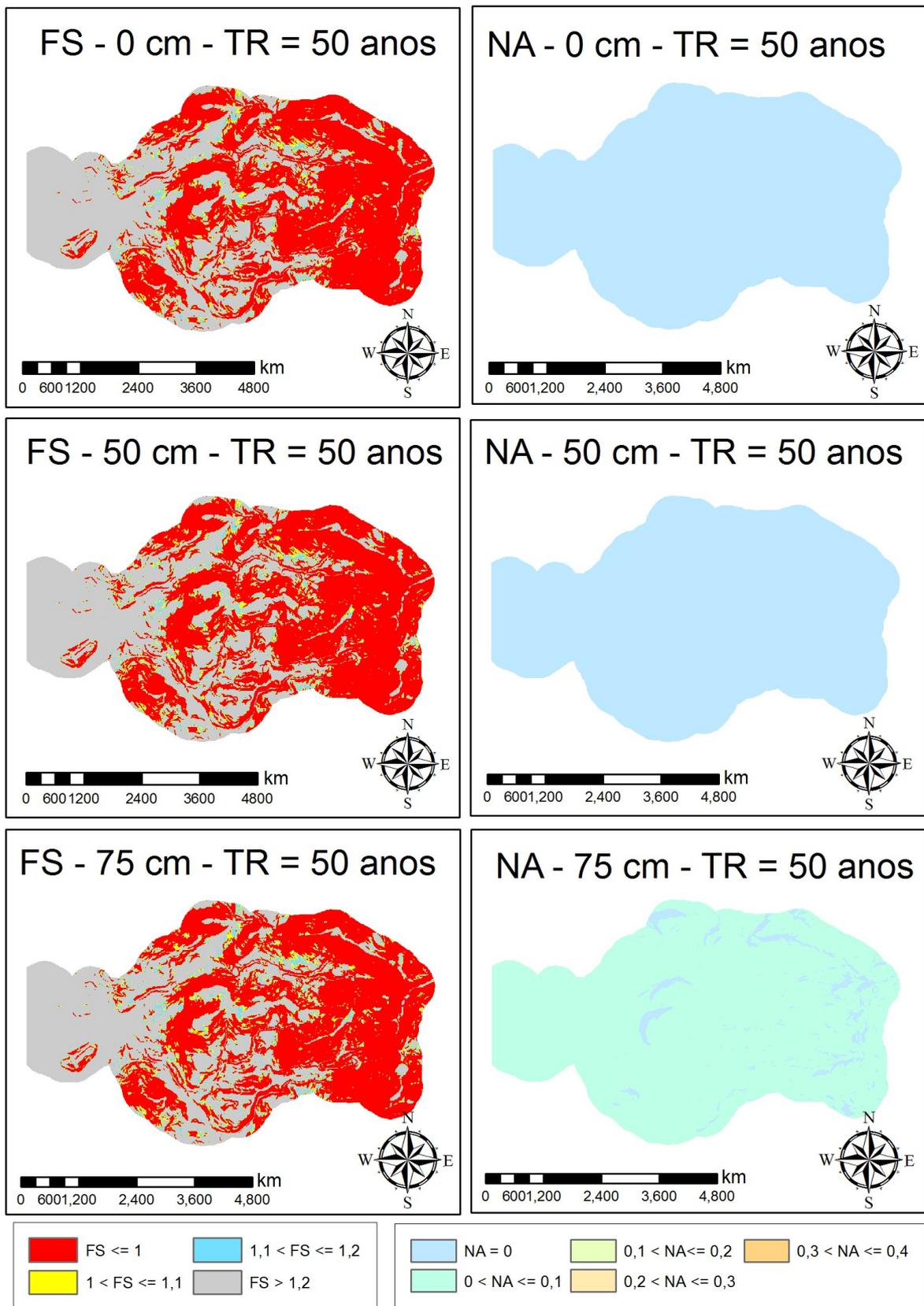


Figura 60 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 50 anos

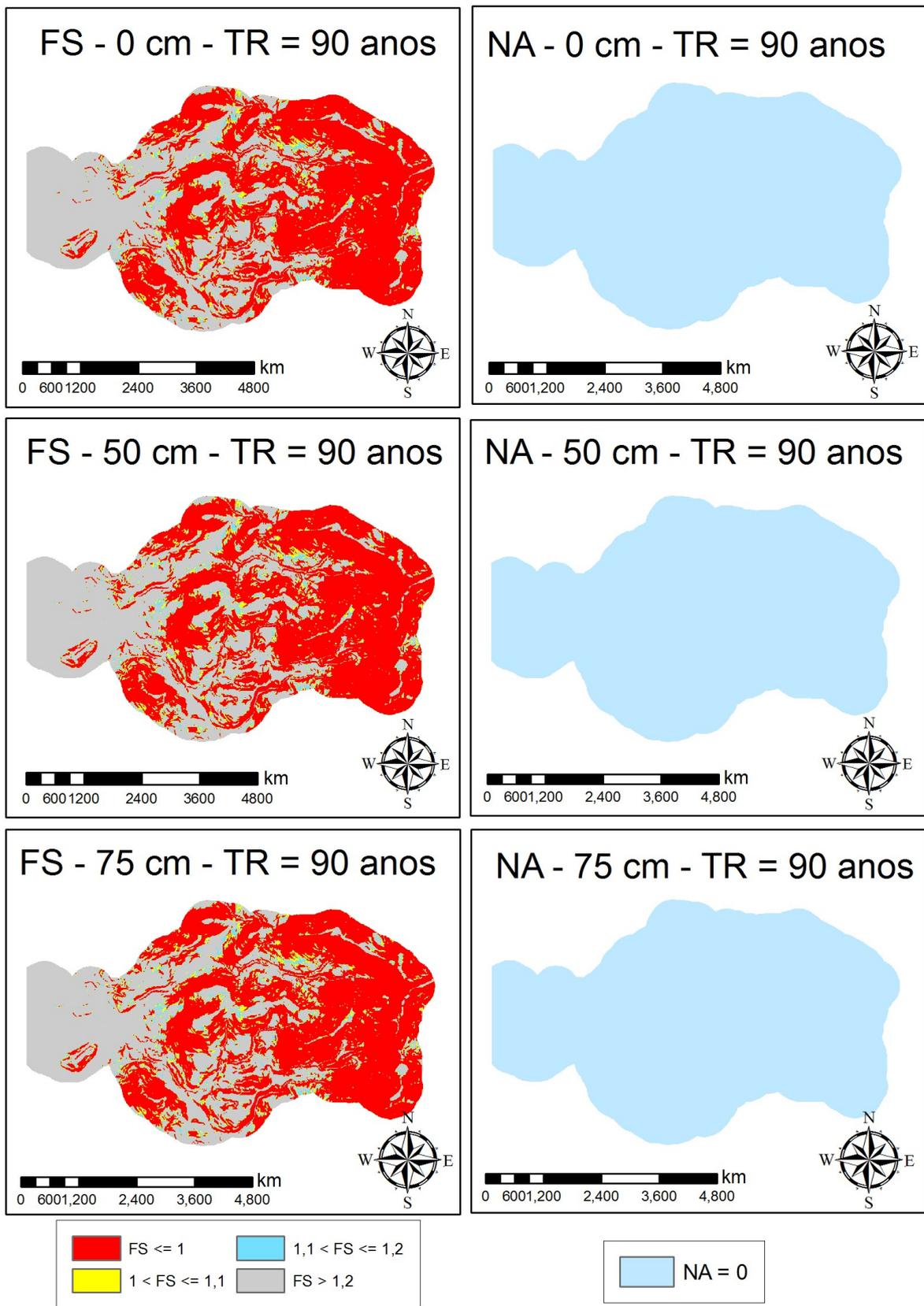


Figura 61 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 90 anos

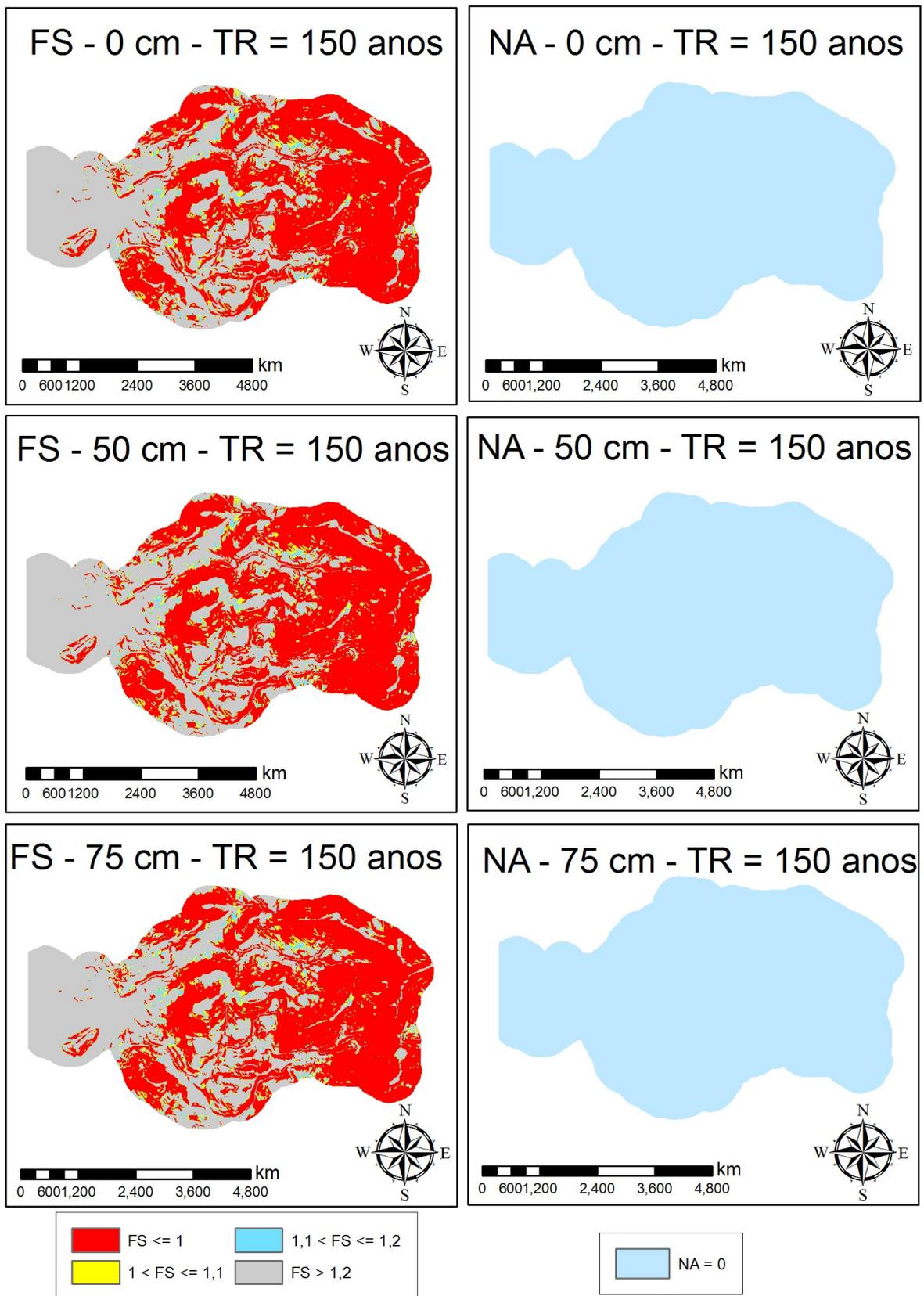


Figura 62 - Variação do fator de segurança para valores de profundidade inicial do aquífero igual a 0, 50 e 75 cm e tempo de retorno igual a 150 anos

Tabela 26 - Medidas estatísticas do fator de segurança e da profundidade final do aquífero para diferentes tempos de retorno e profundidade inicial do aquífero

Dados Analisados		Fator de Segurança					Profundidade Inicial do Aquífero				
Profundidade Inicial do Aquífero	Medidas	Tempo de Retorno (anos)					Tempo de Retorno (anos)				
		5	25	50	90	150	5	25	50	90	150
Todas as células											
0 cm	média =	1,8456	1,8456	1,8456	1,8456	1,8456	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,7315	0,7315	0,7315	0,7315	0,7315	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,9585	0,9585	0,9585	0,9585	0,9585	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,5430	1,5430	1,5430	1,5430	1,5430	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
50 cm	média =	1,8412	1,8456	1,8456	1,8456	1,8456	0,0079	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,7299	0,7315	0,7315	0,7315	0,7315	0,0056	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,9569	0,9585	0,9585	0,9585	0,9585	0,0091	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,5380	1,5430	1,5430	1,5430	1,5430	0,0117	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,0125	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
75 cm	média =	1,9795	1,9175	1,8804	1,8456	1,8456	0,3359	0,1705	0,0733	0,0000	0,0000
	menor =	0,4802	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,8018	0,7670	0,7445	0,7315	0,7315	0,3360	0,1732	0,0717	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	1,0570	1,0110	0,9853	0,9585	0,9585	0,3414	0,1810	0,0846	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,7070	1,6330	1,5900	1,5430	1,5430	0,3442	0,1835	0,0866	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,3450	0,1844	0,0876	0,0000	0,0000
Células onde não foram observados deslizamentos											
0 cm	média =	1,8782	1,8782	1,8782	1,8782	1,8782	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,7346	0,7346	0,7346	0,7346	0,7346	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,9703	0,9703	0,9703	0,9703	0,9703	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,5790	1,5790	1,5790	1,5790	1,5790	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
50 cm	média =	1,8737	1,8782	1,8782	1,8782	1,8782	0,0079	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,7331	0,7346	0,7346	0,7346	0,7346	0,0056	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,9688	0,9703	0,9703	0,9703	0,9703	0,0091	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,5740	1,5790	1,5790	1,5790	1,5790	0,0117	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,0125	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
75 cm	média =	2,0139	1,9511	1,9136	1,8782	1,8782	0,3359	0,1707	0,0735	0,0000	0,0000
	menor =	0,4802	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,8054	0,7705	0,7479	0,7346	0,7346	0,3360	0,1735	0,0721	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	1,0710	1,0240	0,9977	0,9703	0,9703	0,3414	0,1810	0,0846	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	1,7470	1,6710	1,6270	1,5790	1,5790	0,3442	0,1836	0,0866	0,0000	0,0000
	maior =	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	10,0000	0,3450	0,1844	0,0876	0,0000	0,0000
Células onde foram observados deslizamentos											
0 cm	média =	0,8200	0,8200	0,8200	0,8200	0,8200	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,6642	0,6642	0,6642	0,6642	0,6642	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,7770	0,7770	0,7770	0,7770	0,7770	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	0,8978	0,8978	0,8978	0,8978	0,8978	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	4,5140	4,5140	4,5140	4,5140	4,5140	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
50 cm	média =	0,8185	0,8200	0,8200	0,8200	0,8200	0,0074	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	menor =	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,6619	0,6642	0,6642	0,6642	0,6642	0,0016	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,7756	0,7770	0,7770	0,7770	0,7770	0,0096	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	0,8964	0,8978	0,8978	0,8978	0,8978	0,0118	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	maior =	4,4910	4,5140	4,5140	4,5140	4,5140	0,0125	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
75 cm	média =	0,8991	0,8604	0,8365	0,8200	0,8200	0,3347	0,1648	0,0666	0,0000	0,0000
	menor =	0,4802	0,4726	0,4726	0,4726	0,4726	0,0892	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
	quartil 1 =	0,7247	0,6934	0,6734	0,6642	0,6642	0,3382	0,1636	0,0595	0,0000	0,0000
	quartil 2 =	0,8535	0,8164	0,7923	0,7770	0,7770	0,3433	0,1770	0,0767	0,0000	0,0000
	quartil 3 =	0,9894	0,9465	0,9180	0,8978	0,8978	0,3447	0,1820	0,0836	0,0000	0,0000
	maior =	4,9980	4,7780	4,6510	4,5140	4,5140	0,3450	0,1844	0,0876	0,0000	0,0000

6 CONCLUSÃO

O trabalho apresenta um estudo comparativo entre os resultados obtidos pela implementação de quatro modelos de análise de estabilidade: SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability. Entre eles, apenas o último permite uma análise de estabilidade empregando métodos diferentes do método de encosta infinita.

Os resultados obtidos apontam para uma análise muito conservadora da área susceptível a deslizamentos pelo método de análise de equilíbrio limite usada pelo r.slope.stability (módulo -c). Esse resultado pode ser um indicativo de que o tipo de deslizamento ocorrido no local é raso como observado por Guimarães *et al.* (2003). Dentre os modelos que se basearam no método da encosta infinita o r.slope.stability apresentou valores mais conservadores de índice de estabilidade. O SHALSTAB apresenta uma análise menos conservadora em termos de percentual de área estável, entretanto, possui algumas áreas classificadas como incondicionalmente instáveis, fato que não ocorre nas análises do TRIGRS e do r.slope.stability.

Todos os modelos mostraram resultados relacionando a instabilidade a terrenos mais íngremes. Essa relação indica que a declividade do terreno é um aspecto físico que afeta a susceptibilidade do terreno a processos de instabilidade nos modelos. A maior parte dos deslizamentos cadastrados estão nas áreas classificadas como limiar inferior e limiar superior, no entanto, não foram identificados deslizamentos em áreas classificadas como cronicamente instáveis, indicando que valores excessivos de declividade não estão relacionados com áreas de instabilidade observadas provavelmente porque essas áreas em geral não possuem solo disponíveis para tais processos.

A análise da área de contribuição foi realizada apenas para os modelos SINMAP e SHALSTAB. O primeiro não relaciona a estabilidade à área de contribuição. No segundo, percebe-se uma tendência crescente entre a área de contribuição e a instabilidade do terreno para classes de estabilidade diferentes da incondicionalmente instável e incondicionalmente estável.

Percebeu-se que o uso do índice proposto por Sorbino *et al.* (2010) apresenta algumas distorções quando o índice de erro se torna muito pequeno, apontando algumas análises como

boas só porque possuem um baixo índice de erro, independente do índice de sucesso. Foi proposto um índice que corrigiu esse erro e, por isso, foi usado na análise dos resultados nesse trabalho. De acordo com o índice proposto e pela análise comparativa dos modelos percebe-se que o modelo com melhor desempenho para a área de estudo foi o TRIGRS. Pela análise da probabilidade de ocorrência de deslizamentos nas células consideradas susceptíveis a esses é muito pequena, indicando que os modelos ainda são bem conservadores.

Com relação a análise de sensibilidade isoladas, se percebeu pouca influência do ângulo de atrito na análise de estabilidade. A análise de estabilidade mostrou-se sensível aos parâmetros geohidráulicos (profundidade inicial do aquífero e condutividade hidráulica saturada) e para a coesão, porém questões como duração e forma da chuva não mostraram influência na análise de estabilidade.

As análises de sensibilidade considerando a variação de parâmetros geotécnicos e geohidráulicos simultaneamente mostrou em todas elas que a condutividade hidráulica saturada é o fator mais importante para o modelo TRIGRS. Entretanto, o modo como a sensibilidade é calculada favorece a importância dos parâmetros com valores absolutos menores, o que é o caso da condutividade hidráulica. Por isso, o ranqueamento de sensibilidade dos parâmetros pode não mensurar a importância real de cada parâmetro em termos comparativos.

As análises sugerem que a verificação de desempenho do modelo em termos de AUROC não tem mostrado resultados adequados, uma vez que esses valores apresentaram resultados similares considerando a variação total dos parâmetros e intervalos mais reduzidos dos parâmetros. Como a variabilidade espacial dos parâmetros é grande e na maioria das vezes pouco conhecida, o uso de modelos de base física com uso de parâmetros constantes pode não revelar a real situação local. Desta forma, o investimento em espacialização dos dados geotécnicos e geohidráulicos é importante. Além disso, a variabilidade temporal e espacial dos fatores desencadeantes também deve ser verificada, uma vez que o conhecimento aprofundado dessas entradas é importante no estudo dos processos de instabilidade. Para corroborar a necessidade de aquisição de dados em campo de forma mais precisa e espacializada, as análises do tempo de retorno e fator de segurança demonstraram a importância da precisa aferição dos dados de entrada para elaboração do mapa de susceptibilidade a deslizamentos.

7 RECOMENDAÇÕES

Os resultados deste trabalho possibilitaram verificar alguns pontos que podem ser objeto de pesquisas futuras:

1. Verificar a influência da taxa de infiltração média de longo prazo na direção z deve ser melhor estudada para verificar como definir melhores valores em diferentes áreas de estudo;
2. Estudar maneiras para aquisição de dados de maneira especializada, como por exemplo, geofísica;
3. Determinar maneiras de monitoramento de deslizamentos de forma a definir a hora de ocorrência dos deslizamentos.

REFERÊNCIAS

- Abascal, L. del V., e Bonorino, G. G. (2015) Sedimentacion coluvial e instabilidade de laderas en los Andes de Tierra del Fogo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(4), 470–481.
- Agência Nacional de Águas. (2016) HIDROWEB. Obtido 15 de janeiro de 2016, de file:///D:/Tese_07-08-2017.docx
- Akgun, A., e Erkan, O. (2016) Landslide susceptibility mapping by geographical information system-based multivariate statistical and deterministic models: in an artificial reservoir area at Northern Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2), 1–15. doi:10.1007/s12517-015-2142-7
- Al-Umar, M. (2016) Mapping of rainfall-induced landslides in Ottawa. *2nd International Conference on Civil, Structural and Transportation Engineering* (p. 2–7).
- Alcántara-Ayala, I. (2002) Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, 47(September 2016), 107–124. doi:10.1016/S0169-555X(02)00083-1
- Ali, S. A., Rangzan, K., e Pirasteh, S. (2003) Use of digital elevation model for study of drainage morphometry and identification stability and saturation zones in relations to landslide assessments in parts of the Shahbazan Area, SW - Iran. *Cartography*, 32(2), 71–76. doi:10.1080/00690805.2003.9714255
- Alvioli, M., e Baum, R. L. (2016) Parallelization of the TRIGRS model for rainfall-induced landslides using the message passing interface. *Environmental Modelling and Software*, 81, 122–135. doi:10.1016/j.envsoft.2016.04.002
- Alvioli, M., Guzzetti, F., e Rossi, M. (2014) Scaling properties of rainfall induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology*, 213, 38–47. doi:10.1016/j.geomorph.2013.12.039
- Alvioli, M., Spiga, D., e Baum, R. L. (2016) Evaluation of the parallel performance of TRIGRS v2.1 model for rainfall-induced landslide. *PeerJ Preprints*, 4(e2206v2). doi:10.7287/peerj.preprints.2206v1
- Ambrose, B., Beven, K., e Freer, J. (1996) Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7), 2135–2145.

- An, H., Viet, T. T., Lee, G., Kim, Y., Kim, M., Noh, S., e Noh, J. (2016) Development of time-variant landslide-prediction software considering three-dimensional subsurface unsaturated flow. *Environmental Modelling and Software*, 85, 172–183.
doi:10.1016/j.envsoft.2016.08.009
- Anderson, M. G., e Burt, T. P. (1990) Process studies in hillslope hydrology: an overview. In: M. G. Anderson & T. P. Burt (Eds), *Process studies in hillslope hydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England.
- Araújo, J. P. C., Silva, L. M., Silva, F. A. D., e Fernandes, N. F. (2014) Previsão de escorregamentos translacionais rasos e área de dutos: estudo de caso do maciço do tinguá na reserva biológica federal do Tinguá (RJ). *Revista Geonorte*, 10(1), 224–229.
- Araújo, J. P., Silva, L., Alvear, M., Arraes, T., Dourado, F., e Fernandes, N. (2012) Análise morfométrica de escorregamentos na região serrana do estado do Rio de Janeiro : o estudo de caso da bacia hidrográfica do córrego D’Antas. 9º *SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia* (p. 1–6). Rio de Janeiro.
- Aristizábal, E., García, E., e Martínez, C. (2015) Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. *Natural Hazards*, 78(1), 621–634. doi:10.1007/s11069-015-1736-4
- Arruda Junior, E. R. de, Lopes, E. S. S., e Campanha, V. (2015) Análise do índice de estabilidade de encostas a partir do modelo SINMAP e de dados pluviométricos obtidos por satélite: estudo de caso para o mega desastre de janeiro de 2011 no município de Nova Friburgo-RJ. *XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 6203–6210.
- Augusto Filho, O., e Virgili, J. C. (1998) Estabilidade de taludes. A. M. dos S. Oliveira & S. N. A. de Brito (Eds), *Geologia de Engenharia* (p. 586). Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, São Paulo.
- Baeza, R. C. B., e Ayala, I. A. (2004) Procesos de remocion en masa y riesgos asociados en Zacapoaxtla, Puebla. *Investigaciones Geograficas*, 53, 7–26.
- Bateira, C. V. D. M. (2015) Geometria dos terraços agrícolas e modelação da instabilidade de vertentes (Vale do Douro – Portugal). *Geosp – Espaço e Tempo*, 19(2), 263–284.
- Bauer, J. B., Fuemmeler, S. J., Wooten, R. M., Witt, A. C., Gillon, K. A., e Douglas, T. J. (2012) Landslide hazard mapping in North Carolina — Overview and improvements to the program. *11th International and 2nd North American Symposium on Landslides* (p. 257–263). At Banff, Alberta, Canada.
- Baum, R. L., Coe, J. A., Godt, J. W., Harp, E. L., Reid, M. E., Savage, W. Z., Schulz, W. H.,

- Brien, D. L., Chleborad, A. F., McKenna, J. P., e Michael, J. A. (2005) Regional landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. *Landslides*, 2(4), 266–279. doi:10.1007/s10346-005-0023-y
- Baum, R. L., Godt, J. W., e Coe, J. A. (2011) Assessing susceptibility and timing of shallow landslide and debris flow initiation in the Oregon Coast Range, USA. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-090
- Baum, R. L., Godt, J. W., e Savage, W. Z. (2010) Estimating the timing and location of shallow rainfall - induced landslides using a model for transient , unsaturated infiltration. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1–26. doi:10.1029/2009JF001321
- Baum, R. L., Savage, W. Z., e Godt, J. W. (2008) *TRIGRS — A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Version 2.0. U.S. Geological Survey Open-File Report*. doi:Open-File Report 2008–1159
- Bellugi, D., Dietrich, W. E., Stock, J., Mckean, J., Kazian, B., e Hargrove, P. (2011) Spatially explicit shallow landslide susceptibility mapping over large areas. *International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Proceedings* (p. 399–407). doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-045
- Bertoncini, A. L. da S., e Oliveira, F. H. De. (2014) Mapeamento de áreas suscetíveis a deslizamentos: um comparativo de técnicas para regiões com alta pluviosidade no estado de Santa Catarina. *XXVI Congresso Brasileiro de Cartografia* (p. 11).
- Beven, K. (1977) Hillslope hydrographs by the finite element method. *Earth Surface Processes*, 2, 13–28.
- Beven, K. (1997) TOPMODEL: a critique. *Hydrological Processes*, 11(August 1996), 1069–1085.
- Beven, K. (2001) *Rainfall-Runoff Modelling - The primer*. John Wiley & Sons, LTD, Chichester, England.
- Beven, K., e Kirkby, M. J. (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences*, 24(1), 43–69. doi:10.1080/02626667909491834
- Bhamare, S. M., Kazi, N. M., e Agone, V. (2015) Slope Stability Analysis: An application of SHALTAB for landslides on Toranmal Plateau., 2(14), 102–108.
- Bisantino, T., Fischer, P., Gentile, F., e Liuzzi, G. T. (2010) Rheological properties and debris-flow modeling in a southern Italy watershed. *WIT Transactions on Engineering Sciences*, 67, 237–248. doi:10.2495/DEB100201
- Bischetti, G. B., e Chiaradia, E. A. (2010) Calibration of distributed shallow landslide models

- in forested landscapes. *Journal of Agricultural Engineering*, 41(3), 23.
doi:10.4081/jae.2010.3.23
- Bordoni, M., Meisina, C., Valentino, R., Bittelli, M., e Chersich, S. (2015) Site-specific to local-scale shallow landslides triggering zones assessment using TRIGRS. *Natural Hazards Earth System Science*, 15, 1025–1050. doi:10.5194/nhess-15-1025-2015
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Gregoretti, C., e Marchi, L. (2002) Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability. *Hydrological Processes*, 16(14), 2833–2851. doi:10.1002/hyp.1074
- Borga, M., Tonelli, F., e Salleroni, J. (2004) A physically based model of the effects of forest roads on slope stability. *Water Resources Research*, 40(12), 1–9.
doi:10.1029/2004WR003238
- Brambilla, D., Longoni, L., e Papini, M. (2010) Regional methods for shallow landslide hazard evaluation: A comparison between Italy and Central America. *WIT Transactions on Engineering Sciences* (Vol. 67, p. 185–196). doi:10.2495/DEB100161
- Brasil. (2012) Instrução Normativa nº 01/2012, de 24 de agosto de 2012. Estabelece procedimentos e critérios para a decretação de situação de emergência ou estado de calamidade pública pelos municípios, estados e pelo Distrito Federal, e para o reconhecimento federal da. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Poder Executivo, Brasília, DF, 30 ago. 2012. Seção 1, p. 30-39.
- Bressani, L. A., e Bertuol, F. (2011) Alguns escorregamentos do RS e de SC e a avaliação de susceptibilidade e risco de encostas. In: W. A. Lacerda, E. M. Palmeira, A. L. Coelho Netto, & M. Ehrlich (Eds), *Desastres Naturais - Susceptibilidade e riscos, mitigação e prevenção, gestão e ações emergenciais* (p. 88–103). Rio de Janeiro. Obtido de <http://www.ambiente.sp.gov.br/wp-content/uploads/publicacoes/sma/8-DesastresNaturais.pdf>
- Bronstert, A. (1999) Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 13(1), 21–48. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199901)13:1<21::AID-HYP702>3.0.CO;2-4
- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., e Madsen, H. (2004) An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 298, 242–266. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.042
- Calcaterra, D., De Riso, R., e Di Martire, D. (2004) Assessing shallow debris slide hazard in the Agnano Plain (Naples, Italy) using SINMAP, a physically based slope-stability

- model. *9th International Symposium on Landslides* (Vol. 1, p. 177–186). Rio de Janeiro.
- Câmara, G. (2005) Representações computacionais do espaço geográfico Este. M. Casanova, G. Câmara, C. Davis, L. Vinhas, & G. R. Queiroz (Eds), *Bancos de Dados Geográficos* (p. 1–44). MundoGEO, Curitiba.
- Cannata, M., Molinari, M. E., Xuan Luan, T., e Hung Long, N. (2012) Web processing services for shallow landslide. *International Journal of Geoinformatics*, 8(1), 25–34.
- Carlos M. Ramirez, Viers, J. H., Quinn, J. F., e Johnson, M. L. (2002) Mass wasting identification in the Navarro river watershed using hyperspectral Imagery. *California and the World Ocean 2002* (p. 993–1004). Santa Barbara, California, United States - See more at: [http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/40761\(175\)115#sthash.ZZTvHYfH.dpuf](http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/40761(175)115#sthash.ZZTvHYfH.dpuf). doi:[http://dx.doi.org/10.1061/40761\(175\)115](http://dx.doi.org/10.1061/40761(175)115)
- Carrara, A., Crosta, G., e Frattini, P. (2008) Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology*, 94(3–4), 353–378. doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.033
- Cascini, L., Ciurleo, M., e Di Nocera, S. (2016) Soil depth reconstruction for the assessment of the susceptibility to shallow landslides in fine-grained slopes. *Landslides*, 14(2), 459–471. doi:10.1007/s10346-016-0720-8
- Cascini, L., Ciurleo, M., Di Nocera, S., e Gullà, G. (2015) A new-old approach for shallow landslide analysis and susceptibility zoning in fine-grained weathered soils of southern Italy. *Geomorphology*, 241, 371–381. doi:10.1016/j.geomorph.2015.04.017
- Cascini, L., Cuomo, S., Ferlisi, S., e Sorbino, G. (2009) Detection of mechanisms for destructive landslides in Campania region—southern Italy. *Proceedings of the Workshop on Rainfall-Induced Landslides: Mechanisms, Monitoring Techniques and Nowcasting Models for Early Warning Systems* (p. 43–51). Obtido de <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Detection+of+mechanisms+for+destructive+landslides+in+Campania+region+?+southern+Italy#0>
- Cascini, L., Cuomo, S., e Sorbino, G. (2005) Flow-like mass movements in pyroclastic soils: remarks on the modelling of triggering mechanisms. *Rivista italiana di geotecnica*, (4), 11–31. Obtido de http://www.associazionegeotecnica.it/sites/default/files/rig/RIG_2005_4_011.pdf
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., e Corsini, A. (2010) Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: A case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy).

- Landslides*, 7(4), 433–444. doi:10.1007/s10346-010-0207-y
- Chen, N., Hsu, S., e Hsu, S.-Y. (2010) Identification of Rainfall-Induced Slope Failures : A Case Study in Hualien. *63rd Canadian Geotechnical Conference & 6th Canadian Permafrost Conference* (p. 1032–1038).
- Chen, Y., Chen, D., Li, Z., e Huang, J. (2016) Preliminary studies on the dynamic prediction method of rainfall-triggered landslide. *Journal of Maps*, 13(10), 1735–1745. doi:10.1007/s11629-014-3110-5
- Chian, S. C., e Wilkinson, S. M. (2015) Feasibility of remote sensing for multihazard analysis of Landslides in Padang Pariaman during the 2009 Padang Earthquake. *Natural Hazards Review*, 16(1), 11. doi:10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000143.
- Chien-Yuan, C., Tien-Chien, C., Fan-Chieh, Y., e Sheng-Chi, L. (2005) Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide. *Environmental Geology*, 48, 466–479. doi:10.1007/s00254-005-1289-z
- Chien, L., Hsu, C., e Yin, L. (2015) Warning Model for Shallow Landslides Induced by Extreme Rainfall. *Water*, 7, 4362–4384. doi:10.3390/w7084362
- Ciurleo, M., e Cascini, L. (2012) Analisi quantitativa di frane superficiali in terreni a grana fine. *Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica*.
- Claessens, L., Heuvelink, G. B. M., Schoorl, J. M., e Veldkamp, A. (2005) DEM resolution effects on shallow landslide hazard. *Earth Surface Process and Landforms*, 30, 461–477. doi:10.1002/esp.1155
- Conti, A. (2012) *Desenvolvimento de um modelo matemático transiente para previsão de escorregamentos planares em encostas*. Departamento de Engenharia Civil - PUC-RIO.
- Cruden, D. M., e Varnes, D. J. (1996) *Landslide Types and Processes*. *Transportation Research Board*.
- Cuomo, S., e Della Sala, M. (2015) Large-area analysis of soil erosion and landslides induced by rainfall: A case of unsaturated shallow deposits. *Journal of Mountain Science*, 12(4), 783–796. doi:10.1007/s11629-014-3242-7
- Cuomo, S., e Iervolino, A. (2016) Investigating the role of stratigraphy in large-area physically-based analysis of December 1999 Cervinara shallow landslides. *Journal of Mountain Science*, 13(August 2014), 104–115. doi:10.1007/s11629-014-3261-4
- D’Amato Avanzi, G., Falaschi, F., Giannecchini, R., e Puccinelli, A. (2009) Soil slip susceptibility assessment using mechanical-hydrological approach and GIS techniques: An application in the Apuan Alps (Italy). *Natural Hazards*, 50(3), 591–603.

doi:10.1007/s11069-009-9357-4

- D'Orsi, R. N., Paes, N. M., Mahalhães, M. A., Coelho, R. S., e Costa, L. C. (2013) *Correlação de chuvas x escorregamentos no estado do Rio de Janeiro no mês de novembro de 2012 Apresentação 2 . Distribuição de chuvas e escorregamentos no mês de novembro de 2012*. Rio de Janeiro.
- Dal Sasso, S. F., Sole, A., Pascale, S., Sdao, F., Bateman Pinzón, A., e Medina, V. (2013) Assessment methodology for the prediction of landslide dam hazard. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5663–5694. doi:10.5194/nhess-14-557-2014
- Dall'Ara, E., Grandi, S., Petracco-Giudici, M., e Pistocchi, A. (2002) Study area: *VIII Int. Conf. On Sustainable development*. Manchester.
- Davis, J., e Blesius, L. (2015) A hybrid physical and maximum-entropy landslide susceptibility model. *Entropy*, 17(6), 4271–4292. doi:10.3390/e17064271
- Davis, J. D., e Sims, S. M. (2013) Physical and maximum entropy models applied to inventories of hillslope sediment sources. *Journal of Soils and Sediments*, 13(10), 1784–1801. doi:10.1007/s11368-013-0774-3
- Deb, S. K., e El-Kadi, A. I. (2009) Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. *Geomorphology*, 108(3–4), 219–233. doi:10.1016/j.geomorph.2009.01.009
- Dias, A. A. V., e Gunathilake, A. A. J. K. (2012) A comparative analysis of landslide susceptibility by WAA and SINMAP model. *IPL Symposium* (p. 69–80). Paris.
- Diersch, H.-J. G. (1998) *Feflow 5.1 - User's Manual*. Obtido de <https://www.tu-braunschweig.de/Medien-DB/geoekologie/fefflowusersmanual.pdf>
- Dietrich, W. E., Bellugi, D., e Asua, R. R. de. (2001) Validation of the Shallow Landslide Model , SHAL STAB , for Forest Management. *Water Science and Application*, (2), 195–227.
- Dietrich, W., McKean, J., Bellugi, D., e Perron, T. (2007) The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model. *Fourth International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment (DFHM-4)*, 12. Obtido de <http://web.mit.edu/perron/www/files/Dietrich08.pdf>
- Dikau, R., Cavallin, A., e Jäger, S. (1996) Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology*, (15), 227–239.
- DNIT. (2013) Situação das Rodovias. Obtido 27 de setembro de 2013, de www.dnit.gov.br

- Dolp, F. (2014) *Stability of slopes in the Okharpauwa basin , Central Nepal , with special emphasis on geology , soil parameters and computer modelling*. University for Natural Resources and Applied Life Science, Vienna.
- Dorji Cheki, e Shibayama, T. (2008) Landslide susceptibility analysis using quantitative method with GIS for mountaineous road. *Proceedings of the Symposium on Global Environment* (p. 15–25).
- Dourado, F., e Roig, H. (2012) *Mapas de susceptibilidade a escorregamentos rasos, usando os modelos SHALSTAB e SINMAP, da bacia do rio Paquequer - Teresópolis – RJ*. Obtido de www.cadgeo.uff.br
- Eco, R., Aquino, D., Lagmay, A., Alejandrino, I., Bonus, A., Escape, C., Felix, R., Ferrer, P., Gacusan, R., Galang, J., Llanes, F., Luzon, P., Montalbo, K., Ortiz, I., Rabonza, M., Realino, V., Sabado, J., Sulapas, J., Ariola, H., Obrique, J., Quina, C., Alemaniam, M., Magcamit, M., Salvosa, S., e Timbas, N. (2015) Landslide and debris flow susceptibility mapping of Leyte Province , Philippines using remote sensing , numerical modelling , and GIS. *Journal of the Philippine Geoscience and Remote Sensing Society*, 1(1).
- El-Ramly, H., Morgenstern, N. R., e Cruden, D. M. (2005) Probabilistic assessment of stability of a cut slope in residual soil. *Géotechnique*, (55), nº 1, 77-84.
- Engel, B., Storm, D., White, M., Arnold, J., e Arabi, M. (2007) A hydrologic/water quality model application protocol. *Journal of the American Water Resources Association*, (43), nº 5, 1223-1236. doi:10.1111/j.1752-1688.2007.00105.x
- Faria, A., Bateira, C., Soares, L., Fernandes, L., Oliveira, A., Teixeira, M., Gonçalves, J. A., e Marques, F. (2015) Instabilidade em terraços agrícolas no vale do Douro, Pinhão. Modelação matemática de base física. *Congresso Nacional de Geomorfologia* (p. 203–208).
- Faria, R., Rocha, G. C., e Zaidan, R. T. (2008) A eficácia de previsões de ocorrência de movimentos de massa em juiz de fora - mg. *XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física e Aplicada*. Viçosa.
- Faria, A. F. P. F. de. (2014) *Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente por Método Matemático de Base Física e de Base Estatística: Estudo Comparativo no Vale do Douro Vinhateiro*. Universidade do Porto.
- Faria, R. L. de. (2013) *Zoneamento da susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos na bacia hidrográfica do córrego do Yung*. Universidade Federal de Juiz de Fora.
- Ferlisi, S., De Chiara, G., e Cascini, L. (2015) Quantitative risk analysis for

- hyperconcentrated flows in Nocera Inferiore (southern Italy). *Natural Hazards*, 81, 89–115. doi:10.1007/s11069-015-1784-9
- Fernandes, N. F., Guimarães, R. F., Gomes, R. A. T., Vieira, B. C., e Montgomery, D. R. (2001) Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas : Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, (2), nº 1, 51-71.
- Fernandes, N. F., Guimarães, R. F., Gomes, R. A. T., Vieira, B. C., Montgomery, D. R., e Greenberg. (2001) Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2(1), 51–71.
- Fernandes, N. F., Guimarães, R. F., Gomes, R. A. T., Vieira, B. C., Montgomery, D. R., e Greenberg, H. (2004) Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro : field evidence and modeling. *Catena*, 55, 163–181. doi:10.1016/S0341-8162(03)00115-2
- Floris, M., D’Alpaos, A., De Agostini, A., Stevan, G., Tessari, G., e Genevois, R. (2012) A process-based model for the definition of hydrological alert systems in landslide risk mitigation. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3343–3357. doi:10.5194/nhess-12-3343-2012
- Fonseca, B. (2016) *Veículos Aéreos não Tripulados, Modelos Digitais de Elevação e modelação da instabilidade em taludes de terraços agrícolas: aplicação de Modelos Matemáticos de Base Física (SHALSTAB) no Alto Douro Vinhateiro (Quinta de S. Luiz)*. Universidade do Porto.
- Ford, A. (2010) *Modeling the Environment*. (Second Edi.). Island Press.
- Formetta, G., Capparelli, G., Rigon, R., e Versace, P. (2014) Physically based landslide susceptibility models with different degree of complexity: calibration and verification. *Congress on Env. Modelling and Software*. San Diego. Obtido de <http://www.iemss.org/society/index.php/iemss-2014-proceedings>
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., e Todini, E. (1996) Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175, 293–338.
- Francos, A., Elorza, F. J., Bouraoui, F., Bidoglio, G., e Galbiati, L. (2003) Sensitivity analysis of distributed environmental simulation models : understanding the model behaviour in hydrological studies at the catchment scale. *Reliability Engineering & System Safety*, 79, 205–218.
- Galindo, M. S. V. (2013) *Desenvolvimento de uma Metodologia para Determinação da*

- Viscosidade de Solos*. Departamento de Engenharia Civil - PUC-RIO.
- Galindo, M. S. V., e Campos, T. M. P. de. (2014) Desenvolvimento de uma Metodologia para Determinação da Viscosidade de Solos. *Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica*.
- Gerente, J., Luiz, E. L., e Dal Santo, M. A. (2014) Utilização do SHALSTAB como ferramenta para o diagnóstico preliminar da suscetibilidade a deslizamentos rasos no baixo vale do rio Luís Alves - SC. *Ambiência Guarapuava (PR)*, 10, 333–350. doi:10.5935/ambiencia.2014.supl.08
- Gerscovich, D. M. S. (2012) Estabilidade de Taludes. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Gibertoni, R. D. F. C., Pinto, R. B., Figueira, I. F. R., Daru, R. L., e Veronez, O. (2011) Avaliação da estabilidade de bordas de reservatório - Aprimoramento dos resultados através da inserção de informações de campo. *XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (p. 1–19).
- Gioia, E., Speranza, G., Ferretti, M., Godt, J. W., Baum, R. L., e Marincioni, F. (2014) Using the TRIGRS model to predict rainfall-induced shallow landslides over large areas. *Geophysical Research Abstracts*, (16).
- Gioia, E., Speranza, G., Ferretti, M., Godt, J. W., Baum, R. L., e Marincioni, F. (2015) Application of a process-based shallow landslide hazard model over a broad area in Central Italy. *Landslides*, (13), n° 5, 1197-1214. doi:10.1007/s10346-015-0670-6
- Giraldo, E. V. A. (2013) *SHIA _ Landslide : Developing a physically based model to predict shallow landslides triggered by rainfall in tropical environments*. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.
- Giuseppe, F., Simoni, S., Godt, J. W., Lu, N., e Rigon, R. (2016) Geomorphological control on variably saturated hillslope hydrology and slope instability. *Water Resources Research*, (52), 4590–4607. doi:10.1002/2015WR017626.Received
- Godt, J. W., Baum, R. L., Savage, W. Z., Salciarini, D., Schulz, W. H., e Harp, E. L. (2008) Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Engineering Geology*, (102), 214–226. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.019
- Godt, J. W., Schulz, W. H., Baum, R. L., e Savage, W. Z. (2008) Modeling rainfall conditions for shallow landsliding in Seattle, Washington. R. L. Baum, J. W. Godt, & L. M. Highland (Eds), *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology* (Vol. XX, p. 137–152). doi:10.1130/2008.4020(08)

- Goedecke, W. (2013) *Efficacy of mathematical models using physical soil factors in determining landslide hazard*. San Francisco State University.
- Goetz, J. N., Guthrie, R. H., e Brenning, A. (2011) Integrating physical and empirical landslide susceptibility models using generalized additive models. *Geomorphology*, (129), 376–386. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.001
- Gomes, R. A. T. (2006) *Modelagem de Previsão de Movimentos de Massa a Partir da Combinação de Modelos de Escorregamentos e Corridas de Massa*. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Gomes, R. A. T., Guimarães, R. F., Carvalho, O. A., Fernandes, N. F., Vargas, E. A., e Martins, É. S. (2008) Identification of the affected areas by mass movement through a physically based model of landslide hazard combined with an empirical model of debris flow. *Natural Hazards*, (45), 197–209. doi:10.1007/s11069-007-9160-z
- Gomes, R. A. T., Guimarães, R. F., Carvalho Júnior, O. A. De, Fernandes, N. F., e Amaral Júnior, E. V. (2013) Combining Spatial Models for Shallow Landslides and Debris-Flows Prediction. *Remote Sensing*, 5, 2219–2237. doi:10.3390/rs5052219
- Gomes, R. A. T., Guimarães, R. F., Júnior, O. A. de C., Menke, A. B., Martins, É. de S., Oliveira, S. N. de, e Fernandes, N. F. (2010) Identification of areas prone to shallow landslide in Parque Nacional da Serra dos Órgãos (Brazil) considering seasonal rainfall. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) – Departamento de Geografia. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (p. 4549–4552). Honolulu.
- Grelle, G., Soriano, M., Revellino, P., Guerriero, L., Anderson, M. G., Diambra, A., Fiorillo, F., Esposito, L., Diodato, N., e Guadagno, F. M. (2013) Space-time prediction of rainfall-induced shallow landslides through a combined probabilistic/deterministic approach, optimized for initial water table conditions. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, (73), 877–890. doi:10.1007/s10064-013-0546-8
- Griensven, A. Van, Meixner, T., Grunwald, S., e Bishop, T. (2006) A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, (324), 10–23. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.09.008
- Griffiths, D. V, Huang, J., e DeWolfe, G. F. (2011) Numerical and analytical observations on long and infinite slopes. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, (April 2010), 569–585. doi:10.1002/nag
- Gruber, F. E., e Mergili, M. (2013) Regional-scale analysis of high-mountain multi-hazard and risk indicators in the Pamir (Tajikistan) with GRASS GIS. *Natural Hazards and*

- Earth System Sciences*, (13), 2779–2796. doi:10.5194/nhess-13-2779-2013
- Guesser, L. H. (2016) *Mapeamento geotécnico da área urbana do município de Antônio Carlos (SC) aplicado ao planejamento do uso e ocupação dos solos*. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Guimarães, R. F., Arnaldo, R., Gomes, T., Abílio, O., e Júnior, D. C. (2009) Análise temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1), 190–198.
- Guimarães, R. F., Arnaldo, R., Gomes, T., e Fernandes, N. F. (2003) Application of the SHALSTAB Model for Mapping Susceptible Landslide Areas in Mine Zone (Quadrilátero Ferrífero in Southeast Brazil). *Geoscience and Remote Sensing Symposium* (p. 7–9). Toulouse. doi:10.1109/IGARSS.2003.1294470
- Guimarães, R. F., Fernandes, N. F., Gomes, R. A. T., e Carvalho Júnior, O. A. (2003) Fundamentação Teórica Do Modelo Matemático para previsão de escorregamentos rasos Shallow Stability. *Espaço & Geografia*, 6(1516–9375), 133–150.
- Guimarães, R. F., Júnior, R. A. T. G., Carvalho, O. A. de, Fernandes, N. F., Júnior, E. do A. V., e Martins, É. de S. (2007) Identification of the affected areas by mass movement through a physically based model of landslide hazard combined with a two-dimensional flood routing model for simulating debris flow. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (p. 3035–3038). doi:10.1109/IGARSS.2007.4423484
- Guimarães, R. F., Montgomery, D. R., Greenberg, H. M., Fernandes, N. F., Gomes, R. A. T., e Carvalho Júnior, O. A. De. (2003) Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*, 69, 99–108. doi:10.1016/S0013-7952(02)00263-6
- Guimarães, R. F., Osmar Abílio de Carvalho Júnior, Gomes, R. A. T., e Fernandes, N. F. (2004) Comparative analysis of the SHALSTAB model from 1: 10,000 and 1: 50,000 scales. *Geoscience and Remote Sensing Symposium* (p. 1307–1309). Anchorage, AK, USA. Obtido de http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs_all.jsp?arnumber=1368657
- Hall, M. J. (2001) How well does your model fit the data? *Journal of Hydroinformatics*, 3(1), 49–55.
- Hammond, C. D., Hall, S. M., e Swetik, P. (1992) *Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0*. General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station.

- He, X., Hong, Y., Vergara, H., Zhang, K., e Kirstetter, P. (2016) Development of a coupled hydrological-geotechnical framework for rainfall-induced landslides prediction. *Journal of Hydrology*, 543, 395–405. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.10.016
- Heiselberg, P., Brohus, H., Hesselholt, A., Rasmussen, H., Seinre, E., e Thomas, S. (2009) Application of sensitivity analysis in design of sustainable buildings. *Renewable Energy*, 34(9), 2030–2036. doi:10.1016/j.renene.2009.02.016
- Hidalgo-Montoya, C. A. (2013) *Incertezas, Vulnerabilidade e Avaliação de Risco Devido a Deslizamento em Estradas*. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. Universidade de Brasília - UnB.
- Highland, L. M., e Bobrowsky, P. ([s.d.]) *O Manual de Deslizamento – Um Guia para a Compreensão de Deslizamentos*.
- Hillel, D. (1998) *Environmental Soil Physics*. American Press, San Diego.
- Hinkle, J. C. (2003) *Identification and prediction of debris slides in the Hot Springs Basin, Cascade Range, northwest Oregon*. Portland State University.
- Hofer, E. (1999) Sensitivity analysis in the context of uncertainty analysis for computationally intensive models. *Computer Physics Communications*, 117, 21–34.
- Hopfe, C. J., e Hensen, J. L. M. (2011) Uncertainty analysis in building performance simulation for design support. *Energy and Buildings*, 43(10), 2798–2805. doi:10.1016/j.enbuild.2011.06.034
- Huang, J. C., e Kao, S. J. (2006) Optimal estimator for assessing landslide model efficiency. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3(3), 1125–1144. doi:10.5194/hessd-3-1125-2006
- Huang, J., Kao, S., Hsu, M., Stochastic, J. L., Huang, J., Kao, S., Hsu, M., e Lin, J. (2006) Stochastic procedure to extract and to integrate landslide susceptibility maps: an example of mountainous watershed in Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(5), 803–815. doi:10.5194/nhess-6-803-2006
- Hungr, O., Leroueil, S., e Picarelli, L. (2014) The Varnes classification of landslide types , an update. *Landslides*, (April 2013), 167–194. doi:10.1007/s10346-013-0436-y
- Hurtado-Espinoza, L. (2010) *Avaliação do Potencial de Liquefação de Solos Coluvionares do Rio de Janeiro*. Engenharia Civil. PUC-RIO.
- Infanti Junior, N., e Fornasari Filho, N. (1998) Processos de Dinâmica Superficial. A. M. dos S. Oliveira & S. N. A. de Brito (Eds), *Geologia de Engenharia* (p. 131–152).
- Iverson, R. M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*,

- 36(7), 1897–1910.
- Iverson, R. M., e Major, J. J. (1986) Groundwater Seepage Vectors and the Potential for Hillslope Failure and Debris Flow Mobilization. *Water Resources Research*, 22(11), 1543–1548.
- Júnior, W. M., e Zaidan, R. T. (2014) Movimentos de massa na bacia hidrográfica do córrego Yung - Juiz de Fora/MG: Interpretações a partir da utilização do modelo SINMAP. *Revista Geonorte*, 4(1), 193–198.
- Júnior, W. M., e Zaidan, R. T. (2016) Mapeamento de estabilidade de encostas: o casos da bacia hidrográfica do córrego Yung (Juiz de Fora - MG). *Revista de Geografia*, 6(2).
- Jurchescu, M., e Grecu, F. (2015) Modelling the occurrence of gullies at two spatial scales in the Oltel Drainage Basin (Romania). *Natural Hazards*, 79(1), 255–289.
doi:10.1007/s11069-015-1981-6
- Kappes, M. S., Gruber, K., Frigerio, S., Bell, R., Keiler, M., e Glade, T. (2012) The MultiRISK platform : The technical concept and application of a regional-scale multihazard exposure analysis tool. *Geomorphology*, 151–152, 139–155.
doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.024
- Khuran, J. (2004) *Stability Modeling with SLOPE/W - An Engineering Methodology*.
- Kim, D., Im, S., Ho, S., Hong, Y., e Cha, K. (2010) Predicting the Rainfall-Triggered Landslides in a Forested Mountain Region Using TRIGRS Model. *Journal of Mountain Science*, 7, 83–91. doi:10.1007/s11629-010-1072-9
- Kim, D., Lee, E. J., Ahn, B., e Im, S. (2014) Landslide Susceptibility Mapping Using a Grid-based Infiltration Transient Model in Mountainous Regions. *Landslide Science for a Safer Geoenvironment*, 2, 425–429. doi:10.1007/978-3-319-05050-8
- Kim, J., Lee, K., Jeong, S., e Kim, G. (2014) GIS-based prediction method of landslide susceptibility using a rainfall infiltration-groundwater flow model. *Engineering Geology*, 182(PA), 63–78. doi:10.1016/j.enggeo.2014.09.001
- Kim, M. S., Onda, Y., e Kim, J. K. (2015) Improvement of shallow landslide prediction accuracy using soil parameterisation for a granite area in South Korea. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 3(1), 227–267. doi:10.5194/nhessd-3-227-2015
- King, G. J. W. (1989) Revision of effective-stress method of slices. *Géotechnique*, 39(3), 497–502.
- Kirkby, M. (1988) Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, 100(1–3), 315–339. doi:10.1016/0022-1694(88)90190-4

- Klepper, O. (1997) Multivariate aspects of model uncertainty analysis : tools for sensitivity analysis and calibration. *Ecological Modeling*, 101, 1–13.
- Klimeš, J. (2008) *Analysis of preparatory factors of landslides, Vsetínské Vrchy highland, Czech Republic*. Charles University.
- Klimeš, J., e Blahůt, J. (2012) Landslide risk analysis and its application in regional planning: An example from the highlands of the Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Natural Hazards*, 64(2), 1779–1803. doi:10.1007/s11069-012-0339-6
- Klimeš, M. J. (2002) Inventory maps and modelling of slope movements using ArcView software. K. Kirchner & P. Ročtinský (Eds), *Geomorfologick sbornk I ñ sbornk p ěspvk z mezin-rodnho seminr e Ěstav geomorfologickch vzkum v roce 2002* (p. 62–64).
- Kobiyama, M., Checchia, T., Silva, R. V. da, Schder, P. H., Grando, Ā., e Reginatto, G. M. P. (2004) Papel da comunidade e da universidade no gerenciamento de desastres naturais. *Simpsio Brasileiro de Desastres Naturais* (p. 834–846). Florianpolis.
- Kobiyama, M., Mendonça, M., Moreno, D. A., Marcelino, I. P. V. de O., Marcelino, E. V., Gonalves, E. F., Brazetti, L. L. P., Goerl, R. F., Moller, G. S. F., e Rudorff, F. D. M. (2006) *Preveno de desastres naturais - Conceitos bsicos*. (E. O. Trading, Ed) (1^a). Curitiba - PR.
- Ku, C., Tan, C., Hsu, S., Chi, S., Fei, L., Lee, J., Su, T., Engineering, R., Engineering, G., Consultants, S. E., e Survey, C. G. (2008) A Study on Earthquake and Typhoon Induced Geohazards in Da-Chia River Watershed. *3rd Taiwan-Japan Joint Workshop on Geotechnical Natural Hazards* (p. 155–164). Keelung, Taiwan.
- Lan, H. X., Zhou, C. H., Wang, L. J., Zhang, H. Y., e Li, R. H. (2004) Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. *Engineering Geology*, 76(1–2), 109–128. doi:10.1016/j.enggeo.2004.06.009
- Lan, H., Zhou, C., Lee, C. F., Wang, S., e Wu, F. (2003) Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure. *Science in China Ser. E Technological Sciences*, 46, 52–68. doi:10.1360/03ez0018
- Lane, S. N., Brookes, C. J., Kirkby, M. J., e Holden, J. (2004) A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes*, 18, 191–201. doi:10.1002/hyp.5208
- Lari, S., Crosta, G. B., Frattini, P., Horton, P., e Jaboyedoff, M. (2011) Regional-scale debris flow risk assessment for an alpine valley. *5th International Conference on Debris-Flow*

- Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment* (p. 933–940).
doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-101
- Lazzari, M., e Gioia, D. (2016) Regional-scale landslide inventory, central-western sector of the Basilicata region (Southern Apennines, Italy). *Journal of Maps*, 12(5), 852–859.
doi:10.1080/17445647.2015.1091749
- Lee, J. H., e Park, H. J. (2015) Assessment of shallow landslide susceptibility using the transient infiltration flow model and GIS-based probabilistic approach. *Landslides*, 13(5), 885–903. doi:10.1007/s10346-015-0646-6
- Legorreta Paulin, G., e Bursik, M. (2009) Logisnet: A tool for multimethod, multiple soil layers slope stability analysis. *Computers and Geosciences*, 35(5), 1007–1016.
doi:10.1016/j.cageo.2008.04.003
- Legorreta Paulin, G., Bursik, M., Lugo-Hubp, J., e Zamorano Orozco, J. J. (2010) Effect of pixel size on cartographic representation of shallow and deep-seated landslide, and its collateral effects on the forecasting of landslides by SINMAP and Multiple Logistic Regression landslide models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(3–5), 137–148.
doi:10.1016/j.pce.2010.04.008
- Legorreta Paulín, G., Pouget, S., Bursik, M., Aceves Quesada, F., e Contreras, T. (2016) Comparing landslide susceptibility models in the Río El Estado watershed on the SW flank of Pico de Orizaba volcano, Mexico. *Natural Hazards*, 80(1), 127–139.
doi:10.1007/s11069-015-1960-y
- Li, H. C., Wu, T., Wei, H. P., Shih, H. J., e Chao, Y. C. (2016) Basinwide disaster loss assessments under extreme climate scenarios: a case study of the Kaoping River basin. *Natural Hazards*, 86(3), 1039–1058. doi:10.1007/s11069-016-2729-7
- Li, Z., Zhu, Q., e Gold, C. (2005) *Digital Terrain Modeling Principles and Methodology*. CRC PressWeb, Boca Raton, Florida.
- Liao, Z., Hong, Y., Kirschbaum, D., Adler, R. F., Gourley, J. J., e Wooten, R. (2011) Evaluation of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis)'s predictive skill for hurricane-triggered landslides: a case study in Macon County, North Carolina Zonghu. *Natural Hazards*, 58, 325–339.
doi:10.1007/s11069-010-9670-y
- Lin, H., Yu, Y., Kung, C., Chen, Y., Jang, J., Lin, S., e Liu, C. (2002) Integrated prediction of interdisciplinary model and manage of disaster warning in emergency operation. *APEC Typhoon Symposium* (p. 1–4).

- Listo, F. de L. R. (2015) *Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão a escorregamentos translacionais rasos*. Universidade de São Paulo.
- Listo, F. de L. R., Gomes, M. C. V., e Vieira, B. C. (2016) Análise da variação do fator de segurança a partir de modelo matemático em bases físicas. *XI Simposio Nacional de Geomorfologia*. Maringá - PR -BR.
- Listo, F. de L. R., Ramos, H., e Vieira, B. C. (2016) Uso dos modelos Shalstab e TRIGRS na previsão de escorregamentos translacionais rasos. *XI Simposio Nacional de Geomorfologia*. Maringá - PR - BR.
- Listo, F. de L. R., e Vieira, B. C. (2012) Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. *Geomorphology*, 169–170, 30–44. doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.010
- Listo, F. de L. R., e Vieira, B. C. (2015) Influência de parâmetros geotécnicos e hidrológicos na previsão de áreas instáveis a escorregamentos translacionais rasos utilizando o modelo TRIGRS. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(3), 485–500. doi:10.20502/rbg.v16i3.665
- Liu, C., Hu, M., Lu, P., Li, W., Scaioni, M., Wu, H., Huang, Y., e Ye, B. (2016) Assessment of Regional Shallow Landslide Stability Based on Airborne Laser Scanning Data in the Yingxiu Area of Sichuan Province (China). *European Journal of Remote Sensing*, 7254(May), 835–860. doi:10.5721/EuJRS20164944
- Liu, C., e Wu, C. (2008) Mapping susceptibility of rainfall-triggered shallow landslides using a probabilistic approach. *Environmental Geology*, 55, 907–915. doi:10.1007/s00254-007-1042-x
- Lopes, E. S. S. (2006) *Modelagem espacial dinâmica aplicada ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista, na escala de 1:10.000*. Universidade Estadual Paulista.
- Lopes, E. S. S., Riedel, P. S., Bentz, C. M., e Ferreira, M. V. (2007) Calibração e validação do índice de estabilidade naturais na bacia do rio da Onça na região da Serra de Cubatão, SP. *Geociências*, 26(1), 83–95.
- López-Ratón, M., Rodríguez-Álvarez, M. X., Suárez, C. C., e Sampedro, F. G. (2014) OptimalCutpoints : An R Package for Selecting Optimal Cutpoints in Diagnostic Tests. *Journal of Statistical Software*, 61(8), 1–36. doi:10.18637/jss.v061.i08
- Luan, T. X., Shibayama, M., Cannata, M., e Long, N. H. (2010) Area informatics and TRIGRS model for study shallow landslide vulnerability assessment. A case study in

- bavi area, Hanoi region, Vietnam. J.-V. G. Consortium & and H. U. of M. and Geology (Eds), *Int. Symp. on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in Earth and Allied Sciences*. Hanoi, Vietnam.
- Luiz, A. S. (2015) *Utilização de modelagem matemática para identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos na Serra das Araras - RJ*. Universidade de Brasília.
- Machado, W. P. (2011) *Análise do comportamento da coesão crítica relacionada à instabilidade de encosta utilizando dados de chuva do sensor TRMM no município de Paraty (RJ)*. Universidade de Brasília.
- Madej, M. A. (2011) Temporal and Spatial Distribution of Landslides in the Redwood Creek Basin, Northern California. *Fourth Interagency Conference on Research in the Watersheds*, (January 2011), 149–154.
- Marcelino, E. V. (2008) *Desastres naturais e geotecnologias - Conceitos básicos*. Santa Maria.
- Marchesini, I., Mergili, M., Alvioli, M., Metz, M., e Schneider-muntau, B. (2014) Parallel processing for efficient 3D slope stability modelling. *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 16, p. 6377).
- Märker, M., Dangel, F., Bäuerle, M. V. S., e Rodolfi, G. (2012) Assessment of Natural Hazards and Vulnerability in the Rio Copiapó Catchment : A case study in the ungauged Quebrada Cinchado Catchment. *Investig. Geogr. Chile*, 44, 17–28.
- Martinez, E. Z., Louzada-Neto, F., e Pereira, B. de B. (2003) A curva ROC para testes diagnósticos. *Caderno Saúde Coletiva*, 11(1), 7–31.
- Martins, C. V. D. (2015) *Avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente na bacia hidrográfica da Meia Légua: modelação estatística e simulação matemática de base física*. Universidade do Porto.
- Martins, T. D. (2016) *Análise de modelos digitais de terreno na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos*. Universidade Federal do Paraná.
- Martins, T. D., Oka-Fiori, C., Silveira, C. T. da, e Vieira, B. C. (2013) Identificação De áreas suscetíveis a escorregamentos rasos por meio de imageamento laser : avaliação preliminar. *Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental* (p. 8). Rio de Janeiro.
- Martins, T. D., Vieira, B. C., e Montgomery, D. R. (2016) Assessment of Lidar-derived DTMs for landslide susceptibility mapping : Application in the Brazilian subtropical forest., 1389–1392. doi:10.1201/b21520-170

- Mazzorana, B., Zischg, A., Largiader, A., e Ubl, J. (2009) Hazard index maps for woody material recruitment and transport in alpine catchments. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 9, 197–209. doi:10.5194/nhess-9-197-2009
- Meisina, C., e Scarabelli, S. (2007) A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology*, 87, 207–223. doi:10.1016/j.geomorph.2006.03.039
- Mergili, M. (2015a) trigrs2.py. Universidade de Viena.
- Mergili, M. (2015b) slopestability.map.r. Universidade de Viena.
- Mergili, M. (2015c) slopestability.roc.r. Universidade de Viena.
- Mergili, M., e Chu, H.-J. (2015) Integrated statistical modelling of spatial landslide probability. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 3(9), 5677–5715. doi:10.5194/nhessd-3-5677-2015
- Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., e Guzzetti, F. (2014) A strategy for GIS-based 3-D slope stability modelling over large areas. *Geoscientific Model Development*, 7(6), 2969–2982. doi:10.5194/gmd-7-2969-2014
- Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Rossi, M., Santangelo, M., Cardinali, M., Ardizzone, F., Fiorucci, F., Schneider-Muntau, B., Fellin, W., e Fausto Guzzetti. (2015) GIS-based deterministic analysis of deep-seated slope stability in a complex geological setting. G. Lollino, D. Giordan, G. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski, & N. Sciarra (Eds), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2* (Vol. 2, p. 1–2177). Springer. doi:10.1007/978-3-319-09057-3
- Mergili, M., Marchesini, I., Rossi, M., Alvioli, M., Schneider-Muntau, B., Cardinali, M., Ardizzone, F., Fiorucci, F., Valigi, D., Santangelo, M., Bucci, F., e Guzzetti, F. (2015) Considering parameter uncertainty in a GIS-based sliding surface model for large areas. T. Schweckendiek, A. F. van Tol, D. Pereboom, M. T. van Staveren, & P. M. C. B. M. Cools (Eds), *5th International Symposium for Geotechnical Safety and Risk (ISGSR2015)* (p. 952–957). Geotechnical Safety and Risk V, Rotterdam. doi:10.3233/978-1-61499-580-7-931
- Mergili, M., Marchesini, I., Rossi, M., Guzzetti, F., e Fellin, W. (2014) Spatially distributed three-dimensional slope stability modelling in a raster GIS. *Geomorphology*, 206, 178–195. doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.008
- Mesquita, M. da G. B. de F., Moraes, S. O., e Corrente, J. E. (2002) More adequate

- probability distributions to represent the saturated soil. *Scientia Agricola*, 59(4), 789–793.
- Mesquita, M. da G. B. de F., e Morais, S. O. (2004) A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, 34(3), 963–969.
- Michel, G. P. (2013) *Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação*. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Michel, G. P. (2015) *Estimativa da profundidade do solo e seu efeito na modelagem de escorregamentos*. Instituto de Pesquisas Hidráulicas - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Michel, G. P., Goerl, R. F., e Kobiyama, M. (2015) Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil. *Natural Hazards*, 75, 2369–2384.
doi:10.1007/s11069-014-1435-6
- Michel, G. P., Goerl, R. F., Kobiyama, M., e Higashi, R. A. dos R. (2011) Estimativa da quantidade de chuva necessária para deflagrar escorregamentos. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (p. 1–20).
- Michel, G. P., Kobiyama, M., Fabris Goerl, R., Dalla, R., e Michel, L. (2015) Metodologia de mapeamento de escorregamentos e fluxo de detritos. *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (p. 1–8). Brasília.
- Michel, G. P., Kobiyama, M., e Goerl, R. F. (2012) Análise comparativa entre os modelos Shalstab e SINMAP na identificação de áreas susceptíveis à escorregamentos translacionais. *X Enes - Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos* (p. 1–21).
- Michel, G. P., Kobiyama, M., e Goerl, R. F. (2012) Avaliação do papel da vegetação na estabilidade de encostas através do modelo Shalstab modificado. *9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Rio de Janeiro.
- Michel, G. P., Kobiyama, M., e Goerl, R. F. (2013) Formulação Do Fator De Segurança Considerando a Presença De Vegetação. *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 1–8.
- Michel, G. P., Kobiyama, M., e Goerl, R. F. (2014) Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha River basin , southern Brazil. *Journal of Soils Sediments*, 14, 1266–1277. doi:10.1007/s11368-014-0886-4
- Mikosik, A. P. M., Nowatzki, A., Abreu, F. Sa., Paula, E. V. de, Santos, L. J. C., e Santos, I. dos. (2010) Análise Integrada Das Ocorrências Dos Escorregamentos Translacionais Rasos Na Bacia Hidrográfica Do Rio Sagrado (Morretes / PR). *7º Simpósio Brasileiro*

de Cartografia Geotécnica e Geoambiental. Maringá - PR - BR.

- Milledge, D. G., Griffiths, D. V, Lane, S. N., e Warburton, J. (2012) Limits on the validity of infinite length assumptions for modelling shallow landslides. *Earth Surface Process and Landforms*. doi:10.1002/esp.3235
- Minder, J. R., Roe, G. H., e Montgomery, D. R. (2009) Spatial patterns of rainfall and shallow landslide susceptibility. *Water Resources Research*, 45(4), 1–11.
doi:10.1029/2008WR007027
- Ministério do Meio Ambiente. (2007) *Vulnerabilidade Ambiental: Desastres Naturais ou Fenômenos Induzidos?* (R. F. dos Santos, Ed).
- Montesinos–Barrios, P., e Beven, K. (2014) Evaluation of TOPMODEL. Obtido de <http://s1004.okstate.edu/S1004/Regional-Bulletins/Modeling-Bulletin/TOPMODEL.html%3E>. Acessado em 26/02/2014
- Montgomery, D. R., e Dietrich, W. E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153–1171.
doi:10.1029/93WR02979
- Montrasio, L., Valentino, R., e Losi, G. L. (2011) Towards a real-time susceptibility assessment of rainfall-induced shallow landslides on a regional scale. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(7), 1927–1947. doi:10.5194/nhess-11-1927-2011
- Morris, M. D. (1991) Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics*, 33(2), 161–174.
- Muñiz-Jauregui, J. A., e Hernández-Madrigal, V. M. (2012) Zonificación de procesos de remoción en masa en puerto vallarta, jalisco, mediante combinación de análisis multicriterio y método heurístico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 103–114.
- Muntohar, A. S., e Liao, H. J. (2010) Rainfall infiltration: Infinite slope model for landslides triggering by rainstorm. *Natural Hazards*, 54(3), 967–984. doi:10.1007/s11069-010-9518-5
- Naqa, A. El, e Abdelghafoor, M. (2006) Application of SINMAP Terrain Stability Model Along Amman-Jerash-Irbid Highway , North Jordan. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*.
- Nery, T. D., e Vieira, B. C. (2014) Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(2), 369–378.

doi:10.1007/s10064-014-0622-8

- Nunes, D. M., Coelho, C. D., Souza, A. B. De, Calijuri, M. L., e Santos, A. de P. (2016) Uso integrado do modelo Shalstab e análise aos escorregamentos de terra na bacia do ribeirão São Bartolomeu, Viçosa - MG. *Revista Brasileira de Cartografia*, 68/9, 1853–1868.
- O’Callaghan, J. F., e Mark, D. M. (1984) The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision*, 28, 323–344.
- O’Loughlin, E. M. (1986) Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis., 22(5), 794–804.
- Olivatti, Y. M., Amann, K. A. P., e Maia, R. F. (2016) Aplicação de sensores e modelos geomorfológico para monitoração de áreas de risco de acidentes naturais. *Revista de Informática Aplicada*, 12(1), 52–64.
- Oliveira, M. T. de. (2009) *Estudos de movimentos de massa gravitacionais no município de Belo Horizonte, MG*. Universidade Federal de Viçosa.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., e Goodwin, C. N. (1998) The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping. *8th Congress of the International Association of Engineering Geology* (p. 8).
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., e Goodwin, C. N. (2001) Assessing Terrain Stability in a GIS using SINMAP. *15th annual GIS conference*. Vancouver, British Columbia.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., Goodwin, C. N., e Prasad, A. (2005) *SINMAP 2.0 - A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, User’s Manual*.
- Paniconi, C., Troch, P. A., van Loon, E. E., e Hilberts, G. J. (2003) Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 2 . Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resources Research*, 39(11). doi:10.1029/2002WR001730
- Papa, M. N., Trentini, G., e Carbone, A. (2011) An integrated approach for debris flow hazard assessment - a case study on the Amalfi Coast - Campania , Italy. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 983–992. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-107
- Parizoto, D. G. V., Sanchez, G. M., Machado, M. A., Martins, M. M., Oliveira, O. M., Higashi, R. agosto dos R., Sbroglia, R. M., Dutra, R. de C., Goerl, R. F., e Bim, R. (2013) *Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991 A 2012 Volume Brasil*. Florianópolis.
- Park, D. W., Lee, S. R., Vasu, N. N., Kang, S. H., e Park, J. Y. (2016) Coupled model for simulation of landslides and debris flows at local scale. *Natural Hazards*, 81(3), 1653–

1682. doi:10.1007/s11069-016-2150-2
- Park, D. W., Nikhil, N. V, e Lee, S. R. (2013) Landslide and debris flow susceptibility zonation using TRIGRS for the 2011 Seoul landslide event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 2833–2849. doi:10.5194/nhess-13-2833-2013
- Paulín, G. L., Bursik, M., Ramírez-Herrera, M. T., Contreras, T., Polenz, M., Hubp, J. L., Mejía, L. M. P., e Salinas, L. A. (2013) Landslide inventory mapping and landslide susceptibility modeling assessment on the SW flank of Pico de Orizaba volcano, Puebla-Veracruz, Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(3), 371–385. doi:10.1127/0372-8854/2012/0097
- Paulin, G. L., Bursik, M., Solene, P., Hubp, J. L., Mejia, L. M. P., e Quesada, F. A. (2014) Inventario multitemporal, analisis de susceptibilidad y estimacion de volumen de deslizamientos en el flanco SW del volcan Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. *Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana*, 66(2), 343–354.
- Pechincha, M. G. H. (2014) *Qualidade ambiental à partir do zoneamento de risco à ocorrência de escorregamentos na bacia do córrego Matirumbide, Juiz de Fora - MG*. Universidade Federal de Juiz de Fora.
- Pechincha, M. G. H., e Zaidan, R. T. (2013) Probabilidade à ocorrência de escorregamentos na bacia do córrego Matirumbide , Juiz De Fora , MG , a partir da utilização do modelo SINMAP. *Revista de Geografia*, 2, 1–8.
- Pechincha, M. G. H., e Zaidan, R. T. (2014) Análise de risco à ocorrência de escorregamentos na bacia do córrego matiumbide, Juiz de Fora, MG. *Revista Geonorte*, 10(1), 14–19.
- Pechincha, M. G. H., e Zaidan, R. T. (2015) Zoneamento de Risco à ocorrência de escorregamentos: uma aplicação na bacia do Córrego Matirumbide, Juiz de Fora, MG. *Revista Espinhaço*, 4(2), 45–57.
- Peres, D. J. (2012) *The hydrologic control on Shallow landslide triggering: empirical and Monte Carlo physically-based approaches*. Universidade de Catania.
- Peres, D. J., e Cancelliere, A. (2014) Derivation and evaluation of landslide-triggering thresholds by a Monte Carlo approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), 4913–4931. doi:10.5194/hess-18-4913-2014
- Peres, D. J., e Cancelliere, A. (2016) Estimating return period of landslide triggering by Monte Carlo simulation. *Journal of Hydrology*, 541, 256–271. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.03.036
- Pérez, A. L., e Menes, M. R. M. (2016) Aplicación del proceso analítico en RED (Analytic

- Network Process) para la priorización de áreas de drenaje. *II Congreso Nacional de Riego y Drenaje COMEII*. Chapingo.
- Pfeil-McCullough, E., Bain, D. J., Bergman, J., e Crumrine, D. (2015) Emerald ash borer and the urban forest: Changes in landslide potential due to canopy loss scenarios in the City of Pittsburgh, PA. *Science of the Total Environment*, 536, 538–545.
doi:10.1016/j.scitotenv.2015.06.145
- Pimenta Júnior, I. (2005) *Caracterização geotécnica e análise de estabilidade de taludes de mineração em solos da mina de Capão Xavier*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil. Universidade Federal de Viçosa.
- Pozo, J. M. B. del, Herrero, A. D., Gilsanz, J. de P., Duque, J. F. M., e Oliveira, F. (2006) Geomorfología y territorio. *IX Reunión Nacional de Geomorfología* (p. 483–495). Santiago de Compostela.
- Pradhan, A. M. S., Kang, H.-S., Lee, J.-S., Tarolli, P., e Kim, Y.-T. (2005) KOR-01 Shallow landslide hazard modeling by incorporating heavy rainfall statistics and quasi-dynamic wetness index : a case study from Korean mountain. *15th Asian Regional Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering* (p. 1012–1016). doi:10.3208/jgssp.KOR-01
- Pradhan, A. M. S., e Kim, Y.-T. (2014) Application and comparison of shallow landslide susceptibility models in weathered granite soil under extreme rainfall events. *Environmental Earth Science*. doi:10.1007/s12665-014-3829-x
- Pradhan, A. M. S., e Kim, Y. T. (2016) Evaluation of a combined spatial multi-criteria evaluation model and deterministic model for landslide susceptibility mapping. *Catena*, 140, 125–139. doi:10.1016/j.catena.2016.01.022
- Prasad, A., Tarboton, D. G., Luce, C. H., e Black, T. A. (2005) A GIS Tool to Analyze Forest Road Sediment Production and Stream Impacts. *ESRI Users Conference* (p. 1–10). San Diego, Calif. Redlands, CA.
- Preti, F., e Letterio, T. (2015) Shallow landslide susceptibility assessment in a data-poor region of Guatemala (Comitancillo municipality)., *46(3)*, 85–94.
doi:10.4081/jae.2015.450
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., e Planchin, O. (1991) The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 59–79.
- Rabonza, M. L., Felix, R. P., Lagmay, A. M. F. A., Eco, R. N. C., Ortiz, I. J. G., e Aquino, D.

- T. (2016) Shallow landslide susceptibility mapping using high-resolution topography for areas devastated by super typhoon Haiyan. *Landslides*, 13(1), 201–210.
doi:10.1007/s10346-015-0626-x
- Rafaelli, S. G., Montgomery, D. R., e Greenberg, H. M. (2001) A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. *Journal of Hydrology*, 244(1–2), 33–42. doi:10.1016/S0022-1694(00)00419-4
- Rafał Wawer, e Nowocień, E. (2003) Environmental application of SINMAP terrain stability model to Grodarz stream watershed. *Electronic of Polish Agricultural*, 6(1).
- Raia, S., Alvioli, M., Rossi, M., Baum, R. L., Godt, J. W., e Guzzetti, F. (2014) Improving predictive power of physically based rainfall-induced shallow landslide models : a probabilistic approach. *Geoscientific Model Development*, 7, 495–514. doi:10.5194/gmd-7-495-2014
- Ramos, V. M., Guimarães, R. F., Redivo, A. L., Gomes, R. A. T., Fernandes, N. F., e Carvalho Júnior, O. A. De. (2002) Aplicação do modelo SHALSTAB, em ambiente Arcview, para o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento raso na Região do Quadrilátero. *Espaço & Geografia*, 5, 49–67.
- Rampinelli, C. G., e Reis Jr, D. S. (2015) Avaliação das incertezas de um modelo hidrológico conceitual chuva-vazão a partir de uma abordagem bayesiana. *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (p. 1–8).
- Ran, Q.-H., Su, D.-Y., Qian, Q., Fu, X.-D., Wang, G.-Q., e He, Z.-G. (2012) Physically-based approach to analyze rainfall-triggered landslide using hydraulic gradient as slide direction. *J Zhejiang Univ-Sci A (Appl Phys & Eng)*, 13(12), 943–957.
doi:10.1631/jzus.A1200054
- Reginatto, G. M. P. (2013) *Caracterização de movimentos de massa na bacia hidrográfica do rio Cunha, Rio dos Cedros – SC, com ênfase em escorregamentos translacionais*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Reginatto, G. M. P., Maccarini, M., Kobiyama, M., Higashi, R. A. R., Grando, A., Corseuil, C. W., Caraméz, M. L., e Brazil, I. (2012) SHALSTAB application to identify the susceptible areas of shallow landslides in Cunha river watershed, rio dos Cedros city, SC, Brazil. *4th GEOBIA* (p. 108–113).
- Reid, M. E., Ellen, S. D., Brien, D. L., De, J., Falls, J. N., Hicks, B. G., e Johnson, E. C. (2004) Predicting Debris-Slide Locations in Northwestern California 1. *Proceedings of*

- the Redwood Region Forest Science Symposium* (p. 347–356). Albany, CA.
- Reid, S. C., Lane, S. N., Montgomery, D. R., e Brookes, C. J. (2007) Does hydrological connectivity improve modelling of coarse sediment delivery in upland environments? *Geomorphology*, 90(3–4), 263–282. doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.023
- Reno, C. D., e Borma, L. S. (2014) Processos Hidrológicos.
- Richards, L. A. (1931) Capillary Conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318–333. doi:10.1063/1.1745010
- Rio de Janeiro. (2010) *Instruções técnicas para elaboração de estudos hidrológicos e dimensionamento hidráulico de sistemas de drenagem urbana*. Rio de Janeiro.
- Rosli, M. H., Sulaiman, W. N. A., e Buyong, T. (2009) Modelling slope stability in Fraser Hill Catchment. *Postgraduate Qolloquium Semester 1 2009/2010* (p. 140–145). Universiti Putra Malaysia.
- Saadatkah, N., Kassim, A., Lee, L. M., e Rahnamarad, J. (2015) Spatiotemporal regional modeling of rainfall-induced slope failure in Hulu Kelang, Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 8425–8441. doi:10.1007/s12665-014-4002-2
- Saadatkah, N., Mansor, S., Kassim, A., Lee, L. M., Saadatkah, R., e Sobhanmanesh, A. (2016) Regional modeling of rainfall-induced landslides using TRIGRS model by incorporating plant cover effects : case study in Hulu Kelang, Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 75(5), 1–20. doi:10.1007/s12665-016-5326-x
- Saadatkah, N., Mansor, S., Khuzaimah, Z., Asmat, A., Adnan, N., e Adam, S. N. (2016) Impact of land cover change on the environmental hydrology characteristics in Kelantan river basin, Malaysia. *Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability* (Vol. 9975). doi:10.1117/12.2238897
- Saadatkah, N., Tehrani, M. H., Mansor, S., Khuzaimah, Z., Kassim, A., e Saadatkah, R. (2016) Impact assessment of land cover changes on the runoff changes on the extreme flood events in the Kelantan River basin. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(17). doi:10.1007/s12517-016-2716-z
- Sakamoto, M. Y., Guesser, L. H., Oliveira, M. C. G. de, Contessi, R. J., Abreu, R. P. de, e Higash, R. A. dos R. (2015) Uso do método Borehole Shear Test no mapeamento geotécnico de áreas de risco. *15º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental*. Bento Gonçalves - RS - BR.
- Sakamoto, M. Y., Guesser, L. H., Oliveira, M. C. G. de, Contessi, R. J., Abreu, R. P. de, e Higashi, R. A. dos R. (2015) Mapeamento Geotécnico de Áreas de Risco da Bacia do

- Itacorubi. *Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*. Buenos Aires - ARG. doi:10.3233/978-1-61499-603-3-3073
- Salciarini, D., e Conversini, P. (2007) A comparison between analytic approaches to model rainfall-induced development of shallow landslides in the central Apennine of Italy. *Landslides and Climate Change: Challenges and Solutions* (p. 185–193). doi:10.1201/NOE0415443180.ch23
- Salciarini, D., Fanelli, G., e Tamagnini, C. (2017) A probabilistic model for rainfall—induced shallow landslide prediction at the regional scale. *Landslides*, (February), 1–16. doi:10.1007/s10346-017-0812-0
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Baum, R. L., e Conversini, P. (2007) Modelling the rainfall-induced development of shallow landslides in eastern Umbria , central Italy , using the TRIGRS ... *1st North American Landslide Conference*. Vail, Colorado, USA.
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Baum, R. L., e Conversini, P. (2008) Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA. *Engineering Geology*, 102(3–4), 227–237. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.013
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L., e Michael, J. A. (2006) Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. *Landslides*, 3(3), 181–194. doi:10.1007/s10346-006-0037-0
- Salciarini, D., Tamagnini, C., Conversini, P., e Rapinesi, S. (2012) Spatially distributed rainfall thresholds for the initiation of shallow landslides. *Natural Hazards*, 61(1), 229–245. doi:10.1007/s11069-011-9739-2
- Salciarini, D., Volpe, E., Kelley, S. A., Brocca, L., Camici, S., Fanelli, G., e Tamagnini, C. (2016) Modelling the effects induced by the expected climatic trends on landslide activity at large scale. *Procedia Engineering*, 158, 541–545. doi:10.1016/j.proeng.2016.08.486
- Salgado, G., e Bonala, I. (2012) Modelación numérica para el análisis de deslizamientos y flujos de lodo y escombros en cuencas. *XXVI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica*. Cancún.
- Salgado, M. P. G., Formaggio, A. R., e Rudorff, B. F. T. (2011) Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.8880. *XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR* (p. 8880–8887). Curitiba -PR.

- Saltelli, A., Annoni, P., e D’Hombres, B. (2010) How to avoid a perfunctory sensitivity analysis. *Procedia Social and Behavioral Sciences*, 2, 7592–7594.
doi:10.1016/j.sbspro.2010.05.133
- Saltelli, A., Ratto, M., Tarantola, S., e Campolongo, F. (2006) Sensitivity analysis practices : Strategies for model-based inference. *Reliability Engineering & System Safety*, 91, 1109–1125. doi:10.1016/j.ress.2005.11.014
- Saltelli, A., Tarantola, S., e Chan, K. P.-S. (1999) A Quantitative Model-Independent Method for Global Sensitivity Analysis of Model Output. *Technometrics*, 41(1), 39–56.
- Saltelli, a., Tarantola, S., e Campolongo, F. (2000) Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science*, 15(4), 377–395. doi:10.2307/2676831
- Santini, M., Grimaldi, S., Nardi, F., Petroselli, A., e Rulli, M. C. (2009) Pre-processing algorithms and landslide modelling on remotely sensed DEMs. *Geomorphology*, 113(1–2), 110–125. doi:10.1016/j.geomorph.2009.03.023
- Sarkar, S., Roy, A. K., e Raha, P. (2016) Deterministic approach for susceptibility assessment of shallow debris slide in the Darjeeling Himalayas, India. *Catena*, 142, 36–46.
doi:10.1016/j.catena.2016.02.009
- Sas, R. J., Sklar, L. S., Eaton, L. S., e Davis, J. (2008) A method for developing regional road-fill failure hazard assessments using GIS and virtual fieldwork. *Environmental and Engineering Geoscience*, 14(3), 221–229. doi:10.2113/gseegeosci.14.3.221
- Savage, W. Z., Godt, J. W., e Baum, R. L. (2004) Modeling time-dependent areal slope stability. *IX International Symposium on Landslides*, 23–36.
- Sbroglia, R. M. (2015) *Mapeamento geotécnico e das áreas susceptíveis a deslizamentos na microbacia do ribeirão Baú, Ilhota/SC*. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Sbroglia, R. M., Augusto, R., Tomazzoli, E. R., e Guimarães, R. F. (2016) Mapeamento de áreas susceptíveis à ocorrência de deslizamentos na microbacia do ribeirão Baú, Ilhota/SC, com o uso de modelagem matemática. *Revista Brasileira de Cartografia*, 68(2), 339–354.
- Schilirò, L., e Esposito, C. (2013) Susceptibility assessment and triggering scenarios for shallow landslides in the southern Messina province (north-eastern Sicily, Italy) using statistic-probabilistic and deterministic approaches. *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*, 24(May), 298–300.
- Schilirò, L., Montrasio, L., e Scarascia Mugnozza, G. (2016) Prediction of shallow landslide occurrence: Validation of a physically-based approach through a real case study. *Science*

- of the Total Environment*, 569–570, 134–144. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.06.124
- Shinma, T. A. (2015) *Avaliação de incertezas na calibração automática do modelo SWMM*. Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo.
- Sidle, R. C., e Ochiai, H. (2006) *Landslides: processes, prediction, and land use*. American Geophysical Union (Vol. 18).
- Silva, E. L. E., Gomes, R. A. T., Guimarães, R. F., e Carvalho Jr, O. A. (2013) Employment of shallow landslides model for disaster hazard management in the city of Vitória-ES. *Sociedade e Natureza*, 25(1), 119–131. doi:10.1590/S1982-45132013000100010
- Silva, F. E., Naghettini, M., e Fernandes, W. (2014) Avaliação bayesiana das incertezas nas estimativas dos parâmetros de um modelo chuva-vazão conceitual. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 19(4), 148–159.
- Silva, J. P., Silveira, C. T., e Fiori, A. P. (2012) Aplicação de dois métodos físico-matemáticos para avaliação do índice de estabilidade das vertentes da bacia do rio ribeirão / Paranaguá-PR. *Revista Geonorte*, 2(4), 1291–1302.
- Silva, J. X. (2001) *Geoprocessamento para análise ambiental*. Rio de Janeiro.
- Silva, L. R. S. da. (2010) *Análise de incertezas e análise dos fatores influentes no desempenho de modelos de simulação de bacias hidrográficas*. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. Universidade de Brasília - UnB.
- Silveira, R. M. P., e Silveira, C. T. (2015) Análise comparativa entre modelos digitais de elevação com distintas características de processamento e aquisição. *Bol. geogr.*, 106–121. doi:10.4025/bolgeogr.v33i0.31930
- Silveira, R. M. da. (2003) *Propriedades geotécnicas dos solos coluvionares do gasoduto Bolívia-Brasil em Timbé do Sul (SC)*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Simões, S. J. C., Gomes, L., Mendes, R. M., e Mendes, T. S. G. (2016) SIG e modelos de escorregamentos: avaliando métodos para reduzir as incertezas de dados de solos e precipitação. *Revista Brasileira de Cartografia*, 68(9), 1737–1746.
- Sklash, M. G., e Farvolden, R. N. (1979) The role of groundwater in storm runoff.pdf. *Journal of Hydrology*, 43, 45–65.
- Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M., e Xu, C. (2015) Global sensitivity analysis in hydrological modeling : Review of concepts , methods , theoretical framework , and applications. *Journal of Hydrology*, 523(225), 739–757. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.013

- Sorbino, G., Sica, Ca., e Cascini, L. (2010) Susceptibility analysis of shallow landslides source areas using physically based models. *Natural Hazards*, 53(2), 313–332.
- Sorbino, G., Sica, Ca., Cascini, L., e Cuomo, S. (2007) On the forecasting of flowslides triggering areas using physically based models. *1st North American Landslide Conference*. Vail, Colorado.
- Srivastava, R., e Yeh, T.-C. J. (1991) Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. *Water Resources Research*, 27(5), 753 – 762. doi:10.1029/90WR02772
- Stancanelli, L. M., Peres, D. J., Cancelliere, A., e Foti, E. (2017) A combined triggering-propagation modeling approach for the assessment of rainfall induced debris flow susceptibility. *Journal of Hydrology*, 550, 130–143. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.04.038
- Stanziano, L. (2000) *SHALSTAB tools tutorial*.
- Stock, J. D., e Bellugi, D. (2011) An empirical method to forecast the effect of storm intensity on shallow landslide abundance. *5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment* (p. 1013–1022). Padua - ITA. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-110
- Sulaiman, W. N. A., e Rosli, M. H. (2010) Susceptibility of Shallow Landslide in Fraser Hill Catchment, Pahang Malaysia. *EnvironmentAsia*, 3(special), 66–72.
- Tabalipa, N. L., Disperati, L., e Fiori, A. P. (2015) Mapeamento de áreas susceptíveis a deslizamentos no município de Pato Branco, Paraná, com a aplicação do modelo Shalstab. *15º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental*. Bento Gonçalves - RS - BR.
- Tan, C. H., Ku, C. Y., Chi, S. Y., Chen, Y. H., Fei, L. Y., Lee, J. F., e Su, T. W. (2008) Assessment of regional rainfall-induced landslides using 3S-based hydro-geological model. *Lanslides and Engineered Slopes*, 1639–1645.
- Tarboton, D. G. (1997) A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309–319.
- Tarolli, P., Borga, M., Chang, K. T., e Chiang, S. H. (2011) Modeling shallow landsliding susceptibility by incorporating heavy rainfall statistical properties. *Geomorphology*, 133(3–4), 199–211. doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.033
- Tarolli, P., e Tarboton, D. G. (2006) A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(5), 663–677. doi:10.5194/hess-10-

663-2006

- Teixeira, M., Bateira, C., Marques, F., e Vieira, B. (2015) Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. *Landslides*, 12(3), 455–468. doi:10.1007/s10346-014-0494-9
- Teixeira, M., Bateira, C., Soares, L., e Costa, A. (2012) Aplicação de modelos geofísicos e estatísticos à cartografia de susceptibilidade a movimentos de vertente na serra da Peneda (norte de Portugal). *IX Simposio Nacional de Geomorfologia*. Rio de Janeiro.
- Terhorst, B., e Kreja, R. (2009) Slope stability modelling with SINMAP in a settlement area of the Swabian Alb. *Landslides*, 6(4), 309–319. doi:10.1007/s10346-009-0167-2
- Thapa, L., Panta, S., Raut, S. K., e Ma, F. (2014) Multihazard Mapping of Banepa and Panauti Municipalities. *Nepalese Journal on Geoinformatics*, 13, 25–31.
- Thiebes, B., Bell, R., Glade, T., Wang, J., e Bai, S. (2016) Application of SINMAP and analysis of model sensitivity - case studies from Germany and. *Rev. Roum. Géogr*, 60(1), 3–25.
- Tominaga, L. K., Santoro, J., e Amaral, R. (2009) *Desastres Naturais : conhecer para prevenir*.
- Tomlin, A. S. (2006) The use of global uncertainty methods for the evaluation of combustion mechanisms. *Reliability Engineering and System Safety*, 91, 1219–1231. doi:10.1016/j.ress.2005.11.026
- Upegui, J. I. V., Villa, O. D. Á., Guerrero, J. E. A., e Duque, F. Q. (2004) Modelo distribuido hidrológico y geotécnico para determinar la amenaza de deslizamiento superficial. *Primer Congreso Colombiano de Hidrogeología*. Medellín, Colombia.
- Ureel, S. D., Momayez, M., e Liu, Y. (2016) Slope Stability Analysis through Integration of Ground Measurements and Remote Sensing Data. *Universal Journal of Geoscience*, 4(6), 117–121. doi:10.13189/ujg.2016.040601
- Urrutia, I., Jara, J., e Urrutia, A. (2009) Análisis cuantitativo de estabilidad de laderas, aplicación al Proyecto Parque Eólico Arauco, Región del Bío-Bío, Chile. *XII Congreso Geológico Chileno* (p. 22–26). Santiago. doi:10.13140/2.1.1522.2564
- USGS. (2004) *Landslide Types and Processes*.
- Valentino, R., Meisina, C., Montrasio, L., Losi, G. L., e Zizioli, D. (2014) Predictive Power Evaluation of a Physically Based Model for Shallow Landslides in the Area of Oltrep?? Pavese, Northern Italy. *Geotechnical and Geological Engineering*, 32(4), 783–805. doi:10.1007/s10706-014-9758-3

- van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., e Srinivasan, R. (2006) A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, 324(1–4), 10–23. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.09.008
- Varol, T. (2012) Landslide Risk Assessment Using Sinmap (Bartın-Sökü Sample Study). *Bartın Orman Fakültesi Dergisi*, 14, 12–23.
- Vestena, L. R. (2010) Mapeamento da susceptibilidade a deslizamentos na bacia hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner/SC. *Mercator*, 9(19), 175–190. doi:10.4215/RM2010.0919.0013
- Vestena, L. R., e Kobiyama, M. (2014) Potential fragility of the Caeté catchment, municipality of Alfredo Wagner, Santa Catarina State, Brazil, to landslides occurrence. *Acta Scientiarum. Technology*, 36(1), 101–109. doi:10.4025/actascitechnol.v36i1.16047
- Vieira, B. C., Fernandes, N. F., Augusto Filho, O., e Santos, W. (2006) Avaliação da eficiência dos modelos Shalstab e TRIGRS na previsão de escorregamentos tranlacionais rasos na Serra de Cubatão (SP). *Simpósio Nacional de Geomorfologia* (p. 1). Goiânia - GO/BR.
- Vieira, B. C., Fernandes, N. F., e Filho, O. A. (2010) Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(9), 1829–1837. doi:10.5194/nhess-10-1829-2010
- Vieira, B. C., e Ramos, H. (2015) Aplicação Do Modelo Shalstab Para Mapeamento Da Suscetibilidade a Escorregamentos Rasos Em Caraguatatuba, Serra Do Mar (Sp). *Revista do Departamento de Geografia*, 29(2015), 161–174.
- Vieira, C. F. C., Pereira, A. M. S., Cerqueira Neto, J. X., Dias, V. M., Ramos, V. L. S., Sampaio, F. J., Silva, F. R., Correa, P. R. S., Ferreira, L. A. G., e Correa, P. (2005) Cartografia aplicada na análise de riscos geológicos associados às encostas urbanas do Município de Salvador. *IV COBRAE - Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas* (p. 103–116). Salvador - BA - BR.
- Vieira, C. F. C., Pereira, A. M. S., Dias, V. M., Cerqueira Neto, J. X., Silva, F. R., e Ferreira, L. A. G. (2005) Caracterização geológico-geotécnica das encostas urbanas do Município de Salvador. *IV COBRAE - Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas* (p. 153–164). Salvador - BA - BR.
- Viessman, J. W., e Lewis, G. L. (2002) *Introduction to Hydrology*. (Fifth Edit.). Pearson Education.
- Viet, T. T., Lee, G., Thu, T. M., e An, H. U. (2016) Effect of Digital Elevation Model

- Resolution on Shallow Landslide Modeling Using TRIGRS. *Natural Hazards Review*, 1–12. doi:10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000233.
- Walker, J. P., e Willgoose, G. R. (1999) On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resources Research*, 35(7), 2259–2268.
- Wang, P.-H., Wu, C.-C., e Wang, W.-H. (2010) TRIGRS - Assessment of the Effects of Grid Size, Rainfall Pattern, and Groundwater Stage on Slope Stability at Shan Tsun-Laio Landslide. *III International Congress Interpraevent in the Pacific Rim 2010, Taipei* (p. 664–677).
- Weerasinghe, K. M., Abeywickrema, H. V. M. P., e Fowze, J. S. M. (2007) Use of deterministic slope stability prediction tool for landslide vulnerability assessment in Ratnapura area, Sri Lanka. *International Conference on Mitigation of Natural Disasters* (p. 1–17). Peradeniya - Sri Lanka.
- Wirtz, A., e Below, R. (2009) *Working paper Disaster Category Classification and peril Terminology for Operational Purposes. Context*. Obtido de cred.be/sites/default/files/DisCatClass_264.pdf
- Wise, S. (2000) Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. *Hydrological Processes*, 14(May 1999), 1909–1929.
- Wise, S. (2007) Effect of differing DEM creation methods on the results from a hydrological model. *Computers e Geosciences*, 33, 1351–1365. doi:10.1016/j.cageo.2007.05.003
- Wrachien, D. de, e Mambretti, S. (2011) Assessment of debris flow magnitude in small catchments of the lombardy alps: the val gola case study. *Agricultural Sciences*, 2(1), 9–15. doi:10.4236/as.2011.21002
- Wu, S. J., Hsiao, Y. H., Yeh, K. C., e Yang, S. H. (2017) A probabilistic model for evaluating the reliability of rainfall thresholds for shallow landslides based on uncertainties in rainfall characteristics and soil properties. *Natural Hazards*, 87(1), 469–513. doi:10.1007/s11069-017-2773-y
- Wu, S., Li, J., e Huang, G. H. (2008) A study on DEM-derived primary topographic attributes for hydrologic applications: Sensitivity to elevation data resolution. *Applied Geographic*, 28, 210–223. doi:10.1016/j.apgeog.2008.02.006
- Wu, T., Li, H. C., Wei, S. P., Chen, W. B., Chen, Y. M., Su, Y. F., Liu, J. J., e Shih, H. J. (2016) A comprehensive disaster impact assessment of extreme rainfall events under climate change: a case study in Zheng-wen river basin, Taiwan. *Environmental Earth Sciences*, 75(7). doi:10.1007/s12665-016-5370-6

- Wu, T., Liu, C., Wang, Y., Lin, Y., e Chang, C. (2014) The Comprehensive Slope-land Disaster Magnitude Assessment for Landslide and Debris Flow. *Interpra Event*. Nara - JPN.
- Wu, T., Shih, H.-J., Li, H.-C., Su, Y.-F., e Chen, Y.-M. (2016) Landslide Impact Assessment Using Projection Rainfall Data from Climate Change Scenario. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(5), 729. doi:10.3319/TAO.2016.07.18.03
- Xie, M., Esaki, T., e Cai, M. (2004) A time-space based approach for mapping rainfall-induced shallow landslide hazard. *Environmental Geology*, 46, 840–850. doi:10.1007/s00254-004-1069-1
- Xie, M., Esaki, T., Qiu, C., e Wang, C. (2006) Geographical information system-based computational implementation and application of spatial three-dimensional slope stability analysis. *Computers and Geotechnics*, 33, 260–274. doi:10.1016/j.compgeo.2006.07.003
- Xie, M., Esaki, T., e Zhou, G. (2004) GIS-Based Probabilistic Mapping of Landslide Hazard Using a Three-Dimensional Deterministic Model. *Natural Hazards*, 33, 265–282.
- Xie, M., Esaki, T., Zhou, G., e Mitani, Y. (2003) Three-dimensional stability evaluation of landslides and a sliding process simulation using a new geographic information systems component. *Environmental Geology*, 43, 503–512. doi:10.1007/s00254-002-0655-3
- Yang, Z., Lan, H., Liu, H., Li, L., Wu, Y., Meng, Y., e Xu, L. (2015) Post earthquake rainfall triggered slope stability analysis in the Lushan Area. *Journal of Mountain Science*, 12(1), 232–242.
- Yilmaz, I., e Keskin, I. (2009) GIS based statistical and physical approaches to landslide susceptibility mapping (Sebinkarahisar, Turkey). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(4), 459–471. doi:10.1007/s10064-009-0188-z
- Yunarto, K. S. dan S. (2016) Developing of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope–stability analysis) into TRIGRS map for landslide susceptibility mapping. *Jurnal Ilmiah Geomatika*, 22(1), 37–45.
- Zaidan, R. T., e Fernandes, N. F. (2009) Zoneamento de susceptibilidade a escorregamentos em encostas aplicado à bacia de drenagem urbana do córrego do Independência - Juiz de Fora (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 10(2), 57–76.
- Zaidan, R. T., e Fernandes, N. F. (2015) Análise de risco de escorregamentos nas encostas edificadas da bacia de drenagem urbana do córrego do Independência - Juiz de Fora (MG). *Revista de Geografia*, 5(1), 17–32.

- Zhang, C., Chu, J., e Fu, G. (2013) Sobol' s sensitivity analysis for a distributed hydrological model of Yichun River Basin , China. *Journal of Hydrology*, 480, 58–68.
doi:10.1016/j.jhydrol.2012.12.005
- Zhang, K., Xue, X., Hong, Y., Gourley, J. J., Lu, N., Wan, Z., Hong, Z., e Wooten, R. (2016) ICRESTRIGRS: A coupled modeling system for cascading flood-landslide disaster forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(12), 5035–5048.
doi:10.5194/hess-20-5035-2016
- Zhang, W., e Montgomery, D. R. (1994) Contour. *Water Resources Research*, 30(4), 1019–1028. doi:0043.1397/94/93WR-03553505.00
- Zhang, W., Wu, L., Zhou, J., Qin, Z., e Zhang, D. (2005) Quantitative hill-slope stability assessment with a remote sensing & GIS based distributed modeling scheme. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (Vol. 4, p. 2891–2895). doi:10.1109/IGARSS.2005.1525672
- Zhuang, J., Peng, J., Wang, G., Iqbal, J., Wang, Y., Li, W., Xu, Q., e Zhu, X. (2016) Prediction of rainfall-induced shallow landslides in the Loess Plateau, Yan'an, China, using the TRIGRS model. *Earth Surface Processes and Landforms*.
doi:10.1002/esp.4050
- Zizioli, D., Meisina, C., Valentino, R., e Montrasio, L. (2013) Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: A case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(3), 559–573.
doi:10.5194/nhess-13-559-2013
- Zydrón, T., Bucala, A., Demczuk, P., e Gruchot, A. (2016) Analysis of rainfall-induced shallow landslides in Jamne and Jaszcz stream valleys (Polish Carpathians) – preliminary results. *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW* (Vol. 48, p. 27–40).

APÊNDICE A - OUTROS ARTIGOS QUE UTILIZARÃO OS MODELOS SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS E R.SLOPE.STABILITY

Tabela AB - 1- Alguns artigos apresentados em revistas sobre os modelos SINMAP, Shalstab, TRIGRS e r.slope.stability

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Montgomery e Dietrich, 1994	Vale Tennessee - EUA;	Shalstab	1,2 km ² ; 0,3 km ² e 0,6 km ²	5 m	Verificar a influência topográfica na ocorrência dos deslizamentos rasos pelo SHALSTAB	O modelo previu o padrão espacial dos deslizamentos conforme inventário de deslizamentos obtidos para as áreas.
Pack <i>et al.</i> , 1998	Bacia Kilpala - BC - CAN	SINMAP	17,6 km ²	10 m	Desenvolver um modelo de estabilidade (SINMAP)	O SINMAP prevê deslizamentos rasos. O modelo é altamente dependente da resolução da malha de entrada.
Dietrich e Bellugi, 2001	7 bacias na Carolina do Norte - EUA	Shalstab	-	10 m	Validação do SHALSTAB para delimitação do potencial relativo a deslizamento raso.	Este estudo sugere que o SHALSTAB pode ser usado para planejamento regional, análise de bacia e planejamento de plantio de árvores
Fernandes <i>et al.</i> , 2001	Bacia do Quitite e Papagaio - RJ - BR	Shalstab	5 km ²	2 m	Estudar a combinação de mapeamentos e monitoramentos de campo, através de modelos matemáticos baseados em processos, como ferramenta de previsão de movimentos de massa.	“Os resultados atestam o importante papel desempenhado pelos parâmetros topográficos forma da encosta e área de contribuição, geralmente desprezados pelas metodologias de previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos”.
Rafaelli <i>et al.</i> , 2001	Bacia de Iruya - ARG	Shalstab	350 km ²	30 m	“Comparar padrões de erosão de baixa e alta intensidade preditos por modelos topográficos, baseados em processos, para o mapeamento geomorfológico em bacia montanhosa”.	O mapeamento da intensidade de erosão foi grosseiramente similar tanto no mapeamento por fotografia aérea quanto na análise por modelos topográficos. Áreas altamente drenadas e com alta declividade tem alta energia de erosão. Os modelos não conseguem captar a influência da vegetação, geologia e clima nos processos erosivos.
Dall'Ara <i>et al.</i> , 2002	Sogliano al Rubicone - ITA	Shalstab	-	-	Produzir um conjunto integrado de indicadores ambientais e economicos e uma analise sobre a viabilidade economica do desenvolvimento turístico da área e criterios de proteção ambiental.	As medidas propostas para o caso de estudo um desenho arquitetônico integrado com a paisagem, planejamento e gerenciamento ambiental e desenvolvimento econômico sustentável.
Klimeš, 2002	Bacia do rio Tiber Náia - Umbria - ITA	SINMAP	47 km ²	10 m	Ajudar a explicar a distribuição espacial dos deslizamentos rasos induzidos pelo degelo de neve.	Os resultados foram influenciados pela acuracia do MDE. O melhor resultado obtido foi com o MDE de 25 m.
Lin <i>et al.</i> , 2002	Região montanhosa de Taiwan	TRIGRS	-	200 m	Integrar um modelo mutlidisciplinar por meio de uma cooperação interdisciplinar.	Os resultados da operação de emergência confirmam que a pesquisa é efetiva na realidade e que vale a pena investir num progresso continuo.
Ramirez <i>et al.</i> , 2002	Bacia do rio Navarro - CA - USA	Shalstab	820 km ²	5 m	Analisar a perda de solo usando imagens espectrais e modelos topográficos.	“Indica que abordagens semelhantes podem ser usadas para outras bacias hidrográficas para uma variedade de propósitos com sucesso”

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Ramos <i>et al.</i> , 2002	Quadrilátero Ferrífero - MG - BR	Shalstab	7000 km ²	20 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	O SHALSTAB se mostrou eficaz na previsão de escorregamentos rasos na área de estudo.
Ali <i>et al.</i> , 2003	Estação Shahbazan - IRI	SINMAP	-	-	Analisar a susceptibilidade a deslizamento da área de estudo.	<i>“O MDE é uma boa ferramenta para análise rápida da susceptibilidade a desastres naturais”.</i>
Guimarães <i>et al.</i> , 2003	-	Shalstab	-	-	Descrever a metodologia demonstrando os fundamentos utilizados para o desenvolvimento do Shalstab.	-
Lan <i>et al.</i> , 2003	HKG	TRIGRS	-	-	Analisar a estabilidade da encosta, sob condição de chuva, em resposta à pressão transitória dos poros por meio de modelagem de infiltração de precipitação transitória e não saturada.	Os deslizamentos são causados pelas pressões transitórias decorrentes de chuva intensas. O papel da chuva antecedente na ocorrência de deslizamento está relacionada à perda sucção. A intensidade da chuva, a permeabilidade e profundidade da encosta são fatores que influenciam na distribuição espaço temporal dos deslizamentos. Encosta menos permeáveis são mais propensas a processos de instabilidade.
Wawer e Nowocień, 2003	Nałęczów Plateau - POL	SINMAP	28,6 km ²	1 m	“Mapeamento estabilidade de taludes utilizando o modelo SINMAP”.	“SINMAP can be used for forest planning and management, forest engineering, and other geohazard studies”.
Baeza e Ayala, 2004	Zacapoxtla - MEX	SINMAP	188.81 km ²	-	Analisar a instabilidade de encosta a partir da modelagem e interação do alívio, umidade e propriedade dos materiais, usando um modelo de estabilidade de encosta.	Os resultados da análise foram combinados com um índice de vulnerabilidade desenvolvido com base em dados da população e habitação com a finalidade de elaborar um mapa para o município.
Borga <i>et al.</i> , 2004	ITA	Shalstab	-	-	Verificar a influência de rodovias no direcionamento do fluxo e na estabilidade do terreno.	O modelo apresentou uma estimativa consistente ao padrão encontrado em campo o que indica que pode ser utilizado para definir traçados que reduzam o impacto das estradas florestais no processo geomorfológicos em terrenos íngremes.
Calcaterra <i>et al.</i> , 2004	Agnano Plain – Nápoles - ITA,	SINMAP	8,3 km ²	5 m	Explicar e prever a distribuição especial dos deslizamentos usando um modelo de base física.	O mapa de índice de estabilidade se mostrou uma ferramenta confiável para analisar a susceptibilidade a deslizamentos na área de estudo.
Fernandes <i>et al.</i> , 2004	Bacia do Quitite e Papagaio - RJ - BR	Shalstab	4,35 km ²	2 m	Verifica a influência dos atributos topográficos na ocorrência dos deslizamentos	Muitos deslizamentos foram influenciados fortemente pela topografia, porém a vegetação não se mostrou um aspecto importante. A forma da encosta e a área de contribuição tem um papel fundamental no controle da distribuição espacial dos deslizamentos.
Lan <i>et al.</i> , 2004	Bacia Xiaojiang -	SINMAP modificado	87,353 km ²	-	Preparar o mapa de susceptibilidade à deslizamento.	As informações dos mapas de susceptibilidade podem ser usuais para explicar os deslizamentos existentes, ser usados para decisões de emergência e minorando os esforços para evitar e mitigar o perigo futuro à deslizamentos.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Reid <i>et al.</i> , 2004	Freshwater, Bear-Jordan e Larabee – CA - USA	Shalstab	-	10 m	Testar o desempenho de 4 modelos.	“O slope executa consistentemente e comparativamente bem em todas as áreas de estudo. Shalstab é bastante consistente, mas raramente superior. O modelo de proximidade ao fluxo é competitivo em uma área de estudo, mas fica aquém nas demais áreas. O modelo landforms sujeito a detritos de escorregamento executa consistentemente tão bem ou melhor do que os outros e se destaca na captura de slides de grandes detritos”.
Upegui <i>et al.</i> , 2004	-	Shalstab	-	-	Apresentar as bases do modelo HidroSIG V.3.	O modelo HidroSIG V3 é coerente ao Shalstab. O modelo proposto permite a entrada de dados distribuídos.
Baum <i>et al.</i> , 2005	Seattle e Puget Sound – WA - USA	TRIGRS	-	2 m	“Desenvolver um método GIS para produzir mapa de probabilidade à ocorrência deslizamentos assim como limiars de chuva empíricos e métodos de base física para prever o tempo de ocorrência dos deslizamentos”.	O método proposto pode ser aplicado em outros locais onde haja necessidade local e dados disponíveis.
Cascini <i>et al.</i> , 2005	ITA	Shalstab	-	-	Analisar o primeiro estágio da falha de deslizamentos desencadeados por chuvas intensas em locais cujo solo tem origem vulcânica.	Com base nos dados disponíveis, a intensidade, frequência e consequência dos deslizamentos estão relacionadas com a geologia, sendo que os mecanismos de desencadeamento são diferentes ao longo do ano hidrológico.
Chien-Yuan <i>et al.</i> , 2005	Montanha Tenliao - Taipei County - TW	TRIGRS	35120 km ²	10 m	Um caso de deslizamentos desencadeados por chuvas intensas foi modelado em escala horária.	Sob chuva intensa, a encosta se torna instável e o tempo de ocorrência dos deslizamentos coincide com a hora do registro. Resultados revelam que existe um plano de falha E uma superfície circular de falha provável além das falhas de queda de rocha na crista.
Huang e Kao, 2006	Bacia montanhosa - TW	Shalstab	-	-	Propor um novo índice de análise de eficiência dos modelos que considere a previsão de áreas estáveis	O método proposto embora tenha menos sucesso em prever áreas instáveis que o índice de acertos, apresenta melhores resultados em termos de estimativa de áreas estáveis.
Huang <i>et al.</i> , 2006	Bacia Chi-Jia-Wan - TW	Shalstab	106 km ²	40 m	O método GLUE é incorporado ao Shalstab para produzir mapas de susceptibilidade.	Não foi possível identificar uma simulação "ótima". O problema da equifinalidade não é resolvido mas suavizado através deste procedimento estocástico. Os autores sugerem o uso do mapa de probabilidade de deslizamento de terra.
Naqa e Abdelghafoor, 2006	Montanha Amman-Jerash-Irbid - JOR	SINMAP	394 km ²	-	Construir o mapa de estabilidade da área usando o modelo SINMAP.	“Os resultados estatísticos e analíticos indicam que a área instável encontrada nas três áreas nas seções de estradas inclui 39 deslizamentos que representa 79% da área total. Ao mesmo tempo, esta classe compreende 233 km ² ou 81,3% da área total”.
Salciarini <i>et al.</i> , 2006	Umbria - ITA	TRIGRS	100 km ²	5 m	Analisar a capacidade do modelo TRIGRS de prever áreas suscetíveis à deslizamentos.	Há uma boa concordância entre a área definida como instável pelo modelo e o inventário de deslizamento existente para a área de estudo.
Tarolli e Tarboton, 2006	Bacia Miozza – Carnia - ITA	SINMAP	10,7 km ²	-	“Introduzir uma nova aproximação para determinar os pontos de iniciação de deslizamentos em mapas de susceptibilidade usando modelos de estabilidade de terrenos”.	A estimativa dos pontos de iniciação de deslizamentos pode ser útil diferenciar os deslizamentos entre parte de inicialização, corpo e de áreas de depósito. Na área de estudo, onde ocorreram grandes deslizamentos, um MDE de 10 m de resolução foi ótimo. Escalas

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						maiores há perda de qualidade dos resultados enquanto escalas menores não retrata bem os deslizamentos.
Lopes <i>et al.</i> , 2007	Serra de Cubatão- SP - BR	SINMAP	5386 km ²	1 m	Validar e calibrar mapa de índice de estabilidade para a região	O trabalho obteve bons resultados de calibração, identificando a declividade como o fator mais importante de instabilização.
Meisina e Scarabelli, 2007	Oltrepo Pavese - ITA	Shalstab E SINMAP	5 km ²	5 m	Comparar os resultados obtido pela aplicação dos modelos SINMAP e SHALSTAB na área de estudos para um evento ocorrido em Novembro de 2002.	Áreas íngremes e áreas de contato entre diferentes formações são instáveis; os erros de predição foram atribuídos aos diferentes usos do solo; o SHALSTAB mais realístico para eventos não extremo de chuva.
Reid <i>et al.</i> , 2007	Bacia Buckden Beck - RU	Shalstab	2,16 km ²	2 m	“Investigar um tratamento simplificado da conectividade hidrologica como meio de melhorar a identificação do transporte de sedimentos”.	“As simulações sugerem que a maioria da entrada de sedimentos ocorre em áreas hidrologicamente conectadas próximas aos canais durante chuvas moderadas que ocorrem com relativa frequência”.
Carrara <i>et al.</i> , 2008	Trento - ITA	Shalstab	-	10 m	Avaliar o desempenho dos métodos de base física e estatísticos na definição da susceptibilidade da área de estudo e verificar a influencia da unidade de terreno utilizada na definição de áreas de instabilidade.	Os metodo estatísticos e físicos produzem resultados significativamente diferentes. Mapas de susceptibilidade produzidos com unidades de terreno diferente também possuem resultados diferentes.
Cheki e Shibayama, 2008	Kanagawa - JPN	SINMAP	-	50 m	Comparar dois modelos de análise de áreas susceptíveis a deslizamentos.	Ambos os modelos apresentam resultados similares quanto a definição de áreas de susceptibilidade à deslizamentos.
Faria <i>et al.</i> , 2008	Córrego Independência – Juiz de Fora – MG - BR	Shalstab	-	-	Analisar as limitações do mapeamento de áreas de risco a movimentos de massa.	Os modelos de previsão são eficazes. É essencial a obtenção de dados medidos em campo. Deve-se ter cuidado com a homogeneização dos dados ao longo da bacia e a indefinição dos dados da coesão do solo. Os monitoramentos em campo e análises de cicatrizes antigas devem ser usados para validar os resultados, diminuindo assim a probabilidade de erro. O mapeamento direto, utilizando dados primários, é mais preciso.
Godt <i>et al.</i> , 2008	Seattle – WA - USA	TRIGRS	18 km ²	3 m	Descrever os resultados da aplicação do TRIGRS para a área de estudo.	“Os resultados das simulações TRIGRS podem ser retratados quantitativamente para Risco potencial de deslizamento de terra com base nas condições de chuva”
Godt <i>et al.</i> , 2008	Seattle – WA - USA	TRIGRS	3 km ²	1,8 m	Pesquisar técnicas para conseguir dados de entrada distribuídos espacialmente e temporalmente e a apresentar um exemplo, usando o TRIGRS.	A análise melhora a qualidade da análise de susceptibilidade a deslizamentos da área de estudo. Os resultados podem ser retratados em termos de intensidade e duração da chuva que desencadeiam movimentos de massa.
Gomes <i>et al.</i> , 2008	Bacia do Quitite e Papagaio – RJ - BR	Shalstab	5 km ²	2 m	Determinar áreas afetadas por deslizamentos rasos usando o modelo Shalstab combinado com um modelo empírico para definir a distância de transporte e a área de depósito.	Os resultados mostram que a localização do mapeamento dos deslizamentos pode ser simulada adequadamente pelo modelo.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Liu e Wu, 2008	Route Nantou 71 - TW	TRIGRS	1 km ²	10 m	Contribuir para avaliar o mapa de perigo sistematicamente e quantitativamente.	Há uma correlação positiva entre a probabilidade de deslizamento e a chuva acumulada. A localização e o tamanho dos deslizamentos são bem estimados.
Salciarini <i>et al.</i> , 2008	Seattle – WA - USA	TRIGRS	-	-	Demonstrar como um modelo de infiltração transiente acoplado a um modelo de encosta infinita pode ser usado para avaliar a frequência de deslizamento na área de estudo.	O módulo CRF (<i>Critical Rainfal</i>) acoplado ao TRIGRS é capaz de prevê a intensidade de chuva de duração certa capaz de gerar deslizamentos. O módulo de distribuição probabilística da chuva só é recomendado como ferramenta em áreas de estudo. O número de deslizamentos simulados aumenta com a duração da chuva. A área classificada como instável aumenta com o aumento do tempo de recorrência em quaisquer dos modelos testados. A área instável é superestimada para tempo de recorrência curto e possui bons resultados quando o tempo de recorrência é longo.
Sas <i>et al.</i> , 2008	Blue Ridge Parkway – NC - USA	Shalstab	-	6 m	Avaliar o perigo de falha de aterro de estradas usando o trabalho de campo virtual e distribuições de declive derivadas de LiDAR.	“Os métodos baseados em SIG para análise de riscos de declividade relacionados com a estrada, como o SHALSTAB, fornecem análises úteis que podem ajudar a complementar uma avaliação de perigo usando o método da inclinação mediana”.
Tan <i>et al.</i> , 2008	Bacia do Rio Ta-Chia - TW	TRIGRS	1236 km ²	40 m	Avaliar a área de estudo com referência à deslizamentos desencadeados por chuvas intensas.	O modelo TRIGRS forneceu bons resultados para a análise de áreas de instabilidade.
Deb e El-Kadi, 2009	Oahu, HI, USA	SINMAP	384 km ²	10 m	Aplicar o modelo SINMAP à área de estudo e avaliar a performance do modelo.	Os mapas podem ser melhorados pela incorporação de informações variáveis espacialmente e temporalmente das variáveis do solo e pela melhora da acurácia dos MDEs e localização dos deslizamentos ocorridos.
Guimarães <i>et al.</i> , 2009	Bacia do Quitite e Papagaio - RJ - BR	Shalstab	4,35 km ²	2 m	Verificar a variabilidade espacial dos eventos de deslizamento raso ao longo do ano tendo em vista a média de chuva do período analisado	O trabalho conseguiu identificar a dinâmica dos locais que apresentam instabilidade devido às chuvas intensas tendo em vista a ocorrência média mensal do histórico de chuvas
Mazzorana <i>et al.</i> , 2009	Provincia de Bolzano/Bozen – Tirol do Sul - ITA	Shalstab	-	20 m	“O artigo apresenta um procedimento para a determinação da propensão relativa dos rios de montanha ao arrastamento e entrega de material lenhoso recrutado com base em indicadores empíricos”.	“O procedimento permite a identificação das bacias hidrográficas de águas subterrâneas susceptíveis ao recrutamento e transporte de material lenhoso que devem ser consideradas no mapeamento de perigos”.
Minder <i>et al.</i> , 2009	Montanhas Olimpicas – WA - USA	Shalstab	-	1 km	Verificar o efeito da distribuição espacial da chuva na avaliação da susceptibilidade à deslizamento pelo uso de um modelo atmosférico.	Variação de 10 km na escala de precipitação leva a efeitos não triviais na susceptibilidade da bacia. Considerando uma chuva constante, os resultados obtidos subestimam a área instável. Isso acontece também quando adotamos dados de uma estação pluviométrica de baixa altitude. O efeito da variabilidade espacial da chuva é comparável a variação mediana nos parâmetros do solo.
Oliveira, 2009	Belo Horizonte – MG - BR	Shalstab	331 km ²	25 m	Estudar os fatores que desencadeiam os deslizamentos em Belo Horizonte – MG.	A modelagem é viável na identificação das áreas susceptíveis aos movimentos de massa.
Paulin e Bursik, 2009	Highway 101 corridor in Del	SINMAP	-	30 m	Prover aos tomadores de decisão uma ferramenta para avaliar a susceptibilidade a deslizamentos.	Os resultados ilustram que o SINMAP tende a subestimar a área susceptível a deslizamentos, quanto o LOGISNET e o RLM (regressão logística múltipla) tende a ser mais conservador.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
	Norte County, California					
Santini <i>et al.</i> , 2009	ITA	Shalstab	3261 km ² / 1750 km ²	-	Este estudo consiste em avaliar a influência da topografia digital na qualidade dos resultados de modelos de estabilidade e compara duas correções do modelos digitais e rotinas de fluxo.	<ol style="list-style-type: none"> Os MDEs modificados parecem não ser fortemente influenciados pela variação θ; As redes de fluxo obtidas pelos dois MDEs são muito diferentes A inclinação derivada após inundação e PEM4PIT geralmente se correlacionaram bem A área de contribuição específicas derivadas após a aplicação dos dois MDEs mostram uma baixa correlação. Os resultados de comparação de SHALSTAB revelam que as diferenças entre os dois algoritmos diminuem do grupo de classes centrais para a combinação de extremas. combinação PEM4PIT plus LTD apresenta um desempenho ligeiramente superior ao da inundação seguida pelo D8.
Terhorst e Kreja, 2009	Auchtert - GER	SINMAP	-	5 m	Criar um mapa de susceptibilidade da área de estudo.	As principais causas de deslizamentos são a topografia, balanço de água e o substrato causam instabilidade.
Yilmaz e Keskin, 2009	Sebinkarahisar - TUR	SINMAP	15,7 km ²	-	A taxa de frequência e o SINMAP são usados para fazer o mapa de susceptibilidade da área de estudo.	O mapa de susceptibilidade desenvolvido pela taxa de frequência foi o que apresentou melhor resultado.
Zaidan e Fernandes, 2009	Córrego Independência - Juiz de Fora - MG - BR	Shalstab	-	1 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	Definiu áreas de maior ou menor susceptibilidade na área de estudo.
Baum <i>et al.</i> , 2010	Área próxima a Seattle - WA - EUA	TRIGRS	3 km ²	1,83 m	Prever o tempo e a localização dos deslizamentos.	O TRIGRS consegue prever o tempo que ocorrem os deslizamentos na área de estudo.
Bisantino <i>et al.</i> , 2010	Bacia Pulsano - ITA	Shalstab	15,6 km ²	10 m	“Propor uma metodologia de análise e modelagem do fluxo dendrítico que seja capaz de integrar resultados de investigações de campo com modelos de simulação de desencadeamento, propagação e depósito do fluxo”.	“ Os resultados confirmam a importância de se considerar os efeitos da areia que é o constituinte principal do fluxo. As áreas de depósitos modeladas foram consistes com o encontrado em campo. A metodologia pode ser empregada pelo menos com parte da análise na estruturação de medidas de mitigação”.
Bischetti e Chiaradia, 2010	Bacia Inganna - Colico	SINMAP	12 km ²	-	Verificar a influência da vegetação na estimativa da resistência do solo e avaliar a performance do modelo de estabilidade.	A calibração usando o índice de acerto como variável de comparação tende a aumentar o tamanho da área considerada instável. A coesão das raízes parece ser um parâmetro que influencia muito na coesão do solo.
Brambilla <i>et al.</i> , 2010	Varese – ITA e GUA	SINMAP	55 km ² / -	20 m	Testar dois modelos em áreas da América Latina e Itália e comparar a eficiência desses modelos.	“Os métodos empregados provaram ser bem-sucedidos quando os dados de entrada têm boa resolução”.
Cervi <i>et al.</i> , 2010	Alpes - ITA	Shalstab	450 km ²	10 m	Comparar a capacidade preditiva à deslizamentos de três diferentes modelos	A performance relativamente pobre dos modelos determinísticos é atribuída às simplificações dos componentes hidrológicos.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Gomes <i>et al.</i> , 2010	Parque Nacional da Serra dos Órgãos – RJ - BR	Shalstab	-	20 m	Prever eventos de deslizamento ocorridos na área de estudo adotando a pluviosidade mensal média como dado de entrada de chuva.	O resultado do modelo indica que a dinâmica da localização dos deslizamentos que apresentam uma instabilidade devida a sazonalidade da intensidade da chuva.
Kim <i>et al.</i> , 2010	Jangheung de Yangjoo - Gyeonggi - Korea	TRIGRS	-	5 m	Investigar os deslizamentos induzidos por chuvas intensas em regiões montanhosas.	O fator de segurança calculado pelo TRIGRS é influenciado pelo tempo de duração da chuva, considerando tanto a resposta transiente e espacial da poro-pressão no cálculo da estabilidade da encosta.
Muntohar e Liao, 2010	ITA e HKG	TRIGRS	-	-	Propor um modelo integrado de infiltração e estabilidade de encosta para análise de deslizamentos rasos.	Os resultados indicam que o modelo proposto pode ser usado para distinguir encostas instáveis e estáveis e também ser usado como uma primeira aproximação para estimar o tempo de ocorrência dos deslizamentos induzidos por chuvas.
Paulin <i>et al.</i> , 2010	-	SINMAP	-	1 m, 5 m, 10 m e 30 m	Avaliar como o tamanho do pixel afeta a representação cartográfica dos deslizamentos rasos e profundos.	Previsões RLM (regressão logística múltipla) correspondem deslizamentos de terras existentes melhor do que as previsões SINMAP, se o modelo RLM tem pixels suficientes para obter estatísticas confiáveis. SINMAP produz mais consistentemente um mapa de suscetibilidade semelhante ao longo de uma gama de resoluções de pixel. Em geral, RLM sobre-prevê enquanto SINMAP sub-prediz deslizamentos de terra como pixels grosseiros.
Sorbino <i>et al.</i> , 2010	Região de Campania - ITA	Shalstab, SINMAP e TRIGRS	60 km ²	3 m	Avaliar os modelos adotado quanto a previsão de deslizamentos usando um índice de erro e um índice de sucesso.	O TRIGRS apresentou melhores resultados para a área de estudo.
Sulaiman e Rosli, 2010	Fraser Hill Catchment	SINMAP	8.2 km ²	10 m	Avaliar a susceptibilidade a deslizamento de uma região montanhosa sob diferentes regimes de chuva e profundidade do solo.	A estabilidade é afetada pela altura de chuva até 120 mm, valor a partir do qual o mapa de instabilidade se mantém relativamente invariável. O modelo previu um pouco melhor as áreas instáveis quando considerou a profundidade do solo igual a 2 m.
Vestena, 2010	Bacia de Caeté - Alfredo Wagner - SC - BR	SINMAP	164 km ²	10 m	Verificar o índice de estabilidade das vertentes.	Foram identificadas com alto e médio de grau de instabilidade, podendo sofrer alterações principalmente pela mudança das características da área.
Vieira <i>et al.</i> , 2010	Serra do Mar – SP - BR	TRIGRS	3,6 km ²	2 m	Prever a ocorrência dos deslizamentos rasos usando o modelo TRIGRS em uma Bacia piloto.	Os mapas de suscetibilidade produzidos pelo TRIGRS adequam bem ao mapa de cicatrizes do evento de 1985. Os autores defendem o uso do TRIGRS principalmente em áreas onde os parâmetros não são bem conhecidos.
Baum <i>et al.</i> , 2011	Oregon Coast Range, USA	TRIGRS	2,4 km ²	3 m	Verificar a capacidade do modelo de prever deslizamentos mesmo com dados gerais.	Embora o modelo superestime as áreas instáveis, os resultados são consistentes com o mapeamento dos canais como sendo áreas fonte preferenciais.
Goetz <i>et al.</i> , 2011	Bacia localizada em Vancouver	Shaltab	610 km ²	25 m	Melhorar a modelagem da susceptibilidade à deslizamentos pela integração de dois modelos físicos, FS e Shalstab, com métodos estatísticos	A forte performance preditiva é obtida pelo método GAM usando as informações sobre os atributos do modelo e os dados de usos do solo. Variáveis que representam modelos de base física não

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
	Island - British Columbia - CAN				tradicionalis que utilizam informações sobre atributos do terreno a partir do MDE e das características de uso do solo.	necessariamente melhoram os modelos empíricos mas permite uma melhor interpretação física. As variáveis que melhor atuam na previsão de deslizamentos são uso do solo, FS, declividade e curvatura.
Liao <i>et al.</i> , 2011	Montanhas Blue Ridge - Macon - NC - EUA	TRIGRS (versão Matlab)	-	6 m	Avaliar a capacidade de predição espaço-temporal dos deslizamentos causados pelo furacão Ivan.	Para raios de predição pequenos tem-se um alto índice de acertos de previsão, porém um alto índice de falsos positivos. Aumentando o raio de observação aumenta-se os acertos e diminui-se os erros, tornando-se o TRIGRS um bom estimador de deslizamentos para grandes áreas de estudo.
Montrasio <i>et al.</i> , 2011	Apenino Emilian - ITA	TRIGRS	370 km ²	20 m	Aplicar, em escala regional, os modelos SLIP (Shallow Landslides Instability Prediction) e TRIGRS.	Embora seja necessário melhorar o modelo em termos de acurácia, o SLIP apresenta cálculos rápidos e uma previsão temporal de deslizamentos satisfatória. O SLIP aplicado na área de estudo mostra um certo potencial como ferramenta para previsão de deslizamentos em escala regional.
Papa <i>et al.</i> , 2011	Amalfi Coast - ITA	Shalstab	6,5 km ²	10 m	Estudar o potencial à eventos de fluxo dendrítico do início ao fim.	O procedimento integrado proposto possibilita elaborar mapas de intensidade de fluxo dendrítico relacionado aos períodos de retorno. Esses elementos podem ser facilmente elaborados de forma a elaborar os mapas de perigo e risco a fluxo dendrítico.
Tarolli <i>et al.</i> , 2011	TW / Rio Cordon / Bacia Upper Noce	Shalstab	2,2 e 2,8 km ² / 5 km ² / 7,5 km ²	10 m	“Apresentar um modelo baseado em índice de susceptibilidade à deslizamentos que permite a incorporação de propriedades estatísticas de chuvas intensas”.	O modelo apresentado é melhor que o Shalstab na previsão de deslizamentos rasos em modo permanente. A melhora é melhor para duração de chuva menor se considerarmos a duração de tempo requerido para cada ponto da bacia alcançar o equilíbrio de drenagem. Os resultados do trabalho mostram a capacidade do modelo de incorporar uma descrição robusta da chuva intensa na análise e mapeamento da susceptibilidade a deslizamentos rasos pelo uso da abordagem de índice.
Wrachien e Mambretti, 2011	Bacia Val Gola - ITA	Shalstab	3,5 km ²	-	Um número de métodos para previsão de fluxo dendrítico é avaliado, revisado e aplicado para avaliar sua efetividade e consistência.	Um melhor conhecimento das características hidrológicas da bacia e uma avaliação mais detalhada dos materiais mobilizados deve ser a aproximação mais precisa da estimativa do possível volume de fluxo dendrítico.
Cannata <i>et al.</i> , 2012	Há Giang - VIE	TRIGRS	-	90 m	Avaliar a capacidade do Web Processing Service (WPS) adotado para reconhecer o perigo a escorregamentos rasos.	O estudo demonstra como técnicas de avaliação dinâmica de intensidade pode ser utilizadas por tomadores de decisão e gerenciadores públicos.
Dourado e Roig, 2012	Bacia do Rio Paquequer - Teresópolis - RJ - BR	Shalstab E SINMAP	269,01 km ²	10 m	Análise dos resultados obtidos pela aplicação dos modelos SINMAP e SHALSTAB a bacia do Rio Paquequer.	O SINMAP teve melhor desempenho que o SHALSTAB, observando também um melhor desempenho quando aplicado uma escala maior.
Kappes <i>et al.</i> , 2012	Bacia Barcelonnette - FR	Shalstab	-	10 m	Testar a versão beta do modelo MultiRISK (Shalstab usado como ferramenta de análise de susceptibilidade à deslizamentos).	Questões sobre validação dos resultados precisam ser verificadas. Na área aplicada o modelo apresentou resultados conservadores. Mesmo assim os autores acreditam ser uma ferramenta importante para estimar potencial de risco em áreas sem dados.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Klimeš e Blahůt, 2012	Outer Western Carpathians - CZE	SINMAP	43 km ²	-	Realizar uma análise de risco à deslizamentos na área de estudo.	Os mapas podem ser usados pelos governos locais, entretanto existem ameaças que podem prejudicar o uso desses mapas.
Listo e Vieira, 2012	Bacia do rio Limoeiro	Shalstab	9 km ²	2 m	Analisar a probabilidade de risco à susceptibilidade à deslizamentos rasos.	A combinação de avaliação de campo e modelos de previsão à deslizamentos pode auxiliar na análise de risco em áreas densamente povoadas e auxiliar os gestores na definição de área instáveis e inapropriadas para ocupação.
Märker <i>et al.</i> , 2012	Copiapó catchment - CHI	SINMAP	250 km ²	30 m	“Investigar o perigo geológico relacionado com eventos de chuva de forma a quantificar o risco para a população e agricultura”.	“Os resultados demonstram que eventos intensos de chuva geram inundações e descarte de sedimentos colocando em perigo áreas povoadas e de cultivo. A metodologia aplicada permite quantificar o risco de inundação e fluxo de lama, assim como avaliar a distribuição espacial do perigo geológico”.
Muñiz-Jauregui e Hernández-Madrigal, 2012	Puerto Vallarta - Jalisco - MEX	SINMAP	136 km ²	10 m	Uso de análise multicritério e método heurístico para construção de um mapa de susceptibilidade.	“Se conclui que a combinação da análise multicritério com o método heurístico resulta ser uma ferramenta ótima para a identificação das zonas susceptíveis aos processos de remoção de massa”.
Peres, 2012	Bacia Loco - ITA	TRIGRS	-	-	Integrar um modelo estocástico para determinação da chuva a um modelo de análise de estabilidade	O modelo intensidade-duração é válido para interpretar dados quando a poro-pressão é negligenciada.
Ran <i>et al.</i> , 2012	Morro Mettman – OR - USA	Shalstab	0,3 km ²	2 m	Apresentar o modelo InHM (integrated hydrology model).	“Os resultados mostram que a presente simulação pode reduzir os erros hidrológicos causados por topografia irregular e depressões e é capaz de estimar as variações espaço-temporais para susceptibilidade a deslizamento”.
Salciarini <i>et al.</i> , 2012	Umbria - ITA	TRIGRS	35 km ²	10 m	Um código GIS é desenvolvido para determinar a intensidade e duração da chuva necessária para desencadear deslizamentos em escala local.	Em escala log-log, o limiar de chuva diminui linearmente com o aumento da duração da chuva. “O modelo se mostrou capaz de prever limiares locais específicos para diferentes cenários de chuva”.
Silva <i>et al.</i> , 2012	Serra do Mar Paranaense - PR - BR	SINMAP	16,51 km ²	5 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	Os solos com maior declividade e solos rasos apresentaram maior grau de instabilidade.
Varol, 2012	Sökü - Turquia	SINMAP	-	3 m	Calcular o índice de estabilidade para Sökü.	Mais de 36 % da área foi considerada instável. A profundidade mínima de deslizamento foi de 5 m. A resolução do terreno influencia na qualidade dos resultados obtidos.
Dal Sasso <i>et al.</i> , 2013	Rio Noce - Basilicata - ITA	Shalstab	413 km ²	-	“Identificar as áreas de desencadeamento e propagação de deslizamentos e caracterizar os possíveis cenários de integração com a rede fluvial”.	É possível prever deslizamento em barragens com uma precisão mais acurada, dependendo dos dados disponíveis, usando aproximações geométricas e dinâmicas. A localização espacial dos deslizamentos em barragens é possível, os cenários de deslizamentos em barragens podem ser sensíveis à aplicação do índice geomorfológico. Esses índices podem ser uma ferramenta no processo de tomada de decisão associado a previsão de criação de barragens e gerenciamento de emergência associada e esses eventos.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Davis e Sims, 2013	San Pedro Creek - San Francisco, California, USA	SINMAP	21.3-km2	-	Identificar as fontes de sedimentos e avaliar o uso de modelos físicos e de máxima entropia na previsão de deslizamentos.	Combinação entre modelos físicos e modelos de máxima entropia parece promissor, embora a declividade também contribuía igualmente para a instabilidade.
Gomes <i>et al.</i> , 2013	Bacia do Quitite e Papagaio - RJ - BR	Shalstab e FLO-2D	4,35 km ²	2 m para uso do SHALSTAB e 10 m para uso do FLO-2D	Combinar modelos de deslizamentos rasos e fluxo detrítico para criar mapas de inicialização de deslizamentos e fluxo detrítico bem como definir o seu volume e distância	A combinação dos modelos SHALSTAB e FLO-2D foi capaz de prever a ocorrência de deslizamento e fluxo detrítico
Grelle <i>et al.</i> , 2013	Sannio Apeninos - Campania - ITA	TRIGRS	495 km ²	30 m	Minimizar a influência negativa da distribuição uniforme da profundidade inicial do nível da água em condições permanentes que usualmente influencia a instabilidade teórica resultante da aplicação do método de estimativa de larga-escala.	Os resultados permitem a definição da curva de regressão log-linear para estimar a instabilidade teórica da área de estudo. Esta curva é definida como uma função de precipitação acumulada, duração e período de retorno dos eventos de chuva possíveis.
Park <i>et al.</i> , 2013	Montanha Woomyeon, Seoul - KOR	TRIGRS	5104162 m ²	10 m	Comparar os dados obtidos pelo modelo com as cicatrizes medidas em campo.	Os autores concluíram que o TRIGRS é uma ferramenta poderosa quando usado pelos tomadores de decisão na definição de áreas de susceptibilidade a deslizamentos rasos.
Paulín <i>et al.</i> , 2013	Pico de Orizaba - Volcano - MEX	SINMAP	111 km2	10 m	Analisar a susceptibilidade da área à deslizamentos rasos.	SINMAP e RLM (regressão logística múltipla) tende a subestimar as áreas instáveis.
Pechincha e Zaidan, 2013	Bacia do Córrego Matirumbide – Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	4,42 Km ²	-	“Analisar a probabilidade a ocorrência de escorregamentos na Bacia do Córrego Matirumbide”.	O resultado gerado pelo SINMAP foi satisfatório, mostrando ser um modelo pertinente.
Reginatto, 2013	Bacia do Rio Cunha - Rio dos Cedros – SC - BR	Shalstab	16,13 km ²	15 m	“Identificar áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais, utilizando o modelo computacional Shastab e caracterizá-las quanto a parâmetros geotécnicos, topográficos (altitude e declividade) e de uso e ocupação do solo”.	“Como resultado final tem-se um mapa de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais para a bacia em estudo, que, aliado ao banco de dados das áreas de instabilidade geram subsídios para atuar na identificação de áreas sujeitas a movimentos de massa, auxiliando no planejamento preliminar de uso e ocupação do solo da área”.
Schilirò e Esposito, 2013	Provincia Messina – Sicilia - ITA	TRIGRS	25 km ²	4 m	Definir os cenários que desencadeiam deslizamentos rasos na área de estudo usando métodos estatísticos-probabilísticos e modelos de base física.	O TRIGRS forneceu bons resultados na definição de áreas de susceptibilidade.
Silva <i>et al.</i> , 2013	Vitória – ES - BR	Shalstab	2331 km ²	2 m	Aplicar um modelo matemático de predição de escorregamentos para a gestão de riscos como subsídios às políticas públicas locais.	A partir desse mapa de susceptibilidade de escorregamento foi possível definir as áreas de atenção, prioritárias para o

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						desenvolvimento e a definição de ações de gestão do risco de desastres na região.
Zizioli <i>et al.</i> , 2013	2 área em Oltrepo Pavese - ITA	Shalstab, SINMAP e TRIGRS	13,36 km ² e 10,6 km ²	10 m	Comparar os resultados obtidos pelos modelos na área de estudo.	Os modelos apresentaram grau de sucesso similar para previsão de deslizamentos rasos na área de estudo.
Alvioli <i>et al.</i> , 2014	Bacia do rio Upper Tiber - ITA	TRIGRS	4098 km ²	25 m	Investigar a possibilidade de usar o TRIGRS para determinar a frequência estatística da área de instabilidade de encosta e condições de intensidade de chuva e duração que resultem em deslizamentos na região.	Os achados revelam que o TRIGRS é capaz de reproduzir a frequência do tamanho das manchas do terreno consideradas instáveis pelo modelo que relacionam o tamanho da frequência dos deslizamentos na área de estudo, e a chuva média, condições que resultam em encostas instáveis na área de estudo que relacionam o limiar de chuva para ocorrência futura de deslizamentos. Nossos resultados são um passo para o entendimento dos mecanismos que dão origem as propriedades de escala de deslizamento.
Araújo <i>et al.</i> , 2014	Maciço do Tinguá - Reserva Biológica Federal do Tinguá - RJ - BR	Shalstab	75,1 km ²	20 m	“Realizar uma análise das condições de estabilidade das encostas do Maciço do Tinguá”.	“O uso do potencial de escorregamentos representa, de forma mais consistente, a distribuição das cicatrizes em cada categoria de análise, considerando sua representatividade na bacia. A correlação entre as classes mais críticas das categorias de análise e as cicatrizes de escorregamento foi alta, apresentando até cerca de 70% da concentração de cicatrizes na classe incondicionalmente instável”.
Gerente <i>et al.</i> , 2014	Baixo vale do rio Luís Alves - SC - BR	Shalstab	10 km ²	30 m	Verificar se o SHALSTAB consegue prever deslizamentos rasos com eficiência.	Embora acredite que a resolução do MDE tenha prejudicado o desempenho do modelo, os autores consideraram o razoável os resultados obtidos pela aplicação do SHALSTAB.
Gioia <i>et al.</i> , 2014	Bacia do Rio Esino, Região de Marche - ITA	TRIGRS	550 km ²	20 m	Calibração dos parâmetros de maneira determinística prévia ao uso do modelo.	O TRIGRS se mostrou confiável para prever a susceptibilidade a deslizamentos desencadeados por chuvas intensas em grandes regiões, mesmo que os parâmetros sejam pelo mapeamento de solo de pequena escala.
Júnior e Zaidan, 2014	Bacia Yung – Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	15,24 km ²	2 m	Avaliar a aplicabilidade do modelo SINMAP para a bacia do Yung.	O modelo SINMAP mostrou ser uma ferramenta válida nesta bacia hidrográfica estudada.
Kim <i>et al.</i> , 2014a	Pyoengchang e Inje -Kangwon - South Korea	TRIGRS	1464 km ² / 1646 km ²	30 m	Estimate areas that would be unstable after rainfall occurred	Condições de instabilidade de encostas variam temporalmente e espacialmente com o solo, topografia e cobertura/uso do solo.
Kim <i>et al.</i> , 2014b	Montanhas Umyeonsanwas – Seoul - KOR	SINMAP e TRIGRS	-	1 m	Descrever um modelo de base física para previsão de deslizamentos.	A infiltração da chuva, recarga e fluxo subterrâneo foi eficiente incorporado. O modelo proposto concorda bem com o inventário de deslizamentos do local de estudo, diferente do modelo TRIGRS que apresentou grande discrepância.
Marchesini <i>et al.</i> , 2014	Collazzone - Umbria - ITA	r.slope.stability	-	-	Testar a performance do r.slope.stability.	A capacidade de processamento em paralelo reduz significativamente o tempo computacional necessário para cálculo do FS da área de estudo.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Mergili, <i>et al.</i> , 2014a	Collazzone - Umbria - ITA	r.slope.stability	-	-	Apresentar o r.slope.stability.	"Os resultados reproduziram satisfatoriamente a distribuição espacial dos deslizamentos profundos".
Mergili, <i>et al.</i> , 2014b	Collazzone - Umbria - ITA	r.slope.stability	89,5 km ²	5 m	Testar e otimizar a performance do r.slope.stability.	Aumento da eficiência com os cálculos em paralelo e da probabilidade de falha.
Michel <i>et al.</i> , 2014a	Bacia do rio Cunha - SC - BR	Shalstab e SINMAP	16,35 km ²	5 m	Comparar os resultados obtido pela aplicação dos modelos SINMAP e SHALSTAB na área de estudos para um evento ocorrido em Novembro de 2008.	Os resultados dos modelos são similares, embora o SINMAP apresente resultados mais conservadores. Áreas mais íngremes e em relevo côncavo possuem maiores áreas de contribuição e, portanto, menores índices de estabilidade.
Michel <i>et al.</i> , 2014b	Bacia do rio Cunha - SC - BR	Shalstab e SINMAP	16,35 km ²	5 m	Comparar os resultados obtido pela aplicação dos modelos SINMAP e SHALSTAB na área de estudos para um evento ocorrido em Novembro de 2008.	O SHALSTAB demonstrou melhor desempenho na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos (recomenda-se para estimar volume de sedimentos produzido por escorregamentos). Recomenda-se o SINMAP para zoneamento de perigo e orientação da expansão urbana.
Nery e Vieira, 2014	Bacia Ultrafértil – SP - BR	SINMAP	2,5 km ²	2 m	Avaliar a susceptibilidade a deslizamentos rasos na Serra do Mar, especificamente na bacia afetada pelos eventos de 1985.	A bacia foi classificada como instável, apresentando 70% da área nessa classificação. As áreas instáveis apresentam declividade entre 30° e 50° e as condições de instabilidade acontecem antes da saturação do terreno. “Os mapas de susceptibilidade gerados pelo modelo foram considerados aplicáveis para outras partes da Serra do Mar”.
Paulin <i>et al.</i> , 2014	Bacia do Río Chiquito-Barranca del Muerto - MEX	SINMAP	111 km ²	10 m	Modelar a susceptibilidade a deslizamentos da área de estudo usando uma combinação de modelos físico e outro estatístico.	Os resultados mostraram que ambos os modelos possuem um grau moderado de concordância com o inventário de deslizamento necessitando de análises futuras para incluir outras variáveis.
Pechincha, 2014	Bacia do Córregp Matirumbide – Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	4,42 km ²	-	Verificar a susceptibilidade à deslizamentos na área de estudo como fator de influência na qualidade ambiental.	“A relação negativa entre a densidade populacional e a densidade de renda juntamente à ocupação inadequada em áreas de encosta (identificadas com alta instabilidade), foi o que apresentou uma condição mais desfavorável à qualidade do ambiente”.
Pechincha e Zaidan, 2014	Bacia do Córrego Matirumbide – Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	-	-	“Analisar o risco de escorregamentos na bacia do Córrego Matirumbide”.	“ Identificou-se que 24% da área mostrou alto risco, sendo a declividade e o adensamento urbano as principais características.”
Peres e Cancelliere, 2014	Montanha Peloritani – Sicily - ITA	TRIGRS	70 / 81,8 / 44,2 / 27,1 / 27,1 / 49	5 m	Mostrar como os modelos estocásticos e de base física podem ser combinados vantajosamente ao método de Monte Carlo para gerar a relação entre a chuva e o FS.	A variação da intensidade durante a chuva influencia na ocorrência dos deslizamentos. A equação de intensidade e duração da chuva é adequada para representar o gatilho de deslizamentos devido a infiltração transiente.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
			/ 172,9 km ²			A previsibilidade dos deslizamentos decresce com a profundidade do solo, a umidade crítica e com o aumento da drenagem de base.
Pradhan e Kim, 2014	Deokjeok-ri Creek - KOR	Shalstab E SINMAP	33,4 km ²	10 m	Comparar os resultados obtido pela aplicação dos modelos SINMAP e SHALSTAB na área de estudo.	A aplicação do SHALSTAB obteve melhores resultados que o SINMAP para previsão de deslizamentos na área estudada.
Raia <i>et al.</i> , 2014	Frontignano - ITA e Mukilteo - EUA	TRIGRS-P (TRIGRS + módulo Monte Carlo)	-	-	Usar o método de Monte Carlo para definir a variação espacial dos parâmetros do modelo de estabilidade (TRIGRS).	A aplicação do modelo proposto apresentou uma melhora de até 16 % nos resultados de análise de estabilidade.
Teixeira <i>et al.</i> , 2014	Bacia Tibo, serra Peneda - POR	Shalstab e Fator de Segurança (FS)	67 km ²	10 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	Os modelos previram eficientemente a estabilidade da área estudada
Thapa <i>et al.</i> , 2014	Banepa e Panauti - NEP	SINMAP	34,5 km ²	20 m	Avaliar o perigo à terremotos, deslizamentos, inundação e indústria.	Panauti é mais vulnerável a deslizamentos que Banepa.
Valentino <i>et al.</i> , 2014	Broni - Oltrepò Pavese - ITA	TRIGRS	2,4 km ²	10 m	Avalia a performance do modelo SLIP por meio do inventário de deslizamentos e por comparação com os resultados obtidos pelo TRIGRS.	Os resultados mostraram que o SLIP é capaz de prever em tempo real e em áreas amplas a ocorrência de instabilidade
Vestena e Kobiyama, 2014	Caeté – Alfredo Wagner – SC - BR	Shalstab	163,95 km ²	20 m	“Determinar o grau de potencialidade das vertentes à ocorrência de deslizamentos na bacia hidrográfica do Caeté, município de Alfredo Wagner, região serrana de Santa Catarina”.	“Identificou áreas com elevado grau de instabilidade das encostas e a necessidade de ações preventivas e mitigadoras”.
Abascal e Bonorino, 2015	Ilha Grande - Tierra del Fuego - ARG	SINMAP	2400 km ²	30 m	Analisar a natureza do colúvio e avaliar o potencial a deslizamentos.	Os resultados indicam um grau moderado de risco de deslizamento.
Aristizábal <i>et al.</i> , 2015	Bacia La Arenosa - Andes Colombianos - CO	Shalstab	9,91 km ²	10 m	Implementação do Shalstab para estudar os deslizamentos desencadeados por chuva intensa ocorridos em setembro de 1990.	Os resultados sugerem que o Shalstab pode ser implementado em regiões montanhosas como a área de estudo com o intuito de identificar áreas propensas a deslizamentos devido a ocorrência de chuvas intensas.
Bateira, 2015	Baía do rio Douro - POR	Shalstab e SINMAP	-	1 e 5 m	Avaliar a susceptibilidade a deslizamentos do vale do rio Douro.	“Os fatores que originam a variação espacial da suscetibilidade estão mais fortemente relacionados com a morfologia do terreno e, no caso dos terraços agrícolas, com sua geometria e com a geomorfologia resultante da sua construção”. “A modelação matemática de base física é uma metodologia de trabalho capaz de avaliar a instabilidade de vertentes independentemente do inventário de ocorrências”.
Bhamare <i>et al.</i> , 2015	Planalto Toranmal	Shalstab	105,63 km ²	-	Analisar as causas e consequência dos deslizamentos e mapear as áreas de instabilidade do planalto Toranmal.	Os fatores que mais influenciam no deslizamento de encosta são as altas altitudes, a declividade, as chuvas intensas, o intemperismo, os incêndios florestais, a troca de plantas, a construção de rodovias,

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						a lixiviação do solo. O perigo a deslizamentos está relacionado a influência humana no ambiente natural.
Bordoni <i>et al.</i> , 2015	Oltrepò Pavese - ITA	TRIGRS	13,4 km ²	2 m	Definir uma metodologia confiável para estender a análise de um local específico para uma escala local.	Melhores resultados em termos de verdadeiros negativos
Cascini <i>et al.</i> , 2015	Calabria - ITA	TRIGRS	150 km ²	25 m	Propor uma abordagem de escala múltipla para definição da área sujeita à instabilidade.	A proposta parece ser aplicável a outras áreas de estudo com características geotécnicas semelhantes.
Chien <i>et al.</i> , 2015	Typhoon Morakot - TW	TRIGRS	-	40 m	Calibrar parâmetros geofísicos e analisar as mudanças no FS.	O modelo se mostrou efetivo em determinar áreas instáveis e áreas requeridas para evacuação.
Chian e Wilkinson, 2015	Sumatra, Indonesia	SINMAP	-	5 m	Melhorar as técnicas de sensoriamento remoto pela avaliação de suas características para determinar a vulnerabilidade à deslizamentos.	A inclusão da análise da saturação da água tem se mostrado um importante fator na análise de áreas susceptíveis a deslizamentos. A subestimativa de áreas de risco favorece o argumento de revisão das áreas de risco usando sensoriamento remoto.
Cuomo e Della Sala, 2015	Costa Amalfitana - ITA	TRIGRS	80 km ²	20 m	Analisar uma grande área no sul da Itália formada por solos vulcânicos piroclásticos soltos e rasos afetados por erosão e deslizamentos em algumas estações.	Os resultados são consistentes com o encontrado na literatura e também propõe uma nova metodologia para aplicação de ferramentas distintas em grandes áreas.
Davis e Blesius, 2015	Bacia costeira no Pacífica – CA - USA	SINMAP	21.3 km ²	10 m	Combinar um modelo de análise de susceptibilidade à deslizamentos de base física com o MaxEnt.	O SINMAP sozinho tende a superestimar as áreas de alta susceptibilidade à deslizamentos. Os resultados obtidos para o modelo combinado ressaltam a importância de dados adicionais do meio ambiente na modelagem de encosta.
Eco <i>et al.</i> , 2015	Filipinas	SINMAP	5.562,1 km ²	5 m	Produzir um mapa de susceptibilidade à deslizamentos para a comunidade.	Mapas detalhados de susceptibilidade são usuais para identificar áreas seguras ou não para habitação e reconstrução assim como para elaborar um plano para caso de desastres.
Faria <i>et al.</i> , 2015	Douro - POR	Shalstab e SINMAP	-	-	“Avaliar a suscetibilidade a movimentos de vertente aplicando modelos de base física em terraços agrícolas com taludes em terra e com muros de pedra em seco na Região Demarcada do Douro”.	“Os resultados obtidos mostram que, o modelo SHALSTAB foi mais eficiente ao prever que 77% dos deslizamentos do inventário foram bem classificados, enquanto o SINMAP apenas previu 51%”.
Ferlisi <i>et al.</i> , 2015	Nocera Inferiore - ITA	TRIGRS	400 ha	5 m	Relata a estimativa quantitativa do risco para residentes no pé do monte Albino, de relevo carbonático coberto por depósitos rasos de solos piroclásticos.	O relatório é uma das primeiras aplicações da análise quantitativa de risco para instabilidades que potencialmente afetam encostas naturais na Itália, e foi usada com sucesso como base técnica para o processo de participação pública na área de estudo, planejado e desenvolvido para ser apoio nas tomadas de decisão sobre medidas de mitigação de risco.
Gioia <i>et al.</i> , 2015	ITA	TRIGRS	550 km ²	20 m	Descrever uma metodologia para aplicação do TRIGRS em amplas áreas com parâmetros hidrogeológicos uniformes.	O TRIGRS simula efetivamente as condições de instabilidade em cenário de chuvas históricas complexas pós-orogênicas. As implicações do trabalho é a indução de deslizamentos pela chuva em grandes regiões podem ser previstas por modelos determinísticos, mesmo onde propriedades geotécnicas e

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						geohidráulicas, assim como mudanças temporais na topografia ou condições subsuperficiais, não são disponíveis.
Jurchescu e Grecu, 2015	Oltet, Drainage Basin - ROM	SINMAP	2439 km ²	30 e 90 m	Prever o potencial espacial para ravinas em duas escalas diferentes.	Os resultados revelam que ambos os mapas têm acurácia estatística. A escala regional é afetada pela alta incerteza quando comparada com uma escala média.
Kim <i>et al.</i> , 2015	Jinbu region - KOR	Shalstab	70 km ²	5 m	Avaliar as propriedades dos solos relacionadas com o efeito da profundidade do solo.	Os resultados demonstram que a qualidade da predição de deslizamento pode ser melhorada quando os parâmetros do solo que representam o efeito da espessura do solo são considerados.
Lee e Park, 2015	Gangwon - KOR	TRIGRS	31,65 km ²	10 m	Propõe um método de análise probabilística para modelagem da susceptibilidade a deslizamentos desencadeados por chuvas combinando um modelo de fluxo transiente e simulações de Monte Carlo.	Os resultados da análise de susceptibilidade demonstram uma boa capacidade preditiva do método proposto, sendo que o método probabilístico apresenta melhor performance. Os autores defendem o uso de métodos que consideram a incerteza dos parâmetros por acreditar que essas incertezas podem afetar a previsão dos deslizamentos em áreas amplas.
Listo, 2015	Bacia do rio Guaxinduba – Caraguatatuba – SP - BR	TRIGRS	24 km ²	5 m	“Comparar cenários de susceptibilidade a escorregamentos translacionais rasos gerados pelo modelo TRIGRS na bacia do rio Guaxinduba (Caraguatatuba, SP) afetada por vários escorregamentos e corrida de detritos em março de 1967”.	Os resultados obtidos com a aplicação de dados geotécnicos e hidrológicos coletados em campo apresentaram o melhores resultados. Foi verificada uma concordância entre áreas classificadas como intáveis e as cicatrizes observadas. As áreas classificadas como instáveis têm declividade superiores a 20° e área de contribuição mediana. Os resultados obtidos pela aplicação do modelo TRIGRS indicam que ele pode ser usado para planejamento de diversas obras de infraestrutura.
Listo e Vieira, 2015	Bacia do Rio Guaxinduba - Caraguatatuba - SP	TRIGRS	24 km ²	25 m	Avaliar a susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos	Os resultados mostraram que a distribuição espacial similar de áreas instáveis está associada a um forte controle topográfico
Luiz, 2015	Paracambi – RJ - BR	Shalstab	-	-	“Identificar área susceptíveis a escorregamentos translacionais”.	A ferramenta aplicada se mostrou fácil e aplicável para uso na gestão de risco a escorregamentos rasos.
Michel <i>et al.</i> , 2015	Rio dos Cedros – SC - BR	Shalstab	16,35 km ²	5 m	Estimar a chuva crítica necessária para causar os deslizamentos ocorridos em 2008 na cidade de Rio dos Cedros – SC – BR.	O modelo apresentou uma boa performance para a área de estudo. A chuva crítica encontrada foi de 15,33 mm/dia, relacionada a uma chuva intensa e de longo período.
Pechincha e Zaidan, 2015	Córrego Matirumbide-Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	4,42 Km ²	-	“Analisar a representação espacial do risco a ocorrência de escorregamentos na Bacia do Córrego Matirumbide, no município de Juiz de Fora”.	“Parte da bacia se caracterizou através da relação da fragilidade social atrelada às ocupações em áreas de risco. O SINMAP mostrou ser um modelo pertinente para auxiliar a representação de áreas de risco e sua posterior análise”.
Pfeil-McCullough <i>et al.</i> , 2015	Pittsburgh - PA - USA	SINMAP	-	10 m	“Desenvolver uma ferramenta para prever o efeito das cinzas das árvores devido a perda de cobertura urbana na susceptibilidade à deslizamento”.	“A modelagem desenvolvida nesta pesquisa irá melhorar a avaliação das mudanças no risco de deslizamento de terra devido a mortalidade de árvores e melhora a capacidade de projetar sistemas urbanos economicamente e ecologicamente sustentáveis”.
Preti e Letterio, 2015	Comitancillo - GUA	SINMAP	68,8 km ²	20 m	“Examinar o perigo a deslizamentos no município de Comitancillo, Guatemala”.	“O método desenvolvido é efetivo para estimar os parâmetros de entrada para o modelo determinístico em regiões onde os dados

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						físicos relacionados a análise de susceptibilidade a deslizamentos rasos são escassos”.
Saadatkah et al., 2015	Hulu Kelang – Kuala Lumpur - Malaysia	TRIGRS	-	30 m	Aplicar o TRIGRS a uma área com 3 diferentes padrões de chuva: intensidade-duração de 3 dias, chuva acumulada de 30 dias e chuva acumulada de 3 dias e antecedente de 30 dias.	O TRIGRS é capaz de reproduzir a frequência de áreas instáveis, mostrando que a chuva de 3 dias com chuva antecedente de 30 dias apresenta os melhores resultados.
Saadatkah et al., 2015	Hulu Kelang - MAS	TRIGRS	53.7282 km ²	30 m	Demonstrar o uso do TRIGRS incorporado com um modelo de espacialização da chuva em escala para mapear deslizamentos desencadeados por chuvas.	Os resultados mostram que as falhas em áreas de estudo podem ser agrupadas em deslizamentos rasos (profundidade < 4 m) e sub-rasos (profundidade entre 4-8 m). A maior parte dos deslizamentos rasos foram desencadeados por chuvas intensas. O modelo melhorado mostra bons resultados com relação a distribuição espaço temporal dos deslizamentos rasos e sub-rasos. A poro-pressão positiva tem afetado a estabilidade do terreno. A distribuição espacial da chuva melhorou a estimativa da poro-pressão. Essa é função da duração da chuva, da taxa de infiltração, da profundidade do aquífero, da espessura do solo e da declividade. A duração, intensidade e chuva antecedente são pontos que afetam os mecanismos de instabilização.
Teixeira et al., 2015	Vale Douro - POR	Shalstab e SINMAP	-	1 e 5 m	Analisar a instabilidade de vertentes.	“Avaliar a instabilidade de vertentes independentemente do inventário de ocorrências”.
Teixeira et al., 2015	Bacia do Rio Tibo – Serra da Peneda - POR	Shalstab	1,21 km ²	2 m	Avaliar a susceptibilidade a deslizamentos rasos na bacia do rio Tibo, usando os modelos Shalstab e SF. Aplicou-se um conjunto de parâmetros mecânicos e hidrológicos definidos por medição de campo e teste de laboratório. O modelo foi calibrado por análise reversa.	“Os modelos usados no estudo provaram ser efetivos na previsão de deslizamentos rasos, sendo uma ferramenta importante no planejamento municipal. Entretanto sua aplicação requer dados topográficos detalhados e uma boa estimativa dos parâmetros mecânicos e hidrológicos do solo”.
Vieira e Ramos, 2015	Bacia do rio Guaxinduba - Caraguatatuba – SP - BR	Shalstab	24 km ²	5 m	“Avaliar a susceptibilidade a escorregamentos rasos a partir do uso do modelo matemático Shalstab em uma bacia hidrográfica no município de Caraguatatuba (SP)”.	“55% das cicatrizes dos escorregamentos se concentraram nas classes mais instáveis: 16,2% (incondicionalmente instável), 12,7% (log Q/T <-3,1), 11,7% (log Q/T -3,1 à -2,8) e 14,4 (log Q/T -2,8 à -2,5)”.
Yang et al., 2015	Sichuan -CHN	SINMAP	10.334 km ²	20 m	Estudar os efeitos de chuvas intensas e intensidade de terremotos na susceptibilidade da área à deslizamentos.	A chuva e os terremotos estão fortemente correlacionados ao aumento de áreas de instabilidade.
Zaidan e Fernandes, 2015	Bacia do Córrego Independência – Juiz de Fora – MG - BR	Shalstab	-	1 m	“Apresentar uma aplicação de como se detectar e classifica áreas de riscos a ocorrência de escorregamentos, através da utilização de um modelo matemático determinístico”.	Área de menor risco = Moro do Granbery até o bairro do Bom Pastor Área de grande risco = Moro do Teixeira (vertente voltada para o bairro de Santa Cecília) e a área da ocupada da encosta que vai da porção norte, passa pela noroeste e chega na porção oeste do mapa (a jusante da Estação Meteorológica e do campus da UFJF) Áreas de possível risco = Bairro Cascatinha
Akgun e Erkan, 2016	Barragem Kurtun - TUR	SINMAP	50 km ²	25 m	Investigar a susceptibilidade à deslizamentos em áreas de reservatório.	A acurácia dos mapas de susceptibilidade obtidos é aceitável. “E os mapas são viáveis para a gestão de risco na área”.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Alvioli e Baum, 2016	Parte do Colorado Front Range	TRIGRS para ubuntu	1350 km ²	10 m	Melhorar a versão do TRIGRS, viabilizando cálculos em paralelo e adaptar o TRIGRS para uma versão linux.	O TRIGRS apresentou melhorias nos cálculos quando comparado com a versão anterior e um menor tempo de modelagem.
Alvioli <i>et al.</i> , 2016	-	TRIGRS para ubuntu	-	-	Apresentar a versão de cálculos paralelos do TRIGRS.	“A disponibilidade de uma versão paralela do TRIGRS permite a simulação de iniciação de deslizamento de terra a partir de eventos de tempestade que afetam grandes regiões heterogêneas. Isso ajuda muito a análise dos efeitos dos padrões de chuvas e da complexidade do terreno na iniciação de deslizamentos”.
An <i>et al.</i> , 2016	Montanha Umyeon - KOR	TRIGRS	-	10 m	Desenvolver um modelo de análise de susceptibilidade à deslizamentos.	O modelo desenvolvido apresentou resultados satisfatórios para área de análise.
Cascini <i>et al.</i> , 2016	Calabria region (southern Italy)	TRIGRS	300.000 m ²	5 m	Propor uma metodologia para definir a espessura máxima mobilizada por deslizamentos rasos em solo finos com a ajuda de análises geológicas e geotécnicas.	Os resultados ressaltam a utilidade e confiabilidade dos modelos geotécnicos quando implementados com o auxílio de dados representativos da granulometria do solo enquanto um papel secundário é atribuído às investigações de campo que nos locais de teste tem sido apenas executado em áreas pouco representativas e acessíveis.
Chen <i>et al.</i> , 2016	Dehua – Fujian - CHN	TRIGRS	-	25 m	Propor uma metodologia para sistema de alerta que prevê deslizamentos desencadeados por chuvas intensas.	O modelo combinado identifica 74% dos deslizamentos inventariados com chuvas de 30 mm/h. O modelo combinado se mostrou uma ferramenta útil para alertar a possível ocorrência de deslizamentos desencadeados por chuvas intensas.
Cuomo e Iervolino, 2016	Cervinara - ITA	TRIGRS	18 km ²	2 m	“Descreve a análise de grandes áreas de zonas de desencadeamento de deslizamentos rasos compostos com camadas vulcânicas não saturadas”.	Condições não saturadas e camadas estratificadas são os fatores-chaves para a análise de estabilidade de solos rasos não saturados em chuvas intensas de curta duração.
Giuseppe <i>et al.</i> , 2016	Alpes - ITA	Shalstab	-	10 m	Três diferentes morfologias de encostas (plana, côncava e convexa) são testadas quanto a estabilidade de encosta.	As encostas côncavas são mais instáveis que as demais. As simulações realizadas com o Shalstab foram mais conservadoras que aquelas realizadas com o modelo 3D.
He <i>et al.</i> , 2016	Macon County, North Carolina	TRIGRS	-	30 m	Propor um novo modelo hidrológico e geotécnico acoplado chamado CRELIDE (<i>Coupled Routing and Excess Storage and Slope-Infiltration-Distributed Equilibrium</i>), que pode aliviar as falhas crônicas de simulação de escorregamentos e previsão	O modelo é confiável para prever a ocorrência de deslizamentos em termos de localização e tempo. “A melhora preditiva da performance demonstra as vantagens de modelos hidrológicos-geotécnicos acoplados com uma representação da infiltração mais realística. Eles garantem uma melhor previsão da dependência espacial e temporal dos processos hidrológicos e geotécnicos”.
Júnior e Zaidan, 2016	Bacia do Córrego do Yung – Juiz de Fora – MG - BR	SINMAP	19,40 km ²	2 m	Mapear as áreas instáveis da Bacia do Córrego Yung.	“A utilização do modelo SINMAP comprovou ser uma ferramenta que auxilia, no estudo da dinâmica de movimentos de massa na Bacia Hidrográfica do Córrego do Yung, tal modelo apresentou uma porcentagem considerável de acertos para área”.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Lazzari e Gioia, 2016	Alpes do sul da Itália	SINMAP	2033 km ²	10 m	Avaliar a influência dos processos de deslizamentos na evolução geomorfológica e investigar os principais fatores que promovem os movimentos de massa.	O modelo é capaz de prever a ocorrência de deslizamentos.
Li <i>et al.</i> , 2016	Bacia do rio Kaoping - TW	TRIGRS	953 km ²	-	O estudo examina a bacia do rio Kaoping, severamente destruída pelo tufão Typhoon em 2009.	“Um dos municípios da bacia do rio Kaoping, distrito de Daliao, apresentou a taxa de aumento da profundidade da inundação mais alta (12,6%), e as perdas foram 1,5 vezes a situação original. Isso foi muito pior do que as perdas sofridas durante o tufão Morakot. Estes resultados também mostram que o sedimento fornecido a partir das áreas a montante teve uma influência significativa nas áreas a jusante. Esta é uma questão crítica para futuras mitigações de inundações sob condições de mudança climática”.
Listo <i>et al.</i> , 2016	Caraguatatuba – SP - BR	TRIGRS	-	-	“Avaliar a variação do Fator de Segurança em profundidade a partir dos resultados do modelo matemático TRIGRS, indicando-se, assim, uma possível superfície de ruptura dos escorregamentos ocorridos em março de 1967 em Caraguatatuba, Serra do Mar Paulista”	“Os resultados apontaram uma superfície de ruptura entre 2,00m e 2,50m. A identificação desta possível superfície de ruptura poderá ajudar num futuro monitoramento hidrológico e geotécnico, sobretudo para definir com precisão a localização da instalação de instrumentos, como sensores de umidade, por exemplo”.
Listo <i>et al.</i> , 2016	Caraguatatuba – SP - BR	TRIGRS	-	-	“Avaliar a suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, utilizando os modelos SHASLTAB e TRIGRS em uma bacia no município de Caraguatatuba”.	“Em ambos os modelos foi verificada uma concordância entre as áreas mais instáveis e as cicatrizes; indicando um alto percentual de acerto”.
Liu <i>et al.</i> , 2016	Yingxiu - Sichuan - CHN	SINMAP	142,20 km ²	30 m	Usar um MDE baseado em dados ALS (Airborne Laser Scanning) para simular locais propensos à deslizamentos.	Os MDEs obtidos por dados ALS são uma esperança para obter resultados mais sólidos de mapa de susceptibilidade em escala regional.
Martins <i>et al.</i> , 2016	Antonina -PR - BR	Shalstab	-	1 m	Avaliar a eficiência do modelo em face a aplicação de dois modelos digitais de elevação construídos de forma distinta.	Os resultados mostraram diferenças significativas entre os MDEs, especialmente na distribuição de classes mais instáveis.
Nunes <i>et al.</i> , 2016	Bacia do Ribeirão São Bartolomeu – Viçosa - MG - BR	Shalstab	55 km ²	5 m	“Utilizar o potencial dos Sistemas de Informação Geográficas (SIG) para mapear áreas susceptíveis aos escorregamentos de terra utilizando o modelo determinístico Shalstab integrado com a Análise Multicritério (MCE)”	“Foi possível demonstrar que a integração entre o modelo SHALSTAB e MCE possibilita mapear áreas susceptíveis aos escorregamentos de terra de maneira mais coerente com a realidade, pois permite levar em consideração fatores naturais em conjunto com as ações antrópicas, ambas diretamente relacionadas à ocorrência dos escorregamentos”.
Olivatti <i>et al.</i> , 2016	-	Shalstab	-	-	“Identificar a possibilidade de uma situação de risco ocorrer e acionar, por meio de um aplicativo móvel, após a decisão de um especialista responsável pelo monitoramento, a população que se encontra na área de risco e indicar uma área segura para evacuação”.	“O sistema consegue atender as necessidades e os objetivos previamente estipulados com relação a efetividade de evacuação de regiões de risco”. Entretanto, questões como a aplicabilidade em larga escala, e monitoramento em tempo real devem ser avaliadas.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Park <i>et al.</i> , 2016	KOR	TRIGRS	5.104.162 m ² - 308 km ²	10 m	Apresentar um modelo acoplado de susceptibilidade a deslizamento e fluxo dendrítico.	Os resultados apresentados pelo modelo foram razoáveis na previsão do perigo em montanha. O trabalho mostra a importância de se trabalhar os modelos de deslizamento e fluxo dendrítico em conjunto devido à alta dependência entre esses dois fenômenos.
Paulín <i>et al.</i> , 2016	Bacia do rio El Estado	SINMAP	5,2 km ²	10 m	Um estudo amplo da susceptibilidade à deslizamentos foi realizado na bacia do rio El Estado.	Os resultados mostram que os modelos tendem a subestimar as áreas instáveis e conseguem estimar as áreas instáveis em um grau moderado a alto. Nessa pesquisa, o RLM é o método que gerou melhores resultados.
Peres e Cancelliere, 2016	Montanhas Peloritani – Sicily - ITA	TRIGRS	0,14 km ²	2 m	Propor uma abordagem do método de Monte Carlo para estimar o tempo de retorno de deslizamentos rasos.	Os resultados mostram que o período de retorno é significativamente afetado pela variabilidade da chuva e condições iniciais. Uma abordagem tradicional da curva IDF pode conduzir a superestimativa do período de retorno para desencadeamento de deslizamentos.
Pérez e Menes, 2016	Bacia do rio Huehuetán – MEX e GUA	SINMAP	-	15 m	Desenvolver uma metodologia para a priorização de áreas de drenagem (a níveis distintos de intervenção) usando a análise multicritério e os componentes e variáveis relacionadas com o grau de degradação dos solos e o crescimento do sistema de drenagem.	“O uso dessa metodologia se permite elaborar planos de manejo de acordo como a situação atual de áreas de intervenção e permite aos tomadores de decisão desenvolver projetos em áreas prioritárias que terão um maior impacto com a menor intervenção”.
Pradhan e Kim, 2016	Deokjeok-ri Creek - Inje County - KOR	Shalstab	33,4 km ²	-	Compara a capacidade preditiva de dois modelos: SMCE (<i>Spatial multi-criteria evaluation</i>) e o Shalstab.	“A área total de incompatibilidade entre os dois mapas para as três classes de suscetibilidade foi de cerca de 53%”. Quando combinados os resultados dos dois modelos o sucesso em termos de curva ROC foi de 79,56% e a acurácia preditiva foi de 83,6%. Os resultados mostram que a qualidade dos resultados dos modelos combinados é melhor que dos modelos separados.
Rabonza <i>et al.</i> , 2016	Leyte - PHI	SINMAP	7246,7 km ²	5 m	Construir um mapa detalhado de perigo para ser usado no planejamento da reconstrução da área atingida pelas tempestades de 2013.	O mapa de deslizamento gerado usando o SINMAP são consistentes com os deslizamentos inventariados. O SINMAP apresenta uma boa performance mesmo com falta de informações geotécnicas e hidrológicas.
Saadatkah <i>et al.</i> , 2016	Kelantan River basin - MAS	TRIGRS melhorado	13,1 km ²	10 m	Avaliar a influencia da modificação da cobertura do solo em eventos de cheias a partir de três modelos HEC (Hydrologic Engineering Center)-HMS (Hydrologic Modeling System) e o modelo TRIGRS melhorado.	“O uso de dois modelos hidrológicos definiu que as mudanças no uso da terra / cobertura da terra causaram mudanças significativas na resposta hidrológica para o fluxo de água. Os resultados também revelaram que o aumento do fluxo severo de água na área de estudo é uma função da urbanização e do desmatamento. As inundações da estação das monções e o escoamento aumentam na área desmatada ou na área de vegetação de baixa densidade, enquanto o fluxo normal obtém a contribuição do interfluxo gerado da selva secundária e das áreas florestais.
Sarkar <i>et al.</i> , 2016	Darjeeling Himalayas -	Shalstab	330 km ²	8 m	“Avaliar a susceptibilidade do Darjeeling Himalayas a deslizamentos rasos e fluxo dendrítico usando relações funcionais entre as propriedades mecânicas dos materiais da encosta, a hidrologia da encosta”.	“O Shalstab não deve ser usado em todas as regiões do Himalaia ou, pelo menos, ser usado com bastante cautela e com dados adicionais de campo e laboratório”.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Sbroglia <i>et al.</i> , 2016	Ribeirão Baú – Ilhota - SC - BR	Shalstab	62,7 km ²	10 m	“Elaborar o mapeamento de áreas suscetíveis à ocorrência de deslizamentos aferindo-se o desempenho com as cicatrizes mapeadas dos deslizamentos ocorridos em novembro de 2008 na microbacia do Ribeirão Baú”.	“A simulação do modelo utilizando a profundidade de 2 metros foi a que apresentou o melhor resultado e obteve a melhor curva de validação, quando comparados com outras simulações utilizando profundidades maiores de solo”
Schilirò <i>et al.</i> , 2016	Messina – Sicily - ITA	TRIGRS	8 km ²	4 m	Apresentar o modelo SLIP (<i>Shallow Landslides Instability Prediction</i>) para análise da susceptibilidade à deslizamentos.	“Os resultados confirmam a capacidade de prever deslizamentos do modelo em termos espacial e temporal. Por essa razão, nós recomendamos um procedimento em tempo real para definir deslizamentos rasos em escala de bacia que seja baseado no modelo SLIP”.
Simões <i>et al.</i> , 2016	Bacia do rio Paraíba do Sul – SP - BR	Shalstab, SINMAP e TRIGRS	15.300 km ²	-	Avaliar a lógica Fuzzy e a Geoestatística como ferramentas para representar as propriedades físicas e hidráulicas dos solos e a precipitação de forma espacialmente distribuída. Avaliar o grau de interação entre os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e os três modelos de escorregamento regionais (Shalstab, SINMAP e TRIGRS).	A geoestatística se mostrou mais eficiente para detectar os efeitos da precipitação orográfica existente na região da bacia do Paraíba do Sul além de representar, de forma mais adequada, a complexidade e diversidade do mundo real. “Os modelos Shalstab e SINMAP possuem maior interação e podem funcionar como extensão no interior de um SIG, possibilitando que os mapas produzidos por métodos probabilísticos possam ser melhor utilizados nos modelos de escorregamentos”.
Thiebes <i>et al.</i> , 2016	Swabian – GER Youfang - CHN	SINMAP	8,5 km ²	10 m 30 m	Aplicar modelos de análise de estabilidade e verificar a sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada.	A resolução do MDE influencia no resultado do modelo. O ângulo de atrito interno é um parâmetro muito sensível. O modelo é capa de prever áreas susceptíveis a deslizamentos.
Ureel <i>et al.</i> , 2016	AZ - USA	SINMAP	150 km ²	30 m	Verifica a relação entre a umidade do solo e a topografia.	A umidade do solo é em correlacionada com a topografia em situação após chuvas.
Viet <i>et al.</i> , 2016	Montanhas Umyeon - Seoul	TRIGRS	-	5 m, 10 m, 15 m, 20 m, 25 m	Prever áreas propensas à deslizamentos usando o TRIGRS	Os melhores resultados foram obtidos com a grade de maior resolução, entretanto resoluções iguais a 10 e 15 m também apresentam bons resultados com melhor tempo computacional. Há uma superestimativa da área instável para o grid de 5 m e uma precisão temporal pouco confiável, entretanto, apresenta bons resultados na estimativa da localização dos deslizamentos. De acordo com os autores, o TRIGRS é uma ferramenta muito poderosa, particularmente em grandes áreas onde não se tem a totalidade dos dados de entrada.
Wu <i>et al.</i> , 2016a	Bacia do rio Zheng-wen - TW	TRIGRS	1176,64 km ²	30 m	Verificar o impacto de desastres de eventos de chuvas extremas em escala de bacia.	O excesso de sedimento afeta os caminhos montanhosos. O reservatório que receberá grande carga de sedimentos. A inundação ocorrerá nas principais curvas do rio. Os estudos mostram as áreas onde medidas de prevenção devem ser tomadas para minimizar os impactos de eventos extremos.
Wu <i>et al.</i> , 2016b	Bacia do rio Gao-Ping - TW	TRIGRS	-	-	Verificar a influência das mudanças climáticas nos deslizamentos.	A ocorrência dos deslizamentos é altamente dependente das características da chuva.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Zhang <i>et al.</i> , 2016	4 Bacias – NC - USA	TRIGRS	1390 - 4050 km ²	90 m	Apresentar o modelo iCRESTRIGRS, modelo acoplado de fluxo e desencadeamento de deslizamentos (CREST + TRIGRS).	Os hidrogramas modelados de forma horária nas quatro estações da USGS mostram geralmente uma boa concordância com os dados observados durante o período de chuva. Em termos de previsão deslizamentos no caso de estudo, o modelo acoplado tem uma acurácia global de 98,9% e uma taxa de verdadeiro positivo de 56,4%. O modelo mostra uma melhora na previsão de deslizamentos quando comparado ao modelo TRIGRS.
Zhuang <i>et al.</i> , 2016	Yan'an City, Northwest China	TRIGRS e SINMAP	2 Km ²	10 m	Implementar o TRIGRS na área de estudo	A profundidade, área e volume máximos dos deslizamentos rasos foram de 3 m, 200 m ² e 1.000 m ³ , respectivamente. Quatro mapas intermediários de fatores de segurança foram gerados (6, 12, 18 e 24 horas). A área instável cresceu com a duração da chuva. O TRIGRS apresentou resultados mais satisfatórios que o SINMAP para a área de estudo. Encontra com solo tipo loess são particularmente sensíveis a longos períodos de chuva.
Salciarini <i>et al.</i> , 2017	Umbria	PG_TRIGRS	36 km ²	20 m	Apresenta um novo modelo físico-probabilístico chamado PG_TRIGRS para análise probabilística do perigo a deslizamentos desencadeados pela chuva em escala regional.	O modelo falha em identificar todos os eventos de deslizamentos individualmente, entretanto é eficiente em identificar áreas de maior densidade de deslizamentos.
Stancanelli <i>et al.</i> , 2017	Messina – Sicilia - ITA	TRIGRS	-	2 m	Propor uma abordagem prática para elaborar mapas de susceptibilidade à fluxo dendrítico e inundação baseados em modelos hidrológicos baseados em MDE e espacialmente distribuídos e com análise de estabilidade com modelos de propagação de fluxo dendrítico.	Os resultados mostram que o método proposto, além de ser mais consistente com a abordagem tradicional baseada em hidrogramas pode prover melhores resultados em termos de padrão espacial de erosão e deposição, quantificação de volumes mobilizados e profundidades, evitando superestimativas de volumes e inundações.
Wu <i>et al.</i> , 2017	Bacia do rio Jhoukou - TW	TRIGRS	-	-	“Desenvolver um modelo probabilístico para estimar o limiar de chuva para deslizamentos rasos como forma de quantificar sua confiabilidade afetada pelas incertezas na característica da chuva e propriedade do solo”.	Obteve-se uma alta confiabilidade, entretanto, o uso de limiar pode não ser suficiente para o uso em sistemas de alerta uma vez que os deslizamentos podem ocorrer antes que a chuva alcance o limiar definido. O modelo proposto deve além de quantificar a confiabilidade dos limiares de precipitação mas também realimentar com seus resultados, a fim de melhorar o desempenho do sistema de alerta.

Tabela AB - 2 - Teses e Dissertações que utilizaram o SINMAP, Shalstab, TRIGRS e r.slope.stability

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Hinkle, 2003	Hot Springs Basin – OR - USA	SINMAP	57 km ²	10 e 30 m	Avaliar a identificação de áreas propensas a fluxo dendrítico por meio de análise fotográfica e modelos de base física.	<p>“A análise fotográfica das áreas de dendritos não identificou de maneira precisa as áreas afetadas”.</p> <p>“A performance do SINMAP foi afetada pela resolução do MDE e precisão do mapeamento do fluxo dendrítico”.</p> <p>“O SINMAP deve ser calibrado com um inventário de fluxo dendrítico mais preciso para que se possa avaliar o potencial preditivo da ferramenta”.</p>
Gomes, 2006	Bacia do Quitite e Papagaio - RJ - BR	Shalstab e FLO-2D	4,35 km ²	2 m para o SHALSTA B e 10 m para o FLO-2D	Desenvolver metodologia para determinar as áreas mais susceptíveis à ocorrência de deslizamento usando modelos matemáticos	<i>“A combinação dos modelos matemáticos possibilitou a predição dos eventos de escorregamentos e corridas de massa”.</i>
Lopes, 2006	Serra do Mar – SP - BR	SINMAP	-	1 e 2 m	Calibra e aplicar um modelo dinâmico com características friccionais para simular os eventos de 1985, 1994 e 1999.	<p>“Os resultados com o modelo estático mostraram-se mais adequados quando se utilizaram as unidades litológicas para variação dos parâmetros geotécnicos. Mais de 85% das cicatrizes ficaram dentro dos limites inferior de estabilidade e superior de instabilidade. As simulações com o modelo dinâmico permitiram criar diferentes cenários, com características como trajetória e alcance do material mobilizado, semelhantes aos eventos ocorridos no passado. Para tal modelo, diferentes configurações de pilhas de materiais e variações do ângulo de atrito basal, em função do mapa de materiais, permitiram simulações mais realistas.”.</p>
Klimeš, 2008	Montanhas Vsetínské vrchy - CZE	SINMAP	-	10 m	Analisar a susceptibilidade à deslizamentos da área de estudo utilizando métodos estatísticos e determinísticos.	<p>A presença de deslizamentos antigos é o fator mais importante na ocorrência de novos deslizamentos.</p> <p>Outros fatores não parecem ser tão importantes para a ocorrência de deslizamentos que pode ser causada pela variabilidade dos parâmetros.</p>
Machado, 2011	Paraty – RJ - BR	Shalstab	-	20 m	“Determinar as zonas susceptíveis a escorregamentos rasos a partir do cálculo da coesão crítica do solo, considerando a variação espacial dos índices pluviométricos”.	<p>“As etapas executadas geraram resultados satisfatórios que evidenciaram a importância do uso dos dados de pluviometria para detecção do nível crítico de coesão”. A praticidade na aplicação das rotinas utilizadas ressalta o potencial que tem para prevenção de catástrofes.</p>
Faria, 2013	Bacia do córrego Yung -	Shalstab	19,5 km ²	2 m	Elaborar o mapa de risco a movimentos de massa na bacia do córrego Yung através da análise de instabilidade à movimentos de massa e da análise do tipo de cobertura e uso da terra.	0,55% foi considerada instável pela aplicação do Shalstab e as áreas classificadas como instáveis são as que possuem ocupação humana.
Goedecke, 2013	Tomales Bay - Marin County – CA - USA	SINMAP	75.4 km ²	1 m	“Avaliar e comparar o uso do modelo de estabilidade do terreno com métodos estatísticos na elaboração de mapas de susceptibilidade a deslizamentos”.	O modelo de base física fornece bons resultados quando a área analisada possui uma rede de drenagem bem definida. Em locais onde não se consegue definir as rotas de drenagem com maior precisão, os métodos estatísticos produzem resultados mais detalhados com relação ao potencial de perigo da área.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Michel, 2013	Bacia do Rio Cunha – Rio Cedros – SC - BR	Shalstab modificado	16,7 km ²	5 m	Verificar e quantificar a influência da vegetação na estabilidade de encosta.	A sensibilidade aos parâmetros da vegetação são proporcionais a profundidade do solo.
Dolp, 2014	Bacia Okharpauwa - Nepal	r.slope. stability	-	20 m	Estudar os parâmetros geológicos e geotécnicos do solo para melhor entendimento e aplicação dos modelos de previsão de deslizamentos.	O resultado obtido de FS foi considerado conservativo, talvez pela análise saturada feita pelo modelo.
Faria, 2014	Quinta das Cavalhas - PT	Shalstab	-	5 m	Avaliar a susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente na Quinta das Cavalhas.	A aplicação do modelo apresentou resultados satisfatórios em termos de ajuste a eventos observados.
Martins, 2015	Bacia do rio Meia Légua - PT	Shalstab	-	2 m	Avaliar e comparar a capacidade preditiva dos modelos usados e aplicados à área de estudo.	O uso do modelo se mostrou válido para avaliação preventiva à deslizamentos.
Michel, 2015	Bacia do Arroio Jaguar, Alto Feliz- RS - BR	TRIGRS	25 km ²	2,5 m	Estimar a profundidade máxima do solo usando modelagem matemática.	"A utilização da distribuição da profundidade do solo na modelagem de escorregamentos gera informações de estabilidade de encostas mais realistas, tanto em termos espaciais quanto temporais".
Sbroglia, 2015	Ribeirão Baú – SC - BR	Shalstab	62,68 km ²	1 m	“Mapear e caracterizar as áreas de susceptibilidade à deslizamentos na Bacia do ribeirão Baú”.	O mapa de susceptibilidade gerado pelo SINMAP é mais conservador que o FS. Esses mapas foram trabalhados de forma conjunta e o resultado foi que 91% dos deslizamentos estavam localizados em áreas consideradas instáveis e nenhum deslizamento foi identificado em áreas consideradas instáveis.
Fonseca, 2016	Quinta de São Luiz - PT	Shalstab	125 ha	0,2 m; 0,4 m; 1 m; 5 m	Avaliar a performance da definição de áreas susceptíveis adotando como entrada modelos digitais de elevação obtidos por diferentes técnicas e com diferentes resoluções.	Modelos com 5 m de resolução para análise de estabilidade e hidrológica e os modelos com resolução hidrológica de 1 m e de estabilidade entre 0,2 m e 0,4 m apresentaram resultados satisfatórios para a área de estudo.
Guesser, 2016	Antônio Carlos – SC - BR	Shalstab	228,65 km ²	1 m	“Elaborar subsídios necessários para que se inicie um plano ordenado para a utilização e ocupação dos solos da região urbana de Antônio Carlos”	“Verificou-se que a unidade geotécnica predominante é a Gleissolo de substrato sedimentos quaternários. As elevações em geral encontram-se na unidade Podzólico Vermelho-Amarelo de substrato granito. No geral, os solos apresentaram boa resistência, refletindo em um baixo percentual de áreas consideradas instáveis: cerca de 10%. 95% das cicatrizes mapeadas se localizam sobre áreas classificadas como instáveis. A análise do crescimento da área urbanizada mostrou que parte dessa área se encontra sobre áreas com elevada suscetibilidade a inundações ou deslizamento de encostas (classe 5), mostrando deficiências no planejamento urbano”.
Martins, 2016	Antonina -PR - BR	Shalstab	18,96 km ²	1 m	“Analisar diferentes MDT’s, gerados a partir de dados convencionais e do LiDAR, e suas influências na geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos utilizando o modelo SHALSTAB”.	Dentre os interpoladores dos dados LiDAR, o <i>Triangulation/Natural Neighbor</i> foi o que mostrou melhor desempenho. Considerando a concentração de cicatrizes percebeu o melhor desempenho do MDT derivado do LiDAR em comparação com o originado das curvas de nível, entretanto, considerando o

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						potencial de escorregamento, o aumento foi reduzido. Os MDT's derivados do LiDAR melhorou infindavelmente o percentual de acerto.

Tabela AB - 3 - Alguns trabalhos apresentados em conferências, congressos, simpósios e workshops que utilizaram os modelos SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Pack <i>et al.</i> , 2001	Kilpala – BC - CAN	SINMAP	-	10 m	Avaliar a estabilidade de encosta com o SINMAP.	O SINMAP apresentou bons resultados na verificação dos pontos de início de deslizamentos. Entretanto, verificou-se que alguns deslizamentos ocorreram em áreas rochosas, onde percebeu mais tarde que havia rochas intemperizadas. O SINMAP deixou de classificar algumas áreas. “É importante lembrar que, portanto, a ferramenta SINMAP usado em combinação deve ser com foto aérea analisa e técnicas de mapeamento de campo.”
Guimarães <i>et al.</i> , 2003	Quadrilátero Ferrifero – MG - BR	Shalstab	7000 km ²	20 m	Aplicar a metodologia do Shalstab a uma região mineradora do Brasil.	Os resultados demonstraram que o modelo Shalstab é também uma ferramenta efetiva para identificação de zonas susceptíveis a ocorrência de deslizamentos rasos em áreas de mineração.
Guimarães <i>et al.</i> , 2004	Bacias de Quitite e Papagaio – RJ - BR	Shalstab	5 km ²	2 m e 10 m	Definir na área de estudo áreas mais sensíveis a deslizamentos e analisar a eficiência do modelo usando dados topográficos em diferentes escalas.	Os autores sugerem ser importante a aquisição de dados topográficos de alta resolução e qualidade para o uso de ferramentas de modelagem de estabilidade.
Savage <i>et al.</i> , 2004	Seattle, Washington, USA	Sinmap, Shalstab, TRIGRS	2,5 km ²	-	Testar modelos de estabilidade permanentes e transientes na identificação de local e tempo de ocorrência de deslizamentos.	Modelos permanentes não são capazes de determinar a localização e hora dos deslizamentos, entretanto modelos transientes exigem uma quantidade de dados que muitas vezes não é possível de se obter.
Pradhan <i>et al.</i> , 2005	Yongin, South Korea	Shalstab	-	10 m	Os autores propuseram um modelo para predição dos fatores topográficos e climáticos nos processos de inicialização de deslizamentos em terrenos montanhosos.	Os resultados demonstraram que o modelo QD-SLaM teve mais sucesso ao identificar áreas instáveis que o modelo Shalstab.
Prasad <i>et al.</i> , 2005	-	SINMAP modificado	-	-	“Um conjunto de ferramentas GIS analisa o impacto das estradas florestais em canais considerando a produção de sedimentos, o risco de perda de massa e as barreiras das passagens de peixe tem sido desenvolvido”.	“O SINMAP modificado estima o potencial de deslizamentos devido à drenagem da rodovia”.
Vieira <i>et al.</i> , 2005	Salvador – BA - BR	SINMAP	308 km ²	-	“Apresenta os fatores condicionantes geológico-geotécnicos, tipologia da ocupação e uso dos terrenos e, dos riscos geológicos, associados a sete	“A caracterização dos diferentes domínios das encostas urbanas constitui a base técnica para o estabelecimento e aprimoramento de políticas públicas relacionadas ao controle de riscos geológicos no município”.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
					domínios do sistema de encostas do sítio urbano do município de Salvador”	
Vieira <i>et al.</i> , 2005	Salvador – BA - BR	SINMAP	300 km ²	-	“Apresentar os resultados de um mapeamento realizado com enfoque no diagnóstico dos riscos geológicos em encostas do município de Salvador”	“As cartas temáticas apresentadas neste artigo são documentos inéditos no âmbito do Município de Salvador, considerando a interdisciplinaridade, o nível de detalhamento e a extensão da área mapeada, e constam do Plano Diretor de Encostas, elaborado pela CARG/PMS com a consultoria e apoio técnico da Geohidro Consultoria”.
Zhang <i>et al.</i> , 2005	Bacia do rio Shanxi - CHN	SINMAP	2834 km ²	60 m	O mapa de susceptibilidade à deslizamento foi desenvolvido para a área de estudo.	A aplicação experimental indicou uma boa aplicabilidade e valores operacionais de forma a quantificar a estabilidade da bacia.
Pozo <i>et al.</i> , 2006	Arroio Cabrera - ESP	Shalstab	15,5 km ²	-	Analisar eventos ocorridos com o uso integrado de modelo geomecânicos, hidrológicos e hidráulicos.	Se verificou que as condições de fluxo superficial no evento de estudo eram críticas. Foi possível realizar uma boa calibração da área de estudo graças a rede de monitoramento disponível
Vieira <i>et al.</i> , 2006	Serra de Cubatão- SP - BR	Shalstab e TRIGRS	-	-	Comparar a eficiência de previsão de áreas instáveis entre os modelos usados.	Ambos os modelos apresentaram bons resultados na definição de áreas instáveis, entretanto os autores apontaram dificuldades na definição dos parâmetros do solo necessários à utilização dos modelos.
Dietrich <i>et al.</i> , 2007	-	Shalstab	-	-	Explorar como a profundidade do solo, topografia, vegetação e fluxo subsuperficial raso afeta a estabilidade de encosta.	“A tensão lateral do solo em um modelo de estabilidade de encosta se torna mais importante com o aumento da profundidade do solo e conduzem a uma janela de espessuras de solo potencialmente instáveis que são suficientemente grandes para superar a resistência de raiz e suficientemente pequenas para não serem estabilizadas por coque lateral - forças de atrito e fricção.”
Guimarães <i>et al.</i> , 2007	Bacia do Quitite e Papagaio – RJ - BR	Shalstab	5 km ²	-	Desenvolver a metodologia que combina a previsão de deslizamentos e outros que combinam a precisão dos caminhos de fluxo dendrítico e suas áreas de deposição	A combinação dos modelos Shalstab e FLO-2D permite definir a paisagem: zonas de susceptibilidade de ocorrência de deslizamentos e caminhos de fluxo e deposição.
Salciarini e Conversini, 2007	Montanhas Alpennine - Umbria - ITA	Shalstab E TRIGRS	-	5 m	Comparar os resultados de três diferentes modelos (TRIGRS, SHALSTAB e TM).	Os modelos SHALSTAB e TM superestimam a área instável quando comparados com o TRIGRS. As diferenças encontradas na distribuição dos deslizamentos preditos estão associadas a variação da profundidade do solo e das propriedades mecânicas e hidrológicas do solo. Usando o TRIGRS, foi avaliada a dependência do modelo a parâmetros climáticos usando as curva de intensidade-duração-frequência para definir as chuvas.
Salciarini <i>et al.</i> , 2007	Umbria - ITA	TRIGRS	40 km ²	5 m	Realizar análise paramétrica para calibrar e testar o modelo TRIGRS para a área de estudo. O TRIGRS também foi utilizado para analisar a recorrência dos deslizamentos rasos.	Mai de 80% dos deslizamentos mapeados foram identificados pelo modelo TRIGRS. Esse modelo também simula a ocorrência de deslizamentos rasos e fluxo dendrítico como função do período de retorno e é capaz de considerar a influência da duração da chuva e profundidade de início dos deslizamentos rasos.
Weerasinghe <i>et al.</i> , 2007	Ratnapura - SRI	SINMAP	153 km ²	10 m	Elabora o mapa de susceptibilidade à deslizamentos.	O modelo fez uma previsão com 72% de confiabilidade. Melhoras no modelo para permitir a heterogeneidade dos parâmetros e o

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						aumento da resolução do MDE podem reultar em melhor qualidade dos resultados.
Ku <i>et al.</i> , 2008	Bacia do rio Da-Chia	TRIGRS	396,5 km ²	-	Analisar as características da chuva e os deslizamentos desencadeados por elas e o fluxo dendrítico formado por deslizamentos desencadeados por chuvas.	Os deslizamentos são causados principalmente em locais onde existem depósitos de solo removidos anteriormente por terremotos. Esses locais são sujeitos ao fluxo dendrítico em períodos de chuva.
Cascini <i>et al.</i> , 2009	Campania - ITA	Shalstab e TRIGRS	13590 km ²	-	Análise da bacia em pequena escala usando as curvas F-N, com a finalidade de verificar a distribuição e características dos deslizamentos na bacia. Analisar os parâmetros geológicos, geotécnicos e hidrológicos da bacia em média escala identificando os mecanismos que desencadeiam o fenômeno. Finalmente, os parâmetros acima são avaliados em grande escala usando análises geotécnicas clássicas ou avançadas.	Independente da escala de análise as características de campo são de fundamental importancia para compreender o padrão de susceptibilidada da área.
Rosli <i>et al.</i> , 2009	Bacia da Fraser's Hill - MAS	SINMAP	9 km ²	5 m e 100 m	Produzir mapas de susceptibilidade a deslizamentos da área de estudo. Determinar a resolução espacial ótima. Estudar a influência de diferença dos dados de entrada.	As áreas de perigo de deslizamentos podem ser eficientemente identificadas e mapeadas para propósitos regulatórios.
Urrutia <i>et al.</i> , 2009	Tubul - CHI	SINMAP	-	-	Uso dos modelos de identificação de áreas de instabilidade para locar as estruturas dos aerogeradores.	A identificação de áreas mais susceptíveis a deslizamentos e erosão permitiu a escolha de áreas mais estáveis e adoção de medidas mais adaptadas às condições de estabilidade da área.
Vieira <i>et al.</i> , 2009	Serra do Mar - Cubatão - SP	TRIGRS e Shalstab	-	-	Predizer a ocorrência de deslizamentos rasos na Serra do Mar (SP) usando TRIGRS e SHALSTAB.	Os deslizamentos têm forte influência da declividade. Não foi verificada diferenças entre os mapas de susceptibilidade produzidos pelo TRIGRS e pelo SHALSTAB. Existe uma boa convergência entre os mapas de susceptibilidade e as áreas de cicatrizes observadas, entretanto, quando a coesão adotada é zero há uma superestimação das áreas consideradas instáveis.
Chen <i>et al.</i> , 2010	Bacia do rio San Jan - Hualien - TW	TRIGRS	122 km ²	20 m	O TRIGRS em conjunto com o método de Monte Carlo foi aplicado para prever a distribuição espacial e temporal dos locais de inicialização dos deslizamentos assim como a probabilidade de falha correspondente.	A escolha de um limiar apropriado para diferenciar áreas estáveis e instáveis dependerá do motivo da diferença. "Para situações em que pode nem sequer ser possível especificar uma probabilidade de limiar, as técnicas de processamento de imagem podem ser utilizadas para delinear objetivamente zonas de alta probabilidade ou confiabilidade de declive".
Luan <i>et al.</i> , 2010	Bavi - Vietnan	TRIGRS	-	-	Estimar locais de possíveis de deslizamento usando o TRIGRS.	Foram obtidos bons resultados pela aplicação do modelo TRIGRS o que poderá auxiliar na realização de sistemas de alerta.
Mikosik <i>et al.</i> , 2010	Bacia do rio Sagrado - PR - BR	SINMAP	137,7 km ²	10 m	Calibrar e implementar um mapa de suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, validado pelo mapeamento das cicatrizes decorrentes de movimentos de massa.	"O modelo de estabilidade SINMAP se mostrou robusto ao proporcionar bons resultados, entretanto esses resultados são ainda preliminares visto que demanda uma evolução das pesquisas ao longo do projeto".

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Wang <i>et al.</i> , 2010	Montanha da Costa Leste de Taiwan	TRIGRS	-	5 m e 10 m	Entender os efeitos do tamanho da grade, padrão da chuva e nível do lençol da água usando o modelo TRIGRS	O tamanho da grade afeta o FS e a poro-pressão. Grades maiores tornam a instabilidade menos sensível à declividade e reduz a instabilidade do terreno. Quanto mais saturado o terreno menos instável ele é.
Bellugi <i>et al.</i> , 2011	California - USA	Shalstab	414.000 km ²	10 m	Predizer o padrão de susceptibilidade à deslizamentos rasos na Califórnia.	O Shalstab pode contribuir para a estimativa de grandes áreas instáveis em um tempo razoável. Relações empíricas podem ser aplicadas para estimar a magnitude dos deslizamentos. Uma melhor resolução dos dados e uma maior eficiência computacional auxiliaram na aplicação do modelo em grande áreas.
Gibertoni <i>et al.</i> , 2011	UHE Barra Bonita - SP - BR	SINMAP	32.330 km ²	5 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	O uso da ferramenta auxiliou na definição de áreas de estabilidade nas margens do reservatório da UHE
Lari <i>et al.</i> , 2011	Valtellina, Northern Italy	Shalstab	1050 km ²	20 m	Avaliar o risco social e econômico para fluxo de detritos em escala regional.	Risco social da área é de 1,98 e 4,22 óbitos/ano para o dia e a noite, respectivamente, e o risco econômico para bens é de 1.760.291 €/ano.
Madej, 2011	Redwood Creek basin in north coastal California	Shalstab	720 km ²	10 m	Comparar dois eventos de deslizamentos ocorridos na área de estudo.	22 % da área foi classificada como moderadamente a altamente instável.
Michel <i>et al.</i> , 2011	Bacia do rio Cunha - SC - BR	Shalstab	16,35 km ²	5 m	Avaliar as áreas de perigo à deslizamentos na bacia do Rio Cunha – SC – BR.	Os deslizamentos estão relacionados à chuvas acumuladas, sendo relacionada com sua quantidade e distribuição temporal.
Stock e Bellugi, 2011	CA - USA	Shalstab	-	10 m	Construir uma relação entre intensidade de chuva e fração de células instáveis que falharam em tempestades históricas.	São necessários dados monitorados sobre poro-pressão de horário de ocorrência de deslizamentos para calibrar modelos de limiares de deslizamentos.
Araújo <i>et al.</i> , 2012	Bacia do Córrego D'antas, Teresópolis-RJ - BR	Shalstab	52 km ²	5 m	Influência da topografia na distribuição dos escorregamentos	Pontos com declividade entre 40,95° e 47,77°, elevação entre 1070 – 1187 m e área de contribuição entre (log10) 1,32m ² - 1,95m ² apresentam maior susceptibilidade a escorregamentos
Bauer <i>et al.</i> , 2012	NC - USA	SINMAP	-	-	Criar uma série de mapas, incluindo um inventário de deslizamentos e um mapa de perigo à deslizamentos, que possa ser utilizado pela população, gerenciadores de emergências e governos locais.	“O desenvolvimento de critérios para mapear a os depósitos aumentou a confiança nas características dos produtos finais. A criação de mapas online tornou-os mais acessíveis aos usuários. Essas atualizações em tecnologia e procedimentos ajudou a manter a produção de um produto de qualidade em uma quantidade reduzida de tempo”.
Ciurleo e Cascini, 2012	Provincia de Crotona e de Catanzaro - Calabria - ITA	TRIGRS	2000 Km ²	5 m	“Fornecer uma contribuição metodológica para a quantificação dos fatores predisponentes e as causas que desencadeiam os deslizamentos superficiais em solos de granulação fina, não-dobráveis e fisicamente alterados”.	“Os resultados mostram, por um lado, a validade da abordagem metodológica desenvolvida para a compreensão de um pouco de fenomenologia estudada e, por outro, a possibilidade de quantificar os fatores que contribuem para cada uma análise de escala dos eventos que, embora superficial, são caracterizados por uma evolução geodinâmica complexo. Condição, o último, o que permite uma generalização da abordagem proposta e incentiva a

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						sua utilização em contextos geoambientais diferentes daquele em que foi testado e calibrado”.
Dias e Gunathilake, 2012	Sabaragamuwa - SRI	SINMAP	-	-	Analisar a susceptibilidade do solo tendo em vista alguns parâmetros tais como: profundidade do solo, ocorrência de chuva	São necessários dados robustos para garantir a qualidade dos modelos de análise de estabilidade. O uso de satélites multi-temporal pode melhorar a qualidade dos dados locais disponíveis para simulação. MDEs de alta resolução também podem melhorar a qualidade dos resultados obtidos.
Michel <i>et al.</i> , 2012	Bacia do Rio Cunha – Rio dos Cedros – SC BR	Shalstab modificado	16,2 km ²	-	Versão modificada do Shalstab para incorporar parâmetros relativos à vegetação.	“A influência da vegetação na estabilidade das encostas depende da espessura da camada de solo”.
Reginatto <i>et al.</i> , 2012	Bacia do Rio Cunha - Cedros - SC - BR	Shalstab	16.2 km ²	15 m	Identificar áreas susceptíveis a escorregamentos rasos	Os resultados obtidos foram consistentes com a área estudada.
Salgado e Bonala, 2012	MEX	Shalstab	-	-	Apresentar metodologia para análise de deslizamentos e fluxo de lodo e escombros	Se comprovou que o método de Mitchka é uma ferramenta útil e prática para o cálculo das funções de viscosidades.
Teixeira <i>et al.</i> , 2012	Gavieira - Serra da Peneda - POR	Shalstab	-	-	“Aplicar modelos estatísticos e de base física à área em questão - Valor Informativo, Regressão Logística e SHALSTAB – e avaliar e comparar a sua capacidade preditiva através de curvas ROC”.	Comparando-se o método do valor informativo e a regressão logística percebe-se uma maior discriminação espacial em favor do primeiro. O Shalstab apresenta um bom desempenho. “A cartografia da suscetibilidade por métodos estatísticos poderá dar indicações substantivas para uma escala de trabalho menor, o que permitirá orientar a organização da avaliação da suscetibilidade a grande escala”.
Martins <i>et al.</i> , 2013	Antonina – PR - BR	Shalstab	18,965 km ²	-	Aplicação do Shalstab a partir do MDE obtido pelo LiDAR (<i>Light Detection and Ranging</i>).	Os resultados se mostraram promissores para aplicação na análise de susceptibilidade à deslizamentos.
Bertoncini e Oliveira, 2014	Vale do Itajaí – SC - BR	Shalstab e SINMAP	-	-	“Revisar a bibliografia sobre a funcionalidade de dois modelos de suscetibilidade a deslizamentos espacialmente distribuídos (SINMAP e SHALSTAB), discutir suas especificidades e finalmente sugerir qual modelo se torna adequado/aplicável, considerando seu desempenho, para regiões com alta pluviosidade no Estado de Santa Catarina, como por exemplo o Vale do Itajaí e o Nordeste Catarinense”.	“Foi constatado que o modelo SINMAP apresentou maior complexidade de parâmetros correlacionados com a estabilidade de encostas, bem como, caracterizou-se como mais representativo para o movimento sub-superficial da água no solo. Por outro lado, o modelo Shastab, apresentou melhor acurácia espacial. Além do mais o Shalstab é capaz de apresentar como resultado, espacialmente distribuído, valores de precipitação máxima para o desenvolvimento de deslizamentos rasos, o que numa perspectiva de gestão de riscos se torna extremamente útil e de maior valor se comparado ao modelo SINMAP. Finalmente, mesmo com menos parâmetros calculados na modelagem espacial o Shalstab apresenta resultados mais confiáveis e úteis (como os valores de precipitação máxima) para a gestão das “Áreas Suscetíveis a Deslizamentos”.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						sendo, portanto a mais adequada a ser empregada em regiões com alto regime de precipitação no Estado de Santa Catarina.
Formetta <i>et al.</i> , 2014	Calabria (Italy)	Shalstab	-	-	Teste três a integração de três modelos de análise de susceptibilidade à movimentos de massa com o sistema de modelagem a objetos.	O modelo que trabalha com a definição de duração de chuva apresentou melhores resultados tanto em termos de verdadeiros positivos como em termos de diminuição dos falsos positivos.
Wu <i>et al.</i> , 2014	Hualien - TW	TRIGRS	9,84 ha	30 m	Discuti o cenário de simulação de deslizamentos e fluxo dendrítico e estimar a magnitude do desastre.	“A estrutura estabelecida pelos autores descreve com sucesso a conexão dos dados entre simulações de deslizamentos e fluxo dendrítico. A área afetada e o volume de deslizamentos apresentaram melhores resultados através do processo de análise. O conjunto de parâmetros usados e a resolução do MDT afetam o resultado do modelo”.
Arruda Junior <i>et al.</i> , 2015	Nova Friburgo – RJ - BR	SINMAP	-	-	“Desenvolver e calibrar o SINMAP para prever áreas susceptíveis a deslizamentos rasos usando a plataforma de monitoramento, análise e alerta de ambientes extremos (TerraMA2)”.	A validação dos resultados mostrou uma melhor performance dos mapas gerados pelo TerraMA2 quando comparada com o pacote original. Além disso, este estudo mostrou a capacidade do sistema para se tornar operacional na previsão e monitoramento de deslizamentos de terra na área de estudo e também em outras regiões montanhosas do Brasil.
Mergili <i>et al.</i> , 2015a	Collazzone - ITA	r.slope. stability	90 km ²	10 m	“Explorar um conjunto abrangente de dados litológicos, geotécnicos e de deslizamento de terras disponíveis para a área de estudo”.	A parametrização geotécnica permite localizar parcialmente os deslizamentos inventariados. O resultado da avaliação depende fortemente do nível de agregação geográfica. A avaliação de grandes áreas exige o cálculo paralelizado da instabilidade do terreno.
Mergili <i>et al.</i> , 2015b	Umbria - ITA	r.slope. stability	10 km ²		Aplicar o modelo à área de estudo para demonstrar a importância da fixação de camadas e da direção de infiltração no resultado do modelo.	A velocidade de análise foi uma ordem de magnitude menor para a análise paralela. As camadas geotécnicas do solo e a infiltração influenciam na análise de estabilidade.
Michel <i>et al.</i> , 2015	Morro Santana – Porto Alegre e Viamão – RS - BR	Shalstab	-	-	“Propõe uma metodologia para mapeamento de escorregamentos e fluxos de detritos baseado na aplicação de modelos computacionais”.	“Constatou-se que as áreas propensas a escorregamentos situam-se nas encostas declivosas que são, em sua quase totalidade, inabitadas. Entretanto, o fluxo de detritos, que possivelmente será originado no caso de desestabilização destas áreas, realiza um trajeto que passa por regiões habitadas da comunidade Santa Isabel”.
Sakamoto <i>et al.</i> , 2015	Microbacia do Rio Itacorubi – Florianópolis – SC - BR	Shalstab	23 km ²	-	“Estudo comparativo entre os dois métodos para estimativa da resistência ao cisalhamento do solo a fim de avaliar a validade dos mesmos para a elaboração de mapas de suscetibilidade a deslizamentos rasos”.	“Análises comparativas entre o método Cisalhamento Direto e o método <i>Borehole Shear Test</i> , indicam envoltórias semelhantes. O ensaio BST é uma alternativa bastante viável para o mapeamento geotécnico de áreas de risco, permitindo a execução em um maior número de pontos em tempo reduzido, o que garante maior representatividade e uma caracterização legítima da área de estudos”.
Sakamoto, <i>et al.</i> , 2015	Microbacia do Rio Itacorubi – Florianópolis – SC - BR	Shalstab	23 km ²	-	“Fazer o mapeamento geotécnico da bacia do Itacorubi para análise da instabilidade de encostas”.	“O levantamento preliminar de informações acerca do meio físico da bacia do Itacorubi, bem como a caracterização das unidades geotécnicas da bacia por meio de ensaios laboratoriais e <i>in situ</i> , permitiram a geração de um mapa com indicações de faixas de

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
						aceitáveis de ocupação, o qual pode servir de auxílio na gestão de ocupação territorial”.
Tabalipa <i>et al.</i> , 2015	Pato Branco – PR - BR	Shalstab	44 km ²	1 m	“Avaliar o desempenho do modelo Shastab na definição da susceptibilidade à escorregamentos em Pato Branco-PR, determinar a chuva necessária para desencadear eventos extremos e comparar com resultados de trabalhos anteriores”.	“Ambas metodologias analisadas mostraram-se aptas como ferramenta para identificar zonas de susceptibilidade à ocorrência de escorregamento raso, uma vez que os deslizamentos ocorridos na cidade estão localizados em áreas consideradas instáveis pelos dois métodos”
Al-Umar, 2016	Ottawa - ON - Canada	TRIGRS	2,778 km ²	-	Investigar a influência da chuva nos deslizamentos rasos na região de Ottawa, com relação aos tempo e localização.	As análises dos mapas ilustram que encostas mais íngremes de argila marinha são mais propensas a deslizamentos.
Saadatkah <i>et al.</i> , 2016	Bacia do rio Kelantan - MAS	TRIGRS melhorado	13,1 km ²	-	Avaliar o impacto da cobertura do solo na água superficial, na perda de água e na umidade do solo.	Os resultados mostraram que as áreas em desenvolvimento, agricultáveis e de pastagem apresentaram maior volume de água superficial. As áreas urbanas tendem a ter um aumento das águas superficiais durante as monções, enquanto que o fluxo subsuperficial em florestas contribuem para um escoamento superficial normal.
Zydrón <i>et al.</i> , 2016	Montanhas Gorce - POL	SINMAP	-	10 m	Mapa preliminar de susceptibilidade à deslizamentos da área de estudo usando o SINMAP e o modelo de Iverson.	O mapa de susceptibilidade que apresentou melhor resultado foi obtido pela aplicação do modelo de Iverson.

Tabela AB - 4 - Alguns trabalhos que utilizaram versões modificadas dos modelos SINMAP, SHALSTAB, TRIGRS e r.slope.stability

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Avanzi <i>et al.</i> , 2009	Alpes Apuan	Shalstab modificado	13 km ²	5 m	Avaliar a susceptibilidade da área a escorregamento de solo.	O modelo apresenta uma boa correspondência entre os resultados simulados e verificados.
Raia <i>et al.</i> , 2014	Frontignano - ITA e Mukilteo - EUA	TRIGRS-P (TRIGRS + módulo Monte Carlo)	-	-	Usar o método de Monte Carlo para definir a variação espacial dos parâmetros do modelo de estabilidade (TRIGRS).	A aplicação do modelo proposto apresentou uma melhora de até 16 % nos resultados de análise de estabilidade.
Saadatkah <i>et al.</i> , 2016	Hulu Kelang - Malasia	Versão modificada do TRIGRS	-	10 m	Desenvolver um modelo em escala espaço-temporal regional para verificar o efeito dos padrões locais de chuva em encostas com cobertura vegetal.	O TRIGRS subestima o fator de segurança para encostas com cobertura vegetal, enquanto o modelo proposto resulta em valores menos conservativos e melhor representativos da área de estudo.
Salciarini <i>et al.</i> , 2016	Umbria - ITA	PG-TRIGRS	36 km ²	20 m	Verificar a influência das tendências climáticas nos deslizamentos de terra para diferentes cenários de modelos de circulação geral e escalas temporais.	A tendência é que as chuvas intensas se tornem cada vez mais comum. O PG-TRIGRS se mostrou uma ferramenta que pode ser aplicada para prever os impactos das mudanças climáticas na ocorrência dos deslizamentos.

Autor(es)	Local	Modelos	Área	Resolução do MDE	Objetivos	Resultados
Yunarto, 2016	Bandung Regency	TRIGRS MAP – versão modificada do TRIGRS	4.325,31 km ²	100 m	Apresentar os resultados da integração do TRIGRS com o <i>MapInfo</i> e o <i>Visual Basic</i> – TRIGRS MAP.	O TRIGRS MAP pode ser usados para processor dados de modo mais eficiente e fácil.

APÊNDICE B - TABELA DOS VALORES DE DESEMPENHO PARA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS DE COESÃO, ÂNGULO DE ATRITO, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E PROFUNDIDADE INICIAL DO AQUÍFERO EM TERMOS DE PROBABILIDADE DE FALHA

Condutividade Hidráulica (m/s)		Profundidade Inicial do Aquífero		Coesão (KN/M ³)		Ângulo de Atrito	ROC	FC	
1,00E-07	-	1,00E-06	0	-	100	0 - 8	21° - 29°	0,680	13,266
							29° - 37°	0,645	6,482
							37° - 45°	0,558	2,437
							21° - 33°	0,679	11,486
							33° - 45°	0,598	3,347
							21° - 45°	0,679	7,504
						8 - 16	21° - 29°	0,613	3,814
							29° - 37°	0,534	1,103
							37° - 45°	0,507	0,238
							21° - 33°	0,613	3,066
							33° - 45°	0,515	0,416
						16 - 24	21° - 45°	0,614	1,797
							21° - 29°	0,502	0,046
							29° - 37°	0,500	0,000
							37° - 45°	0,500	0,000
							21° - 33°	0,502	0,033
							33° - 45°	0,500	0,000
						0 - 12	21° - 45°	0,502	0,018
							21° - 29°	0,679	10,770
							29° - 37°	0,645	4,989
							37° - 45°	0,558	1,788
							21° - 33°	0,679	9,243
							33° - 45°	0,598	2,503
						12 - 24	21° - 45°	0,679	5,954
21° - 29°	0,548	0,767							
29° - 37°	0,508	0,119							
37° - 45°	0,500	0,000							
21° - 33°	0,548	0,585							
33° - 45°	0,505	0,022							
0 - 24	21° - 45°	0,549	0,319						
	21° - 29°	0,679	5,946						
	29° - 37°	0,645	2,692						
	37° - 45°	0,558	0,963						
	21° - 33°	0,679	5,082						
	33° - 45°	0,598	1,348						
						21° - 45°	0,679	3,263	

Para ter acesso a tabela completa favor solicitar pelo e-mail carolinalneves@yahoo.com.br

APÊNDICE C - TABELA DOS VALORES DE ÍNDICES PARA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS DE COESÃO, ÂNGULO DE ATRITO, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA E PROFUNDIDADE INICIAL DO AQUIFERO EM TERMOS DE FATOR DE SEGURANÇA

Nome do Arquivo	Coesão	AAtrito	Pw	Ks	TP	TN	FP	FN	IS	IEr	IS/IEr	ID
00e+00-21-0-10e-4_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,00E-04	8626	35982	235412	3	0,999652	0,867418	1,15	0,57
00e+00-21-0-10e-5_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,00E-05	8613	41396	229998	16	0,998146	0,847469	1,18	0,58
00e+00-21-0-10e-6_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,00E-06	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-0-10e-7_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,00E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-0-18e-5_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,80E-05	8619	38638	232756	10	0,998841	0,857631	1,16	0,57
00e+00-21-0-18e-6_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,80E-06	8325	79226	192168	304	0,96477	0,708078	1,36	0,63
00e+00-21-0-18e-7_fos.asc	0,00E+00	21	0	1,80E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-0-32e-5_fos.asc	0,00E+00	21	0	3,20E-05	8624	37226	234168	5	0,999421	0,862834	1,16	0,57
00e+00-21-0-32e-6_fos.asc	0,00E+00	21	0	3,20E-06	8559	56180	215214	70	0,991888	0,792995	1,25	0,60
00e+00-21-0-32e-7_fos.asc	0,00E+00	21	0	3,20E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-0-56e-5_fos.asc	0,00E+00	21	0	5,60E-05	8626	36438	234956	3	0,999652	0,865738	1,15	0,57
00e+00-21-0-56e-6_fos.asc	0,00E+00	21	0	5,60E-06	8602	46579	224815	27	0,996871	0,828371	1,20	0,58
00e+00-21-0-56e-7_fos.asc	0,00E+00	21	0	5,60E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-100-10e-4_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,00E-04	8616	39734	231660	13	0,998493	0,853593	1,17	0,57
00e+00-21-100-10e-5_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,00E-05	8592	49801	221593	37	0,995712	0,816499	1,22	0,59
00e+00-21-100-10e-6_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,00E-06	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-100-10e-7_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,00E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-100-18e-5_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,80E-05	8607	44378	227016	22	0,99745	0,836481	1,19	0,58
00e+00-21-100-18e-6_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,80E-06	8253	84132	187262	376	0,956426	0,690001	1,39	0,63
00e+00-21-100-18e-7_fos.asc	0,00E+00	21	100	1,80E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-100-32e-5_fos.asc	0,00E+00	21	100	3,20E-05	8613	41380	230014	16	0,998146	0,847528	1,18	0,58
00e+00-21-100-32e-6_fos.asc	0,00E+00	21	100	3,20E-06	8450	67628	203766	179	0,979256	0,750812	1,30	0,61
00e+00-21-100-32e-7_fos.asc	0,00E+00	21	100	3,20E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64
00e+00-21-100-56e-5_fos.asc	0,00E+00	21	100	5,60E-05	8615	40205	231189	14	0,998378	0,851857	1,17	0,57
00e+00-21-100-56e-6_fos.asc	0,00E+00	21	100	5,60E-06	8540	59007	212387	89	0,989686	0,782578	1,26	0,60
00e+00-21-100-56e-7_fos.asc	0,00E+00	21	100	5,60E-07	8164	93052	178342	465	0,946112	0,657133	1,44	0,64

Para ter acesso a tabela completa favor solicitar pelo e-mail carolinalneves@yahoo.com.br

Landslides
 DOI 10.1007/s10346-016-0783-6
 Received: 26 July 2016
 Accepted: 20 November 2016
 © The Author(s) 2016
 This article is published with open access
 at Springerlink.com

Carolina de Lima Neves Seefeldler · Sérgio Koide · Martin Mergili

Does parameterization influence the performance of slope stability model results? A case study in Rio de Janeiro, Brazil

Abstract We produce factor of safety (*FOS*) and slope failure susceptibility index (*SFSI*) maps for a 4.4-km² study area in Rio de Janeiro, Brazil, in order to explore the sensitivity of the geotechnical and geohydraulic parameterization on the model outcomes. Thereby, we consider parameter spaces instead of combinations of discrete values. *SFSI* is defined as the fraction of tested parameter combinations within a given space yielding *FOS* < 1. We repeat our physically based calculations for various parameter spaces, employing the infinite slope stability model and the sliding surface model of the software *r.slope.stability* for testing the geotechnical parameters and the Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model (TRIGRS) for testing the geohydraulic parameters. Whilst the results vary considerably in terms of their conservativeness, the ability to reproduce the spatial patterns of the observed landslide release areas is relatively insensitive to the variation of the parameterization as long as there is sufficient pattern in the results. We conclude that landslide susceptibility maps yielded by catchment-scale physically based models should not be interpreted in absolute terms and suggest that efforts to develop better strategies for dealing with the uncertainties in the spatial variation of the key parameters should be given priority in future slope stability modelling efforts.

Keywords Parameter sensitivity · Parameter space · Slope failure susceptibility index · Slope stability model · TRIGRS · Uncertainty

Introduction

Landslides starting from unstable slopes affect the safety of life as well as of private and public assets. Computer models are employed to identify potentially unstable areas in order to facilitate decision-making at various levels. Whilst statistical models explore the relationships between the spatial patterns of landslide occurrence and a set of predictor layers, physically based models attempt to reproduce or to predict the physical mechanisms involved (Guzzetti et al. 1999; Van Westen 2000; Guzzetti 2006; Van Westen et al., 2006). Physically based models are frequently employed to estimate landslide susceptibility at the scale of small catchments (Van Westen et al., 2006). As long as shallow landslides are considered, these approaches mostly rely on the infinite slope stability model. It is commonly used in raster-based geographic information system (GIS) environments to derive a factor of safety for each pixel. However, the infinite slope stability model is unconditionally suitable only for those areas where shallow translational landslides with a length-to-depth ratio $L/D > 16-25$ are expected (Griffiths et al. 2011; Milledge et al. 2012). As shallow landslides are most commonly triggered by extreme hydrometeorological events, such modelling tools are often coupled with more or less complex hydraulic models (e.g., Montgomery and Dietrich 1994; Van Westen and Terlien 1996; Burton and Bathurst 1998; Pak

et al. 1998; Wilkinson et al. 2002; Xie et al. 2004a; Baum et al. 2008; Godt et al. 2008; Muntohar and Liao 2010; Mergili et al. 2012).

For areas with deep-seated landslides, models assuming spherical, ellipsoidal or complex sliding surfaces reproduce the stability situation in a more appropriate way. Whilst they are standard in geotechnical engineering, their implementation with GIS is non-trivial so that catchment-scale applications are less commonly applied (e.g. Xie et al. 2003, 2004b, 2006; Jia et al. 2012; Mergili et al. 2014a, b).

Even simple slope stability or hydraulic models rely on parameters which are highly uncertain in their horizontal and vertical distribution. One possible concept to account for parameter uncertainty is the probability of failure (Tobutt 1982) which has started to complement the conventional factor of safety with increasing computational power, considering parameter spaces using random or regular sampling of uncertain parameters (Mergili et al. 2014a). Various authors have introduced and used different types of probability density functions (pdfs) of geotechnical (El-Ramly et al. 2005; Petrovic 2008; Mergili et al. 2014a) and geohydraulic parameters (Mesquita et al. 2002, 2007; Mesquita and Moraes 2004) which can be employed for parameter sampling. Whilst such functions are a smart way to deal with uncertain information, they are not necessarily transferable between different locations and therefore commonly suffer from small sample sizes and, consequently, weakly supported means and standard deviations.

As the challenge of uncertain parameters is encountered in many fields of geosciences, various approaches have been developed in the previous decades to test the sensitivity of the model results or the model performance to the input parameters or to optimize (calibrate) the input parameters in order to bring the model results in line with reference observations. Testing one parameter at a time is thereby considered inappropriate as both the optimum value and the sensitivity may strongly interrelate with the values of other parameters (Saltelli and Annoni 2010). Multi-parameter strategies are therefore required (e.g., Duan et al. 1992; Eberhart and Kennedy 1995; Hay et al. 2006; Vrugt et al. 2008; Fischer 2013). Optimized parameters or parameter sets, however, are not necessarily meaningful from a physical point of view. Particularly when calibrating many parameters at once, a good model performance in terms of reproducing the observation can be achieved despite a poor process understanding. The sensitivity of local-scale slope stability model results to selected input parameters was tested, e.g. by Griffiths and Fenton (2004) or by Wang et al. (2010). Guimarães et al. (2003) and Formetta et al. (2015) have applied parameter optimization strategies at catchment scale.

Almost all documented parameter sensitivity and optimization strategies target at discrete parameter values. We think that, particularly at broader scales, sensitivity analysis and optimization of

parameter values is inappropriate as it disregards the inherent fine-scale spatial variability of the parameters. Instead, we suggest performing sensitivity analysis and optimization of parameter ranges.

The present article demonstrates such a strategy, employing a modification of the probability of failure concept. We investigate how the considered ranges of geotechnical and geohydraulic input parameters influence the results and performance of GIS-based catchment-scale slope stability models. For this purpose, we apply the infinite slope stability model, the sliding surface model of the tool r.slope.stability and the software Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model (TRIGRS) to the Quitite and Papagaio catchments, Rio de Janeiro, Brazil. The findings are thought to be useful to identify suitable parameterization strategies for future slope stability modelling efforts.

Next, we introduce the study area (“Study area and data” section) and describe the components of the proposed work flow (“Methods” section). We then demonstrate (“Results” section) and discuss (“Discussion” section) the results obtained before drawing our conclusions (“Conclusions” section).

Study area and data

The study area includes the two landslide-prone Quitite and Papagaio watersheds located in the western part of the city of Rio de Janeiro, Brazil (Fig. 1). Together, they cover an area of

4.4 km², extending between 12 and 995 m a.s.l. The climate in the area is tropical humid (Guimarães et al. 2009). Due to influence by ocean moisture, the area receives a higher amount of rainfall than the central part of Rio de Janeiro (Hurtado Espinoza 2010). Granitic bedrock dominates both watersheds. The homogeneous, colluvial yellow soil is characterized by sandy-clay features (Hurtado Espinoza 2010; Galindo 2013; Galindo and Campos 2014) and a depth of 1–3 m (Guimarães et al. 2003). Native forest is still the dominant type of vegetation whilst the anthropogenic influence on the land cover is of limited importance (Guimarães et al. 2003; Hurtado Espinoza 2010).

Guimarães et al. (2003) optimized values of effective cohesion c' (kN m⁻²), normalized to depth d , effective angle of internal friction ϕ' and specific weight of the saturated soil γ_s (kN m⁻³) using published parameters for geomorphologically comparable adjacent areas and back-calculations with the software SHALSTAB. These authors arrived at best fit values of $c'/d = 2$ kN m⁻³, $\phi' = 45^\circ$ and $\gamma_s = 15$ kN m⁻³, but they also indicated that, in general, low values of c'/d , high values of ϕ' and values from 15 to 17.5 kN m⁻³ for γ_s would be appropriate for the area. They proposed a general frame of parameter values realistic for the area (in the sense of a parameter space) summarized in Table 1 and, with some modifications, applied to tests A and B (see “Methods” and “Results” sections). Hurtado Espinoza (2010) measured a dry specific weight around 15 kN m⁻³ for some undisturbed samples taken at

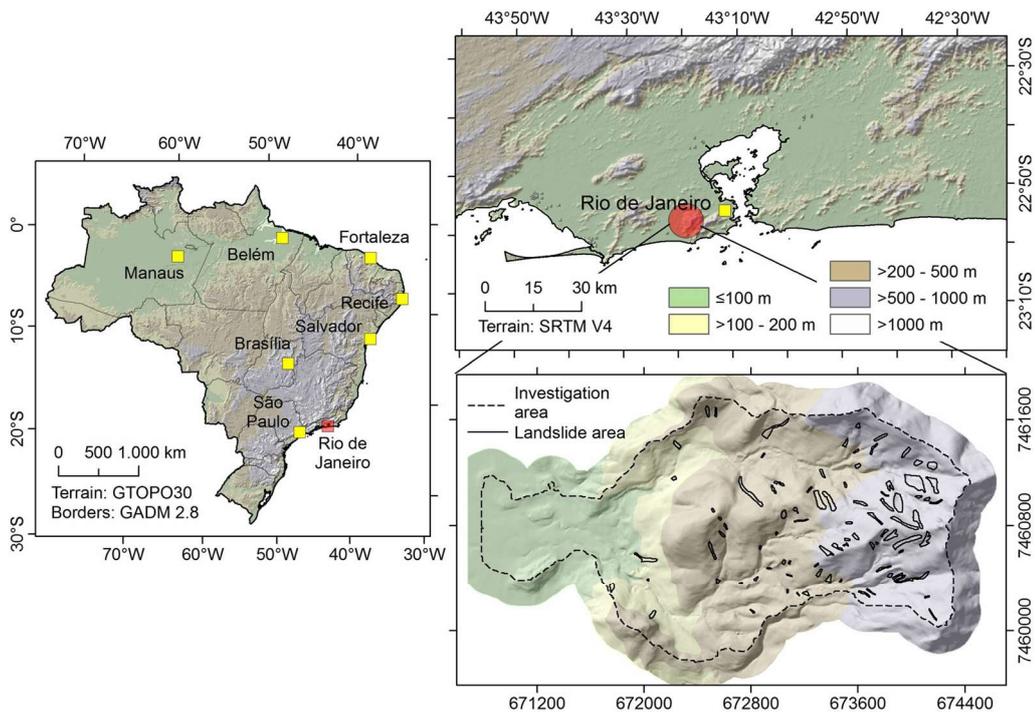


Fig. 1. The study area, consisting in the two catchments Quitite and Papagaio in Rio de Janeiro, Brazil

Table 1 Range of parameter values applicable to the Quitite and Papagaio watersheds (Guimarães et al. 2003)

Parameter	Minimum value	Maximum value
c/d	0 kPa m ⁻¹	8 kPa m ⁻¹
ϕ'	25°	45°
γ_s	15,000	25,000

1 m depth. The same authors stated that the slopes in the lower areas would be weaker whilst those in the higher areas would be stronger.

Values of soil saturated conductivity K_s were measured by Fernandes et al. (2001) using Guelph's permeameter. The results showed a high variability with values ranging from 10^{-6} to 10^{-4} m s⁻¹ as well as some important discontinuities in the profiles, possibly influencing groundwater flow.

We consider a landslide event related to intense rainfall on 13 and 14 February 1996. Within 48 h, 394.3 mm of rainfall was registered at the Alto da Boa Vista station, and 245.9 mm at the Jacarepaguá station, both located in close vicinity to the Quitite and Papagaio catchments and operated by the National Meteorological Institute (INMET; Conti 2012). A landslide inventory developed by Guimarães (2000) is used in the present work. According to this inventory, the rainfall event has triggered 93 landslides, occupying 0.14 km² (3.1% of the entire area). Table 2 summarizes the main characteristics of the landslide inventory. Most landslides occurred in the native forest areas dominating the study area. Shallow landslides, debris flows and debris avalanches were most common. The sliding surfaces of most landslides coincided with the soil-rock interface (Guimarães et al. 2003; Miqueletto and Vargas, 2009; Hurtado Espinoza 2010). The landslide inventory displays the entire extent of the directly affected areas without distinguishing between release, transit and deposition areas.

Besides the geotechnical and geohydraulic information and the landslide inventory, we use a 2-m resolution digital elevation model (DEM).

Methods

Work flow and software

Figure 2 illustrates the general work flow of the study. We compute the slope failure susceptibility index (SFSI) (dimensionless number in the range 0–1) based on sets of factor of safety (FOS) values derived through the controlled variation of selected key parameters within a defined parameter sub-space. This procedure is repeated for various sub-spaces. The resulting SFSI values are

evaluated against the inventory of observed landslides, and the findings are compared and interpreted.

In a first step, we vary the geotechnical parameters (tests A and B) and in a second step, we vary the geohydraulic parameters (test C). Test D uses a simple statistical model for the sake of comparison. Test A builds on the infinite slope stability model, test B on the sliding surface model of the tool r.slope.stability (Mergili et al. 2014a, b), designed as a raster module of the open source GRASS GIS software (Neteler and Mitasova 2008; GRASS Development Team 2016). Test C makes use of TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model; Baum et al. 2008), which is a grid-based tool simulating the permanent and transient rainfall influences on slope stability. Python scripting is used to derive SFSI, and the R Project for Statistical Computing (R Core Team, 2016) is employed for the evaluation of the results. Test D relies entirely on Python and R scripting.

Geotechnical model

Slope stability modelling commonly builds on the limit equilibrium theory (Duncan and Wright 2005): a factor of safety (FOS) is computed as the ratio between resisting forces R and driving forces T :

$$FOS = \frac{R}{T} \quad (1)$$

When $FOS = 1$, the slope is in static equilibrium. Values of $FOS < 1$ indicate potential failure (in reality, such slopes do not exist), values of $FOS > 1$ indicate stable slopes. The use of this method requires the prior definition of a slip surface, and the soil is considered as rigid material.

For GIS-supported catchment-scale analyses of slope stability, the infinite slope stability model is most commonly employed (Montgomery and Dietrich 1994; Pack et al. 1998; Xie et al. 2004a; Baum et al. 2008). It assumes (i) a uniform slope of infinite length, and (ii) a plane, slope-parallel failure surface. As inter-slice forces do not have to be considered, it is conveniently applied on a pixel-to-pixel basis. Based on Eq. (1), FOS can be expressed in various ways. For fully saturated soil, the equation may be formulated as follows (modified after Baum et al. 2008):

$$FOS = \frac{\tan\phi}{\tan\alpha} + \frac{c - u \tan\phi}{\gamma_s d \sin\alpha \cos\alpha} \quad (2)$$

where α is the slope angle, u (N m⁻²) is the pore water pressure, γ_s (N m⁻³) is the specific weight of the saturated soil and d (m) is the depth of the sliding surface.

Table 2 Main characteristics of the inventoried landslides triggered by the rainfall event of 13 and 14 February 1996 in the Quitite and Papagaio watersheds

Landslide characteristics	Values
Number of landslides	93
Total landslide area (fraction of total area)	0.14 km ² (3.1%)
Average (minimum–maximum) landslide area projected to ground plot	1520 m ² (32–11,904)
Average (minimum–maximum) landslide length in down-slope direction, projected to ground plot	65.9 m (8.0–220.0)
Average (minimum–maximum) landslide width in cross-slope direction	20.0 m (4.0–96.0)
Average (minimum–maximum) landslide inclination in down-slope direction	31.9 (8.5–45.8)°

In the present work, we use the infinite slope stability model implemented with `r.slope.stability` and with TRIGRS. Alternatively, we also apply the sliding surface model of `r.slope.stability`. Thereby, the slope stability is tested for a large number of randomly selected ellipsoid-shaped potential sliding surfaces, truncated at the depth of the soil. R and T are summarized over all pixels intersecting a given sliding surface, and FOS is computed for each surface in a way analogous to Eqs. 1 and 2, applying a modification of the Hovland (1977) model. Finally, the minimum value of FOS resulting from the overlay of all sliding surfaces is applied to each pixel. For a more detailed description of the sliding surface model of `r.slope.stability`, we refer to Mergili et al. (2014a, b).

Geohydraulic model

In TRIGRS, FOS is computed for one or more user-defined depths. The Richard's equation is used to calculate the soil transient infiltration for saturated and unsaturated soil conditions (Iverson 2000):

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos \alpha \right) \right] \quad (3)$$

where ψ (m) is pressure head, θ is soil volumetric water content, t (s) is time, K_L (m s^{-1}) is lateral soil conductivity and K_z (m s^{-1}) is soil conductivity in z direction.

To solve the Richards equation, TRIGRS uses an approach developed by Iverson (2000), considering homogeneous soil, isotropic flow, relatively shallow depth, one-dimensional vertical downslope flow and soil moisture close to saturated conditions (Baum et al. 2008; Park et al. 2013), following the heat conduction approach described by Carslaw and Jaeger (1959). We refer to Baum et al. (2008) for a detailed description of the procedure.

For computing the groundwater level, TRIGRS compares the infiltrated water volume V_I and the maximum drainage capacity of the soil V_D . If $V_D \geq V_I$, the water table remains constant. Otherwise, the water table rises, depending on K_s and the transmissivity T . For unsaturated conditions, the maximum value of ψ is the new water level multiplied with β (value set according to the adopted flow condition). The amount of water exceeding the maximum infiltration rate is considered surficial runoff. However, surficial runoff is not taken over from one time step to the next (Baum et al. 2008).

Slope failure susceptibility index

The slope failure susceptibility index ($SFSI$) in the range 0–1 refers to the fraction of geotechnical and/or geohydraulic parameter combinations resulting in $FOS < 1$, out of an arbitrary number of tested parameter combinations. This means that $SFSI$ for a given pixel increases with each parameter combination where $FOS < 1$ and, finally, low values of FOS correspond to high values of $SFSI$. The principal concept of the $SFSI$ is identical to the concept of the slope failure probability yielded by `r.slope.stability` (Mergili et al. 2014a). However, we refer to it as a susceptibility index in the context of the present study as we simply use a uniform probability density function throughout all the computations. Such a distribution does not necessarily capture the real-world parameter distribution (which is unknown) and its use does therefore not justify applying the concept of probability in a strict sense.

Statistical model

In test D, a statistical model is applied for the purpose of comparison, employing the slope angle as the only predictor layer (Table 3). We keep the statistical model as basic as possible in order to evaluate the performance of a simplistic statistical approach in comparison to the physically based models (“Geotechnical model” to “Slope failure susceptibility index” sections). This allows us to conclude on the need of using more complex physically based models for catchment-scale landslide susceptibility analysis. Thereby, we overlay a classified slope map with the map of the observed landslide release areas (ORA; “Model evaluation” section) and, for each slope class, compute the fraction f_C of observed landslide release pixels related to all pixels. $SFSI$ —referred to as release probability by Mergili and Chu (2015) who employed a comparable approach—is then computed by applying f_C to all pixels of the corresponding slope class. Thereby, it is important to use two different areas for the derivation of f_C and for the computation and evaluation of $SFSI$ (“Test layout” section).

Model evaluation

The landslide inventory for the Quitite and Papagaio watersheds displays the entire observed landslide impact areas (OIAs), i.e. the release, transit and deposition areas without any differentiation. We approximate the ORA as the upper third part of each OIA polygon. Depending on the test (“Test layout” section and Table 3), either the OIA map or the ORA map is overlaid with the corresponding $SFSI$ map. When using the ORA map, the lower two-

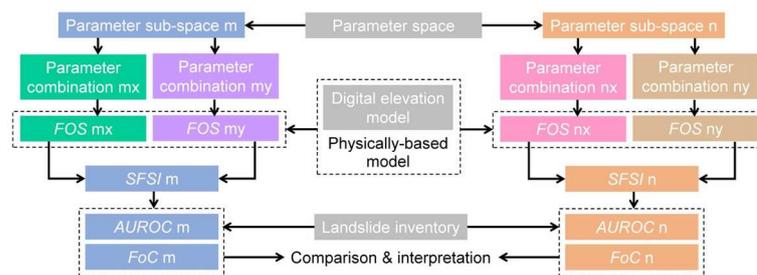


Fig. 2. Work flow of the study

thirds portion of the OIA is not considered for evaluation. The true positive (TP), true negative (TN), false positive (FP) and false negative (FN) pixel counts are derived for selected levels of *SFSI*. An ROC curve is produced by plotting the true positive rates TP/(TP + FN) against the false positive rates FP/(FP + TN) derived with each combination of parameters. The area under the ROC curve *AUROC* indicates the predictive capacity of the model: *AUROC* = 1.0 (the maximum) means a perfect prediction, *AUROC* = 0.5 (corresponding to a straight diagonal line) indicates a random prediction, i.e. model failure. *AUROC* refers to the entire area used for model evaluation.

In addition, we introduce a conservativeness measure:

$$\text{FoC} = \frac{\mu_{\text{SFSI}}}{r_{\text{OP}}} \quad (4)$$

where μ_{SFSI} is the average of *SFSI* over the entire study area, and r_{OP} is the observed positive rate, i.e. the fraction of observed landslide pixels out of all pixels in the study area. If $\text{FoC} > 1$, the model overestimates the landslide susceptibility, compared to the observation whilst values $\text{FoC} < 1$ indicate an underestimation of the landslide susceptibility.

Test layout

Tables 3 and 4 summarize the main characteristics of each test and the parameter values and ranges considered.

In a first step (tests A1–A4 and B), the sensitivity of *SFSI* and the associated model performance to the geotechnical parameters c' and ϕ' and the shape of the sliding surface is explored, assuming fully water-saturated soils, and the depth of the sliding surface corresponding with the soil depth. The infinite slope stability model and the sliding surface model implemented in *r.slope.stability* are employed for this purpose. We introduce a two-dimensional parameter space constrained by lower boundaries of $c' = 0 \text{ kN m}^{-3}$ and $\phi' = 21^\circ$, and upper boundaries of c'

$c' = 24 \text{ kN m}^{-3}$ and $\phi' = 45^\circ$ (Fig. 3a; Table 4). This parameter space accounts for the full ranges of c' and ϕ' considered representative for the area (“Study area and data” section). We note that the resulting values of *FOS* vary according to ϕ' and c'/d , so that the value of *FOS* obtained with $d = 3 \text{ m}$ and with a given value of c' is identical (infinite slope stability model) or similar (sliding surface model) to the value of *FOS* with other values of c' and d , but the same c'/d ratio. The dry specific weight of the soil $\gamma_d = 13.5 \text{ kN m}^{-3}$ and the volumetric saturated water content $\theta_s = 40 \text{ vol.}\%$ are set to constant values. We neglect the weight of the trees and the effects of their root systems on the cohesion: sliding surfaces are assumed to develop beneath the rooting depth.

The ranges of both c' and ϕ' are (i) considered in their entire extent; (ii) subdivided into two sub-ranges of equal extent and (iii) subdivided into three sub-ranges of equal extent (Fig. 4a, b). Considering all possible combinations of sub-ranges of the two parameters results in 36 partly overlapping parameter sub-spaces with 25 corner points. *SFSI* is computed for each parameter sub-space, with ten sampled parameters in each dimension (Fig. 4c). This procedure may be extended to three or more dimensions or repeated at a finer level by employing the sub-space with the best model performance as the entire space for the next level. For reasons to be explained in the “Results” section, only one level is applied in the present work. This work flow is repeated for two assumptions of soil depth and two versions of the landslide inventory used for evaluation, resulting in a total of four sub-tests (Table 3).

Test C explores the sensitivity of *SFSI* and the associated model performance to K_s and the initial depth of the water table d_i (m). We introduce a two-dimensional parameter space constrained by lower boundaries of $K_s = 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ and $d_i = 0 \text{ m}$ and upper boundaries of $K_s = 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ and $d_i = 3 \text{ m}$ (Fig. 3b; Table 4). The ranges of values used are based on works of Saxton and Rawls (2006) and Guimarães et al. (2003). We set $\gamma_s = 16 \text{ kN m}^{-3}$, $\theta_s = 40 \text{ vol.}\%$, $\theta_r = 5 \text{ vol.}\%$, c

Table 3 Summary of all tests performed

Test	Description
A1	The infinite slope stability model is applied with a constant soil depth $d = 3 \text{ m}$; the entire OIA is considered for evaluation. This means that all observed landslide pixels are considered OP whilst all observed non-landslide pixels are considered ON.
A2	Infinite slope stability model, constant soil depth $d = 3 \text{ m}$; only the ORA is considered for evaluation: the pixels in the upper third of each observed landslide are considered OP, all other observed landslide pixels are considered no data; all observed non-landslide pixels are considered ON. This procedure helps to exclude pixels possibly representing transit or deposition areas from the evaluation procedure.
A3	Infinite slope stability model, variable soil depth and OIA considered for evaluation. According to Guimarães et al. (2003), d is varied between 1 and 3 m. We assume a linear increase of d within a certain range of the topographic wetness index (Moore et al. 1991).
A4	Infinite slope stability model, variable soil depth and ORA considered for evaluation
B	The sliding surface model implemented in <i>r.slope.stability</i> is applied along with the optimized parameters derived from the tests A1–A4. The ellipsoid density per pixel (Mergili et al. 2014a, b) is set to 2500. The ellipsoid dimensions are constrained by the dimensions of the release areas of the observed landslides. All ellipsoids are truncated at the depth of the soil.
C1	TRIGRS, rectangular hydrograph and an assumed rainfall duration of 6 h. The rainfall is considered constant throughout the entire period, resulting in an intensity of 24 mm/h.
C2	TRIGRS, rectangular hydrograph and rainfall duration of 10 h (intensity 14.4 mm/h)
C3	TRIGRS, triangular hydrograph with central peak and rainfall duration of 6 h, resulting in a peak intensity of 48 mm/h
C4	TRIGRS, triangular hydrograph with central peak and duration of 10 h and peak intensity of 28.8 mm/h
D	Simple statistical model employing the slope angle as the only predictor layer. Overlay of a classified slope map with the ORA map and, for each class, computation of the fraction of observed landslide release pixels related to all pixels.

For more details such as the parameters spaces applied please refer to the text

Table 4 Geotechnical and geohydraulic parameter values and ranges applied for the tests A–C (Table 3), following Guimarães et al. (2003); Saxton and Rawls (2006); Hurtado Espinoza (2010); Conti (2012); Park et al. (2013)

Symbol	Description	A1–A4	B	C1–C4
ϕ'	Effective angle of internal friction	21–45°	21–45°	45°
c'	Effective cohesion	0–24 kN m ⁻²	0–24 kN m ⁻²	4.5 kN m ⁻²
γ_d	Dry specific weight	13.5 kN m ⁻³	13.5 kN m ⁻³	N/A
γ_s	Saturated specific weight	N/A	N/A	16.0 kN m ⁻³
θ_s	Saturated water content	40 Vol.%	40 Vol.%	40 Vol.%
θ_r	Residual water content	N/A	N/A	5 Vol.%
K_s	Saturated hydraulic conductivity	N/A	N/A	10 ⁻⁷ –10 ⁻⁴ m s ⁻¹
D	Diffusivity	N/A	N/A	200 K_s
I_0	Initial infiltration rate	N/A	N/A	1.3 10 ⁻⁶ m s ⁻¹
d	Sliding surface depth	3 m	3 m ^a	3 m
d_w	Depth of water table	0 m	0 m	N/A
d_i	Initial depth of water table	N/A	N/A	0–3 m

^a In test B, the ellipsoid-shaped random slip surfaces are truncated at a depth of 3 m

' = 4.5 kN m⁻², $\phi' = 45^\circ$ and $d = 3$ m to constant values. The choice of these values is supported by data from Guimarães et al. (2003) and Hurtado Espinoza (2010). We further assume constant values of diffusivity ($D = 200K_s$; Park et al., 2013) and initial infiltration rate ($I_0 = 1.3 \cdot 10^{-6}$ m s⁻¹; Conti 2012).

In a way analogous to the geotechnical parameters, the ranges of both K_s and d_i are (i) considered in their entire extent, (ii) subdivided into two sub-ranges of equal extent and (iii) subdivided into three sub-ranges of equal extent, resulting in 36 partly overlapping parameter sub-spaces with 25 corner points. *SFSI* is computed for each parameter sub-space, with five sampled parameters in each dimension. The landslide inventory used for evaluation is ORA.

This procedure is repeated for four combinations of rainfall duration and type of pluviograph (Table 3). We assume rainfall durations of 6 and 10 h and a total rainfall amount derived from the measurements at the Jacarepaguá and Boa Vista stations on 13 and 14 February 1996 (Conti 2012). The Thiessen method is applied for estimating the precipitation in the catchment, and 20% of interception are deduced (Coelho Netto 2005). The total rainfall considered for the analysis is 144 mm in all the scenarios C1–C4.

In test D, we apply the statistical model introduced in the “Statistical model” section for the purpose of comparison (Table 3). f_C is derived for one of the two catchments. *SFSI* is then computed for the other catchment and evaluated against the corresponding ORA. The entire procedure is repeated in the reverse way, so that a clear separation between the model development and model evaluation areas is ensured.

Results

Tests A and B: geotechnical parameterization

Figure 5 illustrates the results of test A in terms of model performance (*AUROC*) and conservativeness (*FoC*). Assuming a constant soil depth, the model performs significantly better when considering only the ORA (test A2; $AUROC \leq 0.74$; Fig. 5b) instead of the entire OIA (test A1; $AUROC \leq 0.69$; Fig. 5a). This result clearly indicates that the OIA is unsuitable as reference for evaluation, and an appropriate inventory sub-setting is essential. Focusing on Fig. 5b, we note that the model performance in terms of *AUROC* is insensitive to the variation of the geotechnical parameterization within much of the tested ranges. In particular, the sub-

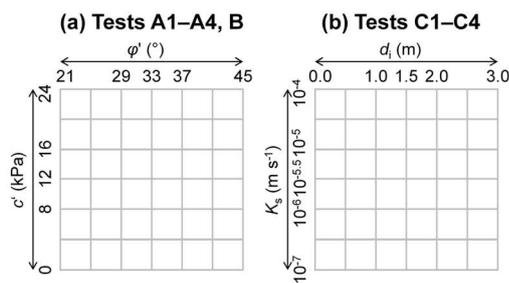


Fig. 3. Parameter spaces considered for the sensitivity analysis of the a geotechnical and b geohydraulic parameters

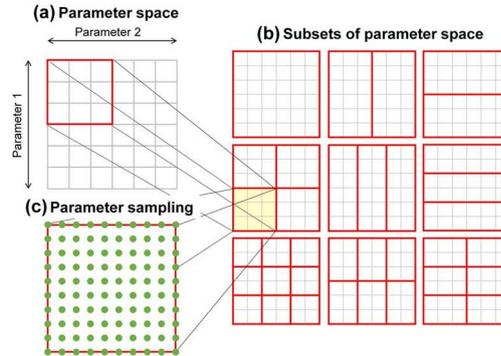


Fig. 4. Layout of the parameter sensitivity analysis procedure: a example of an arbitrary parameter space; b sub-setting of the parameter space into sub-spaces of various dimensions; c uniformly distributed parameter sampling within an arbitrary subspace. Each dot represents one parameter combination

spaces along a diagonal line from medium-high values of c' and low values of ϕ' to low values of c' and high values of ϕ' display almost identical $AUROC$ values to the entire parameter space and to those sub-spaces including broad ranges of c' or broad ranges of ϕ' with medium-low values of c' . Only those sub-ranges limited to high values of c' or low values of c' and ϕ' yield significantly lower $AUROC$ values. These sub-ranges result in poorly patterned relatively non-conservative and extremely conservative predictions, i.e. they display very low and very high FoC values, respectively. In general, the model results are very conservative, indicated by $FoC \gg 1$. At a lower level of $AUROC$ —and a lower level of FoC caused by a higher number of OP pixels—similar patterns are observed in Fig. 5a.

Varying d as a function of the topographic wetness index exerts contrasting effects on the patterns of $AUROC$, depending on whether the OIA or the ORA is used as reference. With the ORA as reference (Test A4; Fig. 5d), the sub-spaces with low values of c' perform comparable to test A2 (Fig. 5b). This is not surprising as the influence of d on FOS increases with c' (with $c' = 0$, d has no influence). However, $AUROC$ and also FoC decrease significantly with increasing c' , resulting in a very poor performance associated to those sub-spaces with high c' , and a reduced performance associated to those sub-spaces with broad ranges of c' , compared to Fig. 5b. This trend clearly indicates that most ORA pixels spatially coincide with areas of relatively low topographic wetness index and therefore low values of d (Table 3) resulting in high values of FOS and low values of $SFSI$ in cohesive soils.

The reverse effect occurs when using the entire OIA as reference (test A3; Fig. 5c): many pixels in the lower portions of the landslide polygons coincide with high values of the topographic wetness index. Consequently, d and the resulting values of $SFSI$ are comparatively high for many of the OP pixels, resulting in an improved model performance, compared to the tests A1 – A3 ($AUROC \leq 0.742$; Fig. 5b). However, since most of the lower parts of the landslide polygons do most likely not represent release areas, the increased performance represents an artefact of inappropriate assumptions rather than an indicator for model success.

Considering the findings outlined, we identify test A2 as most representative. Even though the full parameter space yields an

insignificantly lower value of $AUROC$ than do some of the sub-spaces, there is no basis to support the choice of a particular subspace in this specific case. The parameter values used and optimized by Guimarães et al. (2003) are mostly located within the parameter sub-spaces with the higher values of $AUROC$, indicating a certain plausibility of the results (Fig. 5b). Figure 6a shows the spatial patterns of $SFSI$ derived in the tests A1 and A2 with the full parameter space of c' and ϕ' . We note that the results of those tests are similar in terms of $SFSI$, as only the reference information for validation is varied. The same is true for the $SFSI$ maps derived through the tests A3 and A4 (Fig. 6b).

The spatial patterns of $SFSI$ derived with the sliding surface model of r.slope.stability (test B) are illustrated in Fig. 6c. Applying the full parameter space of c' and ϕ' along with constant soil depth and the ORA as reference, the associated value of $AUROC$ is almost identical to the value yielded with the infinite slope stability model (0.735 vs. 0.734 in test A2). Thereby, the results yielded with the sliding surface model are more conservative: $FoC = 59.5$, compared to a value of 48.3 yielded with the infinite slope stability model (Fig. 5b).

Test C: geohydraulic parameterization

Figure 7 illustrates the performance ($AUROC$) and conservativeness (FoC) of the model results for the various parameter sub-spaces of K_s and d_i . Firstly, we note that the results are largely insensitive to the four assumptions of rainfall duration and hydrograph shape (C1–C4): the patterns yielded are identical for all four scenarios, even though the numbers vary slightly. Within each scenario, the model performance responds highly sensitive to variations of K_s and d_i : it peaks at $AUROC = 0.719$ – 0.724 for the upper sub-range of the hydraulic conductivity ($K_s = 10^{-5}$ – 10^{-4} m s^{-1}) and the lower sub-range of the initial depth of the water table ($d_i = 0$ – 1 m). However, the model performance drops only slightly when the full range of both parameters K_s and d_i is applied ($AUROC = 0.711$ – 0.712). Figure 8 presents the $SFSI$ maps produced in test C1 with the full space of K_s and d_i . The $SFSI$ maps resulting from tests C2, C3 and C4 are almost similar to the map resulting from test C1 and are therefore not shown.



Fig. 5 Results of tests A1–A4 in terms of model performance (AUROC) and factor of conservativeness (FoC, in italic letters). See Fig. 3 for the configuration of the parameter space

Constraining the model input to the lower ranges of hydraulic conductivity or to deeper initial water tables leads to a significant drop in the model performance. Considering $K_s \leq 10^{-5.5}$ leads to model failure (AUROC = 0.494), independently of the range applied for d_i and the rainfall scenario. In this case, FoC = 3.9 (blue font colour in Fig. 7). As expected, FoC is highest for the configurations with high K_s and shallow d_i and lowest for the configurations with low K_s and deep d_i . Its maximum coincides with the best model performance (FoC = 48.0–48.9).

These outcomes reflect the fact that, with $K_s \leq 10^{-5.5}$, too little water propagates through the soil to substantially influence slope stability. The effect is similar with higher values of K_s if the initial water table is too deep. A shallower initial water table and higher values of K_s facilitate increased values of u over broad parts of the study area and, consequently, lead to less stable slopes (Eq. 2) and higher values of FoC. Only combinations of high K_s and deep d_i lead to a sufficient signal to reproduce the observed landslide release patterns with a fair

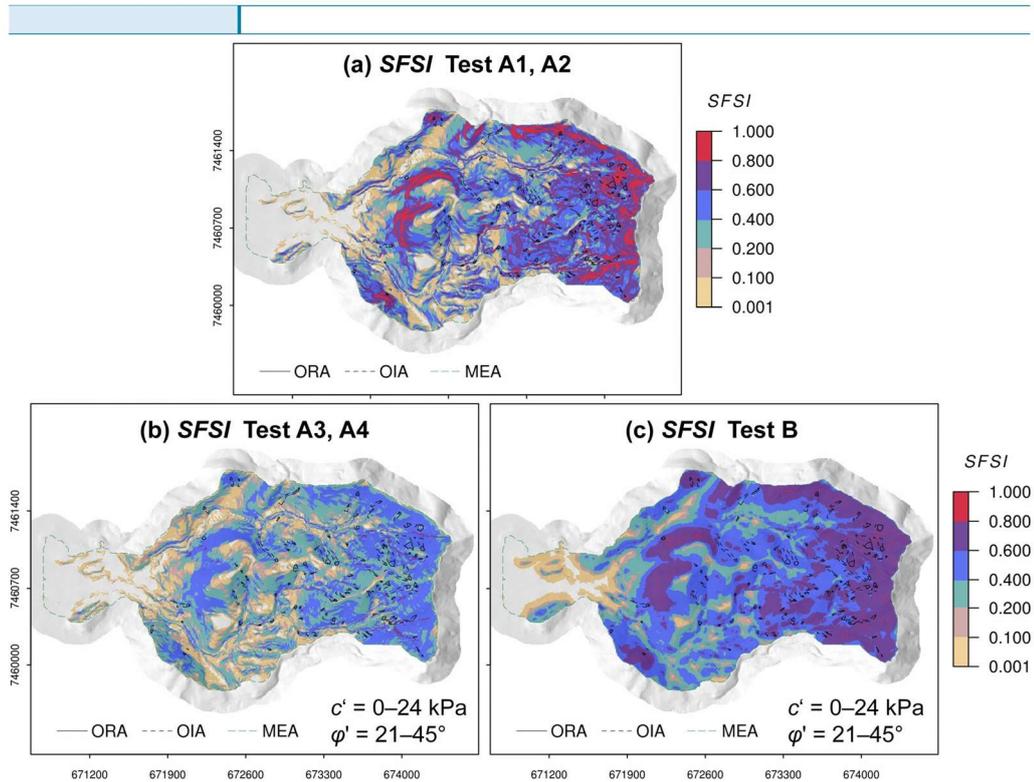


Fig. 6 SFSI maps resulting from the tests a A1 and A2; b A3 and A4 and c B, in each case relating to the full parameter space of c' and ϕ' . MEA model evaluation area

performance. As for tests A and B, all results are very conservative also for test C ($FoC > 1$).

Test D: statistical model

The statistical model yields an average *AUROC* value of 0.737 (values of 0.736 and 0.738 for the two catchments) whilst, as prescribed by the approach chosen, $FoC \approx 1$. The model performance corresponds remarkably well to the performance of the physically based models (tests A2 and B in particular), underlining the fact that the slope angle strongly dominates also the pattern of *SFSI* derived with the physically based models (Fig. 9).

Discussion

We have demonstrated that the performance of the physically based-derived slope failure susceptibility index *SFSI* in our study area reacts conditionally sensitive to variations in the considered spaces of selected geotechnical and geohydraulic input parameters and state variables. Those parameter configurations yielding insufficient pattern in terms of simulated landslide vs. non-landslide areas lead to a significantly poorer performance. With regard to the geotechnical information, comparable *AUROC* values are displayed throughout much of the parameter space considered relevant for the study area (Guimarães et al. 2003), except for

those sub-spaces with low c' and low ϕ' (μ_{SFSI} close to 1) and those areas with high c' and high ϕ' (μ_{SFSI} close to 0). This constellation underlines a well-known negative relationship between c' and ϕ' . Model performance in terms of *AUROC* responds very sensitive to variations in K_s and d_i within the tested ranges but insensitive to the variations in the rainfall scenarios applied. Whilst the findings for the geotechnical parameters are claimed to be broadly valid, those for K_s and d_i may strongly depend on the assumed rainfall duration and intensity in relation to the water capacity of the soil. In this sense, the pattern displayed in Fig. 7 might change for different rainfall events.

Our findings suggest that any further parameter optimization efforts in terms of *AUROC* may be obsolete: the pattern of *SFSI* derived with the entire parameter space performs approximately as well in reproducing the observed landslide areas as the patterns of *SFSI* derived with various sub-spaces do. Applying broad ranges of the key parameters for physically based catchment-scale landslide susceptibility modelling is on the “safe” side as it yields results comparable in quality to those derived with the best-fit narrower ranges. Acknowledging the fact that geotechnical and geohydraulic parameters are spatially highly variable, uncertain and often poorly known, applying a narrow parameter space—or even a singular combination of parameters—bears a considerable

(a) C1 – $T_r = 6$ h, rectangular hydrograph

(b) C2 – $T_r = 10$ h, rectangular hydrograph



(c) C3 – $T_r = 6$ h, triangular hydrograph

(d) C4 – $T_r = 10$ h, triangular hydrograph



Fig. 7 Results of tests C1–C4 in terms of model performance (*AUROC*) and factor of conservativeness (*FoC*, in *italic letters*). See Fig. 3 for the configuration of the parameter space

risk to be off target. The direct effects of the vegetation (not accounted for in the present study) increase the level of uncertainty particularly in forested areas.

The conservativeness of the result in terms of *FoC* strongly depends on the parameter sub-spaces used as input. μ_{SFSL} is generally much higher than r_{OP} , indicating that the model results tend to be very conservative. The ideal result should correspond to $FoC = 1$. Theoretically, this could be achieved by increasing the upper thresholds of the geotechnical parameters, i.e. to make the parameter spaces considered

broader. However, substantially higher parameter thresholds are not realistic for the soil materials involved. We believe that the key for bringing μ_{SFSL} in line with r_{OP} consists in appropriately capturing the fine-scale spatial variation of the geotechnical parameters: sliding surfaces most likely coincide spatially with geotechnically susceptible areas, layers or interfaces, spaced in a more or less irregular way. We consider it almost impossible to parameterize such patterns in a deterministic way. In this context, we note that in Figs. 6 and 8, some landslides coincide spatially with areas of low *SFSI*. Such

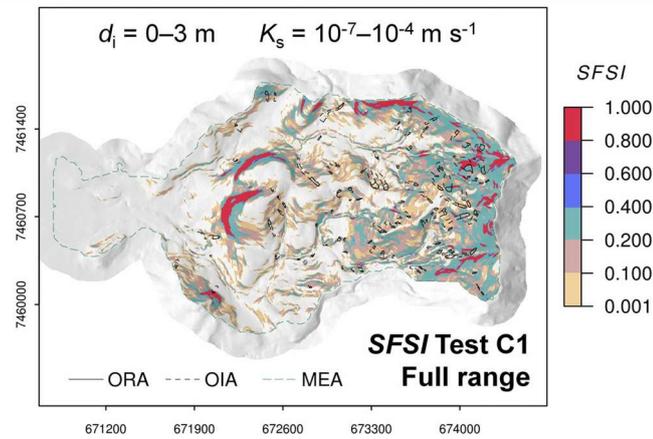


Fig. 8 SFSI map resulting from test C1 with the full parameter range of K_s and d_i . MEA model evaluation area

mispredictions are most probably related to localized patches of low soil strength, increased water input or increased hydraulic conductivity or the effects of the vegetation. Whilst the variation in the local slope angle explains much of the pattern of SFSI, the residual part is most likely explained by fine-scale spatial variations of the soil and, possibly, the vegetation.

Consequently, physically based landslide susceptibility maps can be produced with a minimum amount of geotechnical data but in this case only provide relative results. There is no benefit in dedicating major resources to the detailed investigation of the geotechnical and geohydraulic parameters for catchment-scale landslide susceptibility maps without accounting in detail for the spatial variation of those parameters. Various studies emphasize the major challenges in capturing the spatial variability of the key parameters such as c' and ϕ' (Mergili et al. 2015), K_s (Mesquita et al. 2002, 2007; Mesquita and

Moraes 2004) or soil depth (McBratney et al. 2003; Frohn and Müller 2015). More precisely, at this time, there are no means to appropriately regionalize the key input parameters of slope stability models. We have demonstrated that ad-hoc assumptions of parameter variations (soil depth) may result in a decreased model performance or, in combination with inappropriate reference data (an inventory including transit and deposition areas), may pretend an improved model performance. Notwithstanding any possible future progress in this field, we highlight two strategies to deal with the challenges identified:

1. Accepting the limitations described and interpreting the outcomes of physically based landslide susceptibility models in a relative way. The SFSI as suggested in the present work is one possibility to do so; other ways were introduced earlier with SHALSTAB (Montgomery and Dietrich 1994) or SINMAP (Pack

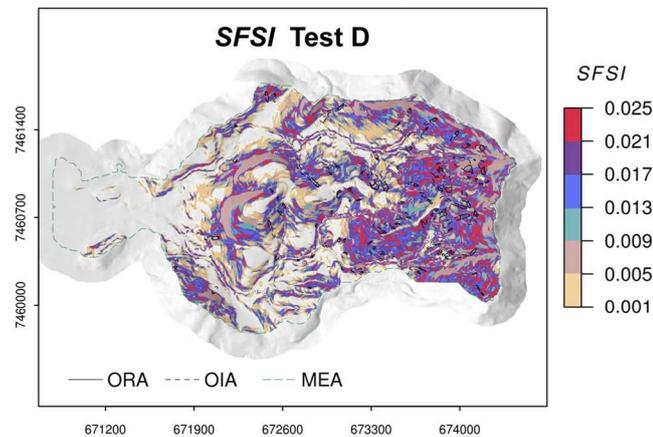


Fig. 9 SFSI map resulting from test D. MEA model evaluation area

et al. 1998). In principle, all slope stability software tools can be used to derive relative indices from multiple results.

- Using probabilistic approaches to deal with the spatial parameter variation, i.e. resulting in the identification of the possible size of weak regions (Fan et al. 2016). Fibre bundle models may then be used to simulate the associated patterns of slope failures (Cohen et al. 2009). However, this method also relies on various assumptions of spatial parameter variability.

One may argue that also statistical models—employing a black box in terms of relating predictor layers to a landslide inventory—would do the job of producing relative landslide susceptibility maps. In fact, those approaches may be considered a more honest strategy, compared to physically based calculations with uncertain or even unknown geotechnical and geohydraulic parameters. We have shown that even a simplistic statistical model—employing the local slope as the only predictor layer—performs comparable to the more complex physically based models used. This finding reflects the dominant effect of the slope also in the physically based models, as long as the majority of the other key parameters is assumed constant in space. It reminds of the statement of Box (1976) that it would be simple and evocative models pushing science forward rather than over-elaborated, over-parameterized ones. However, it is clear that statistical models would hardly do the work for dynamic analyses such as—with the data usually available—predicting the slope stability response to a particular rainfall event.

Conclusions

We have tested the sensitivity of catchment-scale slope stability model results to variations in the geotechnical and geohydraulic parameters. In contrast to many previous studies, we have focused on parameter spaces instead of combinations of parameter values. The results produced with broad parameter sub-spaces show comparable levels of performance in terms of AUROC to those produced with narrow sub-spaces, even though the results vary considerably in terms of *FoC*. In general, the *SFSI* maps are classified as very conservative ($FoC > 1$). It seems obsolete to optimize the parameters tested by means of statistical procedures.

Considering the uncertainty inherent in all geotechnical and geohydraulic data, and the impossibility to capture the spatial distribution of the parameters by means of laboratory tests in sufficient detail, we conclude that landslide susceptibility maps yielded by catchment-scale physically based models should not be interpreted in absolute terms. We suggest that efforts to develop better strategies for dealing with the uncertainties in the spatial variation of the key parameters should be given priority in future slope stability modelling efforts. Even though we consider it likely that many of our results are valid for most types of landslides or geological settings, more tests including a broad spectrum of situations would be necessary to confirm all statements.

Acknowledgements

We are grateful to Prof. Renato Guimarães for kindly providing the DEM and the landslide inventory. Further, we thank National Department of Transportation Infrastructure (DNIT, Brazil) for enabling this work and Capes (Coordination of Higher Education Training, Brazil) for their generous support.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits

unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

- Baum RL, Savage WZ, Godt JW (2008) TRIGRS—a Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, Version 2.0. USGS Open File Report 2008–1159. <https://pubs.usgs.gov/of/2008/1159/downloads/pdf/OF08-1159.pdf>. Accessed 07 December 2015
- Box GE (1976) Science and statistics. *J Am Stat Assoc* 71:791–799. doi:10.2307/2286841
- Burton A, Bathurst JC (1998) Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environ Geol* 35(2):89–99. doi:10.1007/s002540050296
- Carlsaw HS, Jaeger JC (1959) Conduction of heat in solids. Oxford University Press, New York
- Coelho Netto AL (2005) Interface florestal-urbana e os desastres naturais relacionados à água no maciço da Tijuca: desafios ao planejamento urbano numa perspectiva sócio-ambiental. *Revista do Departamento de Geografia* 16:46–60. doi:10.7154/RDG.2005.0016.0005
- Cohen D, Lehmann P, Or D (2009) Fiber bundle model for multiscale modeling of hydromechanical triggering of shallow landslides. *Water Resour Res* 45:W10436. doi:10.1029/2009WR007889
- Conti A (2012) Desenvolvimento de um modelo matemático transiente para previsão de escorregamentos planares em encostas. Dissertation, PUC-Rio
- Duan Q, Sorooshian S, Gupta V (1992) Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour Res* 28:1015–1031. doi:10.1029/91WR02985
- Duncan JM, Wright SG (2005) Soil strength and slope stability. Wiley, USA
- Eberhart RC, Kennedy J (1995) A new optimizer using particle swarm theory. In Proceedings of the Sixth International Symposium on Micro Machine and Human Science 1:39–43. doi:10.1109/MHS.1995.494215
- El-Ramly H, Morgenstern NR, Cruden DM (2005) Probabilistic assessment of stability of a cut slope in residual soil. *Géotechnique* 55:77–84. doi:10.1680/geot.2005.55.1.77
- Fan L, Lehmann P, Or D (2016) Effects of soil spatial variability at the hillslope and catchment scales on characteristics of rainfall-induced landslides. *Water Resources Research* 52(3):1781–1799
- Fernandes NF, Guimarães RF, Gomes RAT, Vieira BC, Montgomery DR, Greenberg H (2001) Condicionantes Geomorfológicas dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Suscetíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 2(1):51–71. doi:10.20502/rbg.v2i1.8
- Fischer JT (2013) A novel approach to evaluate and compare computational snow avalanche simulation. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 13(6):1655–1667. doi:10.5194/nhess-13-1655-2013
- Formetta G, Capparelli G, Versace P (2015) Evaluating performances of simplified physically based models for landslide susceptibility. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 12:13217–13256. doi:10.5194/hessd-12-13217-2015
- Frohn D, Müller J (2015) Spatial distribution of clay minerals and soil depth in the Collazzone area, Umbria, central Italy. Master thesis, University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU), Vienna
- Galindo MSV (2013) Desenvolvimento de uma Metodologia para Determinação da Viscosidade de Solos. Dissertation, PUC-Rio. doi:10.17771/PUCRio.acad.22977
- Galindo MSV, De Campos TMP (2014) Desenvolvimento de uma Metodologia para Determinação da Viscosidade de Solos. XVII Congresso de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, Goiânia - GO - Brasil
- Godt JW, Baum RL, Savage WZ, Salciarini D, Schulz WH, Harp EL (2008) Transient deterministic shallow landslide modeling: requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Eng Geol* 102:214–226. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.019
- GRASS Development Team (2016) Geographic resources analysis support system (GRASS) software. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://grass.osgeo.org>. Accessed 11/05/2016
- Griffiths DW, Fenton GA (2004) Probabilistic slope stability analysis by finite elements. *J Geotech Geoenviron* 130(5):507–518. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(2004)130:5(507)
- Griffiths DV, Huang J, Dewolfe GF (2011) Numerical and analytical observations on long and infinite slopes. *Int J Numer Anal Methods Geomech* 35(5):569–585. doi:10.1002/nag.909
- Guimarães RF (2000) A modelagem matemática na avaliação de áreas de risco a deslizamentos: o exemplo das bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ). PhD Thesis, Federal University of Rio de Janeiro

- Guimarães RF, Montgomery DR, Greeberg HM, Fernandes NF, Gomes RAT, Carvalho Júnior OA (2003) Parametrization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Eng Geol* 69:99–108. doi:10.1016/S0013-7952(02)00263-6
- Guimarães RF, Gomes RAT, Carvalho Júnior OA, Martins ES, Oliveira SN, Fernandes NF (2009) Análise temporal das áreas suscetíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos. *Revista Brasileira de Geociências* 39(1):190–198. <http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/article/view/1451>. Accessed: 30/11/2015
- Guzzetti F (2006) Landslide hazard and risk assessment. PhD Thesis, University of Bonn
- Guzzetti F, Carrara A, Cardinali M, Reichenbach P (1999) Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31:181–216. doi:10.1016/S0169-555X(99)00078-1
- Hay LE, Leavesley GH, Clark MP, Markstrom SL, Viger RJ, Umemoto M (2006) Step wise, multiple objective calibration of a hydrologic model for a snowmelt dominated basin. *J Am Water Resour Assoc*:877–890. doi:10.1111/j.1752-1688.2006.tb04501.x
- Hovland HJ (1977) Three-dimensional slope stability analysis method. *J Geotech Eng Div* 103(9):971–986
- Hurtado Espinoza LO (2010) Avaliação do Potencial de Liquefação de Solos Coluvionares do Rio de Janeiro. Dissertation, PUC-Rio. doi: 10.17771/PUCRio.acad.17520
- Iverson RM (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resour Res* 36(7):897–910. doi:10.1029/2000WR900090
- Jia N, Mitani Y, Xie M, Djmaluddin I (2012) Shallow landslide hazard assessment using a three-dimensional deterministic model in a mountainous area. *Comput Geotech* 45:1–10. doi:10.1016/j.compgeo.2012.04.007
- McBratney AB, Mendonça Santos ML, Minasny B (2003) On digital soil mapping. *Geoderma* 117:3–52. doi:10.1016/S0016-7061(03)00223-4
- Mergili M, Chu H-J (2015) Integrated statistical modelling of spatial landslide probability. *Nat Hazards Earth Syst Sci Discuss* 3:5677–5715. doi:10.5194/nhessd-3-5677-2015
- Mergili M, Fellin W, Moreiras SM, Stötter J (2012) Simulation of debris flow in the Central Andes based on open source GIS: possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Nat Hazards* 61:1051–1081. doi:10.1007/s11069-011-9965-7
- Mergili M, Marchesini I, Alvioli M, Metz M, Schneider-Muntau B, Rossi M, Guzzetti F (2014a) A strategy for GIS-based 3-D slope stability modelling over large areas. *Geosci Model Dev* 7:2969–2982. doi:10.5194/gmd-7-2969-2014
- Mergili M, Marchesini I, Rossi M, Guzzetti F, Fellin W (2014b) Spatially distributed three-dimensional slope stability modelling in a raster GIS. *Geomorphology* 206:178–195. doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.008
- Mergili M, Marchesini I, Rossi M, Alvioli M, Schneider-Muntau B, Cardinali M, Ardizzone F, Fiorucci F, Valigi D, Santangelo M, Bucci F, Guzzetti F (2015) Considering parameter uncertainty in a GIS-based sliding surface model for large areas. In Schweckendiek T, van Tol AF, Pereboom D, van Staveren MT, Cools PMCBM (eds) *Geotechnical Safety and Risk V (Proceedings of the 5th International Symposium for Geotechnical Safety and Risk (ISGSR2015), Rotterdam, 13–16 October 2015): 952–957*. IOS Press. doi: 10.3233/978-1-61499-580-7-952
- Mesquita MGBF, Moraes SOA (2004) Dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural* 34(3):963–969. doi:10.1590/S0103-84782004000300052
- Mesquita MGBF, Moraes SO, Corrente JE (2002) More adequate probability distributions to represent the saturated soil hydraulic conductivity. *Sci Agric* 59(4):789–793. doi:10.1590/S0103-90162002000400025
- Mesquita MGBF, Moraes SO, Peruchi F, Tereza MC (2007) Alternativa para caracterização da condutividade hidráulica saturada do solo utilizando probabilidade de ocorrência. *Ciência Agrotécnica* 31(6):1605–1609. doi:10.1590/S1413-70542007000600001
- Milledge DG, Griffiths DV, Lane SN, Warburton J (2012) Limits on the validity of infinite length assumptions for modelling shallow landslides. *Earth Surface Process and Landforms* 37:1158–1166. doi:10.1002/esp.3235
- Miqueletto M, Vargas Jr. EA (2009) Avaliação tridimensional da estabilidade de encostas em escala de bacia de drenagem através do método de talude infinito incorporando o efeito do fluxo saturado-não saturado. *Anais da 5ª Conferência de Estabilidade de Encosta, São Paulo, SP, Brasil*
- Montgomery DR, Dietrich WE (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resour Res* 30:1153–1171. doi:10.1029/93WR02979
- Moore ID, Grayson RB, Ladson AR (1991) Digital terrain modeling—a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrol Process* 5:3–30. doi:10.1002/hyp.3360050103
- Munthar AS, Liao H-J (2010) Rainfall infiltration: infinite slope model for landslides triggering by rainstorm. *Nat Hazards* 54:967–984. doi:10.1007/s11069-010-9518-5
- Neteler M, Mitasova H (2008) *Open source GIS: a GRASS GIS approach*. Springer, New York. doi:10.1007/978-0-387-68574-8
- Pack RT, Tarboton DG, Goodwin CN (1998) The SINMAP approach to terrain stability mapping. 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, BC. doi: 10.1.1.41.5799
- Park DW, Nikhil NV, Lee SR (2013) Landslide and debris flow susceptibility zonation using TRIGRS for the 2011 Seoul landslide event. *Natural Hazards Earth System Sciences* 13:2833–2849. doi:10.5194/nhess-13-2833-2013
- Petrovic I (2008) Probabilistic stability analysis of sanitary landfill Jakusevec. Proceedings of the 1st Middle European Conference on Landfill Technology, Budapest, Hungary
- R Core Team (2016) R: a language and environment for statistical computing, R foundation for statistical computing. <https://cran.r-project.org/doc/manuals/r-release/fullrefman.pdf>. Accessed: 11/05/2016
- Saltelli A, Annoni P (2010) How to avoid a perfunctory sensitivity analysis. *Environmental Modelling and Software* 25:1508–1517. doi:10.1016/j.envsoft.2010.04.012
- Saxton KE, Rawls WJ (2006) Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of American Journal* 70:1569–1578. doi:10.2136/sssaj2005.0117
- Tobutt DC (1982) Monte Carlo simulation methods for slope stability. *Comput Geosci* 8(2):199–208. doi:10.1016/0098-3004(82)90021-8
- Van Westen CJ (2000) The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys Geophysics* 21:241–255. doi:10.1023/A:1006794127521
- Van Westen CJ, Terlien MTJ (1996) An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS: a case study from Manizales (Colombia). *Earth Surface Processes Landforms* 21:853–868. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199609)21:9<853::AID-ESP676>3.0.CO;2-C
- VanWesten CJ, Van Asch TWJ, Soeters R (2006) Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? *Bull Eng Geol Environ* 65:167–184. doi:10.1007/s10064-005-0023-0
- Vrugt JA, ter Braak CJF, Clark MP, Hyman JM, Robinson BA (2008) Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resour Res* 44:W00809. doi:10.1029/2007WR006720, 2
- Wang Y, Cao Z, Au SK (2010) Practical reliability analysis of slope stability by advanced Monte Carlo simulations in spreadsheet. *Can Geotech J* 48(1):162–172. doi:10.1139/T10-044
- Wilkinson PL, Anderson MG, Lloyd DM (2002) An integrated hydrological model for slope stability. *Earth Surface Processes Landform* 27:1267–1283. doi:10.1002/esp.409
- Xie M, Esaki T, Zhou G, Mitani Y (2003) Three-dimensional stability evaluation of landslides and a sliding process simulation using a new geographic information systems component. *Environ Geol* 43:503–512. doi:10.1007/s00254-002-0655-3
- Xie M, Esaki T, Cai M (2004a) A time-space based approach for mapping rainfall induced shallow landslide hazard. *Environ Geol* 46:840–850. doi:10.1007/s00254-004-1069-1
- Xie M, Esaki T, Cai M (2004b) A GIS-based method for locating the critical 3D slip surface in a slope. *Comput Geotech* 31:267–277. doi:10.1016/j.compgeo.2004.03.003
- Xie M, Esaki T, Qiu C, Wang C (2006) Geographical information system-based computational implementation and application of spatial three-dimensional slope stability analysis. *Comput Geotech* 33:260–274. doi:10.1016/j.compgeo.2006.07.003

C. de Lima Neves Seefelder

National Department of Transportation Infrastructure (DNIT),
Setor de Autarquias Norte, Quadra 03 Lote A, Ed. Núcleo dos Transportes, Brasília – DF, 70.040-902, Brazil

C. de Lima Neves Seefelder · S. Koide

Department of Civil Engineering,
University of Brasília,
Anexo SG-12 – Térreo, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília – DF, 70.910-900, Brazil

C. de Lima Neves Seefelder · M. Mergili

Geomorphological Systems and Risk Research, Department of Geography and Regional Research,
University of Vienna,
Universitätsstraße 7, 1190, Vienna, Austria

M. Mergili (✉)

Institute of Applied Geology,
University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU),
Peter-Jordan-Straße 70, 1190, Vienna, Austria
e-mail: martin.mergili@univie.ac.at

ANEXO B - MÓDULOS DISPONÍVEIS NO R.SLOPE.STABILITY

Módulo	Descrição
-a	Habilitar esse módulo permite que arquivos diferentes dos resultados de Fator de Segurança e Probabilidade de Falha sejam produzidos. Não pode ser usado no módulos -i. Não é recomendado para os módulos -c e -p.
-c	Esse módulo permite a divisão da área de estudo em classes de solo diferentes. Cada classe pode conter um número diferente de camadas com valores distintos de parâmetros do solo e profundidade.
-d	Habilita a edição de um documento com informações sobre os parâmetros geotécnicos e o fator de segurança associado a cada elipsoide.
-i	Realiza a análise da área pelo método da encosta infinita. As classes e camadas de solo são tratadas da mesma forma como são no módulo -c.
-l	Esse módulo define o camadas geológicas usando rasters com informação sobre a profundidade da camada. Os raster de camadas devem possuir o mesmo prefixo. Esse módulo não pode ser usado em conjunto com os módulos -i e -c. Caso o usuário opte por esse módulo, será exigido que ele apresente um raster com valores de declividade na direção x e outro para direção y, além de especificar a classe do solo em cada camada e o número máximo de camadas por relevante para um elipsoide (o valor padrão é 4 vezes o número de camadas da célula raster em análise).
-m	Opção disponibilizada para processamento multi-core. Isso significa que a análise da área de estudo pode ser feita de forma paralela, dividindo-se a área na direção vertical e horizontal que serão calculadas de forma paralela. Essa opção permite o ganho de tempo computacional de calculo. optando-se por essa alternativa, o usuário deve definir um comprimento de overlap que deve ser no mínimo igual ao maior comprimento do elipsoide definido.
-p	Realiza o cálculo da probabilidade de falha usando funções de distribuição de probabilidade.
-s	Melhora o desempenho do modelo pelo usa da biblioteca segment do GRASS-GIS
-t	Permite a análise de estabilidade não só nos limites dos elipsoides, mas também na mudança das camada de solo.
-v	Esse módulo é usado para validação e visualização dos resultados. Para isso é necessário que o usuário indique os limites norte, sul, oeste e leste do mapa, além de fornecer como entrada o inventário de deslizamento.
-z	Melhora do desempenho computacional do módulo -m.

ANEXO C - DADOS DE ENTRADA SOLICITADOS PELOS MÓDULOS DISPONÍVEIS NO r.slope.stability

Parâmetros	Módulos	Descrição
Resolução do grid	-c, -i, -l	Tamanho das células da grade.
Número de elipsoides		Número de elipsoides testado pelo modelo para cálculo da probabilidade de ruptura da área em análise.
Número de camadas	-c, -i	Indica o número de camadas por classe de solo.
Profundidade das camadas	-c, -i	Essa variável indica a profundidade das camadas definidas no item acima. Pode ser informada por arquivos raster ou por valores numéricos considerados constantes em toda classe.
Status da profundidade das camadas	-c ou -i + -p	Essa opção habilita a análise probabilística não apenas em elipsoides inteiros mas também por elipsoides truncados.
Parâmetros geotécnicos	-c, -i, -l, -p	Os parâmetros geotécnicos usados são: peso específico do solo, coesão efetiva, ângulo de atrito e teor de umidade. Cada classe e camada de solo possui um conjunto diferente de parâmetros. Caso o usuário utilize o módulo -p será necessário ainda fornecer valores de desvio padrão, mínimo e máximo da coesão e do ângulo de atrito.
Número de segmentos		Número de segmentos para armazenar dados na memória. Caso não especificado, o valor default é
Número de Cores	-m	Número de cores disponibilizados para o processamento.