

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Pesquisas Hidráulicas
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental

Gean Paulo Michel

**ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO SOLO E SEU EFEITO NA MODELAGEM
DE ESCORREGAMENTOS**

Porto Alegre
Novembro de 2015

Gean Paulo Michel

**ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO SOLO E SEU EFEITO NA MODELAGEM
DE ESCORREGAMENTOS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Masato Kobiyama

Porto Alegre

Novembro de 2015

Michel, Gean Paulo

ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO SOLO E SEU EFEITO
NA MODELAGEM DE ESCORREGAMENTOS / Gean Paulo Michel.

-- 2015.

164 f.

Orientador: Masato Kobiyama.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em
Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS,
2015.

1. Profundidade do Solo. 2. Escorregamento. 3. Mapeamento.
4. MEMPS. 5. TRIGRS. I. Kobiyama, Masato, orient. II. Título.

Gean Paulo Michel

**ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO SOLO E SEU EFEITO NA MODELAGEM
DE ESCORREGAMENTOS**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a Ana Luiza Coelho Netto – UFRJ

Prof. Dr. Roberto Verdum – UFRGS

Prof. Dr. José Antônio Saldanha Louzada – UFRGS

Porto Alegre

Novembro de 2015

Dedico este trabalho à minha mãe, Rosane (in memoriam), e ao meu pai, Paulo, pessoas que nunca mediram esforços para proporcionar todas as condições necessárias para a minha prosperidade e dos meus irmãos, mesmo que para isso tivessem que abrir mão de seu próprio bem-estar...

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a Deus. De uma maneira muito franca. Pois sempre fui ouvido durante esta caminhada.

Agradeço à minha família. Minha mãe, Rosane, que, embora tenha partido, se fez presente em cada momento, não só em memória, mas também me abençoando e me conduzindo pelo caminho. Meu pai, Paulo, certamente o melhor amigo que uma pessoa pode desejar, com palavras de força e incentivo e um semblante de sabedoria e serenidade que a vida lhe conferiu. Espero, um dia, ser uma parcela do homem que você é. Meus irmãos, aqueles que me servem de exemplo e para os quais também tento ser um. Minha irmã mais velha, Patricia, talentosíssima engenheira civil e mãe de família. Antes de ser mãe das suas duas lindas filhas, Carol e Nina, foi mãe de seus irmãos mais novos quando nossa mãe se foi. Meu irmão, Rossano, admiravelmente maduro, que me apoiou e aconselhou, além de ser uma grande fonte de motivação e uma pessoa na qual deposito grandes expectativas. Meus irmãos Júlia, Pedro e Joaquim, os quais, embora não tenhamos muito contato, sempre se fazem presente nos pensamentos e orações.

Agradeço à minha namorada, Pâmela, aquela que apoiou cada passo da jornada, com todo o amor e carinho do mundo. Aceitou a condição de distância e mesmo assim se fez presente em todos os momentos.

Agradeço ao meu eterno professor e orientador, além de grande amigo, Masato Kobiyama, por seus ensinamentos, apoio e dedicação. Agradeço a ele por iluminar nossas mentes, por despertar em nós o amor pela ciência, por suscitar uma curiosidade indispensável para um pesquisador, além de semear entre nós virtudes como honra, moral e honestidade.

Agradeço ao meu “co-orientador de coração”, conselheiro e amigo, Roberto Fabris Goerl, pelo apoio, pelas sábias palavras, sempre baseadas em uma grande espiritualidade, e pelas conversas que sempre tivemos em momentos decisivos.

Agradeço também aos demais professores do IPH, pelos ensinamentos e apoio no desenvolvimento das atividades. Especialmente ao Professor Alfonso Risso, que abandonou sua casa em diversas oportunidades para nos apoiar em tarefas de campo.

Agradeço aos meus amigos e colegas do laboratório e do IPH, por todo apoio nas tarefas de campo e laboratório, pelas discussões e conhecimentos trocados, além dos vários

momentos de descontração. Agradeço a eles por tolerar minha eventual falta de paciência. Um agradecimento especial aos hidrotécnicos Fernando e Felipe que nos apoiaram em tarefas de campo simplesmente pela vontade de ajudar e de adquirir novos conhecimentos.

Agradeço à Família Boeni, em especial à Jaqueline Boeni, por nos receber e abrigar durante as atividades de campo, por tamanha hospitalidade em sua casa e pelas histórias e momentos de descontração. Lamentamos muito a perda de alguns familiares da Família Boeni e esperamos que este trabalho possa apoiar estudos e ações que tenham como objetivo a redução de desastres relacionados a movimentos de massa, e assim, evitar que outras pessoas sofram com este mesmo problema.

Agradeço à equipe do CPRM, que foi indispensável para a realização do trabalho. Agradeço a Química Magda Cristina Ferreira Pinto por apoiar a execução de análises granulométricas. Agradeço a Geóloga Sandra Fernandes da Silva por ter disponibilizado a base cartográfica utilizada no presente estudo.

Por fim, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq por concessão de bolsa durante toda minha formação acadêmica.

*“Ore como se tudo dependesse de Deus,
Trabalhe como se tudo dependesse de você...”*

(Martinho Lutero)

RESUMO

Diversos fenômenos hidrogeomorfológicos, tais como os escorregamentos, fluxos de detritos e inundações, dependem diretamente da distribuição espacial da profundidade do solo. Justamente por isso, a profundidade do solo é uma variável de extrema importância em inúmeros estudos ambientais, tais como a modelagem hidrológica, geomorfológica ou de estabilidade de encostas. Entretanto, atualmente, as metodologias para definir a distribuição espacial deste parâmetro nas encostas são escassas. As metodologias existentes para estimativa da profundidade do solo podem ser divididas em: (i) métodos de campo e (ii) matemáticos. Os métodos de campo são capazes de realizar esta tarefa de maneira pontual ou em áreas de reduzidas dimensões, além de demandarem grande tempo e esforço. Os métodos matemáticos têm a capacidade de definir uma distribuição espacial para a profundidade do solo sobre grandes áreas, porém, na maioria das vezes, as metodologias são aplicáveis apenas para casos específicos. Assim, o presente trabalho tem por objetivo propor uma nova metodologia, através de modelagem fisicamente embasada, para estimativa da máxima profundidade do solo das encostas, com a finalidade de aperfeiçoar a modelagem de escorregamentos. Para isso, foi utilizada uma abordagem baseada em um modelo de estabilidade de encosta infinita, combinado a um modelo hidrológico de estado uniforme. Através desta metodologia foi possível estabelecer a distribuição da profundidade máxima do solo das encostas da bacia do arroio Jaguar, em Alto Feliz-RS, considerando os padrões de distribuição da umidade do solo relacionados àquelas estações chuvosas que não foram capazes de deflagrar escorregamentos. O modelo construído foi chamado de Modelo de Estimativa da Máxima Profundidade do Solo (MEMPS). Dados de campo foram coletados para aplicação e verificação do desempenho do modelo proposto. O mapa de profundidade do solo das encostas elaborado com o MEMPS foi utilizado no modelo de escorregamentos (TRIGRS), juntamente com outros mapas de profundidade do solo elaborados com diferentes metodologias. Através da comparação do resultado da modelagem foi verificada a influência da adoção de diferentes padrões de distribuição espacial da profundidade do solo na modelagem de escorregamentos. Cicatrizes de escorregamento foram utilizadas para esta verificação através do cálculo de dois índices tradicionalmente utilizados na avaliação do desempenho de modelos de estabilidade de encostas e mais dois novos índices temporais propostos pelo presente trabalho. Os resultados mostraram que a utilização da distribuição da profundidade do solo calculada a partir do MEMPS na modelagem de escorregamentos gera informações de estabilidade de encostas mais realistas, tanto em termos espaciais quanto temporais.

PALAVRAS-CHAVE: MEMPS, profundidade do solo; escorregamento; município de Alto Feliz.

ESTIMATIVE OF SOIL DEPTH AND ITS EFFECT ON LANDSLIDE MODELLING

ABSTRACT

Many hydrogeomorphologic phenomena, such as landslides, debris flows and floods, are strongly dependent on the soil depth distribution. Therefore, the soil depth is an important variable in innumerable environmental studies, such as hydrological, geomorphological and slope stability modelling. However, nowadays there is a scarcity in the methodologies to define the spatial distribution of this parameter on the slopes. The existing methodologies to define soil depth can be divided in (i) field methods and (ii) mathematical methods. The field methods are able to determine soil depth only locally or over a reduced extension area, and, furthermore, it demands so much time and effort that is not very easy to execute these methods. Though the mathematical methods are capable to determine soil depth distribution over large areas, they are usually applicable only to specific cases. Thus, the present work aimed to propose a new methodology to define the spatial distribution of the maximum soil depth on the slopes, with physically based modelling which is used on landslides analysis. Thereunto, it was utilized an approach based on an infinite slope stability theory combined with a steady state hydrological theory. Thus, it was possible to define the maximum soil depth distribution of the Jaguar creek basin's slopes, Alto Feliz/RS/Brazil. The methodology took into account the wetness of the soil related to a intense rainy season which was not capable to trigger landslides. The model proposed by the present work was called *Modelo de Estimativa da Profundidade do Solo* (MEMPS). Field data were collected to apply and verify the model performance. The soil depth map elaborated with MEMPS was used in the landslide model (TRIGRS) together with other soil depth distribution maps elaborated based on other methodologies. The comparison between the results verified the influence of the soil depth distribution on slope stability analysis. Landslide scars were used to this verification through the calculation of two traditional indexes as well as two new temporal indexes proposed by the presentwork. The results showed that the use of the soil depth depth distribution ebalorated with MEMPS in the landslide modelling generated more realistic slope stability maps in terms of both space and time.

KEYWORDS: MEMPS, soil depth; landslides; Alto Feliz municipality

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	20
2. OBJETIVOS	22
2.1. Objetivo geral	22
2.2. Objetivos específicos	22
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
3.1. Ciências do Solo	23
3.2. Nomenclatura associada ao solo	25
3.3. Estimativa da profundidade do solo	29
3.3.1. Métodos de campo	29
3.3.1.1. Métodos de Referência	30
3.3.1.2. Métodos geofísicos	31
3.3.1.3. Métodos sísmicos (reflexão/refração sísmica)	32
3.3.1.3.1. Teoria	32
3.3.1.3.2. Aplicação	35
3.3.1.4. Métodos elétricos	36
3.3.1.4.1. Teoria	36
3.3.1.4.2. Aplicação	38
3.3.1.5. Métodos eletromagnéticos	40
3.3.1.5.1. Teoria	40
3.3.1.5.2. Aplicação	43
3.3.2. Métodos matemáticos	46
3.3.2.1. Modelos estatísticos	46
3.3.2.2. Modelos empíricos	55
3.3.2.3. Modelos baseados em processos	61
3.3.2.3.1. Leis de produção de solo a partir da rocha matriz	63
3.3.2.3.2. Leis de transporte de solo	64
3.3.2.3.3. Limites da profundidade do solo	68
3.4. Reflexão acerca dos métodos de estimativa da profundidade do solo	69
3.5. Efeito da profundidade do solo na estabilidade das encostas e modelagem de escorregamentos	72

4. MATERIAIS E MÉTODOS	73
4.1. Organização do trabalho	73
4.2. Desenvolvimento teórico do modelo de estimativa da máxima profundidade do solo	74
4.2.1. Modelo de estabilidade de encosta infinita	74
4.2.2. Modelo hidrológico de estado uniforme	79
4.2.3. Equacionamento da profundidade crítica	84
4.3. Área de Estudo	86
4.4. Modelagem de escorregamentos	95
4.5. Parâmetros de entrada dos modelos	98
4.5.1. Dados hidrológicos	98
4.5.2. Dados pedológicos	99
4.5.3. Dados geomorfológicos	109
4.5.4. Dados para verificação do desempenho dos modelos	109
5. RESULTADOS e DISCUSSÃO	113
5.1. Parâmetros obtidos	113
5.1.1. Dados hidrológicos	113
5.1.2. Dados pedológicos	116
5.2. Aplicação do MEMPS	119
5.3. Outros cenários de profundidade do solo	122
5.4. Modelagem com TRIGRS	128
5.5. Avaliação dos resultados do TRIGRS	137
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	141
7. REFERÊNCIAS	143

Lista de Figuras

Figura 1 – Camadas, horizontes e diferentes perspectivas acerca do solo. _____	28
Figura 2 – Classificação dos métodos de campo para estimativa da profundidade do solo. _	30
Figura 3 – Métodos de reflexão e refração sísmica. _____	33
Figura 4 – Princípio de funcionamento do método da resistividade elétrica. _____	37
Figura 5 – Sistema GPR e seção interpretada com diferentes feições realçadas. _____	41
Figura 6 – Balanço de massa entre o transporte e a produção de solo que controla a profundidade do solo coluvial. _____	62
Figura 7 – Fluxograma do presente trabalho. _____	73
Figura 8 – Representação dos elementos do MEEI. _____	76
Figura 9 – Representação do modelo hidrológico de estado uniforme. _____	80
Figura 10 – Comportamento de z_c , z_{c1} , e z_{c0} frente as variações na declividade da encosta. _	86
Figura 11 – Localização e altimetria da bacia do arroio Jaguar. _____	87
Figura 12 – Imagens dos movimentos de massa ocorridos em 2000 na bacia do arroio Jaguar. _____	88
Figura 13 – Paisagem da sub-bacia da Sanga Groß no início de 2015. _____	90
Figura 14 – Mapa de declividade da bacia do arroio Jaguar. _____	91
Figura 15 – Mapa de classes de solo da bacia do arroio Jaguar. _____	93
Figura 16 – Litologia da bacia do arroio Jaguar. _____	94
Figura 20 – Unidades geotécnicas e pontos de amostragem na bacia. _____	100
Figura 17 – Esquema ilustrativo do BST. _____	102
Figura 21 – Aplicação do BST em campo. _____	103
Figura 23 - Procedimento de coleta e análise das amostras não deformadas. _____	106
Figura 24 - Pontos de exposição do manto rochoso ou com camada de solo muito fina. __	107
Figura 25 – Tradagem na bacia de estudo. _____	108
Figura 23 – Esquema ilustrativo para definição dos parâmetros envolvidos no cálculo do IA e IE _____	110
Figura 24 – Série de precipitação diária para a estação 02951027. _____	114
Figura 22 - Envoltórias de cisalhamento para os 20 pontos de amostragem. _____	116
Figura 26 – Distribuição da profundidade do solo na bacia do arroio Jaguar elaborada com o MEMPS. _____	121
Figura 27 - Ajuste do modelo Sexp. _____	123

Figura 28 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{alt} ; e b) z_{slo} .	125
Figura 29 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{sil} ; e b) z_{Sexp} .	126
Figura 30 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{c0} ; e b) z_{c1} .	127
Figura 31 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_c para: a) t_0 ; e b) t_1 .	129
Figura 32 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{slo} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	130
Figura 33 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{Sexp} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	131
Figura 34 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{alt} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	132
Figura 35 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{cte} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	133
Figura 36 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{sil} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	134
Figura 37 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{c0} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	135
Figura 38 - Cálculo do <i>FS</i> adotando o cenário z_{c1} para: a) t_0 ; e b) t_1 .	136

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Sumário de modelos scorpan em ordem cronológica. _____	49
Tabela 2 – Dados de entrada dos modelos. _____	98
Tabela 3 – Pluviômetro localizado próximo à área de estudo. _____	99
Tabela 4 – Condições hidrológicas adotadas em cada etapa do trabalho. _____	115
Tabela 5 – Valores dos parâmetros pedológicos medidos e estimados. _____	118
Tabela 6 - Definição dos cenários de distribuição da profundidade do solo. _____	122
Tabela 7 – Avaliação do desempenho do TRIGRS para os diferentes cenários com diferentes índices. _____	138

Lista de Símbolos

A	Área de contribuição por unidade de largura
a	Área de contribuição
A_{dentro}	Área considerada instável dentro da cicatriz de escorregamento
$A_{dentro-a}$	Área considerada instável dentro da cicatriz antes do evento
$A_{dentro-d}$	Área considerada instável dentro da cicatriz depois do evento
A_e	Fator de ajuste para morfologia da escarpa
$A_{estável}$	Área da encosta que não foi afetada pelo escorregamento
A_{fora}	Área considerada instável fora da cicatriz de escorregamento
A_{fora-a}	Área considerada instável fora da cicatriz antes do evento
A_{fora-d}	Área considerada instável fora da cicatriz depois do evento
$A_{instável}$	Área da cicatriz de escorregamento
b	Comprimento de contorno
C	Índice baseado na curvatura da encosta
c	Coesão do solo
C_0	Mínimo valor da capacidade específica
D	Difusividade do solo
d	Profundidade do lençol freático
D_0	Difusividade hidráulica saturada
D_e	Distância a jusante a partir da escarpa
d_{LZ}	Profundidade da camada impermeável
e_b	Elevação altimétrica da interface entre solo e rocha
e_i	Elevação altimétrica
e_{max}	Máximo valor de elevação em uma bacia
e_{min}	Mínimo valor de elevação em uma bacia
FS	Fator de segurança
g	Aceleração gravitacional
h	Altura da coluna d'água dentro da camada de solo
H_e	Altura da escarpa
I	Infiltração em determinada célula
I_{nz}	Taxa de infiltração em determinado intervalo de tempo
ITA	Índice Temporal de Acerto
ITE	Índice Temporal de Erro
I_{ZLT}	Taxa de infiltração inicial
k	Coefficiente de difusão ou advecção
K	Condutividade hidráulica
K_C	Parâmetro de calibração do modelo da Equação (4)
K_s	Condutividade hidráulica saturada
K_Z	Condutividade hidráulica na direção vertical
l	Comprimento da encosta

m	Número de termos na série de solução
n	Número de cicatrizes de escorregamento ou encostas
n_{VG}	Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten
N	Número total de intervalo de tempo
p	Espessura do solo normal a encosta
P	Precipitação
q	Taxa de recarga permanente
q_e	Descarga de sedimento por unidade de largura
Q_e	Quantidade total de água que entra
q_s	Fluxo de sedimento
Q_s	quantidade total da água que sai pela camada saturada
q_{sa}	Fluxo de sedimento por processos advectivos
q_{sd}	Fluxo de sedimento por processos difusivos
R_d	Escoamento superficial para as células de jusante
R_u	Escoamento superficial das células a montante
S	Declividade na direção do fluxo
S_c	Declividade crítica da encosta
t	Tempo
T	Transmissividade do solo
T_c	Espessura do colúvio
u	Poropressão
w	Percentual saturado do solo
z	Profundidade do solo
z_{alt}	Profundidade dada pela Equação (1)
z_{c0}	Profundidade limite com solo seco
z_{c1}	Profundidade limite com solo saturado
z_{cte}	Profundidade do solo constante
z_{max}	Máximo valor de profundidade do solo em uma bacia
z_{min}	Mínimo valor de profundidade do solo em uma bacia
z_{Sexp}	Profundidade dada pelo modelo Sexp
z_{sil}	Profundidade dada pela média entre as Equações (1) e (2)
z_{slo}	Profundidade dada pela Equação (2)
z_t	Profundidade máxima do colúvio no pé da encosta
α_{VG}	Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten
α	Parâmetro de ajuste da equação de Gardner
α_1	Parâmetro de ajuste da Equação (9)
α_2	Parâmetro de ajuste da Equação (15)
β_1	Parâmetro de ajuste da Equação (10)
β_2	Taxa de transporte de sedimento
β_3	Taxa constante de escoamento
γ_1	Parâmetro de ajuste da Equação (10)

γ_2	Parâmetro de ajuste da Equação (15)
γ_3	Coefficiente de ajuste Equação (16)
ε	Razão de escala de comprimento
$\varepsilon(p)$	Taxa de produção do solo na direção normal a inclinação da encosta
ε_0	taxa de produção do solo em profundidade zero
η	Índice de espessura relativa do solo
θ	Declividade da encosta
θ_{max}	Máximo valor de declividade em uma bacia
θ_{min}	Mínimo valor de declividade em uma bacia
θ_n	Umidade do solo
θ_r	Umidade residual
θ_s	Umidade saturada
λ	Índice de limiar de contribuição dos escorregamentos
ρ_r	Massa específica da rocha
ρ_s	Massa específica do solo úmido
ρ_w	Massa específica da água
σ	Tensão normal
τ	Tensão cisalhante no momento da ruptura
ϕ	Ângulo de atrito interno do solo
ψ	Potencial matricial da água do solo
ψ^*	Diferença entre o potencial matricial do solo e no topo da franja capilar
ψ_0	Potencial matricial no topo da franja capilar

Lista de Abreviaturas e Siglas

AD	Análise discriminante
ANOVA	Análise de variância
AR	Árvores de regressão
BST	<i>Borehole shear test</i>
CE	Conhecimento especializado
CI	<i>Cone Index</i>
CK	Co-krigagem
CPM	Ponto médio comum
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DIP	Distância inversa ponderada
DIP	Distância inversa ponderada
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EUA	Estados Unidos da América
FA	Florestas aleatórias
GIST	<i>Geomorphologically indexed soil thickness</i>
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i>
IPH	Instituto de Pesquisas Hidráulicas
KDE	Krigagem com deriva externa
KO	Krigagem ordinária
KR	Krigagem-regressão
LTG	Leis de transporte geomorfológico
MAG	Modelos aditivos generalizados
MDE	Modelo digital de elevação
ME	Médias estatísticas
MEEI	Modelo de Estabilidade de Encosta Infinita
MEMPS	Modelo de Estimativa da Máxima Profundidade do Solo
MEP	Modelagem da evolução da paisagem
MHEU	Modelo Hidrológico de Estado Uniforme
MLG	Modelos lineares generalizados
Rc	Antena receptora
RLM	Regressão linear múltipla
RNA	Redes neurais artificiais
RS	Rio Grande do Sul
SCS	<i>Soil Conservation Service</i>
SF	Sistemas <i>fuzzy</i>
SIG	Sistema de informações geográficas
SoLIM	<i>Soil-land interface model</i>
SSPFe	<i>Soil spatial prediction function with spatially autocorrelated errors</i>
TDR	<i>Time domain reflectometry</i>
Tr	Antena transmissora
TRIGRS	<i>Transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability</i>
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
USDA	Departamento Agrícola dos Estados Unidos

1. INTRODUÇÃO

A profundidade do solo é um parâmetro de extrema importância para inúmeros estudos ambientais, sendo que, em determinadas situações, torna-se imprescindível estimar sua distribuição espacial. A análise de bacias hidrográficas em áreas dominadas por processos geomorfológicos é frequentemente dificultada pela falta de métodos confiáveis para estimativa deste parâmetro. Sua distribuição espacial é controlada por um conjunto de fatores que interagem entre si, gerando alta variabilidade espacial e dificultando sua definição (Tesfa et al., 2009). A medição deste parâmetro é trabalhosa e demorada, mesmo para pequenas bacias (Dietrich et al., 1995). Dessa forma, a profundidade do solo é uma das variáveis físicas menos compreendidas dos sistemas de encostas (Catani et al., 2010).

Nas análises hidrológicas de bacias hidrográficas, a profundidade do solo tem sido apontada como um parâmetro muito relevante (Tesfa et al., 2009). Pelletier e Rasmussen (2009) ressaltaram a teoria de que a espessura do solo exerce um controle de primeira ordem na resposta hidrológica de bacias hidrográficas montanhosas. Portanto, as estimativas quantitativas e os métodos de medição para geração de mapas de espessura do solo de alta resolução espacial são cruciais para uma modelagem hidrológica confiável e precisa (Liu et al., 2013). Além disso, Fu et al. (2011) relataram que a profundidade do solo exerce relevante influência sobre as taxas de erosão relacionadas a eventos chuvosos. Ainda mais, a profundidade do solo também pode ser utilizada para derivar uma série de outros parâmetros necessários para estudos ambientais (Liu et al., 2013), tais como capacidade de armazenamento de água e a transmissividade do solo, muito importantes para processos de modelagem hidrológica. Assim, a profundidade do solo mostra-se um parâmetro de extrema importância no gerenciamento de bacias hidrográficas.

A profundidade do solo é considerada um dos mais importantes fatores também no controle de processos causadores de desastres, tais como escorregamentos de terra, fluxos de detritos e inundações (Wu e Sidle, 1995; Dietrich et al., 1995; Segoni et al., 2012). Assim, para realizar o gerenciamento de tais desastres, comumente são aplicadas medidas estruturais e não estruturais. No caso de aplicação de medidas estruturais, como obras de contenção de encostas ou barragens para fluxos de detritos, a definição da profundidade do solo é de extrema relevância na elaboração do projeto e dimensionamento das estruturas. No caso de medidas não estruturais, tais como o mapeamento das áreas propensas a estes fenômenos, a

profundidade do solo também é de extrema importância, considerando sua dominância sobre os processos hidrogeomorfológicos.

Mais especificamente abordando a influência da profundidade do solo na ocorrência de eventos extremos (movimentos de massa), diversas análises de sensibilidade aplicadas a equações e modelos utilizados para cálculo da estabilidade das encostas demonstraram que a variação da profundidade pode alterar significativamente os resultados encontrados (Hammond et al., 1992; Borga et al., 2002). Michel (2013) demonstrou que o principal fator que afeta o valor final do fator de segurança das encostas é a declividade e, em segundo lugar, a profundidade do solo. Assim, fica claro que a aplicação bem-sucedida da modelagem e o mapeamento adequado de locais propensos a escorregamentos dependem da correta determinação da distribuição espacial da profundidade do solo na bacia.

A deflagração de escorregamentos é diretamente dependente das condições hidrológicas que se estabelecem no solo de uma encosta. Estas condições são regidas pela conectividade hidrológica subsuperficial, que, por sua vez, é extremamente dependente da profundidade do solo (Lanni et al., 2012). Além disso, Lanni et al. (2013) sugerem como extremamente relevante o mapeamento da profundidade do solo, pois, além de gerar informações muito relevantes sobre a topografia do manto rochoso, aumenta a capacidade atual em determinar o momento e as áreas de iniciação de escorregamentos.

Moore et al. (1993) expuseram a necessidade de mapas e levantamentos de solos com resoluções mais adequadas às suas aplicações (em escalas espaciais próximas de 1:5000). Além disso, apontaram as dificuldades em se elaborar mapas nesta escala espacial utilizando as metodologias tradicionais de campo. Os processos de modelagem de movimentos de massa necessitam de informações mais adequadas em relação à profundidade do solo, caso contrário, acabam sendo apenas ferramentas para elaboração de cenários. Assim, a partir de uma revisão criteriosa das diversas metodologias existentes para realizar a distribuição espacial da profundidade do solo, o presente trabalho traz uma proposta metodológica para estimativa da máxima profundidade do solo e estabelece a influência da distribuição espacial deste parâmetro nos processos de modelagem de escorregamentos.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

O objetivo geral do presente trabalho é propor e testar um modelo de estimativa da profundidade máxima do solo, baseado em características hidrológicas, pedológicas e geomorfológicas, que visa aperfeiçoar a modelagem de escorregamentos.

2.2. Objetivos específicos

- Elaborar o estado da arte dos métodos de estimativa da profundidade do solo;
- Propor uma equação para cálculo da profundidade máxima do solo;
- Verificar o desempenho do novo modelo na bacia do arroio Jaguar, município de Alto Feliz-RS;
- Avaliar a influência da adoção do modelo proposto na modelagem de escorregamentos.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O solo e a profundidade alcançada pelo mesmo podem ser estudados através de abordagens completamente diferentes, visto que o entendimento acerca destes conceitos é diferenciado para distintos ramos da ciência. O estudo do solo e de suas propriedades há muito tempo vem sendo realizado por diferentes perspectivas. A definição mais básica que pode ser atribuída ao solo é: um manto fino situado abaixo da superfície terrestre (Simonson, 1968). Segundo EMBRAPA (2006), o solo é um material trifásico, dinâmico, composto por minerais e material orgânico que ocupa maior parte da superfície dos continentes. Este material pode conter matéria viva, inclusive vegetação, e pode ter recebido modificações de origem antrópica. Além disso, apresenta-se em camadas, ou horizontes, que se modificam ao longo do tempo por ação de mecanismos bióticos e abióticos. Diversos ramos da ciência (pedologia, edafologia, geologia, geomorfologia, hidrologia, geotecnia, entre outros) estudam as propriedades, gênese e evolução do solo. Justamente por isso, muitas vezes, existe certa dificuldade em combinar conceitos e teorias oriundos de áreas distintas. Assim, o presente trabalho traz uma breve revisão de alguns conceitos a fim de estabelecer e justificar os conceitos e definições adotados.

3.1. Ciências do Solo

As primeiras teorias que abordaram o tema solo foram propostas pelo químico alemão Justus von Liebig, no século XIX, e modificadas posteriormente por cientistas agrícolas (USDA, 1993). Devido a este fato, os solos raramente eram examinados a uma profundidade abaixo daquela relativa à produção agrícola. Esta tendência influenciou o entendimento do solo para os profissionais da época, que acabaram por desenvolver a teoria de balanço de nutrientes, onde o solo era considerado um volume de reserva de nutrientes para as plantas.

Posteriormente, a visão geológica do solo passou a ser desenvolvida. No entendimento geológico, o solo poderia ser encarado como rocha desintegrada, onde os processos de intemperismo têm grande influência na formatação da morfologia terrestre. Sendo assim, o solo seria o principal produto do intemperismo das rochas e teria suas características definidas, principalmente, pelo material litológico de origem (USDA, 1993). Estudos

posteriores encontraram ainda mais propriedades do solo que demonstravam que outros fatores que influenciavam nas características do solo além do material de origem. Por exemplo, a influência da topografia e da presença de vegetação gerava solos contrastantes em regiões com materiais de origem similares.

A escola de Dokuchaiev, na Rússia no final do século XIX, revolucionou o conceito de solo. Em sua visão, os solos eram concebidos como corpos independentes, cada qual com propriedades únicas resultantes da combinação singular de clima, matéria viva, material de origem, relevo e tempo (Gedroiz, 1927). Assim, o solo refletiria o efeito combinado de fatores de gênese e transformação, responsáveis por sua formação. Este novo conceito requeria que todas as propriedades do solo fossem consideradas coletivamente em termos de um corpo natural completamente integrado e, conseqüentemente, possibilitou o desenvolvimento da pedologia atual.

A abordagem pedológica dos solos também teve grande avanço com os conceitos introduzidos por Jenny (1941). Segundo estes conceitos, que reafirmam a escola russa, o material de origem (p), clima (c) e os organismos vivos (o) são os fatores preponderantes formadores do solo. Visto que os solos modificam-se com o tempo em um processo de evolução, o fator tempo (a) é relevante em sua formação. A topografia (r), que rege o comportamento do fluxo da água nos solos e, conseqüentemente, o transporte de sedimentos, também é importante no processo de formação. Ainda segundo estes conceitos, os fatores mencionados acima são variáveis independentes que definem um sistema de solo, sendo chamados então de fatores condicionantes. Por isso, para determinada combinação de p , c , o , a e r ; existiria apenas um tipo de solo. Assim a seguinte relação foi proposta:

$$S = f(p, c, o, a, r)$$

onde S representa a magnitude de alguma propriedade do solo, tal como pH, teor de argila, porosidade, densidade, etc. Segundo McBratney et al. (2003), esta equação é insolúvel. Entretanto, inúmeros pesquisadores vêm utilizando-a como uma lista qualitativa dos fatores que podem ser importantes para manifestação de um padrão de solo em determinada região. Muitos outros vêm realizando análises quantitativas através de estudos de caso, formalizando inúmeras funções para definição de diversas propriedades do solo através de análises numéricas e estatísticas sofisticadas.

Assim, o entendimento das propriedades dos solos e sua distribuição vêm avançando. Atualmente, duas são as abordagens mais comuns para o solo: pedológica e edafológica. A diferença essencial entre estas duas abordagens é que a primeira trata da gênese, formação, classificação do solo e descrição de suas propriedades, enquanto que a segunda estuda o solo em relação ao crescimento e produção de plantas. Além disso, a pedologia dá menos ênfase à utilização prática imediata do solo que a edafologia. Outras ciências também dedicam-se ao estudo dos solos, mas de maneira indireta (engenharia, geomorfologia, hidrologia, entre outros), diferentemente da pedologia e edafologia.

Segundo Finkl (2008), existem quatro principais percepções técnicas do solo, as quais são: edafológica, geográfica, pedológica e da engenharia. A visão edafológica é aquela que trata o solo como meio natural para o crescimento de plantas terrestres; enquanto que a visão geográfica está mais associada ao estudo da distribuição espacial dos solos. O conceito pedológico traz o estudo dos solos como corpos independentes, cada um com uma configuração distinta resultada do efeito integrado do clima e da matéria. Para a engenharia o solo pode ser interpretado como com o qual e sobre o qual se constroem as estruturas, ou seja, inclui qualquer material situado entre a superfície do terreno e a rocha sã.

Na hidrologia, o solo comumente é tratado como um meio onde ocorre a infiltração e percolação da água e onde se desenvolve boa parte do ciclo hidrológico. Para os hidrólogos, o solo pode atuar como um meio de purificação para a água ou como um volume de reserva para suprimento (Schaetzl e Anderson, 2005).

Do ponto de vista da geomorfologia, o tipo de solo, taxas de desenvolvimento e formas adquiridas dependerão diretamente de processos influenciados pela topografia do terreno. Assim, o solo seria o resultado de uma interação dos processos geomorfológicos e materiais presentes na superfície terrestre ao longo do tempo (Daniels e Hammer, 1992). Assim, a abordagem geomorfológica funde-se com a hidrológica, visto que, embora a estratigrafia e topografia controlem o sistema hidrológico, a hidrologia envolve as forças governantes primárias no processo de formação do solo.

3.2. Nomenclatura associada ao solo

Para um maior esclarecimento dos conceitos mais gerais utilizados para definição de solo, faz-se necessário a breve apresentação de mais alguns termos, tais como regolito,

saprolito e horizontes do solo. Os horizontes do solo podem ser entendidos como camadas de solo formadas por processos pedogenéticos que estão dispostas de maneira aproximadamente paralela à superfície (Shaw, 1927). Partindo do pressuposto da pedologia, onde os agregados do solo geralmente são adaptados para funções específicas, o padrão evolucionário do solo regula quais são as características que determinadas zonas (camadas) irão adquirir ao longo do tempo e, por conseguinte, as separarão das demais. Assim, esta camada (zona) se tornará única e distinta das camadas acima e abaixo, tornando-se um horizonte diferenciável do solo (Schaetzl e Anderson, 2005).

Embora existam inúmeros arranjos diferentes para composição dos solos, os seus horizontes são geralmente divididos em algumas classes: O, A, E, B, C e R. O horizonte O é o horizonte orgânico em vários estágios de decomposição; o horizonte A é um horizonte mineral, situado na superfície ou abaixo do horizonte O e caracterizado pela acumulação de material orgânico humificado misturado com a fração mineral; o horizonte E é um horizonte mineral de coloração clara no qual há grande perda de minerais intemperizáveis, argila, ferro, alumínio, húmus ou alguma combinação, deixando grande concentração de grãos de quartzo ou outro material resistente; o horizonte B é um horizonte mineral subsuperficial dominado por materiais iluviados das camadas superiores, sem estruturas geológicas e/ou com alta fragilidade; o horizonte C é um horizonte mineral que foi fracamente afetado por processos pedogênicos e que mantém estruturas da rocha matriz (se residuais) ou sedimentárias (se transportadas); o horizonte R refere-se à rocha sã, contínua e suficientemente coerente para tornar impraticável a perfuração à mão (Guthrie e Witty, 1982).

Segundo EMBRAPA (2006), o limite superior do solo é a atmosfera; os limites laterais são contatos com corpos d'água, rochas, gelo, materiais detríticos inconsolidados, aterros ou terrenos abaixo de corpos hídricos permanentes; e o limite inferior é de difícil definição. Existe uma mudança gradual, ao longo da profundidade, a partir do solo para a rocha sã, ou ainda para sedimentos que não apresentam sinal de influência de atividade biológica. Portanto, o material abaixo da camada onde inicia-se o predomínio das características da rocha matriz, neste caso, não é considerado solo. Desta maneira, fica claro que, segundo a definição de EMBRAPA (2006), o solo tem uma íntima ligação com atividade biológica, sendo que, os materiais localizados em zonas onde não há efetivamente tal atividade, não são considerados solo.

O termo saprolito é utilizado para designar a rocha intemperizada na qual a estrutura da rocha matriz, originalmente expressa pelo arranjo dos constituintes minerais primários da rocha (e.g., cristais e grãos), é mantida (Becker, 1895). Sob uma óptica de horizontes do solo,

o saprolito é equivalente ao horizonte C. Dentro de uma visão geomorfológica da paisagem, também é feita uma diferenciação entre solo, onde já não existem as características estruturais da rocha matriz, rocha intemperizada e rocha sã subjacentes (Dietrich et al., 2003). O saprolito, embora intemperizado, ainda não teve suas partículas movidas fisicamente, e isso afeta drasticamente os processos de transporte de massa ao longo das encostas. Isso também gera uma distinção entre processos de intemperismo e produção de solo, sendo que o intemperismo altera o estado do material, mas não necessariamente causa sua ruptura, o que seria necessário para disponibilizá-lo para o transporte.

O termo regolito foi proposto por Merrill (1897) na intenção de referir-se a massa não consolidada de espessura variável que cobre as rochas. Nesta definição, o regolito é composto pelo material oriundo do intemperismo de rochas *in situ* ou de material fragmentado e decomposto transportado pelo vento, água ou gelo desde outras fontes. Eggleton (2001) refere-se ao regolito como a totalidade da cobertura não consolidada ou secundariamente recimentada que se sobrepõe a um manto rochoso mais coerente. Acrescenta ainda que a cobertura pode ter sido formada por intemperismo, erosão, transporte e/ou deposição de materiais mais antigos. Assim, o regolito incluiria o embasamento rochoso fraturado ou intemperizado, saprolitos, solos, acumulações orgânicas, material vulcânico, depósitos glaciais, colúvios, alúvios, sedimentos evaporíticos, depósitos eólicos e águas subterrâneas. Uma outra definição mais simples, ainda proposta por Eggleton (2001), é: “tudo que está situado entre a rocha sã e a atmosfera”.

De acordo com Hunt (1967), os geólogos usam o termo “solo” para referir-se a uma camada superficial alterada pelo intemperismo. Isto mostra que, para os geólogos, o solo equivale a todo ou a parte do regolito. O conceito utilizado pelos engenheiros é similar ao conceito utilizado pelos geólogos (Hough, 1957). Engenheiros referem-se ao termo “solo” como o material que pode ser removido em escavações, usado como preenchimento ou como fundação para as estruturas. Portanto, em um contexto de engenharia, o solo equivale ao regolito, abrangendo todo o material não consolidado, mesmo se este estiver a profundidades elevadas (Simonson, 1968).

É importante frisar que mesmo dentro de uma mesma área de conhecimento existem divergências entre autores nas definições acerca do solo e seus limites. Assim, o presente trabalho trouxe as definições que foram julgadas mais pertinentes ao desenvolvimento do mesmo. Além disso, é possível que a teoria mais mutuamente aceita entre os ramos da ciência aqui citados seja aquela onde o solo corresponde ao regolito. Neste caso, o que caracterizaria as diferentes abordagens comentadas seria a zona de interesse de cada uma delas. Assim,

embora o solo tenha uma amplitude igual à do regolito, a zona de interesse pode estar limitada somente às camadas superficiais, por exemplo.

A Figura 1 exprime as denominações utilizadas para as diferentes camadas do solo e mostra a perspectiva de diferentes ramos da ciência acerca do que consideram sendo solo. O presente trabalho traz como definição para o solo e seus limites uma abordagem similar àquela utilizada pela geomorfologia e hidrologia. Assim, o solo é definido como o material inconsolidado na superfície terrestre, com ausência de características estruturais da rocha matriz, por onde os processos de percolação e transporte hídrico atuam mais fortemente.

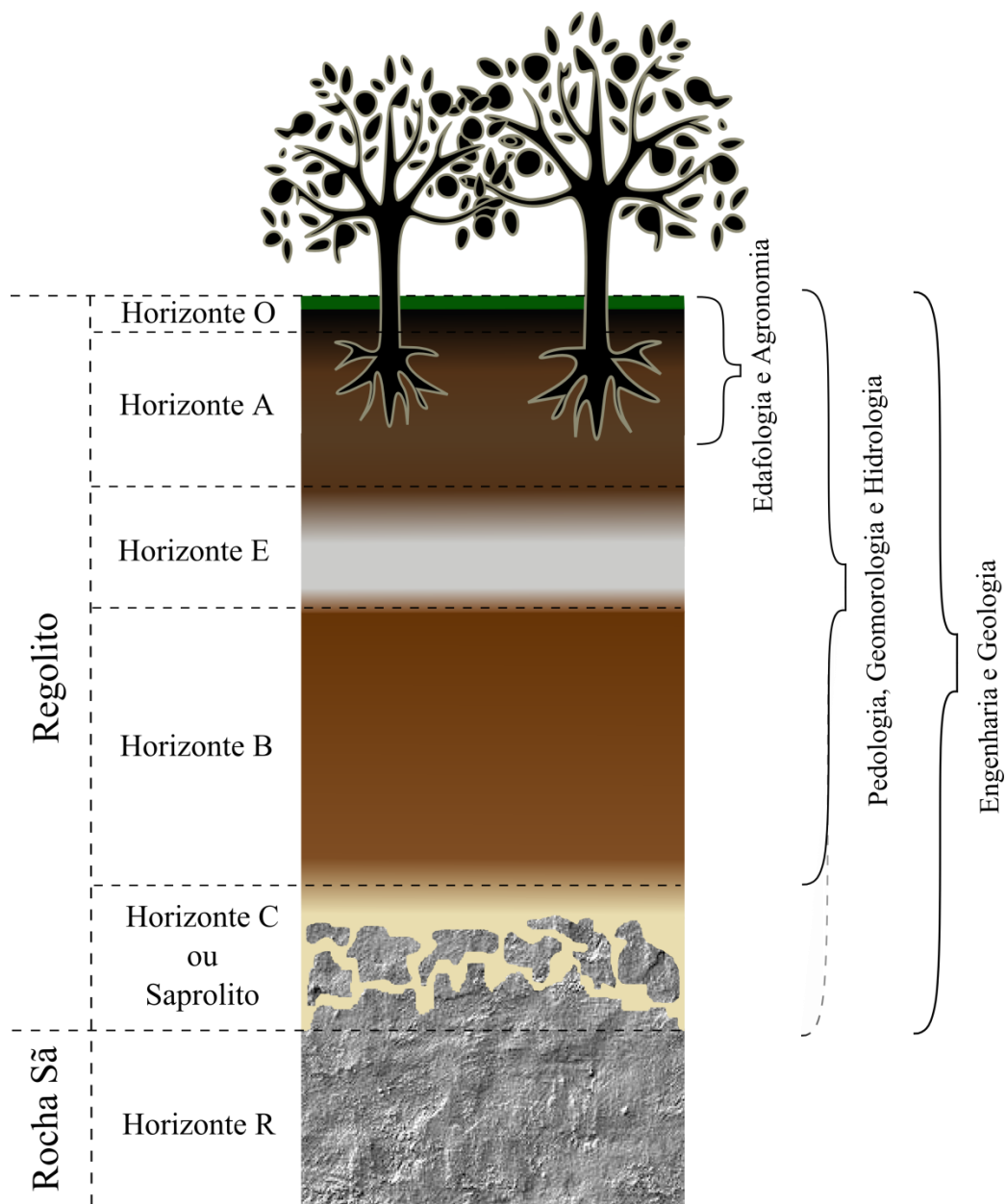


Figura 1 – Camadas, horizontes e diferentes perspectivas acerca do solo. À esquerda está descrito como estão tradicionalmente dispostos os horizontes do solo e à direita está a perspectiva de diferentes ramos da ciência acerca do que é considerado solo.

3.3. Estimativa da profundidade do solo

Atualmente existem diversas maneiras de medir ou estimar a profundidade do solo. Os métodos existentes podem ser divididos em métodos de campo e métodos matemáticos. Os métodos de campo englobam os métodos geofísicos de estimativa da profundidade, além de métodos de referência. Os métodos de campo são capazes de gerar informações pontuais ou relativas a pequenas áreas. Entretanto, muitas vezes é necessário que existam informações acerca da profundidade do solo sobre uma área maior, por exemplo, bacias hidrográficas. Neste sentido, os métodos matemáticos se tornam de grande relevância, já que possuem capacidade de realizar a estimativa da profundidade do solo a partir de outras variáveis.

Os métodos matemáticos utilizados para tal finalidade são aqueles que se baseiam em equações ou relações, de base estatística, empírica ou física, que levam em consideração atributos físicos do local analisado. Neste sentido, um método matemático de avaliação da profundidade do solo está embasado na resposta de uma ou de um sistema de equações ou relações aplicadas às condições locais. Desta maneira, podem ser geradas informações espacialmente distribuídas da profundidade do solo que são indispensáveis em diversos processos de modelagem ambiental (hidrológica, de estabilidade de encostas, de fluxos de detritos, de evolução da paisagem, entre outros). Conforme há uma melhoria significativa na capacidade dos modelos ambientais em representar detalhes de pequena escala espacial em suas formulações, a distribuição espacial dos parâmetros, tal como a profundidade do solo, torna-se ainda mais relevante no processo de modelagem (Grayson e Bloschl, 2000). A seguir é apresentada uma revisão de métodos de campo e matemáticos para estimativa da profundidade do solo.

3.3.1. Métodos de campo

A partir da definição mencionada acima, o presente trabalho busca estabelecer o estado da arte dos métodos de campo existentes para estimativa da profundidade do solo. A estimativa da profundidade do solo é uma tarefa essencial em inúmeros tipos de análises e estudos, sendo muito trabalhosa, mesmo para pequenas bacias ou áreas específicas (Dietrich et al., 1995). Isto se deve principalmente a grande variabilidade espacial deste parâmetro

combinada à dificuldade de aplicação das técnicas de medição existentes. Na medição da profundidade do solo, os métodos de campo podem ser divididos em dois grupos: de referência e geofísicos. A Figura 2 mostra a classificação dos métodos de campo.

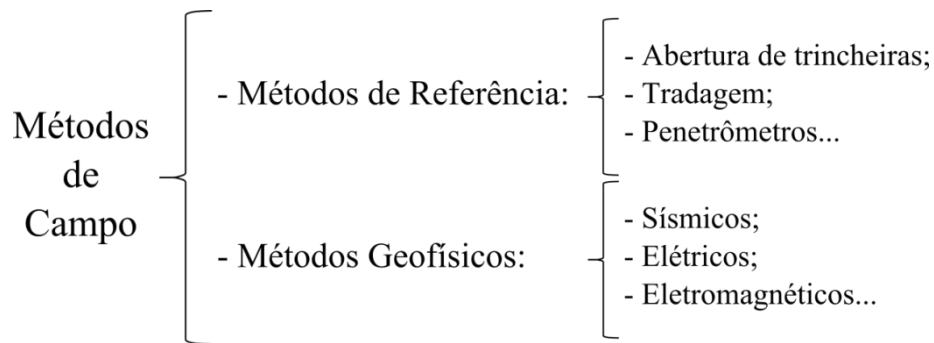


Figura 2 – Classificação dos métodos de campo para estimativa da profundidade do solo.

3.3.1.1. Métodos de Referência

Os métodos de referência baseiam-se no uso de pás, trados e penetrômetros, entre outros. Estes métodos oferecem uma informação pontual acerca da profundidade e características do perfil do solo. Desta maneira, geralmente é realizada a subdivisão da área de estudo em zonas uniformes distintas para aplicação do método. Por exemplo, separação de áreas por declividade, uso do solo, tipos de solo ou litologia (Bell e Fischer, 1993).

O uso de pás é mais comum no caso de necessidade de abertura de trincheiras, onde existe a possibilidade de se conduzir um estudo pedológico mais detalhado das características do solo e suas variações em determinado local. Para estudos que abrangem grandes áreas, ou na tentativa de entender a distribuição espacial da profundidade do solo, a utilização de pás e trincheiras torna-se inviável.

As sondagens a trado baseiam-se em perfurações, manuais ou motorizadas, geralmente de pequeno diâmetro. São comumente utilizadas para coleta de amostras em determinadas profundidades sem a necessidade de abertura de trincheiras. Podem ser também utilizadas para medir a profundidade do solo quando a ponteira do trado é conduzida até a interface entre o solo e a rocha.

Os penetrômetros são utilizados geralmente para avaliar o grau de compactação do solo ao longo do perfil, porém, também podem ser utilizados para medir a profundidade do

solo. Os penetrômetros geralmente são constituídos por uma haste fina (diâmetro não superior a 20 mm) com uma ponteira em formato de cone que auxilia na penetração da haste no solo (Rooney e Lowery, 2000). Na metodologia tradicional de aplicação de penetrômetros, é medida a força necessária aplicada para que o instrumento penetre até determinada profundidade. A partir destes dados obtêm-se informações sobre o nível de compactação do solo através do *cone index (CI)*. Atualmente, os penetrômetros estão sendo combinados a outros tipos de sensores para aquisição de informações adicionais além do grau de compactação, tais como textura e índice de umidade (Rooney e Lowery, 2000; Vaz e Hopmans, 2001; Sun et al., 2013). Desta maneira, a profundidade do solo também pode ser avaliada através do uso de penetrômetros, principalmente quando aplicado a solos rasos.

Os métodos de referência são caracterizados pelo uso de força mecânica, podendo também ser chamados de métodos mecânicos. Visto que estes métodos utilizam-se de leituras diretas da profundidade do solo, também podem ser chamados de métodos diretos. Desta maneira, métodos de referência, mecânicos ou diretos são expressões análogas.

3.3.1.2. Métodos geofísicos

Os métodos geofísicos abrangem, principalmente, três métodos distintos: sísmicos, elétricos e eletromagnéticos. Estes métodos baseiam-se no princípio de propagação de ondas e da resistividade elétrica para estimativa da profundidade do solo e, algumas vezes, da rocha subjacente, além de outras características. Existem também outros métodos geofísicos capazes de fornecer informações acerca da profundidade do solo (gravimétrico e magnético, por exemplo), entretanto ainda são pouco utilizados para tal finalidade. Diferentemente dos métodos de referência, os resultados obtidos através da aplicação destas técnicas geralmente são expressos em termos de perfis transversais ou longitudinais de encostas, planícies de inundação, topos de morro, entre outros. A grande vantagem da aplicação dos métodos geofísicos para levantamentos de estruturas na subsuperfície é o fato de serem não invasivos (Tabbagh et al., 2000; Samouelian et al., 2003; Michot et al., 2003). Assim, estes métodos podem ser de grande auxílio em estudos de solo, visto que não causam distúrbios em sua estrutura e nem em sua dinâmica. Além disso, os métodos mecânicos de prospecção são incompatíveis com estratégias de amostragem com alta densidade espacial, já que isto acarretaria na destruição do objeto de estudo. Assim, os métodos de referência e geofísicos

são complementares, sendo que as trincheiras, escavações e tradagens podem ser realizadas conforme a necessidade de dados para confirmação das hipóteses levantadas pelos estudos geofísicos (Tabbagh et al., 2000).

3.3.1.3. Métodos sísmicos (reflexão/refração sísmica)

3.3.1.3.1. Teoria

Os métodos de exploração sísmica consistem em: criar ondas sísmicas na subsuperfície e observar, na superfície, as ondas refletidas pelos leitos geológicos ou refratadas ao longo de determinadas interfaces (Lavergne, 1989). As perturbações propagam-se na subsuperfície através de ondas progressivas que têm sua reflexão e transmissão intensificada quando alcançam as fronteiras entre diferentes camadas pedológicas. As ondas refletidas retornam a superfície onde são detectadas, e este é o princípio do método de reflexão sísmica. As ondas transmitidas podem propagar-se horizontalmente por uma certa distância e então retornar a superfície. Este é o princípio do método de refração sísmica. As ondas são criadas pelo martelamento de uma placa de metal ou com o uso de explosivos (Assaad, 2009).

As interfaces geológicas identificadas por prospecção reflexiva são interfaces de meios com diferentes impedâncias acústicas. Por definição, a impedância acústica é o produto da densidade do material multiplicada pela velocidade de propagação da onda sísmica. As interfaces observáveis pela prospecção refratária são aquelas onde a velocidade de propagação no meio subjacente é maior que na camada superior (regolito). Isto já demonstra uma limitação do método de refração, pois, em locais onde as velocidades de propagação não aumentam com a profundidade, este método não é aplicável (Bery, 2013). Esta limitação não é detectada no método de reflexão. As prospecções sísmicas são uma poderosa ferramenta de investigação subsuperficial. A profundidade de alcance destes métodos pode chegar a 10 km (Lavergne, 1989), sendo que o método de refração é mais comumente utilizado para análises relacionadas a pequenas profundidades enquanto que o método de reflexão para grandes profundidades.

No método da reflexão sísmica, é medido o tempo de percurso de ondas sísmicas que são refletidas pelo manto rochoso e diretamente retornam ao geofone (Assaad et al., 2004). A

origem das ondas, geralmente geradas por golpes de martelo, é situada próxima aos geofones, para aumentar a intensidade de energia da onda refletida. A Figura 3 mostra um esquema ilustrativo do funcionamento de ambos os métodos.

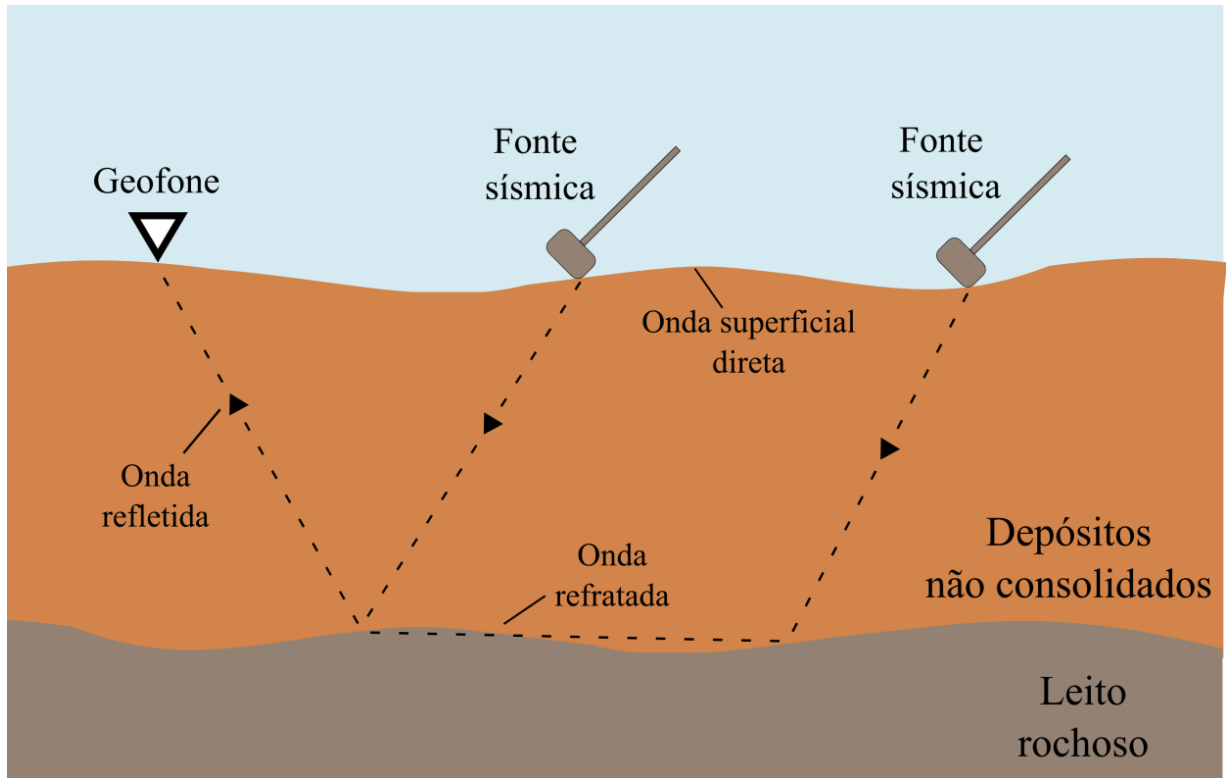


Figura 3 – Métodos de reflexão e refração sísmica. (modificado de Driscoll, 1986)

Dolan e Pratt (1997) utilizaram o método da reflexão sísmica para mapear perfis situados na zona da falha geológica de Santa Monica, Califórnia. Os autores comentaram que o uso do método combinado com aberturas de trincheiras pode revelar detalhes da geometria, dinâmica e histórico de movimentação de falhas geológicas ativas. Hunter et al. (1984) sugeriram que a aplicação da técnica de reflexão sísmica seja realizada para mapeamento da interface entre rocha e regolito somente em locais onde o horizonte de observação exceda 20 m de profundidade, ou seja, onde o regolito supere 20 m de espessura. Em profundidades menores que 20 m, poderá ser inviável separar os contrastes de interesse de ondas que chegam aos geofones praticamente ao mesmo tempo, tais como as ondas diretas, refletidas e o som do martelo.

Os métodos de refração sísmica são capazes de determinar a espessura e extensão de aquíferos ou onde há aumento de densidade do material conforme o aumento da profundidade (Assaad et al., 2004), portanto podem ser utilizados para estimativa da profundidade do solo.

Durante a aplicação do método de refração, deve-se medir o tempo que a onda sísmica leva para chegar a um ou mais geofones colocados a uma distância conhecida da origem da onda. A profundidade de diversas unidades geológicas pode ser estimada plotando a relação distância-tempo visto que cada unidade sucessivamente inferior tem uma velocidade sísmica mais alta. Velocidades de propagação de ondas sísmicas maiores indicam um material de maior densidade, tipicamente quantificando a resistência ou alguma outra característica do material (Meyer et al. (2007). Anomohanran (2013) demonstrou a possibilidade da identificação da espessura de diversas camadas diferentes que compõem o solo e também o leito rochoso. Este autor propõem uma metodologia onde os resultados dos ensaios passam por um tratamento matemático no qual podem ser observadas as mudanças de velocidade de propagação da onda em diferentes camadas subsequentes.

A técnica da refração sísmica foi o primeiro grande método geofísico aplicado na procura por petróleo. Embora seu uso para estes fins venha diminuindo, para fins de engenharia seu uso vem se intensificando (Bery, 2013). A aplicabilidade do método também tem aumentado devido ao desenvolvimento de novas técnicas, tais como a tomografia de refração sísmica, que são aplicáveis onde o método tradicional geraria falhas. A tomografia de refração sísmica é um método de interpretação dos dados físicos, o qual usa uma técnica de inversão em grade para determinar a velocidade de blocos (pixels) bidimensionais no perfil, em vez de modelar as velocidades em camadas (Bery, 2013). Isto possibilita verificar gradientes de velocidade não apenas horizontais, mas também verticais, permitindo assim a identificação de estruturas complexas de maneira mais precisa.

Sheehan et al. (2005) também relataram o avanço na análise dos dados através da tomografia de refração, porém, alertaram sobre a ocorrência de erros quando as condições de campo divergem dos pressupostos adotados pela técnica. Aplicando a tomografia de refração, estes autores demonstraram que alguns gradientes foram identificados em locais onde não havia nada presente. Portanto, concluíram que no uso das técnicas de refração, os pressupostos adotados por cada metodologia devem ser confrontados com as condições reais de campo.

3.3.1.3.2. Aplicação

O método da refração sísmica tem sido empregado em diversos estudos hidrogeológicos, como na determinação da altura do lençol freático em material não consolidado, de origem aluvial ou glacial, situado sobre aquíferos, manto rochoso ou sedimento consolidado (Haeni, 1988). Abidin et al. (2012) utilizaram o método da refração sísmica em locais de deposição de escorregamentos na Malásia. Através de seus dados verificaram a ocorrência de três principais camadas que provavelmente formaram-se em decorrência da deposição de material oriundo de antigos escorregamentos. Os resultados foram comprovados através da abertura de furos de sondagem na área de estudo.

No Brasil, Barsé et al. (2011) compararam os resultados obtidos com o uso do método da refração sísmica e os dados de furos de sondagens realizados anteriormente em uma localidade rural no estado do Rio Grande do Sul. Os autores relataram uma boa coincidência entre a profundidade estimada do manto através do método da refração e os valores reais. Além disso, destacaram que o método é não invasivo, de baixo custo, de rápida aquisição de dados e de reduzido impacto ambiental. Em um estudo com finalidade parecida no Suriname, Herzig e Camargo (2004) relataram que os maiores erros encontrados quando compararam dados de refração sísmica com dados de sondagens foram inferiores a 10%.

Meyer et al. (2007) utilizaram o método da refração sísmica e do penetrômetro para avaliação da profundidade de diferentes horizontes do solo em Sierra Nevada da Califórnia na intenção de verificar sua influência nos padrões de desenvolvimento da vegetação. Segundo estes autores, o uso de penetrômetros é mais adequado para avaliação da profundidade de solos rasos, com ausência de blocos ou de resquícios do material de origem, enquanto que os métodos sísmicos seriam mais adequados para avaliação de solos mais profundos. O estudo concluiu que, para solos com profundidades acima de 50 cm, os dois métodos geram resultados similares de profundidade do solo. Para solos muito rasos (< 20 cm), as estimativas oriundas dos métodos sísmicos são muito variáveis e possivelmente não precisas devido a baixa refração de ondas que ocorre nestas condições. Por outro lado, as estimativas da profundidade através do penetrômetro são muito mais eficazes nestas mesmas condições. Já em solos profundos, a situação se inverte, visto que os métodos sísmicos proporcionam estimativas da profundidade, não só do solo, mas também de outras camadas, como a de rocha intemperizada. Em alguns estudos, a profundidade da camada de rocha intemperizada pode

ser relevante e resultados satisfatórios serão dificilmente obtidos apenas com o uso de penetrômetros. Portanto, a combinação dos métodos pode ser promissora.

Para determinar a espessura do material propenso à escorregamento em uma encosta, Al-Saigh e Al-Dabbagh (2010) aplicaram o método da refração sísmica. Além disso, determinaram a declividade da superfície de ruptura, que muitas vezes pode diferir da declividade superficial da encosta. Os resultados obtidos mostraram grande correlação com valores medidos através de tradagem e evidenciaram a possibilidade do uso da técnica no estudo de fenômenos extremos causadores de desastres.

3.3.1.4. Métodos elétricos

3.3.1.4.1. Teoria

O uso do método da resistividade elétrica se dá no estudo das discontinuidades horizontais e verticais das propriedades elétricas da subsuperfície e também na detecção de corpos tridimensionais de condutividade elétrica anômala (Kearey et al., 2002). O método é empregado rotineiramente em investigações de engenharia e hidrogeológicas da geologia subsuperficial rasa. Os métodos de levantamento baseados em resistividade elétrica baseiam-se na determinação da distribuição da resistividade do volume de solo sondado. Correntes elétricas artificialmente geradas são aplicadas ao solo e as diferenças potenciais resultantes são medidas (Samouelian et al., 2005). Alterações no padrão de diferença potencial esperada para materiais homogêneos geram informações referentes às formas e propriedades elétricas das não-homogeneidades subsuperficiais (Kearey et al., 2002).

A resistividade é uma das propriedades físicas mais variáveis, e materiais tais como metais e grafite conduzem a eletricidade, facilitando a passagem de elétrons. Entretanto, a maioria dos minerais que formam as rochas, e, conseqüentemente, boa parte dos solos, é isolante. Neste caso, a corrente elétrica é carregada através destes materiais principalmente através da passagem de íons pela água presente nos poros. Portanto, a porosidade é o fator que mais influencia na resistividade das rochas e solo, sendo que a resistividade geralmente aumenta com a redução da porosidade (Kearey et al., 2002).

Em materiais homogêneos, a profundidade da penetração da corrente aumenta conforme aumenta a distância de separação entre os eletrodos. A separação dos eletrodos deve

ser escolhida de tal maneira que a subsuperfície seja energizada até a profundidade de interesse, e deve ser pelo menos igual a esta profundidade. Isto limita as profundidades de penetração devido à dificuldade existente para energizar seções de grandes comprimentos (Kearey et al., 2002). A Figura 4 demonstra um arranjo comum para aplicação da metodologia da resistividade elétrica.

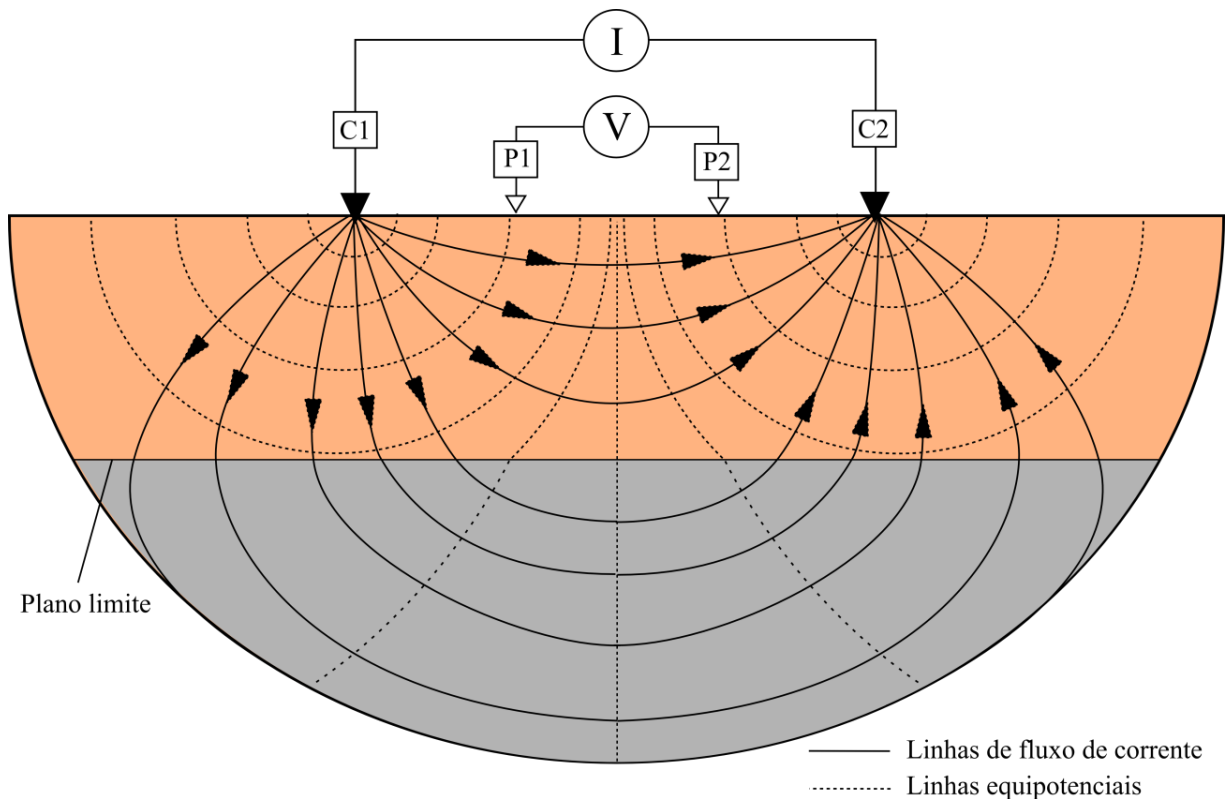


Figura 4 – Princípio de funcionamento do método da resistividade elétrica. Na figura estão representados dois materiais (por exemplo, solo e rocha), nos quais há uma diferença de resistividade (resistividade solo maior resistividade rocha). Os eletrodos de corrente C1 e C2 introduzem a corrente elétrica na subsuperfície e o campo potencial é medido usando os eletrodos potenciais (P1 e P2). A corrente aplicada é medida em I e o potencial é medido em V. (Adaptado de Seidel e Lange, 2007)

Existem dois principais métodos a serem empregados para pesquisas baseadas em resistividade elétrica: sondagem elétrica vertical; e traçado de separação constante. A sondagem elétrica vertical é utilizada principalmente para estudos de interfaces aproximadamente horizontais. Nesta metodologia os eletrodos de corrente e potenciais são mantidos ao mesmo espaçamento relativo e todo o sistema progressivamente é expandido a partir de um ponto central fixo. Assim, as leituras são tomadas com as correntes alcançando profundidades cada vez maiores. A técnica é vastamente utilizada para determinar a profundidade do regolito e determinar zonas de estratos porosos (Kearey et al., 2002).

O traçado de separação constante é utilizado para determinar a variação lateral da resistividade. Os eletrodos de corrente e potenciais são mantidos a uma distância fixa e são progressivamente movidos ao longo de um perfil. O método é empregado para prospecção mineral na localização zonas de falha ou de cisalhamento ou para detectar corpos de condutividade anômala. É comumente utilizado para determinar os mapas de isolinhas de resistividade (Kearey et al., 2002). O arranjo mais comum é elaborado com quatro eletrodos onde é mantido um espaçamento uniforme entre eles o qual é chamado de configuração de Wenner (Figura 4). Os eletrodos podem ser colocados na superfície ou em orifícios no solo, sendo que, quando colocados em orifícios, os resultados apresentam uma resolução mais alta para profundidade maiores (Samouelian et al., 2005).

No caso de solos, a resistividade elétrica é uma função de inúmeras variáveis, incluindo a natureza dos constituintes sólidos (distribuição do tamanho das partículas, mineralogia), arranjo dos poros (porosidade, distribuição do tamanho dos poros e sua conectividade), grau de saturação, resistividade elétrica do fluido (concentração de soluto) e temperatura (Samouelian et al., 2005). Estes parâmetros afetam a resistividade elétrica de diferentes maneiras e precisam ser considerados quando este método é aplicado.

Segundo Kearey et al. (2002), o método da resistividade elétrica possui algumas limitações, dentre as quais se destacam: (i) interpretações ambíguas - por isso é necessário que o estudo seja conduzido com apoio de outras técnicas de amostragem para validar as hipóteses definidas; (ii) a interpretação é limitada a configurações estruturais simples; (iii) a topografia e os efeitos das variações da resistividade próximas à superfície podem mascarar efeitos de variações mais profundas; e (iv) a profundidade de penetração do método é limitada pela máxima carga elétrica que pode ser introduzida na subsuperfície e pelas dificuldades físicas de estender longos comprimentos de cabos. Entretanto, esta última limitação não se aplica para mapeamentos de profundidade de solos rasos.

3.3.1.4.2. Aplicação

Samouelian et al. (2003) aplicaram este método para imageamento de alta resolução (espaçamento dos eletrodos de 1,5 cm). A intenção destes autores era detectar pequenas rachaduras existentes no solo. Como conclusão, apontaram que até mesmo pequenas estruturas são capazes de causar variações na resistividade do material, visto que foram

detectadas pelo método. Assim, seria possível gerar informações sobre as formações da subsuperfície em escala espacial centimétrica.

A localização do lençol freático e suas variações também podem ser identificadas com este método. Michot et al. (2003) utilizaram o método para monitoramento espacial e temporal da umidade do solo em uma plantação de milho irrigada. Segundo os autores, além de conseguir detectar os diferentes horizontes do solo, o método ainda foi capaz de monitorar a dinâmica da água no solo, inclusive indicando zonas de fluxos preferenciais.

Uma das combinações que vêm sendo empregada é o uso de técnicas de resistividade elétrica associadas aos métodos sísmicos. Cada um destes métodos responde a diferentes propriedades geofísicas com resoluções variadas, entretanto, os resultados em ambos os casos podem ser combinados e correlacionados para alcançar informações mais abrangentes referentes ao local de investigação. Os resultados de Kahn (2013) mostraram que ambos os métodos detectaram as mesmas feições na subsuperfície, entretanto com algumas pequenas diferenças na profundidade onde estas feições se manifestavam.

De Vita et al. (2006) aplicaram a metodologia da resistividade elétrica para estudo de materiais piroclásticos propensos a falha e possível ocorrência de escorregamentos e fluxos de detritos na Itália. Segundo estes autores, este método é apropriado para este tipo de estudo devido ao baixo custo e a possibilidade de ser usado até mesmo em terrenos acidentados de difícil acesso, como são aqueles onde ocorrem escorregamentos e iniciam-se fluxos de detritos. Utilizando também o método de refração sísmica e penetrômetros, além do método da resistividade elétrica, os autores conseguiram diferenciar material piroclástico depositado e manto rochoso fraturado. Além disso, a espessura deste material foi relacionada à declividade da encosta, o que possibilitou a elaboração de um mapeamento da espessura do material para toda a área de estudo de aproximadamente 60 km².

Em uma aplicação ainda mais específica deste método, Piegari et al. (2009) propuseram um modelo semi-empírico conceitual para escorregamentos, onde a estabilidade das encostas está relacionada à declividade e à resistividade do solo, que, por sua vez, é uma função do grau de saturação e porosidade. Os autores afirmaram que as interações entre as variáveis climáticas, decorrentes da incidência de uma estação chuvosa, e a encosta são muito complexas e que a introdução de uma análise através da resistividade elétrica poderia gerar resultados satisfatórios. Desta maneira, os autores descreveram como o decréscimo da resistividade (ocasionado pela saturação do solo) pode causar a instabilidade das encostas.

3.3.1.5. Métodos eletromagnéticos

3.3.1.5.1. Teoria

Segundo Kearey et al. (2002), os métodos eletromagnéticos usam a resposta da subsuperfície à propagação de campos eletromagnéticos que são compostos por uma intensidade elétrica alternada e por uma força magnetizante. Campos eletromagnéticos primários são gerados através da passagem de correntes alternadas por uma bobina e a resposta da subsuperfície se dá com a geração de campos elétricos secundários. Os campos resultantes podem ser detectados pelas correntes alternadas que os mesmos induzem em uma bobina receptora pelo processo de indução eletromagnética.

Sobre princípio de funcionamento de levantamentos baseados em métodos eletromagnéticos, Kearey et al. (2002) explicaram que os campos eletromagnéticos primários viajam de uma bobina transmissora até a bobina receptora por cima e por baixo da superfície. Onde o material subsuperficial é homogêneo não há grande diferença entre os campos propagados acima e abaixo da superfície. Porém, na presença de corpos condutores, o componente magnético do campo eletromagnético penetrante no solo induz correntes alternadas a fluírem no condutor receptor, criando um campo eletromagnético secundário. As correntes existentes no transmissor criam seu próprio campo eletromagnético secundário que viaja até o receptor. O receptor responde a chegada dos campos elétricos primários e secundários e esta resposta difere em fase e amplitude da resposta do campo primário unicamente. As diferenças entre os campos eletromagnéticos transmitidos e recebidos revelam a presença de condutores e fornecem informações sobre sua geometria e propriedades elétricas.

O radar penetrante no solo (*Ground Penetrating Radar – GPR*), ou georadar, é um aparelho baseado no método eletromagnético. O GPR teve seu uso intensificado na década de 1980 como uma nova técnica que poderia oferecer uma maneira inovadora de visualizar as condições dos solos e rochas em profundidades rasas (Davis e Annan, 1989). Segundo os precursores, o método pode ser útil para mapeamento da espessura do gelo, profundidade de lagos, profundidade do solo e delimitação da superfície do leito rochoso, estratigrafia do solo e profundidade do lençol freático. A grande vantagem do método em relação aos demais é a alta resolução das imagens geradas. O GPR utiliza uma técnica similar ao princípio da reflexão sísmica, porém com um pulso de energia eletromagnética de alta frequência (10-1000

MHz) que é transmitida para a subsuperfície. A propagação do sinal do radar depende das propriedades elétricas do material subsuperficial.

A Figura 5 ilustra o funcionamento do GPR em campo. Segundo Reynolds (1997), o sistema de radares funciona através de uma antena transmissora (Tr) capaz de gerar uma série de ondas de rádio que se propagam em um feixe largo. Como as ondas de rádio propagam-se em alta velocidade (300.000 km/s no ar), o tempo de viagem de uma onda desde o instante de sua geração até o seu retorno subsequente à antena receptora (Rc) é da ordem de algumas dezenas a alguns milhares de nanosegundos. As antenas podem ser usadas no modo monostático, onde a mesma antena é utilizada como transmissora e receptora de sinal; ou biestático, onde duas antenas são utilizadas, uma como transmissor e outra como receptor. Em casos específicos, a utilização de um modo pode ser mais vantajosa em relação à utilização de outro.

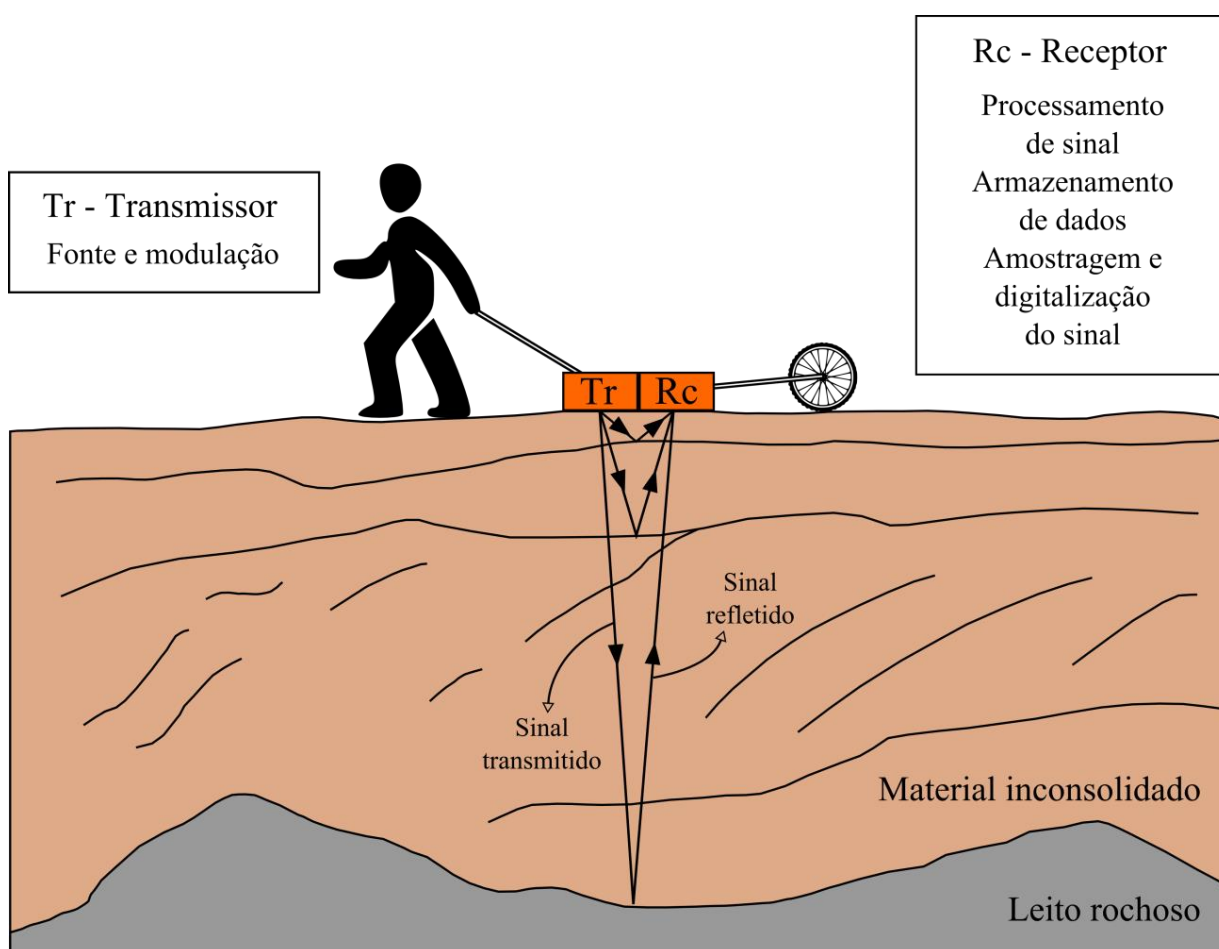


Figura 5 – Sistema GPR e seção interpretada com diferentes feições realçadas. Adaptado de Butler et al. (1990); Reynolds (1997); e Davis e Annan (1989).

O transmissor gera pulsos a uma frequência determinada pelas características da antena e a uma determinada taxa de repetição, tipicamente 50.000 vezes por segundo. O receptor é configurado para escanear a uma taxa fixa, normalmente até 32 vezes por segundo, dependendo do sistema. Cada escaneamento dura no mínimo tanto quanto a amplitude do tempo total de viagem (ida e volta), o que pode ser ajustado de dezenas até milhares de nanosegundos. Conforme a antena é movimentada sobre o solo, os sinais recebidos são mostrados como uma função do tempo de viagem da onda no formato de um radiograma (Reynolds, 1997). A profundidade de penetração das antenas depende da frequência de emissão de ondas do aparelho e da natureza do material a ser sondado.

A velocidade das ondas do GPR é controlada pela constante dielétrica (permissividade elétrica relativa) e pela condutividade magnética da subsuperfície (Kearey et al., 2002). Em materiais de alta resistividade elétrica, a velocidade de propagação do pulso é principalmente controlada pela permissividade dielétrica relativa. A condução dielétrica em materiais isolantes ou maus condutores, os quais não têm condutores livres, se dá através do ligeiro deslocamento de elétrons em relação ao seu núcleo. A água tem uma constante dielétrica de aproximadamente 80, enquanto que na maioria dos materiais geológicos secos a constante dielétrica varia de 4 a 8. Conseqüentemente, a umidade do material exerce forte influência na propagação de um pulso do radar (Davis e Annan, 1989).

O sucesso da aplicação do GPR depende da variabilidade existente entre os materiais subsuperficiais em permitir a transmissão das ondas de rádio. Alguns materiais, tais como gelo polar, são virtualmente transparentes para as ondas de rádio. Outros materiais, como argila saturada e água do mar, absorvem ou refletem as ondas de tal forma que são virtualmente opacos para elas (Reynolds, 1997). É o contraste na constante dielétrica entre camadas sobrepostas que gera a reflexão da radiação eletromagnética incidente, sendo que, quanto maior o contraste, maior é o montante de energia de onda refletida.

Segundo Kearey et al. (2002), basicamente existem três metodologias para aplicação do GPR: (i) perfilamento de reflexão; (ii) sondagem de velocidade e (iii) transiluminação. Na primeira o transmissor e receptor são mantidos a uma pequena distância fixa e deslocados sobre a superfície. É a metodologia mais comumente aplicada (Milsom e Eriksen, 2011). Na sondagem de velocidade, ou ponto médio comum (CMP), o transmissor e o receptor são movidos separadamente a partir de um ponto central, ou um permanece estacionário enquanto o outro é movido gradualmente. Esta metodologia é utilizada para mostrar como a velocidade muda com a profundidade. Sem essa informação é necessário realizar furos de sondagem para

correlacionar com as informações do radiograma. Na transiluminação o transmissor e o receptor são dispostos lados opostos do objeto de interesse (um pilar, por exemplo).

3.3.1.5.2. Aplicação

O GPR tem alcançado diversas áreas de estudo, sendo um dos métodos geofísicos mais extensivamente aplicados. Primeiramente foi aplicado para determinação da espessura de gelo em estudos do *permafrost* (Milsom e Eriksen, 2011). Ao notar que as imagens geradas pelo aparelho ultrapassavam a camada congelada, percebeu-se que mais informações poderiam ser extraídas através do tratamento dos dados. Desde então, o GPR vem sendo vastamente utilizado em estudos geológicos, hidrogeológicos (Doolittle et al., 2006; Beres e Haeni, 1991) ambientais (Hruska et al., 1999; Butnor et al., 2001), de engenharia (Saarenketo e Scullion, 2000; Xu et al., 2014), arqueológicos (Conyers, 2013; Vaughan, 1986) e até mesmo forenses (Schultz, 2007).

Doolittle (1987) relatou o uso de um sistema GPR especialmente projetado para reconhecimento do solo, utilizado para mapear a profundidade e a extensão de cada horizonte do solo. O sistema foi usado pelo *Soil Conservation Service* (SCS) da *United States Department of Agriculture* (USDA) para uma grande variedade de solos e localidades no intuito de estimar a composição das unidades pedológicas e analisar a acurácia dos mapeamentos de solo realizados através de procedimentos de amostragem tradicionais. Assim, o autor concluiu que o GPR aumenta a qualidade dos mapeamentos de solos, requer menos pessoas para conduzir o trabalho, economiza tempo, corta gastos e, além disso, gera uma quantidade muito maior de informações que métodos tradicionais de levantamentos de solo.

Devido às características de propagação das ondas emitidas pelo GPR, muitos estudos têm sido conduzidos no sentido de identificar padrões de umidade do solo e de comportamento da água subsuperficial (Overmeeren et al., 1997). Por meio de medições realizadas com GPR, reflectometria no domínio do tempo (*time domain reflectometry* – TDR) e mensuração direta da umidade gravimétrica do solo, Huisman et al. (2001) afirmaram que o GPR também pode ser utilizado na estimativa da umidade do solo. Os autores demonstraram que a calibração entre as medições realizadas com o GPR e a umidade gravimétrica assemelharam-se àquelas obtidas para as medições com o TDR. Assim, concluíram que a

acurácia das medições de umidade realizadas com o GPR são comparáveis às realizadas com o TDR.

A localização do lençol freático pode ser, muitas vezes, claramente observada em radiogramas de camadas de areias grossas, cascalho e calcáreo poroso, devido a grande diferença de impedância entre os materiais saturados e não saturados (Knodel et al., 2007). Boll et al. (1996) utilizaram o GPR para detecção de camadas de diferentes granulometrias no solo utilizando as características de propagação da água nestes diferentes meios. Doolittle et al. (2006) utilizaram o GPR para mapear variações espaciais e temporais do lençol freático e dos padrões de fluxo de água subterrânea em um aquífero não confinado localizado abaixo de uma paisagem eólica. Comparando o resultado com aquele obtido através de poços de monitoramento, Doolittle et al. (2006) concluíram que as observações realizadas com o GPR forneceram uma cobertura mais abrangente e mapearam padrões de fluxo de água subterrânea mais detalhadamente. Além disso, através destas observações, foi revelado um padrão sistemático temporal e espacial para as variações do lençol freático e para o fluxo de água subterrânea.

Neste âmbito, o GPR também encontra respaldo em aplicações na hidrologia, tais como a identificação de formação de fluxos preferenciais e conectividade hidrológica, devido à capacidade de diferenciação de materiais com diferentes umidades e, principalmente por ser um método não destrutivo. Holden et al. (2002) usaram o GPR para mapear a ocorrência de cavidades (possivelmente vinculadas a formação de *pipes*) na subsuperfície. Apenas os *pipes* com diâmetro menor que 10 cm e aqueles situados a profundidades muito rasas (até 10-20 cm) não puderam ser identificados com o GPR. Mesmo assim, esta incapacidade em identificá-los foi atribuída à configuração do sistema (frequência característica da antena). Assim, estes autores concluíram que a densidade de *pipes* identificados a partir do GPR pode ser muito maior do que quando utilizados métodos tradicionais de observação.

Holden (2004) utilizou o GPR para detectar a formação de cavidades na subsuperfície e a existência de conectividade hidrológica entre diferentes cavidades (formação de *pipes*), empregando cloreto de sódio como traçador. O estudo foi conduzido através do levantamento com GPR das cavidades que encontravam-se a jusante do ponto utilizado para injeção do traçador, na tentativa de identificar variações na condutividade elétrica.

Na agronomia, o GPR também tem sido utilizado para o mapeamento de sistemas de raízes de plantas. Hruska et al. (1999) aplicaram o GPR em sua área de estudo e determinaram a densidade de raízes em diferentes profundidades além da profundidade máxima alcançada no processo de enraizamento. Com uma finalidade similar, Butnor et al. (2001) aplicaram o

GPR para uma vasta gama de condições de solos dos Estados Unidos. Em cada local foram testadas antenas com diferentes frequências (400 MHz a 1,5 GHz), na intenção de determinar a capacidade do GPR em detectar raízes, solos orgânicos, tamanho das raízes e biomassa radicular. Os melhores resultados foram encontrados em solos arenosos excessivamente drenados, enquanto que solos com alto teor de água e argila reduziram drasticamente a resolução das imagens e a profundidade de observação. Assim, concluíram que a utilidade do GPR para mapear a existência de raízes depende das condições específicas locais. Então, pode-se dizer que, em solos secos arenosos, há possibilidade de aquisição satisfatória de dados, enquanto que, em solos úmidos argilosos, a visualização das raízes fica comprometida.

Devido à capacidade em detalhar informações subsuperficiais, o GPR pode ser utilizado para definir a localização da interface entre dois materiais de propriedades diferentes. Justamente por isso, pode ser utilizado para mapeamento da profundidade do solo. Xu et al. (2012) utilizaram o GPR como uma alternativa de maior rapidez e eficiência e de menor custo para estimativa da espessura de aterros próximos à cidade de Pequim, China.

Howe (2000) realizou o levantamento de 32 seções com GPR com a finalidade de definir a espessura do solo e incorporar a distribuição espacial do solo em um modelo hidrológico distribuído. O autor encontrou um erro médio de aproximadamente 10 cm entre dados estimados através do GPR e medidos através de furos de sondagem. O autor ressalta que, embora a aplicação do GPR tenha sido bem sucedida, ao menos uma medição mecânica é necessária para avaliar as estimativas obtidas com a GPR e verificar se a espessura estimada coincide com a medida.

Roering et al. (2010) realizaram uma análise do papel das árvores nas modificações topográficas e da conversão da rocha matriz em solo em uma bacia montanhosa florestada. Utilizando o GPR, os autores mapearam, além da profundidade do solo na encosta, a profundidade até a qual as raízes penetravam na rocha matriz. Mostrando a penetração das raízes na rocha, os autores comentaram sobre a importância biogênica na pedogênese. Além disso, ao analisar a variação da profundidade do solo, os autores demonstraram a influência da vegetação não somente nas características topográficas superficiais como também nas subsuperficiais, já que a profundidade variou de acordo com a densidade e alcance das raízes.

Em outra aplicação do GPR em ambientes declivosos (montanhosos), Cassiani et al. (2006) estimaram a profundidade e a umidade do solo para uma bacia no norte da Itália. Os dados gerados trazem informações sobre a morfologia superficial da rocha matriz, além do grau de fraturação da parcela fraturada. Os autores ainda salientaram a dificuldade na interpretação de dados de GPR extraídos em superfícies declivosas.

A avaliação da espessura de solos orgânicos e turfeiras (solos geralmente sedimentares, localizados em áreas de várzeas e com alto teor de matéria orgânica) através do uso do GPR também já foi objeto de estudo. Shih e Doolittle (1984) realizaram um dos trabalhos pioneiros na tentativa de utilizar o GPR para definição de camadas específicas do solo. Obtiveram êxito na tarefa de determinar a profundidade do solo orgânico ao comparar os resultados obtidos com GPR e aqueles obtidos através de furos de sondagem e obter erros mínimos. Proulx-McInnis et al. (2013) também compararam espessuras de turfeiras obtidas com o GPR e métodos mecânicos tradicionais, obtendo forte correlação. No entanto, estes autores chamam a atenção para o aumento do erro obtido através do GPR em zonas de grande acumulação de água devido a atenuação do sinal do aparelho nestes locais.

3.3.2. Métodos matemáticos

Várias abordagens têm sido propostas para estimativa da distribuição espacial da profundidade do solo, principalmente aquelas baseadas em parâmetros oriundos de relações geomorfológicas, de uso e cobertura do solo, e hidrológicas (Tesfa, 2009). Portanto, em relação aos métodos matemáticos, o presente trabalho adota uma subdivisão entre metodologias baseadas em: (i) modelos estatísticos; (ii) modelos empíricos; e (iii) modelos baseados em processos (fisicamente embasados).

3.3.2.1. Modelos estatísticos

Os modelos estatísticos de estimativa da profundidade do solo são baseados no pressuposto de que uma combinação de fatores que definiu a ocorrência de certa profundidade do solo em determinado local também determinará a profundidade nos demais locais. Na análise estatística, pressupõe-se que, por exemplo, as características do terreno (morfologia), que controlam os padrões de escoamento da água, podem ter relação com os atributos do solo (Moore et al., 1993). Desta maneira, nos locais onde as mesmas características do terreno se manifestam, há uma tendência de que os atributos do solo sejam similares. Segundo

McBratney et al. (2003), os métodos que ajustam estas relações quantitativas entre as propriedades do solo e o ambiente são baseados, principalmente, em modelos lineares generalizados, árvores de classificações e regressão, redes neurais artificiais, lógica *fuzzy*, redes bayesianas e geoestatística.

Geralmente os modelos estatísticos para estimativa da distribuição espacial dos atributos do solo adotam o seguinte formato (Gessler et al., 1995):

$$S_i = f_i(\text{declividade, posição na bacia, radiação solar...})$$

onde S é um atributo individual do solo (e.g. profundidade do solo, pH e resistência); f é uma função de um ou vários atributos ambientais; e i é o domínio fisiográfico caracterizado por condições ambientais comuns.

Zhu e Lin (2010) elaboraram uma classificação ainda mais detalhada destes métodos onde os classificaram em: (i) estatísticos (e.g., regressão linear múltipla e árvores de regressão); (ii) geoestatísticos (e.g., krigagem ordinária e krigagem universal); e (iii) híbridos (e.g., co-krigagem e krigagem-regressão). Os modelos estatísticos podem considerar diversas características ambientais em suas formulações, sendo que é mais comum que considerem, ao menos, as características relacionadas ao relevo (topografia/geomorfologia). Alguns modelos consideram apenas estas características (McBratney et al., 2003). Além disso, os atributos do solo estimados através deste método quase sempre vão além da profundidade do solo, sendo que suas propriedades hidráulicas são também muitas vezes objetos de investigação.

A utilização de atributos geomorfológicos quantificados na tentativa de estimar características do solo teve seu início no final da década de 1980 (McKenzie e Austin, 1993; Moore et al., 1993). Anteriormente, devido à ausência ou dificuldade de aplicação de técnicas sofisticadas de determinação dos parâmetros geomorfológicos, as análises eram basicamente qualitativas (Furley, 1976; Stone et al., 1985; Kreznor et al., 1989). As metodologias que levam em consideração a posição na paisagem do ponto a ser estudado estão cada vez mais sendo fortalecidas pela melhoria das técnicas de quantificação dos parâmetros geomorfológicos (McBratney et al., 2003). Entretanto, métodos comuns de interpolação de parâmetros, tais como a krigagem, geralmente ignoram qualquer tipo de mecanismo de pedogênese (Moore et al. 1993), o que dificulta a obtenção de resultados coerentes com as condições locais.

McBratney et al. (2003) apresentaram uma revisão de métodos de elaboração de mapas digitais de solos baseados em características ambientais obtidas através de sistemas de informações geográficas (SIG). Considerando esta revisão elaborada, propuseram um quadro genérico que engloba todos os métodos estatísticos pesquisados, chamado scorpan-SSPFe (*soil spatial prediction function with spatially autocorrelated errors*). O prefixo “scorpan” refere-se aos sete tipos de variáveis ambientais utilizadas por este método:

- s : Solo, propriedades do solo, além da procurada, em determinado ponto;
- c : Clima, propriedades climáticas do ambiente naquele ponto;
- o : Organismos, vegetação, fauna ou atividade humana;
- r : Relevo, topografia, atributos da paisagem (geomorfológicos);
- p : Material de origem, litologia;
- a : Idades, o fator tempo;
- n : Espaço, posição espacial.

Os modelos que se baseiam em um ou mais dos fatores listados acima podem ser chamados de modelos scorpan e são descritos da seguinte maneira:

$$S_a = f(s, c, o, r, p, a, n)$$

onde S_a representa o atributo procurado do solo. Cada fator é representado por um conjunto de uma ou mais variáveis contínuas ou categorizadas, por exemplo, ao utilizar a temperatura e a chuva média anual para representar o clima. Para aplicação deste método, é necessário que existam medições realizadas em determinados pontos do atributo que se pretende distribuir espacialmente. Nestes mesmos pontos, também são determinadas as variáveis ambientais. A relação entre os dados medidos e as variáveis ambientais proporciona a definição e calibração do modelo, tal como um problema genérico de regressão. As regras ou equações de regressão ajustadas através dos dados de calibração são então aplicadas aos demais pontos da área de estudo, onde apenas são conhecidos os valores das variáveis ambientais.

Considerando os modelos scorpan, a Tabela 1 traz uma recapitulação dos trabalhos que utilizaram tal método para determinar a distribuição espacial da profundidade do solo ou de seus horizontes. Além disso, é indicado o modelo estatístico no qual cada análise foi baseada. Na Tabela 1, a maior parte dos trabalhos publicados antes de 2003 foram extraídos de McBratney et al. (2003).

Tabela 1 – Sumário de modelos scorpan em ordem cronológica.

Autores	Atributo	Método	Fator Preditivo			
			s	c	o	r p a n
Walker et al. (1968)*	Espessura de horizontes	RLM				X
Pennock et al. (1987)*	Espessura de horizontes	AD, RLM				X
Moore et al. (1993)*	Espessura de horizontes	RLM				X
Odeh et al. (1994, 1995)*	Profundidade do solo	RLM, KO, CK, KR				X X
Zhu e Band (1994); Zhu (1997); Zhu et al. (1996, 1997, 2001)*	Profundidade de horizontes	SF, CE				X X X
Gessler et al. (1995)*	Profundidade de horizontes	MLG				X
Knotters et al. (1995)*	Profundidade de horizontes	KO, CK, KR	X			X
McKenzie e Ryan (1999)*	Profundidade do solo	MLG, AR	X	X	X	
Sinowski e Auerswald (1999)*	Profundidade do solo	AD	X	X		
Bourennane et al. (2000)*	Espessura de horizontes	KDE				X X
Gessler et al. (2000)	Profundidade de horizontes e do solo	RLM				X
McIntosh et al. (2000)*	Profundidade de horizontes	ANOVA				X
Ryan et al. (2000)*	Profundidade do solo	AR, MLG	X	X	X	X
Zhu (2000)*	Profundidade de horizontes	RNA				X X X
Park et al. (2001)*	Espessura e profundidade de horizontes	RLM				X
Tsai et al. (2001)	Profundidade do solo	RLM	X	X		
Florinsky et al. (2002)*	Espessura do solo e profundidade de horizontes	RLM				X
McKenzie et al. (2003)	Profundidade de horizontes e do solo	SF				X
Hengl et al. (2004)*	Espessura do solo superficial	MLG, KR				X
Schmidt et al. (2005)	Profundidade da camada de raízes e do solo	SF				X

Murphy et al. (2005)	Profundidade de horizontes e do solo	SF	X	X	
Ziadat (2005)	Profundidade do solo	RLM			X
Penížek e Boruvka (2006)	Profundidade do solo	RLM, KO, CK, KR			X
Sumfleth e Duttman (2008)	Profundidade de horizontes	RLM, DIP, KO, KR		X	X X
Kuriakose et al. (2009)	Profundidade do solo	RLM, KO, KR		X	X X
Dahlke et al. (2009)	Profundidade do solo	ME			X X
Tesfa et al. (2009)	Profundidade do solo	MAG, FA		X	X
Zhu et al. (2010)	Espessura de horizontes, profundidade até o manto	SF, RLM			X
Chaplot et al. (2010)	Espessura de horizontes	KO	X		X
Ziadat (2010)	Profundidade do solo	RLM			X
Zhu e Lin (2010)	Profundidade do solo	KO, KR	X		X

AD = análise discriminante; ANOVA = análise de variância; AR = árvores de regressão; CE = conhecimento especializado; CK = co-krigagem; DIP = distância inversa ponderada; FA = florestas aleatórias; KDE = krigagem com deriva externa; KO = krigagem ordinária; KR = krigagem-regressão; MAG = modelos aditivos generalizados; ME = médias estatísticas; MLG = modelos lineares generalizados; RLM = regressão linear múltipla; RNA = redes neurais artificiais; SF = sistemas *fuzzy*;

*Trabalhos listados por McBratney et al. 2003.

Uma detalhada explicação dos métodos estatísticos mencionados acima encontra-se em Hastie et al. (2009). A seguir se fará uma breve referência aos métodos estatísticos. Grande parte dos trabalhos utiliza o método de regressão linear múltipla (RLM). Neste método, é assumido que a variável de interesse (um atributo do solo, neste caso) varia aproximadamente de forma linear com cada uma das variáveis predictoras (Hastie et al. 2009). A definição dos parâmetros de variação é realizada geralmente através da técnica de mínimos quadrados. Segundo McBratney et al. (2003), o método tem sido vastamente usado por causa de sua facilidade de aplicação e vasta disponibilidade (diversos *softwares* desenvolvem os cálculos). A análise discriminante (AD), desenvolvida por Fisher (1936), também descreve uma relação linear. Segundo Pennock et al. (1987), a metodologia envolve o ajuste de um eixo a uma distribuição multivariada que maximize a distância entre a média dos grupos.

Sucessivos eixos são ajustados até que uma quantidade insignificante de variância permaneça por ser explicada.

Moore et al. (1993) tentaram relacionar a espessura do horizonte A com as características ambientais de sua área de estudo. As características ambientais utilizadas eram todas vinculadas a topografia da região e foram calculadas a partir de um grid com células de aproximadamente 15 m. Análises de RLM foram conduzidas na tentativa de relacionar as variáveis. Os autores encontraram influência significativa da declividade e do índice de umidade para a maioria dos atributos do solo estudados.

Gessler et al. (1995), em um estudo similar, demonstraram correlação entre o índice topográfico e a profundidade do solo, julgando que este comportamento era previsto, já que o índice topográfico combina informações de contexto com informações locais (área de contribuição a montante e declividade, respectivamente). Entretanto, ressaltaram que algumas variáveis sem relação explicitamente definida também podem ser significativas. Por exemplo, no mesmo estudo foi constatado que a curvatura plana, que não reúne informações contextuais, também foi um fator preditivo para a profundidade do solo e para a espessura do horizonte A.

Os modelos lineares generalizados (MLG) estendem os modelos de regressão linear para acomodar distribuições não normais de dados, onde se faz uma tentativa de reformulação do modelo ao invés de transformação dos dados (Lane, 2002). Os modelos aditivos generalizados (MAG) são uma extensão não paramétrica dos MLG (Yee e Mitchell, 1991). Nos MAGs os valores ajustados resultantes não vêm de um modelo estabelecido, sendo que a estrutura dos dados é examinada primeiramente. Os dados determinam o formato da curva resposta, ao invés de estarem limitados pelos formatos disponíveis nas classes paramétricas.

Nos modelos de árvores, como a Árvore de Regressão (AR), ao invés de ajustar um modelo aos dados, uma estrutura de árvore é gerada dividindo os dados recursivamente em um determinado número de grupos, com cada nível de divisão sendo estabelecido de maneira a maximizar a diferença na variável resposta entre grupos resultantes (McBratney et al., 2003). Estes modelos lidam bem com a não linearidade dos dados e funcionam com dados categóricos e contínuos, sendo de mais fácil interpretação que os modelos citados anteriormente. As Florestas Aleatórias (FA) são a combinação de ARs, de maneira que cada árvore depende dos valores de um vetor aleatório amostrado independentemente e com a distribuição igual para todas as árvores da floresta (Breiman, 2001). Tesfa et al. (2009), utilizando MAG e FA, concluíram que ambas as metodologias foram capazes de prever

aproximadamente metade das profundidades dos solos da bacia, sendo que a metodologia da FA apresentou um erro médio quadrático ligeiramente menor.

McKenzie e Ryan (1999) propuseram uma metodologia para prever a distribuição espacial das propriedades do solo através de atributos topográficos extraídos de modelos digitais de terreno e sensoriamento remoto radiométrico gama. Os autores utilizaram o índice de umidade topográfico e o índice de Prescott (índice que relaciona chuva com evaporação), além de diversas relações topográficas para inferir, através da metodologia da AR, sobre a distribuição espacial da profundidade do solo e fósforo e carbono totais presentes no solo. Em relação ao parâmetro de profundidade do solo, o modelo conseguiu reduzir em 42% a variância entre os resultados calculados e observados quando comparados com um modelo nulo (ou seja, a média dos valores observados). Os autores ainda frisaram a necessidade de medir as variáveis ambientais e do solo na mesma escala espacial em que os processos que as relacionam ocorrem, sendo que, quanto mais adequada à resolução utilizada, maior a capacidade de predição da distribuição espacial dos parâmetros do solo.

As Redes Neurais Artificiais (RNA) tentam construir um modelo matemático que supostamente funciona de maneira análoga ao cérebro humano (McBratney et al., 2003). As RNAs são constituídas por um sistema de “neurônios” interconectados, sendo que, segundo Chang e Islam (2000), três características definem o sistema: (i) o modelo assumido para um neurônio isolado; (ii) como os neurônios estão conectados para formar uma rede; e (iii) como as intensidades das interconexões são determinadas. Na descrição do sistema, não há pressupostos em relação à estrutura do modelo. Em vez disso, as redes são ajustadas ou treinadas para que entradas de dados levem a saídas alvo específicas (Gershenfeld, 1999). Usando as RNAs, Zhu (2000) demonstrou como a metodologia pode ser útil na determinação da profundidade do solo quando comparada a metodologias baseadas apenas no conhecimento de especialistas.

Os modelos baseados em Sistemas *Fuzzy* (SF) tentam representar a incerteza existente entre os atributos preditores e preditos (McBratney et al., 2003). Ao contrário dos métodos mais convencionais, que admitem apenas funções binárias (o elemento é membro do grupo, ou não), os SFs admitem a possibilidade de pertencimento parcial ao grupo. Por isso, são adequados para situações onde as fronteiras entre classes não podem ser nitidamente definidas (Burrough, 1989). Nos mapas elaborados com base em lógica *fuzzy*, os solos são representados por vetores de valores de adesão, que descrevem o grau de similaridade do solo local com um valor padrão predefinido, ou uma classe preestabelecida (Zhu, 1997). Scull et al. (2003) pontuaram que os modelos *fuzzy* são estrategicamente importantes nas pesquisas de

solo por serem capazes de representar a continuidade e a complexidade dos solos, expressando características por graus de similaridade com determinados padrões, e não existência ou não de similaridade absoluta como na lógica Booleana. Os sistemas baseados na lógica *fuzzy* frequentemente utilizam-se do Conhecimento Especializado (CE), seja aquele adquirido através de especialistas ou de observações de campo e que conseguem estabelecer as relações entre o ambiente e a manifestação de determinadas características do solo, para definição do grau de adesão entre o atributo preditor e o predito (Zhu et al., 2001).

Zhu (1997), Zhu et al. (2001) e Zhu e Mackay (2001), propuseram um modelo baseado na lógica *Fuzzy* e no conhecimento especializado acoplado a um SIG. O modelo foi chamado de *Soil-Land Interface Model* – SoLIM. O modelo consiste basicamente na representação de similaridades ao longo da paisagem, permitindo que o solo seja considerado como um meio contínuo, transcendendo a ideia de unidades espaciais com parâmetros uniformes. As condições ambientais de determinada área são extraídas de *softwares* SIG, enquanto que as relações entre as características do solo e as condições ambientais são elaboradas a partir da opinião de especialistas ou de observações de campo. As condições ambientais das demais áreas servem de base para determinação dos padrões de manifestação de suas características do solo, baseada nas relações estabelecidas anteriormente. O contraponto em utilizar este tipo de metodologia é a necessidade de informações ambientais (principalmente topográficas) de boa qualidade, além de conhecimento específico sobre as relações entre o solo e as condições ambientais especificamente na área de estudo.

Os métodos geoestatísticos, tais como Krigagem ordinária (KO), Co-Krigagem (CK), Krigagem-regressão (KR), Krigagem com Desvios (KDE) e Distância Inversa Ponderada (DIP), estão sendo cada vez mais utilizados na tentativa de obter dados espacialmente distribuídos com acurácia, coletando o menor número possível de amostras, através de técnicas de interpolação (Zhu e Lin, 2010). Segundo Oliver e Webster (1990), a KO é essencialmente um método de estimativa por médias locais ponderadas, onde os pesos são determinados pelos variogramas e pela configuração dos dados. Pode ser considerado um interpolador otimizador, já que as estimativas são não tendenciosas e tem variância mínima conhecida. Kravchenko e Bullock (1999) reportaram que propriedades do solo que demonstram uma variabilidade aleatória ao longo do terreno menor que 10% podem ser mais bem mapeadas com o método KO.

Estudos preliminares demonstraram que o uso de variáveis auxiliares, que vão além da distribuição espacial dos pontos amostrados, é importante na estimativa das propriedades do solo (Ahmed e De Marsily, 1987). Alguns métodos de interpolação, tais como CK, KDE e

KR, utilizam variáveis auxiliares para aumentar a acurácia da interpolação e reduzir o número mínimo necessário de observações para atingir o valor esperado para as variáveis (Zhu e Lin, 2010). Em geral, a utilização de métodos de interpolação complementados por variáveis auxiliares gera melhores resultados que os métodos geoestatísticos genéricos, como a KO.

A CK é a extensão lógica da KO para situações onde duas ou mais variáveis são espacialmente interdependentes e para situações onde os valores que serão estimados não foram tão intensivamente amostrados quanto às outras variáveis as quais estarão relacionados (Oliver e Webster, 1990). Na CK variáveis aleatórias são simultaneamente determinadas utilizando suas inter-relações e co-dependência espacial (Odeh et al., 1995). Quando o processo de krigagem utiliza variáveis auxiliares (ou “externas”) para modelar a deriva (ou tendência) dos dados, em vez de usar apenas uma função das coordenadas dos dados observados, é chamado de Krigagem com Deriva Externa (KDE) (Hengl et al., 2004). A KR geralmente é baseada em uma técnica similar àquela utilizada na KED, sendo que, na KR, primeiramente é aplicado um processo comum de regressão entre o parâmetro desejado e as demais observações, seguido de uma krigagem ordinária dos valores preditos (Odeh et al., 1994). Hengl et al. (2004) afirmaram que, na realidade, os métodos de KR e KDE são equivalentes e devem, quando aplicados com os mesmos pressupostos, gerar os mesmos resultados.

O método de interpolação da distância inversa ponderada (DIP) traz como pressuposto que o valor de um atributo em determinado local, onde não foram feitas observações, equivale à média ponderada dos pontos onde existem dados conhecidos dentro de uma vizinhança circundante ao local não amostrado (Robinson e Metternicht, 2006). Desta maneira, pontos com dados próximos ao local de interesse têm pesos relativamente maiores quando comparados com os que estão a uma distância maior. Tal qual a KO, o método DIP traz a desvantagem de não considerar fatores relativos à formação e evolução dos solos, e, portanto, demonstra potencial limitado para mapeamento das particularidades dos solos (Sumfleth e Duttman, 2008), inclusive a profundidade.

Baseado nas informações e conclusões levantadas por estes trabalhos percebe-se claramente que os atributos topográficos são os principais parâmetros preditores da profundidade do solo, qualquer que seja a metodologia aplicada (Tabela 1). A aptidão inerente aos atributos topográficos em descrever as características do solo já foi apontada por Scull et al. (2003). O segundo grupo de atributos mais utilizado são aqueles relacionados a fatores que descrevem a atividade de organismos (fauna, flora e ser humano). A maior parte das metodologias utilizadas nos trabalhos citados teve, em maior ou menor grau, um desempenho

satisfatório na tentativa de determinar a profundidade do solo ao longo da bacia. As técnicas geoestatísticas, impulsionadas pelo aprimoramento das ferramentas de SIG, estão sendo otimizadas através de sua combinação com outras técnicas advindas da estatística clássica. Além disso, esta incorporação possibilita a consideração de mais variáveis na estimativa dos parâmetros desejados, promovendo previsões cada vez mais acuradas. Entretanto, a eficácia dos métodos e a escolha do modelo ideal dependem de diversos fatores tais como escala espacial, parâmetro a ser mensurado e características locais da área de estudo. Scull et al. (2003) apontaram que áreas montanhosas florestadas, com alta declividade, foram pouco estudadas, por isso ainda é necessário que as metodologias sejam testadas em ambientes mais diversos.

3.3.2.2. Modelos empíricos

Os modelos empíricos de estimativa da profundidade do solo podem ser considerados, os mais simplistas, visto que muitas vezes baseiam-se apenas na relação observada entre um determinado parâmetro e uma variável desejada. O número de trabalhos publicados que adotam tal método é muito menor, quando comparado aos demais. Embora seja uma abordagem simples, muitas vezes a modelagem empírica pode gerar resultados mais adequados do que aqueles obtidos com modelos mais sofisticados. Isto se dá considerando que o conhecimento acerca dos processos atuantes no perfil do solo, sua formulação matemática e sua posterior aplicação através de metodologias sofisticadas ainda não estão plenamente desenvolvidos (Catani et al., 2010), e assim, muitas vezes não alcançam os resultados esperados.

Saulnier et al. (1997) propuseram duas equações empíricas para determinação da profundidade do solo em toda a extensão de uma bacia hidrográfica. Neste trabalho, a variação espacial da profundidade do solo foi incorporada ao TOPMODEL, proposto por Beven e Kirkby (1979), demonstrando como a variabilidade da transmissividade do solo pode afetar a resposta hidrológica de uma bacia. As equações não foram desenvolvidas com o propósito de mapear, de maneira acurada, a profundidade do solo. Mas sim, com o propósito de simular dois tipos diferentes de distribuição espacial da profundidade do solo na bacia e avaliar o efeito da consideração destes diferentes padrões. A primeira equação proposta por

Saulnier et al. (1997) traz os valores de profundidade do solo como uma função linear decrescente da elevação:

$$z_i = z_{\max} - \left(\frac{z_{\max} - z_{\min}}{e_{\max} - e_{\min}} \right) \cdot (e_i - e_{\min}) \quad (1)$$

onde z_i é a profundidade do solo em determinado ponto; e_i é a elevação no mesmo ponto; z_{\max} e z_{\min} são o máximo e mínimo valores para a profundidade, respectivamente; e e_{\max} e e_{\min} são o máximo e mínimo valores de elevação na bacia hidrográfica, respectivamente.

No caso onde o comportamento do valor médio da profundidade da bacia é conhecido, é possível rearranjar a amplitude dos valores de profundidade ($z_{\max} - z_{\min}$) para que os valores calculados sejam consistentes com a média. Quando a Equação (1) é aplicada a uma bacia hidrográfica, obtém-se uma profundidade rasa para as áreas de cabeceira, enquanto que para as áreas mais baixas, o solo se torna profundo. A lógica por trás do conceito é que o sedimento das áreas mais altas é conduzido gravitacionalmente para as áreas mais baixas, o que reduz as profundidades nas cabeceiras e as aumenta nas áreas baixas.

A segunda equação proposta por Saulnier et al. (1997) estabelece um decréscimo linear da profundidade do solo em função da declividade do local analisado:

$$z_i = z_{\max} - \left(\frac{z_{\max} - z_{\min}}{\tan \theta_{\max} - \tan \theta_{\min}} \right) \cdot (\tan \theta_i - \tan \theta_{\min}) \quad (2)$$

onde θ_{\max} e θ_{\min} são a declividade máxima e mínima da bacia, respectivamente; e θ_i é a declividade da encosta em determinado ponto. Com a Equação (2) também pode-se estabelecer uma amplitude para a profundidade do solo de maneira que se mantenha a consistência da profundidade média da bacia. A Equação (2) tenta descrever a profundidade do solo em termos de propensão a ocorrência de erosão. Pontos de declividade mais acentuada tendem a demonstrar maiores potenciais erosivos, conseqüentemente criando profundidades menores do solo, enquanto que, zonas de baixa declividade são propícias à deposição, apresentando profundidades maiores.

Silva (2010) desenvolveu um modelo hidrológico com considerações a respeito da distribuição espacial da profundidade do solo e utilizou a média aritmética das profundidades calculadas com as Equações (1) e (2) em sua abordagem. Embora Saulnier et al. (1997) e

Silva (2010) tenham estabelecido a distribuição espacial da profundidade do solo em suas bacias, nenhum dos autores tinha a intenção de verificar o desempenho de seus modelos comparando-os à realidade. A real intenção destes autores era apenas a adoção de determinado padrão de distribuição espacial da profundidade do solo e a verificação do efeito desta adoção no processo de modelagem hidrológica. Por isso, as equações propostas por estes autores não foram comparadas com dados de campo para calibração e validação.

Partindo para uma abordagem extraída de princípios físicos, Catani et al. (2010) propuseram uma equação empírica para estimativa da profundidade do solo mais robusta que as Equações (1) e (2) ou sua média. A equação proposta tem como base conservação da massa para uma coluna de solo situada na encosta. Considerando a perda de massa por transporte de sedimento devido ao rastejamento do solo e ao fluxo superficial obtém-se:

$$\nabla \rho_s q_s \propto -k(\nabla^2 e) \quad (3)$$

onde ρ_s é a massa específica do solo; q_s é o fluxo de sedimento; e k é um coeficiente que representa os processos de difusão nas encostas (no caso de rastejamento) ou advecção (no caso de fluxo superficial). A Equação (3) implica que a perda do solo está relacionada ao laplaciano da elevação, ou seja, a curvatura da encosta.

Para contabilizar o efeito do posicionamento do ponto pela extensão da bacia, e também para considerar o comprimento da encosta e área de contribuição, Catani et al. (2010) propuseram uma metodologia de posicionamento. Nesta metodologia, a bacia é dividida em unidades de comportamento similar, delineadas através de informações geológicas, geomorfológicas, topográficas e dados de campo. A partir da localização, elaborou-se um índice (η) de espessura relativa do solo baseado na toposequência da encosta pertencente à determinada unidade.

Visto que a ocorrência de movimentos de massa pode perturbar a relação entre o relevo e as perdas de solo, Catani et al. (2010) propuseram também o estabelecimento de uma declividade limite para a ocorrência de movimentos de massa e regulação da profundidade do solo. Este valor de declividade foi estabelecido com base em valores de ângulo de atrito interno do solo e em registros históricos de escorregamentos. Assim, a expressão final se dá pela seguinte equação:

$$z = -K_c \cdot C \cdot \eta \cdot \lambda^{-1} \quad (4)$$

onde K_C é um parâmetro de calibração; C é um índice baseado na curvatura da encosta; e λ é um limiar de contribuição dos escorregamentos. Foi proposto que λ é igual a $(1 - \tan \theta_{lim})$ nos pixels com a declividade maior que a declividade limite (θ_{lim}) e 1 para o restante dos locais. Os parâmetros C , λ e η expressam, na forma de números que variam de 0 a 1, a propensão de determinada localidade acumular solo, enquanto o K_C , o qual é calculado para cada litologia a partir de medições de campo, auxilia na calibração da fórmula e transforma o número em um valor métrico. Este modelo foi nomeado por Catani et al. (2010) de GIST – *Geomorphologically Indexed Soil Thickness*.

Catani et al. (2010) utilizaram 217 medições diretas da profundidade do solo para realizar a calibração e a validação do modelo, sendo que 55 valores foram utilizados na calibração e os 162 restantes na validação. Além disso, os resultados da aplicação do GIST foram comparados com resultados obtidos pela aplicação de sua versão simplificada (o sGIST, onde a geomorfologia não é utilizada para definição das unidades de comportamento similar) e das Equações (1) e (2). Os resultados mostraram que a aplicação das Equações (1) e (2) gerou erros substanciais, tanto em termos de erro máximo quanto em termos de erro médio absoluto. Através da comparação dos seus dados medidos em campo com valores calculados, Catani et al. (2010) demonstraram que a Equação (1) gera uma tendência de subestimação da profundidade do solo próximo aos divisores das bacias, e uma superestimação nos vales ou pés das encostas. A Equação (2) apresentou resultados ainda piores, sendo que a profundidade do solo foi superestimada em todos os pontos de controle. Esta tendência encontrada leva a crer que a inserção de um coeficiente de minimização na Equação (2) pode vir a alavancar o desempenho da mesma.

O sGIST apresentou um resultado levemente melhor que as Equações (1) e (2). Entretanto, ao levar em consideração os efeitos da geomorfologia, com o GIST, os resultados melhoraram significativamente, apresentando erro médio absoluto de 11 cm. Estes resultados implicam que o GIST apresenta-se como uma ferramenta satisfatória para a estimativa da profundidade do solo na bacia, principalmente tratando-se de estudos de estabilidade de encostas ou hidrológicos. Além disso, a diferença entre os resultados obtidos entre o GIST e sGIST indica a importância da consideração das características geomorfológicas na estimativa da profundidade do solo.

Schulz et al. (2008) elaboraram um modelo empírico para estimativa da espessura do colúvio nas encostas costeiras de Seattle, nos EUA. Neste modelo, a espessura do colúvio foi descrita como proporcional à posição do ponto na encosta e também à sua declividade.

Trechos da encosta foram classificados em quatro diferentes morfologias: (i) escarpas; (ii) bancadas; (iii) trechos a jusante de bancadas; e (iv) encostas planares. Segundo o pressuposto adotado, a espessura do colúvio se reduz na direção de montante das escarpas, já que estas são o limite superior da produção de colúvio, de maneira proporcional a sua posição e a declividade da mesma. Além disso, é considerado que a partir da escarpa, a espessura do colúvio tende a aumentar, devido à adição de material desprendido de áreas a montante. Porém, considerou-se que a partir de determinado ponto há uma redução na espessura devido à remoção de colúvio próximo ao pé das encostas, devido a processos erosivos. A jusante de bancadas foi considerado que o colúvio apresenta formato de cunha, com sua espessura sendo reduzida na direção de montante. Devido às características dos depósitos gerados por processos gravitacionais da região onde o modelo foi desenvolvido, foi considerado que o colúvio é mais espesso nos locais de menor declividade, qualquer que seja a morfologia.

Parâmetros topográficos (declividade do ponto, altura e declividade da escarpa, distância até a base e o topo da escarpa, entre outros) foram extraídos do modelo digital de elevação. Estas variáveis foram relacionadas com 40 medições realizadas para calibração do modelo. A equação final que descreve a espessura do colúvio (T_c) proposta por Schulz et al. (2008) é:

$$T_c = 21 \cdot f(\theta) \cdot [1,1 \cdot f(\theta_e, H_e) + 0,1 \cdot f(D_e)] \cdot A_e - z_t \quad (5)$$

onde $f(\theta)$ é uma função da declividade da encosta; $f(\theta_e, H_e)$ é uma função da declividade θ_e e altura da escarpa H_e ; $f(D_e)$ é uma função da distância a jusante a partir da escarpa, D_e ; A_e é um fator de ajuste para a morfologia da escarpa; e z_t é a profundidade máxima do colúvio no pé das encostas. A Equação (5) é válida para escarpas, bancadas e encostas planares. Para trechos a jusante de bancadas a equação se simplifica para:

$$T_c = f(\theta) \cdot f(e) - z_t \quad (6)$$

onde $f(e)$ é uma função da elevação do ponto.

O modelo desenvolvido por Schulz et al. (2008) pode ser considerado empírico, pois as funções inseridas nas Equações (5) e (6) utilizam-se de relações e limiares empíricos para sua definição. Por exemplo, os autores impuseram um limite de declividade de $46,5^\circ$ para existência de algum colúvio na encosta. Para declividades acima deste valor limite, a

profundidade foi considerada nula. Uma peculiaridade no modelo é que, diferentemente do modelo proposto pela Equação (2), a relação entre profundidade do solo e declividade não é linear, o que notavelmente melhorou o desempenho do mesmo na determinação da profundidade.

O modelo completo proposto por Schulz et al. (2008) conseguiu explicar boa parte da ocorrência dos solos colúviais das encostas da área de estudo, sendo que para colúvios menos espessos que 1,7 m houve uma ligeira superestimativa, enquanto que para mais espessos houve uma ligeira subestimativa. Os autores ainda frisaram que alguns pressupostos relativos ao comportamento da espessura do colúvio frente à distância da escarpa foram incorretos, ao menos em parte. Isto foi verificado durante o processo de calibração do modelo. Godt et al. (2008) aplicaram a mesma metodologia proposta por Schulz et al. (2008), baseando-se na declividade do ponto e na declividade, altura e distância da escarpa, considerando uma relação não linear da declividade com a profundidade do solo.

Salciarini et al. (2006) demonstraram que os dados medidos de profundidade de sua bacia ajustaram-se bem a uma curva exponencial da declividade, ou seja:

$$z = 14 \cdot \exp(-0,0693 \cdot \theta) \quad (7)$$

As profundidades foram medidas até uma declividade de aproximadamente 30°, excluindo da análise as declividades maiores, que possuem maior potencial de geração de tendências não lineares.

Uma comparação entre cinco diferentes modelos empíricos para distribuição espacial da profundidade do solo foi conduzida por Segoni et al. (2012). Nesta comparação foram incluídos os modelos descritos pelas Equações (1) e (2); os modelos GIST e sGIST; e um último modelo, chamado de Sexp. O modelo Sexp consiste, basicamente, na Equação (2), porém com uma relação exponencial entre a profundidade do solo e a declividade da encosta, que faz com que ocorra um decaimento mais rápido da espessura do solo com o aumento da declividade. Através do cálculo do erro médio absoluto, os autores demonstraram que o modelo GIST foi melhor para as duas bacias analisadas. Em seguida, o melhor desempenho foi apresentado pelo modelo Sexp. Entretanto, ao analisar a distribuição dos erros, os autores destacaram que o modelo Sexp tende a subestimar os valores de profundidade do solo. Considerando a possibilidade de execução de um ajuste mais apurado do modelo Sexp e a

facilidade em se obter o parâmetro para sua aplicação, o Sexp metodologia pode ser promissora em áreas de estudo com poucos dados.

Segundo Godt et al. (2008), a escolha do modelo adequado para estimativa da profundidade do solo deve ser guiada pelas características regionais e pelos dados disponíveis. Para paisagens dissecadas em ambientes temperados, onde as taxas de produção de solo podem ser estimadas, modelos de difusão do solo podem gerar estimativas acuradas da profundidade do solo. Entretanto, em locais onde os processos não-difusivos imperam, tais como ambientes declivosos, onde os movimentos de massa abruptos dominam o transporte e deposição coluvial, relações empíricas locais entre espessura do solo e topografia podem ser mais apropriadas.

3.3.2.3. Modelos baseados em processos

Os modelos de estimativa da profundidade do solo baseados em processos são aqueles que tentam representar o resultado da interação entre os diferentes processos atuantes na encosta, descrevendo cada um deles através de equações matemáticas. Em geral, estes modelos apresentam uma base física, tal como a formulação do balanço de massa em um volume de controle presente na encosta. Godt et al. (2008) chamam a atenção para a aplicação deste tipo de modelagem, que pode gerar resultados muito acurados quando utilizado dentro de determinadas condições.

Dietrich et al. (1995) foram pioneiros na tentativa de determinar a profundidade do solo coluvial a partir de modelos baseados em processos, embora trabalhos anteriores já tivessem esboçado uma teoria similar (Culling, 1960; Kirkby, 1971). Segundo Dietrich et al. (1995), quando a topografia é bem descrita pelos dados digitais de elevação, o modelo é capaz de estimar a espessura dos depósitos coluviais em vales não canalizados e identificar os locais de exposição do manto rochoso. A equação que descreve o balanço de massa para a profundidade do solo é descrita como:

$$\rho_s \frac{\partial z}{\partial t} = -\rho_r \frac{\partial e_b}{\partial t} - \rho_s \nabla \cdot \vec{q}_s \quad (8)$$

onde ρ_s e ρ_r são a massa específica do solo e da rocha, respectivamente; e_b é a elevação da interface entre solo e rocha; e \vec{q}_s é o vetor de transporte de solo. O primeiro termo da Equação (8) representa a mudança na espessura do solo com o tempo (t), o segundo termo é a taxa de transformação de rocha em solo devido ao rebaixamento da interface solo-rocha, e o último termo é o divergente do transporte de solo. A teoria envolvida na Equação (8) é a base de diversos trabalhos que foram elaborados na tentativa de descrever a morfologia das encostas, tais como Culling (1960), Culling (1963), Kirkby (1971) e Hirano (1975). A Equação (8) também é vastamente aplicada na modelagem da evolução da paisagem – MEP. Porém, na MEP, em vez de analisar a evolução da profundidade do solo, observam-se as variações na topografia do terreno (Tucker e Hancock, 2010). Para solucionar a Equação (8) em função da profundidade do solo, é necessário estabelecer uma lei de produção de solo e outra de transporte de solo. A Figura 6 mostra um esquema ilustrativo do funcionamento da Equação (8).

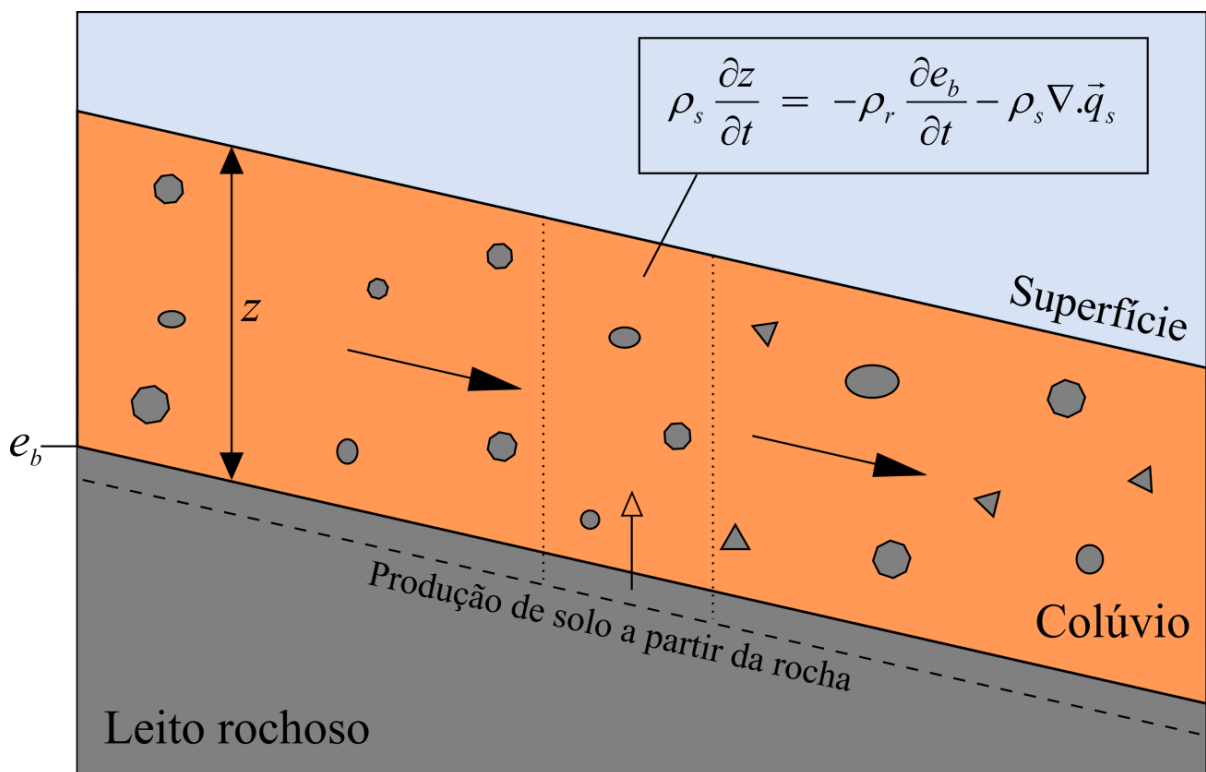


Figura 6 – Balanço de massa entre o transporte e a produção de solo que controla a profundidade do solo coluvial. (Adaptado de Dietrich et al. (1995) e Heimsath et al. (1997)).

3.3.2.3.1. Leis de produção de solo a partir da rocha matriz

Heimsath et al. (1997) e Heimsath et al. (2001) estabeleceram com dados de campo uma lei de produção do solo a partir da rocha matriz. Estes autores utilizaram medições da profundidade do solo para demonstrar que a curvatura (um indicativo da produção de solo) decai com o aumento da espessura do solo, e finalmente determinaram o formato da função de produção do solo. O estudo foi complementado por medições *in situ* de taxas de produção de solo determinadas a partir de núclídeos cosmogênicos (^{10}Be e ^{26}Al) que corroboraram com a relação exponencial inversa definida. Então, a função de produção de solo é descrita por:

$$-\frac{\partial e_b}{\partial t} = \varepsilon(p) \cdot \sec \theta = \varepsilon_0 \cdot \exp(-\alpha_1 \cdot p) \quad (9)$$

onde p é espessura do solo normal a encosta; $\varepsilon(p)$ é a taxa de produção do solo na direção normal a inclinação da encosta; ε_0 é a taxa de produção do solo em profundidade zero; e α_1 é um parâmetro de ajuste.

Saco et al. (2006) tentaram estabelecer as implicações de se considerar a umidade do solo nas funções de produção de solo e descrever qual tipo de dinâmica de produção de solo é necessária para que a topografia da rocha matriz tenha um padrão espacial diferente daquela encontrada na superfície. Assim, estes autores propuseram uma função de produção de solo na forma:

$$-\frac{\partial e_b}{\partial t} = \varepsilon_0 \cdot \left(1 + \beta_1 \cdot F(x_1, x_2)^{\gamma_1}\right) \cdot \exp(-\alpha_1 \cdot p) \quad (10)$$

onde $F(x_1, x_2)$ é uma função variável de dependência espacial, ou seja, dependente das coordenadas planimétricas x_1 e x_2 ; β_1 e γ_1 são parâmetros de ajuste. Se esta função for igual a zero, a Equação (10) torna-se igual a Equação (9). Em contraponto, pode-se adotar uma variação espacial da função de maneira que áreas que apresentarem valores maiores para esta função denotem taxas de produção de solo mais acentuadas. Por exemplo, F aumentando em função da umidade do solo (devido ao estímulo ao intemperismo químico e atividade biológica) e ocasionando um aumento na taxa de produção de solo a partir da rocha matriz. Esta modificação permitiu que se estabelecesse um modelo arqueado (*humped*) de

dependência entre a taxa de produção e profundidade do solo. Assim, a teoria vastamente discutida na geomorfologia, onde a maior taxa de produção de solo se dá a uma profundidade diferente da nula, pode ser contemplada sem disparidade entre o modelo proposto e dados observados em campo.

3.3.2.3.2. Leis de transporte de solo

As leis de transporte de solo ao longo das encostas foram denominadas, por Dietrich et al. (2003), leis de transporte geomorfológico (LTG). Estas leis descrevem diversos processos de transporte atuantes na encosta ao longo de escalas de tempo geomorfológicas. Para alguns processos, as leis propostas já foram parametrizadas e testadas, enquanto que, para outros, as leis são ainda inexistentes, não parametrizadas e/ou não testadas. A principal lei de transporte em encostas refere-se ao rastejamento (*creeping*) do solo, ocasionado por contração e dilatação devido a ciclos seco/úmido, quente/frio, congelamento/descongelamento e atividade biológica. Os modelos que se baseiam nestas leis são denominados modelos difusivos de transporte de solo. A equação mais comumente utilizada para descrever este processo é dada por:

$$\bar{q}_s = -k \cdot \nabla e \quad (11)$$

onde k é uma constante de proporcionalidade com unidades de um coeficiente de difusão [L^2/T]. Esta relação linear entre o fluxo de sedimentos e a curvatura da encosta foi sustentada por Mckean et al. (1993) e Small et al. (1999), com experimentos de campo utilizando núclídeos cosmogênicos (^{10}Be). Embora esta hipótese tenha sido validada, ela foi testada apenas para encostas de baixa declividade (até aproximadamente 20%).

Roering et al. (1999) defenderam que em encostas de alta declividade o processo de transporte difusivo de sedimentos depende, de maneira não-linear, do gradiente da encosta. Isto acontece devido ao caráter planar das encostas de alta declividade, onde a convexidade do perfil ocorre apenas próximo ao topo da encosta. Assim, Roering et al. (1999) propuseram uma LTG que aproxima-se de uma lei de difusão linear em baixas declividades e, além disso,

indica que o fluxo de sedimento cresce mais rapidamente quando o gradiente aproxima-se de um valor crítico. A LTG proposta por Roering et al. (1999) é:

$$\bar{q}_s = -\frac{k \cdot \nabla e}{1 - (|\nabla e|/S_c)^2} \quad (12)$$

onde S_c é o gradiente crítico da encosta e pode ser considerado próximo ao ângulo de atrito do solo da encosta. Além disso, o coeficiente K descrito na Equação (12) não necessariamente é igual àquele da Equação (11). Esta relação foi elaborada a partir de um balanço entre as forças atuantes nas direções de montante e jusante em determinado ponto na encosta. Roering et al. (1999) testaram e validaram este modelo em sua área de estudo nas cordilheiras do estado do Oregon, EUA.

Heimsath et al. (2005) questionaram o pressuposto de um modelo de transporte baseado apenas nas características difusivas, e propuseram que o transporte também dependeria da espessura do solo. Assim, os autores adotaram outra abordagem, proposta por Furbish e Fagherazzi (2001), onde o transporte de solo é linearmente proporcional ao produto da espessura do solo pelo gradiente superficial:

$$\bar{q}_s = -k \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \nabla e \quad (13)$$

Além disso, Roering (2008) propôs um modelo não-linear de dependência entre fluxo de sedimentos e profundidade/declividade. O modelo proposto utiliza a Equação (12), porém o cálculo do coeficiente k , com unidades de um coeficiente de difusividade [L^2/T], envolve a consideração da relação entre declividade da encosta e profundidade do solo em uma função exponencial. Roering (2008) testou esta teoria e a confrontou com as Equações (11), (12) e (13). O autor encontrou que o desempenho do modelo de relação não-linear entre fluxo de sedimentos e declividade/profundidade foi o mais satisfatório dentre os testados.

Pelletier e Rasmussen (2009) elaboraram diferentes modelos para a estimativa de profundidades do solo baseados em LTGs. Os modelos propostos baseiam-se no pressuposto de que o solo local atingiu um equilíbrio de longo período em sua espessura. Estes autores calcularam o balanço entre produção (descrita através do modelo exponencial e do arqueado) e erosão do solo (descrita através de três diferentes modelos de transporte de sedimentos não-lineares dependentes da (i) declividade; (ii) área e declividade; e (iii) profundidade e

declividade). Comparando seus resultados com dados de campo, os autores concluíram que o modelo arqueado de produção de solo, associado ao modelo de transporte não-linear dependente da profundidade e declividade, foi o mais adequado para sua área de estudo.

Uma análise da evolução da espessura do solo foi realizada por D’Odorico (2000), onde foi utilizado um modelo estocástico de balanço de massa para consideração de eventos aleatórios de escorregamentos, combinado a um processo determinístico de produção de solo a partir da rocha matriz. D’Odorico (2000) relatou que a dinâmica existente no processo de formação das encostas tem dois regimes extremos: (i) limitado pelo intemperismo; e (ii) limitado pelo transporte. Esta dinâmica é biestável, com dois estados preferenciais por entre os quais o sistema pode flutuar devido à ação de forçantes aleatórias (tais como escorregamentos). Assim, em longo prazo, o sistema não tende assintoticamente a permanecer em estado estacionário em algum dos dois extremos. Eventos erosivos aleatórios, por exemplo, podem levar um ponto da encosta, onde a dinâmica é limitada pelo transporte, para uma dinâmica limitada pelo intemperismo, devido à ocorrência de um escorregamento e consequentemente à remoção da camada superficial não consolidada.

Quando o escoamento superficial é existente e capaz de gerar a lavagem superficial (*surface wash*), comumente se considera o transporte de sedimentos através de fenômenos advectivos, além dos difusivos (Nicotina et al., 2011). Entretanto a representação destes fenômenos através de LTGs não é trivial, considerando sua natureza estocástica. Além disso, alguns processos, como a erosão laminar, são entendíveis e passíveis de descrição em investigações pontuais, porém, tornam-se de difícil caracterização quando analisados ao longo de escalas temporais geomorfológicas inseridos na dinâmica da paisagem. Os modelos existentes tendem a (i) ser demasiadamente empíricos ou (ii) demasiadamente parametrizados para serem aplicáveis no contexto de modelagem geomorfológica (Dietrich et al., 2003).

Os modelos baseados em LTGs tendem a considerar o transporte ocasionado pelo escoamento superficial através da adição de um termo empírico específico à formulação do vetor de transporte de solo ao longo da encosta:

$$\bar{q}_s = \bar{q}_{sd} + \bar{q}_{sa} \quad (14)$$

onde \bar{q}_{sd} representa os processos difusivos de transporte na encosta; e \bar{q}_{sa} representa os processos advectivos. Assim, diversos autores (Follain et al., 2006; Saco et al., 2006; Nicotina

et al., 2011; Liu et al., 2013) representaram a erosão laminar em modelos geomorfológicos através da equação:

$$q_{sa} = \beta_2 \cdot q_e^{\gamma_2} \cdot S^{\alpha_2} \quad (15)$$

onde q_e é a descarga por unidade de largura; S é a declividade na direção do fluxo; β_2 é a taxa de transporte de sedimento (análogo ao fator de erosividade dos modelos tradicionais de erosão, por exemplo, USLE); e γ_2 e α_2 são parâmetros de ajuste. O vetor \vec{q}_{sa} tem direção igual àquela assumida pelo fluxo superficial. Considerando que a Equação (15) é utilizada para simular processos de erosão de longo prazo, a descarga geralmente é interpretada como a descarga de pico média anual, portanto:

$$q_e = \beta_3 \cdot A^{\gamma_3} \quad (16)$$

onde β_3 é uma taxa constante de escoamento; A é a área de contribuição por unidade de largura; e γ_3 é um coeficiente de ajuste.

Liu et al. (2013) aplicaram um modelo de predição da profundidade do solo em uma bacia da Pennsylvania, nos EUA. O modelo foi baseado em equações básicas de produção e transporte difusivo e advectivo de solo na encosta. Os autores calibraram seu modelo e o aplicaram em uma simulação de 13.000 anos de evolução da paisagem da bacia. Comparando os dados simulados com os observados, os autores obtiveram um impressionante coeficiente de determinação de aproximadamente 0,74, com erros absolutos menores que 10 cm em 70% das 106 amostragens realizadas. Estes resultados demonstram o potencial de aplicação da técnica para definição da profundidade do solo nos estudos de evolução da paisagem.

Portanto, através da adoção de modelos de produção e transporte de solo, muitos trabalhos vêm aplicando a metodologia baseada em processos na tarefa de mapear a distribuição espacial da profundidade do solo nas bacias. Entretanto, os modelos descritos requerem dados de entrada de qualidade, tais como informações extraídas da topografia e parâmetros e coeficientes utilizados para solução das equações. Além disso, alguns processos relevantes na dinâmica da variação da profundidade do solo são desconsiderados, por exemplo, os movimentos de massa abruptos. Por isso, embora embasados em uma teoria robusta, algumas das aplicações de tais modelos falham na estimativa da profundidade do solo nas encostas.

Nicotina et al. (2011), ao aplicar seu modelo, obtiveram um coeficiente de Nash-Sutcliffe de apenas 0,1 comparando dados calculados e observados de profundidade do solo, evidenciando o baixo desempenho do modelo. Os autores pontuaram ainda que o seu modelo não necessita de calibração, visto que todos os parâmetros de entrada são mensuráveis, e associaram a este fato o mal desempenho. Ainda assim, estes autores consideram que o modelo pode ser usado para descrever um comportamento médio da profundidade do solo na bacia e seria útil para mapeamentos preliminares.

3.3.2.3.3. Limites da profundidade do solo

Processos, tais como os movimentos de massa (escorregamentos, fluxos de detritos, entre outros), que certamente contribuem para o transporte de sedimento nas encostas, ainda não foram objetos de elaboração de LTGs parametrizadas e validadas (Dietrich et al., 2003). Entretanto, alguns trabalhos foram desenvolvidos no sentido de contabilizar a influência de tais processos na evolução da paisagem e profundidade dos solos. Schmidt e Montgomery (1995), através da análise de equilíbrio limite bidimensional de Cullman, previram uma relação limite entre declividade da encosta e o relevo, de forma que a altura máxima de determinada encosta (H_c) seria limitada pela seguinte equação:

$$H_c = \frac{4c}{\rho_s \cdot g} \frac{\sin \theta \cdot \cos \phi}{[1 - \cos(\theta - \phi)]} \quad (17)$$

onde c é a coesão do solo; g é a aceleração gravitacional e ϕ é o ângulo de atrito interno do solo. Baseado nesta equação, Densmore et al. (1998) definiram uma função de probabilidade de falha para cada ponto localizado na encosta, agregando um fator que varia de acordo com o tempo e que aumenta conforme o passar do tempo a partir da ocorrência do último escorregamento.

Considerando a hipótese em que existe homogeneidade na camada de solo, sem discontinuidades em termos de condições hidráulicas e de resistência, a formação de uma superfície de ruptura provavelmente se dará nos maiores valores de profundidade, ou seja, na interface entre solo e rocha. Isto se deve ao fato de que a poro-pressão provavelmente será

maior neste ponto, favorecendo a desestabilização da encosta. Assim, nestes casos, a profundidade do solo será igual a profundidade de formação da superfície de ruptura.

Desta maneira, Iida (1999), embasado em análises de equilíbrio limite (Fator de Segurança – FS) para modelos de encosta infinita, definiu limiares de profundidade do solo. Iida (1999) determinou o valor da máxima profundidade que poderia se estabelecer em uma encosta considerando que o FS de determinado local não atinja valores menores que 1. No caso de encostas declivosas, escorregamentos podem vir a ocorrer sem saturação do solo, ou seja, com ausência de água. Desta maneira, a profundidade limite (z_{c0}) foi descrita por:

$$z_{c0} = \frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot \cos^2 \theta \cdot (\tan \theta - \tan \phi)} \quad (18)$$

sendo que z_{c0} nunca é alcançado, visto que a profundidade do solo aumenta lentamente com o tempo e tempestades periódicas produzirão alguma saturação na encosta, ocasionando escorregamentos.

Quando o solo encontra-se completamente saturado, também é possível estabelecer uma profundidade limite (z_{c1}), dada por:

$$z_{c1} = \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot [\rho_s \cdot g \cdot (\tan \theta - \tan \phi) + \rho_w \cdot g \cdot \tan \phi]} \quad (19)$$

Quando a profundidade real do solo é menor que z_{c1} , então não haverá possibilidade de ocorrência de escorregamento, mesmo com uma grande tempestade. Neste caso, este local adquire característica de imunidade por determinado período. Se a profundidade do solo é maior que z_{c1} , então os escorregamentos podem ocorrer quando a saturação do solo atinge um valor limite. Iida (1999) demonstrou que estes valores críticos de profundidade têm boa aderência com valores medidos em campo.

3.4. Reflexão acerca dos métodos de estimativa da profundidade do solo

A profundidade do solo é um dos parâmetros de mais difícil estimativa e suas variações temporal e espacial ainda não são completamente compreendidas pela comunidade

científica. Ademais, este é um parâmetro que exerce controle sobre processos pedológicos, geomorfológicos e hidrológicos, e, justamente por isso, é essencial para a aplicação de inúmeros modelos (hidrológicos, de estabilidade de encostas e de evolução da paisagem, entre outros). Desta maneira, o estudo e desenvolvimento de técnicas para estimativa deste parâmetro é uma importante tarefa que ainda está em desenvolvimento.

Os métodos de campo para estimativa da profundidade do solo foram divididos em métodos de referência e métodos geofísicos. Os métodos de campo geralmente geram informações pontuais ou relativas a perfis do solo. Os métodos de referência, embora sejam os mais rudimentares dentre eles, sempre devem ser conduzidos a fim de validar as informações geradas através dos demais métodos, sejam eles geofísicos ou matemáticos. Isso fica evidenciado pela constatação de que mesmo os trabalhos desenvolvidos através das técnicas mais atuais ainda necessitam de dados de referência para confirmação.

Diversos métodos de exploração geofísica podem ser utilizados para a estimativa da profundidade do solo. Cada método demonstra características específicas de aplicação, detalhamento de informações e determinadas limitações. Porém, os métodos geofísicos eletromagnéticos, representados principalmente pelo GPR, apresentam uma grande aplicabilidade atualmente. Além disso, passam constantemente por avanços, tornando-os ainda mais promissores. A possibilidade de empregar diferentes antenas, com diferentes alcances, permite o uso do GPR para diversas finalidades no estudo do solo. A habilidade do método em identificar formas na subsuperfície permite que este seja utilizado no mapeamento de estruturas de diversos tamanhos. As limitações do método referem-se principalmente a atenuação do sinal ocasionado pela presença de água, que limita o alcance e a quantidade de observações que podem ser extraídas de uma imagem.

Entretanto, por mais promissor e eficaz que sejam as técnicas de campo de estimativa da profundidade do solo, atualmente estas estão limitadas a informações pontuais ou relativas a áreas limitadas. Nos processos de modelagem de movimentos de massa, por exemplo, é necessário que os valores de profundidade do solo sejam estimados para áreas maiores, por exemplo, bacias hidrográficas. Assim, os métodos de campo podem ser utilizados para validar outros métodos de estimativa da profundidade do solo capazes de gerar informações para toda a área, isto é, os matemáticos.

Os métodos matemáticos para tal finalidade foram classificados em estatísticos, empíricos e baseados em processos. Os métodos estatísticos avançaram muito nas últimas décadas, principalmente devido à evolução dos *softwares* SIG, o que possibilitou a fácil aplicação das ferramentas de geoestatística. Assim, diversos atributos passaram a ser

considerados nestas análises, na tentativa de relacioná-los com a profundidade do solo. Desta maneira, os modelos estatísticos demonstram atualmente uma imensa capacidade de estimar a distribuição espacial da profundidade do solo. Entretanto, a aplicação destes modelos requer uma grande quantidade de dados mensurados (tanto em relação às variáveis preditoras, quanto à variável estimada), para que seja possível estabelecer as relações existentes. Além disso, sempre que tal método for aplicado a uma nova área de estudo, uma nova formulação do modelo deve ser elaborada.

Os métodos empíricos são de fácil aplicabilidade. Os modelos empíricos baseados em relações que expressam os processos físicos relacionados à formação dos solos, mesmo sem o uso explícito de equações fisicamente embasadas, vêm apresentando resultados satisfatórios. Porém, aqueles que não se constituem de tentativas enfáticas de representar os processos físicos atuantes no estabelecimento da profundidade do solo, têm fracassado. Desta maneira, percebe-se que quanto mais o modelo empírico aproxima-se de um modelo fisicamente embasado, melhores são seus resultados. Assim, conforme Godt et al. (2008), em ambientes onde as taxas de produção e transporte do solo podem ser bem definidas, o uso de modelos baseados em processos tende a exibir melhores resultados. Portanto, a aplicação dos modelos empíricos torna-se mais adequada para locais onde o equacionamento dos processos físicos atuantes ainda não foi elaborado, parametrizado e/ou testado; ou onde existe uma limitação de dados de campo necessários para aplicação de outros tipos de modelagem.

Os modelos baseados em processos têm a característica de utilizar equações fisicamente embasadas relativas aos mecanismos de produção, transporte e estabilidade dos solos. Assim, para locais onde existem dados de qualidade (topográficos, pedológicos, geológicos, entre outros) e já foram definidas as LTGs referentes aos processos atuantes, há um bom desempenho destes modelos. Entretanto, é importante lembrar que os modelos baseados em processos geralmente descrevem a evolução da profundidade do solo em termos de escalas geomorfológicas de tempo. Por isso, muitos processos estocásticos abruptos, tais como os movimentos de massa, que influenciam drasticamente no padrão de distribuição da profundidade do solo ainda não foram objetos de LTGs. Desta maneira, ainda existe a necessidade de se avançar no estudo destes processos para alavancar o desenvolvimento de novas LTGs, possibilitando a elaboração de um modelo mais abrangente. O estabelecimento de limites de profundidade do solo baseados em características geomorfológicas, hidrológicas e de resistência dos solos pode ser importante para o aprimoramento das LTGs e conseqüentemente dos MEPs. Por isso, o presente trabalho desenvolveu uma teoria que tenta

estabelecer estes limites, a fim de contribuir não só para elaboração de uma LTG, mas também para a otimização da modelagem de escorregamentos.

3.5. Efeito da profundidade do solo na estabilidade das encostas e modelagem de escorregamentos

A profundidade do solo é um dos parâmetros de entrada requerido pela maioria dos modelos de estabilidade de encostas, tais como SHALSTAB (Montgomery e Dietrich, 1994), SINMAP (Pack et al., 1998), TRIGRS (Baum et al. 2002), entre outros. Todos estes modelos são extremamente sensíveis à variação da profundidade do solo (Hammond et al., 1992; Borga et al.; 2002; Michel, 2013), sendo que os resultados de suas análises podem demonstrar comportamento absolutamente adverso no caso de uma escolha equivocada para a distribuição espacial deste parâmetro. Além disso, a profundidade do solo afeta a maneira com que outros parâmetros (coesão do solo, coesão das raízes e padrão de saturação do solo, por exemplo) influenciam no funcionamento de tais modelos (Michel, 2013).

Na análise de estabilidade das encostas e na aplicação de modelos que calculam a propensão de falha de determinada localidade, é comum que se defina uma única profundidade sobre toda a área de estudo (Kim et al., 2010; Liao et al., 2011; Michel et al., 2014; Michel et al., 2015) ou sobre cada unidade pedológica (Wu e Sidle, 1995). Assim, muitas vezes os processos de formação dos solos e os limites existentes para este parâmetro são ignorados. Desta maneira, pode haver super ou subestimativa da propensão de uma encosta à ocorrência de escorregamentos e também da quantidade de área instável dentro da área de estudo.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Organização do trabalho

Os procedimentos de desenvolvimento do presente trabalho se deram como demonstrado pelo fluxograma descrito na Figura 7.

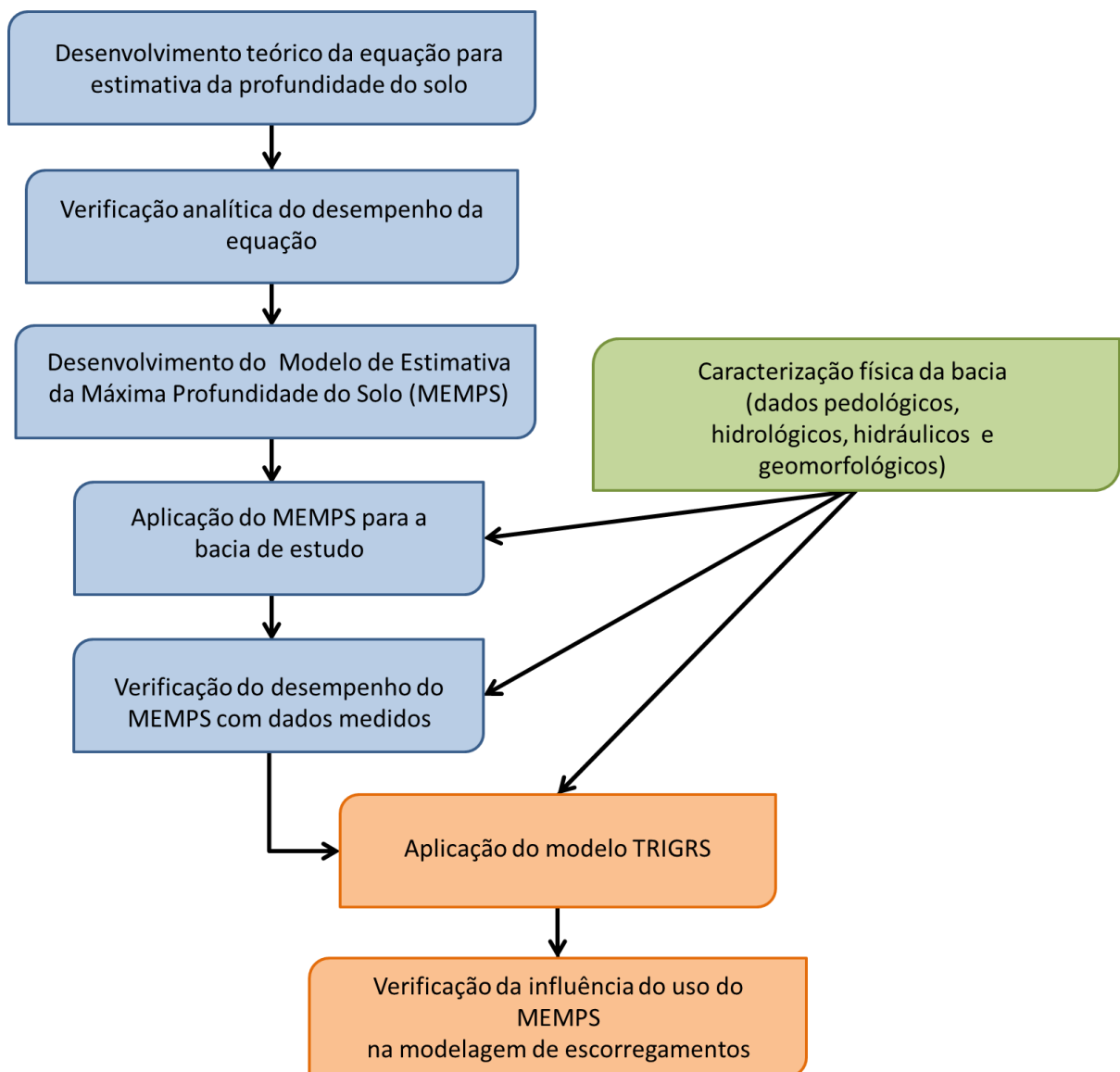


Figura 7 – Fluxograma do presente trabalho.

4.2. Desenvolvimento teórico do modelo de estimativa da máxima profundidade do solo

Com base na metodologia comumente usada para determinar a propensão de uma encosta a falhar, isto é, o Fator de Segurança (*FS*), Iida (1999) determinou a máxima profundidade que poderia ser estabelecida em uma encosta considerando duas condições extremas de umidade do solo: (i) total ausência de água; e (ii) completa saturação da coluna de solo. Este item do presente trabalho tem o objetivo de propor uma abordagem para definição da profundidade máxima do solo relativa a suas condições reais de saturação. A teoria está embasada na combinação de um modelo de estabilidade de encosta infinita e um modelo hidrológico de longo período.

Assim como nas equações propostas por Iida (1999), a teoria desenvolvida a seguir é válida para solos que não apresentam descontinuidades em termos de comportamento hidráulico ou de resistência mecânica. Nestes casos, existe uma grande probabilidade que a formação de uma superfície de ruptura ocorra na maior profundidade de solo observada, ou seja, na interface entre solo e rocha. Assim, há a coincidência entre a profundidade do solo e a profundidade da superfície de ruptura. No caso específico de haver uma camada subjacente de solo que represente uma descontinuidade em termos de redução da resistência mecânica ou da condutividade hidráulica, a profundidade calculada coincidirá com a profundidade da interface entre estas duas camadas.

4.2.1. Modelo de estabilidade de encosta infinita

O modelo de estabilidade de encosta infinita (MEEI) vem sendo amplamente utilizado por diversos pesquisadores na investigação de estabilidade de encostas naturais, por exemplo, Montgomery e Dietrich (1994); Wu e Sidle (1995); Pack et al. (1998); Baum et al. (2008); Tsai e Chiang (2012); Rossi et al. (2013); e Fuchs et al. (2014). O modelo é de fácil aplicabilidade e tem seu uso apropriado onde a espessura do solo ou a profundidade da superfície de ruptura é consideravelmente menor que o comprimento da encosta. Justamente por isso, o MEEI é vastamente utilizado para a modelagem de escorregamentos translacionais. O modelo impõe o pressuposto de que o plano de falha é paralelo à superfície, assim como o

fluxo de água no mesmo. O MEEI utiliza o FS , definido como a razão entre a resistência ao cisalhamento existente e a mínima resistência ao cisalhamento necessária para o equilíbrio da encosta (Equação (20)).

$$FS = \frac{\text{Resistência real ao cisalhamento}}{\text{Resistência mínima ao cisalhamento}} \quad (20)$$

Na Equação (20), quando o cálculo do FS gera valores maiores que 1, ou seja, a resistência disponível na encosta é maior que a mínima necessária para seu equilíbrio, a encosta está estável. Quando o FS se torna exatamente igual a 1, se estabelece a condição de equilíbrio limite. Quando o FS é menor que 1, é estabelecida a condição de falha. Na realidade, o equacionamento de todos os processos e a definição acurada de todos os parâmetros envolvidos no cálculo do FS muitas vezes é inexecutável. Portanto, não há como assegurar a estabilidade absoluta de uma encosta, apenas um aumento de probabilidade de estabilidade com o aumento dos valores do FS .

A formulação do MEEI baseia-se na lei de Mohr-Coulomb em uma abordagem bidimensional, onde, no momento da ruptura de uma encosta, a tensão de cisalhamento gerada pelo peso do solo torna-se igual à resistência ao cisalhamento existente:

$$\tau = c + (\sigma - u) \cdot \tan \phi \quad (21)$$

onde τ é a tensão cisalhante no momento da ruptura; c é a coesão total; σ é a tensão normal; u é a poro-pressão; e ϕ é o ângulo de atrito interno do solo. A Figura 8 demonstra a representação dos elementos envolvidos no MEEI.

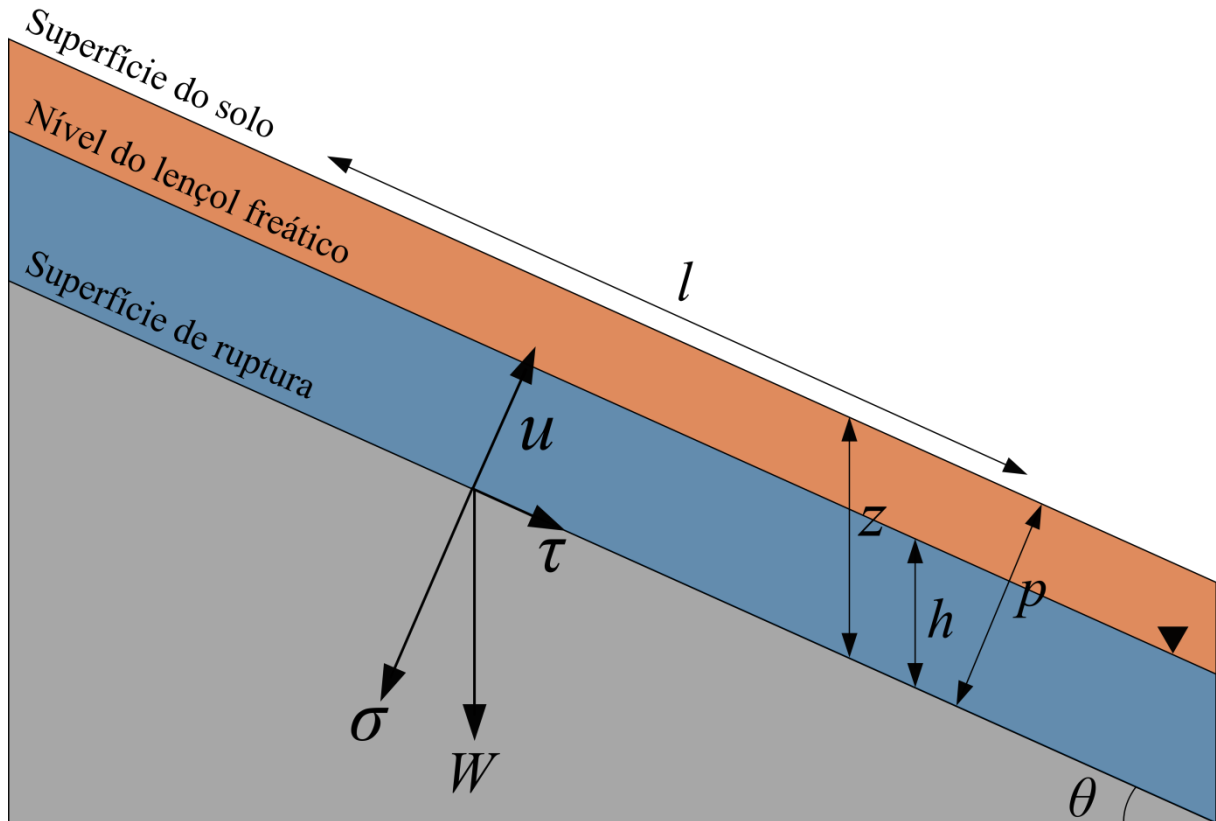


Figura 8 – Representação dos elementos do MEEI.

Para auxiliar na compreensão da formulação utilizada pelo MEEI, o processo de dedução das equações será detalhado. O peso do solo, por unidade de largura, pode ser expresso por:

$$W = g \cdot l \cdot \rho_s \cdot p \quad (22)$$

onde l é o comprimento da encosta [m]; ρ_s é a massa específica do solo úmido [kg/m^3]; g é a aceleração gravitacional [m/s^2]; e p é a espessura do solo [m]. Aqui se faz uma simplificação ao considerar que a massa específica do solo é uniforme, não importando as condições de umidade.

A componente do peso paralela à superfície do solo é a força que origina a tensão cisalhante (τ), enquanto que a componente do peso perpendicular à superfície do solo dá origem à tensão normal (σ). Tensões são expressas em força por unidade de área, portanto, ao decompor os vetores da força peso, pressupõe-se uma análise bidimensional de encosta infinita, onde é considerada uma largura unitária para a massa de solo estendendo-se por toda

extensão (l) da encosta analisada. Desta maneira, ao dividir as componentes da força peso pelo produto de l e a largura unitária, obtêm-se a tensão cisalhante e a tensão normal:

$$\tau = \frac{W \cdot \sin \theta}{l} \quad (23)$$

$$\sigma = \frac{W \cdot \cos \theta}{l} \quad (24)$$

onde τ é a tensão cisalhante [N/m²] e σ é a tensão normal [N/m²]. Considerando que a profundidade vertical do solo (z) pode ser representada por $p/\cos\theta$, onde θ é a declividade da encosta [graus], com a inserção da Equação (22) nas Equações (23) e (24) obtêm-se:

$$\tau = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \quad (25)$$

$$\sigma = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2 \theta \quad (26)$$

A poro-pressão (u), ou pressão neutra, é caracterizada pela pressão a que está submetida a água situada nos poros do solo e atua no sentido de aliviar a tensão normal. Esta variável pode ser expressa de diversas maneiras e sua formulação depende da complexidade com a qual os fenômenos hidrológicos que ocorrem na bacia serão abordados. A poro-pressão pode ser expressa por:

$$u = g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta \quad (27)$$

onde ρ_w é a massa específica da água [kg/m³] e h é a altura da coluna d'água dentro da camada de solo [m].

Conforme Selby (1993), a substituição das Equações (25), (26) e (27) na Equação (21) gera a relação de equilíbrio limite para os MEEI:

$$\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta = c + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta) \cdot \tan \phi \quad (28)$$

O termo situado ao lado esquerdo da igualdade na Equação (28) representa a tensão cisalhante. Os termos ao lado direito da igualdade representam a resultante da resistência ao cisalhamento da encosta. Portanto, a razão entre o lado direito e o lado esquerdo da igualdade é o FS , ou seja:

$$FS = \frac{c + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta) \cdot \tan \phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad (29)$$

Iida (1999), através da Equação (29) estabeleceu a profundidade do solo máxima que poderia ser alcançada em uma encosta considerando duas condições hidrológicas distintas extremas. Na primeira condição, há total ausência de água no solo. Neste caso a Equação (29) modifica-se para:

$$FS = \frac{c + \rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad (30)$$

Quando FS for igual a 1, ao isolar o termo z , obtém-se a máxima profundidade para a condição de total ausência de água (z_{c0}):

$$z_{c0} = \frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot \cos^2 \theta \cdot (\tan \theta - \tan \phi)} \quad (31)$$

Embora possa ser calculado matematicamente, z_{c0} nunca é alcançado, considerando que a profundidade do solo cresce lentamente com o passar do tempo e que chuvas produziram ao menos saturação parcial da camada do solo e conseqüentemente sua desestabilização a uma profundidade inferior a esta.

Na segunda condição, o solo está completamente saturado, então h torna-se igual a z , e a Equação (29) modifica-se para:

$$FS = \frac{c + (\rho_s - \rho_w) \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad (32)$$

Quando o FS for igual a 1, ao isolar o termo z , obtém-se a máxima profundidade para a condição de completa saturação do solo (z_{c1}):

$$z_{c1} = \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot g \cdot [\rho_s \cdot (\tan \theta - \tan \phi) + \rho_w \cdot \tan \phi]} \quad (33)$$

Quando z é menor que z_{c1} , a altura da camada d'água no solo não alcançará valores críticos, mesmo em uma severa estação chuvosa, e assim não ocorrerão escorregamentos rasos. Se o nível do lençol ultrapassar a superfície do solo, ocorrerá o escoamento superficial do tipo Dunne. Desta maneira, enquanto z for menor que z_{c1} ocorrerá a “imunidade” da encosta a escorregamentos. Sendo assim, z_{c1} também é chamada de profundidade de imunidade do solo. Quando z é maior que z_{c1} , a altura da camada d'água poderá alcançar valores críticos e os escorregamentos poderão ocorrer durante uma estação chuvosa. Portanto, de acordo com esta abordagem, os escorregamentos rasos ocorrerão em locais onde a profundidade do solo situa-se entre z_{c0} e z_{c1} .

4.2.2. Modelo hidrológico de estado uniforme

A inserção de um modelo hidrológico na avaliação de limites de profundidade é de grande utilidade quando se deseja estimar padrões de distribuição de saturação do solo que diferem daqueles adotados para desenvolvimento das Equações (31) e (33), que referem-se a total ausência de água ou completa saturação, respectivamente. O modelo hidrológico de estado uniforme (MHEU) é um modelo simplificado de fluxo da água no solo que foi proposto e desenvolvido por Beven e Kirkby (1979) e O'loughlin (1986), os quais desenvolveram o TOPMODEL e o TOPOG, respectivamente. O MHEU assume um estado uniforme de recarga que simula o padrão de variação espacial da umidade (altura da coluna d'água), ou *wetness*, que ocorre durante uma época chuvosa.

A Figura 9 mostra sucintamente o MHEU onde a [m²] é a área de contribuição a montante de determinado ponto, b [m] é o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento e q [m/d] é a taxa de recarga uniforme.

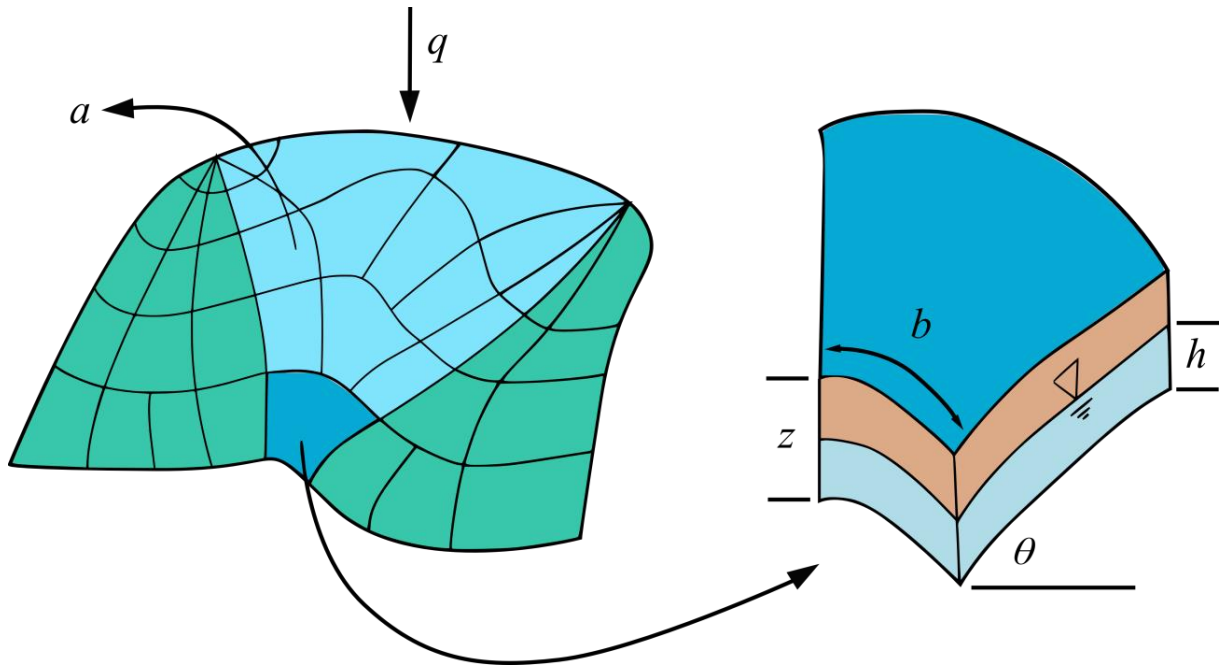


Figura 9 – Representação do modelo hidrológico de estado uniforme (Modificado de Montgomery e Dietrich, 1994).

O MHEU trabalha com uma lógica de balanço de massa em um volume de controle situado na encosta. A quantidade total de água que entra (Q_e) [m^3/d] no sistema pela área de contribuição é expressa por:

$$Q_e = q \cdot a \quad (34)$$

Para realizar uma análise consistente, assegurando-se de que toda a área a está contribuindo para entrada de água no volume de controle, faz-se a introdução de duas escalas de comprimento, propostas por Iverson (2000). Uma escala é p (profundidade medida na direção normal à superfície do solo), e estabelece uma referência sobre o potencial matricial que se desenvolve em determinada profundidade devido à incidência de chuva. A outra escala é a raiz quadrada de a , e refere-se à área que influencia nas variações do padrão de umidade do solo caso a chuva continue. Também define-se a difusividade (D) do solo como:

$$D = \frac{K(\psi)}{C(\psi)}; D_0 = \frac{K_s}{C_0} \quad (35)$$

onde ψ é o potencial matricial da água do solo; K é a condutividade hidráulica; K_s é a condutividade hidráulica saturada; C_0 é o mínimo valor de C que se chama capacidade específica e é definida como a variação na umidade volumétrica por variação do potencial matricial. C_0 é tipicamente observado quando o solo torna-se saturado (Iverson, 2000); então D_0 é a máxima difusividade característica, ou difusividade de referência, governando a transmissão do potencial matricial.

A transmissão da poro-pressão em resposta à chuva é um processo transiente, o que implica que duas escalas de tempo atuam em conjunto com as duas escalas de comprimento. Utilizando D_0 para estabelecer um referencial de tempo, uma escala de tempo pode ser descrita por a/D_0 , que se aproxima do tempo mínimo necessário para que ocorra uma forte transmissão lateral de poro-pressão a partir da área a . A outra escala de tempo é p^2/D_0 , que é similar ao tempo mínimo necessário para que ocorra uma forte transmissão normal à superfície do solo da poro-pressão, a partir da superfície, na profundidade p .

A divisão entre as duas escalas de tempo gera uma razão de escala de comprimento que tem um importante papel na análise da resposta da poro-pressão devido à incidência de chuva nas encostas:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{p^2 \cdot D_o}{a \cdot D_o}} = \frac{p}{\sqrt{a}} \quad (36)$$

Assim, quando $\varepsilon \ll 1$, a resposta da poro-pressão devido a incidência das chuvas nas encostas pode ser descrita adequadamente por formas simplificadas da equação de Richards (Iverson, 2000). Desta maneira, quando $\varepsilon \ll 1$ e quando o tempo (t) a partir do início do período chuvoso é maior que a/D_o , o MHEU é capaz de descrever satisfatoriamente o padrão de umidade do solo.

Considerando um valor de K_s constante para todo o perfil do solo, a quantidade total da água que sai (Q_s) [m³/d] pela camada saturada, ou seja, pelo escoamento subsuperficial é expressa pelo produto da densidade do fluxo pela área de saída. O comportamento do fluxo é descrito pela Lei de Darcy. O gradiente hidráulico (i) [m/m] é o quociente entre a carga hidráulica e o comprimento do meio poroso a ser percorrido. A carga hidráulica é representada pela diferença altimétrica entre o ponto inicial e o ponto final do escoamento, e o comprimento do meio poroso é representado pelo comprimento da encosta. Desta maneira, o gradiente hidráulico pode ser representado por $\sin \theta$:

$$Q_s = K_s \cdot i \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b = K_s \cdot \sin\theta \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b \quad (37)$$

Conforme diversos autores, tais como Beven (1981) e Wu e Sidle (1995), a variação de Q_s decorrente de um processo lento de infiltração pode ser descrita por um modelo de onda cinemática de fluxo da água subsuperficial paralelo à superfície do solo aplicado a longas escalas de tempo ($t \sim a/D_o$):

$$\frac{\partial Q_s}{\partial a} + \frac{\partial h}{\partial t} = q \quad (38)$$

Para escalas de tempo ainda mais longas ($t \gg a/D_o$), a dependência do tempo pode ser desconsiderada, e a equação de conservação da massa de onda cinemática se simplifica a uma equação de estado uniforme através da integração da Equação (38):

$$Q_s = q \cdot a \quad (39)$$

Portanto, em condição uniforme, a quantidade total da água que entra no sistema é igual àquela que sai do sistema. Desta maneira, igualando a Equação (37) à Equação (34) obtém-se:

$$q \cdot a = K_s \cdot \sin\theta \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b \quad (40)$$

Quando o solo está inteiramente saturado, o fluxo se dá por toda a camada de solo, portanto. Portanto, a Equação (40) modifica-se para:

$$Q_{s \max} = K_s \cdot \sin\theta \cdot z \cdot \cos\theta \cdot b = b \cdot T \cdot \sin\theta \quad (41)$$

$$\therefore T = K_s \cdot z \cdot \cos\theta \quad (42)$$

onde T é a transmissividade [m^2/d].

O'Loughlin (1986) definiu a umidade (*wetness*) como a parcela saturada do solo em um dado estado uniforme de recarga. Desta maneira, o nível de saturação do solo é obtido

através da relação entre a água que entra no sistema sob forma de recarga uniforme e a água que sai dele através da camada saturada do solo.

$$w = \frac{Q_s}{Q_{s \max}} = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} \quad (43)$$

onde w é a umidade do solo [m/m]. Substituindo as Equações (40) e (41) na (43), obtém-se:

$$w = \frac{K_s \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{b \cdot K_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (44)$$

Assim, juntando as Equações (43) e (44), pode-se reescrever:

$$w = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (45)$$

Ao inserir a Equação (42) na Equação (45) também é possível estabelecer a altura da camada d'água que irá se estabelecer em determinado local, sendo que esta altura estará limitada pelo valor da profundidade do solo no ponto. Caso o valor calculado de h exceda o valor de z , ocorrerá o escoamento do tipo Dunne.

$$h = \frac{q \cdot a}{b \cdot K_s \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} \quad (46)$$

Iverson (2000) alertou para incoerências existentes no uso desta abordagem para estimativa do padrão de umidade dos solos. Segundo este autor, a Equação (45) só pode ser utilizada se quatro diferentes condições são satisfeitas: (i) a duração da chuva deve ser muito longa ($t \gg a/D_0$); (ii) a profundidade deve ser relativamente pequena ($\varepsilon \ll 1$); (iii) a intensidade das chuvas deve ser baixa; (iv) a componente normal à superfície do solo da condutividade hidráulica deve ser consideravelmente maior que a componente paralela, ou seja, o solo deve ser anisotrópico. Embora Iverson (2000) tenha recomendado que tal abordagem não fosse utilizada para a avaliação de encostas propensas a escorregamentos, o presente estudo a adota. Esta adoção se justifica considerando que a proposta metodológica

descrita aqui refere-se a estações chuvosas de longa duração em encostas naturais de profundidades rasas.

4.2.3. Equacionamento da profundidade crítica

Iida (1999) definiu os valores da profundidade máxima que o solo das encostas poderia alcançar, considerando: (i) total ausência de água; e (ii) completa saturação. Entretanto, em condições normais, as condições de umidade do solo são intermediárias. Desta maneira, o presente trabalho propõe um método para estimativa da profundidade máxima que pode se estabelecer em encostas considerando padrões intermediários de saturação. Estes padrões intermediários estão relacionados a longos períodos chuvosos que podem, ou não, exceder o comportamento da chuva média na bacia, mas necessariamente devem se desenvolver em longos períodos. A seguir será apresentado o processo de dedução da equação para estimativa da profundidade máxima do solo.

Rearranjando a Equação (29), obtém-se:

$$FS = \frac{\left(\frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos \theta} \right) + \cos \theta \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot \frac{h}{z} \right) \cdot \tan \phi}{\sin \theta} \quad (47)$$

Na Equação (47), o termo h/z é w , representando o grau de saturação do solo da encosta que influenciará no resultado final do FS . Introduzindo a Equação (45) na Equação (47) obtém-se:

$$FS = \frac{\left(\frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos \theta} \right) + \cos \theta \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot \frac{q \cdot a}{b \cdot K_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} \right) \cdot \tan \phi}{\sin \theta} \quad (48)$$

Estabelecendo que o limite mínimo do FS deva ser igual a 1 para que uma encosta não venha a se desestabilizar, é possível estabelecer o limite máximo da profundidade do solo. Assim, igualando FS a 1 na Equação (48), isolando o termo z e realizando algumas

modificações algébricas, é estabelecido o valor de profundidade crítica (z_c) para que a encosta permaneça estável:

$$z_c = \frac{\frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot \cos^2 \theta} - \tan \phi \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot \left(\frac{q \cdot a}{b \cdot K_s \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \right)}{\tan \theta - \tan \phi} \quad (49)$$

O termo entre parênteses na Equação (49) representa a altura da camada d'água no interior do solo, h (Equação (46)). O máximo valor de h é igual ao valor de z . Considerando uma condição de equilíbrio limite, quando h torna-se igual a z , a profundidade crítica torna-se z_{c1} e pode ser descrita pela Equação (33), então a Equação (49) modifica-se para:

$$z_c = \frac{\frac{c}{\rho_s \cdot g \cdot \cos^2 \theta} - \tan \phi \cdot \frac{\rho_w}{\rho_s} \cdot \min \left(z_{c1}, \frac{q \cdot a}{b \cdot K_s \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \right)}{\tan \theta - \tan \phi} \quad (50)$$

A Equação (50) estima a profundidade máxima alcançada pelo solo da encosta sob determinada condição hidrológica estabelecida por um longo período chuvoso. Considerando que a chuva média deste determinado período não é capaz de deflagrar escorregamentos, então o FS das encostas não ultrapassa o limiar inferior de 1, e a Equação (50) é aplicável. Desta maneira, um valor de q igual à precipitação média de longo período representa um cenário aceitável para estimativa da profundidade máxima do solo das encostas. O modelo proposto pelo presente trabalho utiliza a Equação (50) e foi denominado Modelo de Estimativa da Máxima Profundidade do Solo (MEMPS).

Observa-se claramente que na Equação (50) há um limite de aplicação. A Equação (50) somente é aplicável em encostas que apresentam declividades mais acentuadas que ϕ . No caso em que a declividade da encosta é igual ao ângulo de atrito interno do solo, a aplicação da equação gera uma indeterminação. Caso θ seja menor que ϕ e considerando que o numerador da Equação (50) deve ser positivo, resultados negativos serão encontrados. Desta maneira a principal condição de aplicabilidade da Equação (50) é $\theta > \phi$. A Figura 10 mostra que o comportamento da Equação (50), quando comparado ao comportamento das Equações (31) e (33), gera resultados coerentes. Assim, para qualquer declividade da encosta, z_c deve ser sempre maior que z_{c1} e menor que z_{c0} .

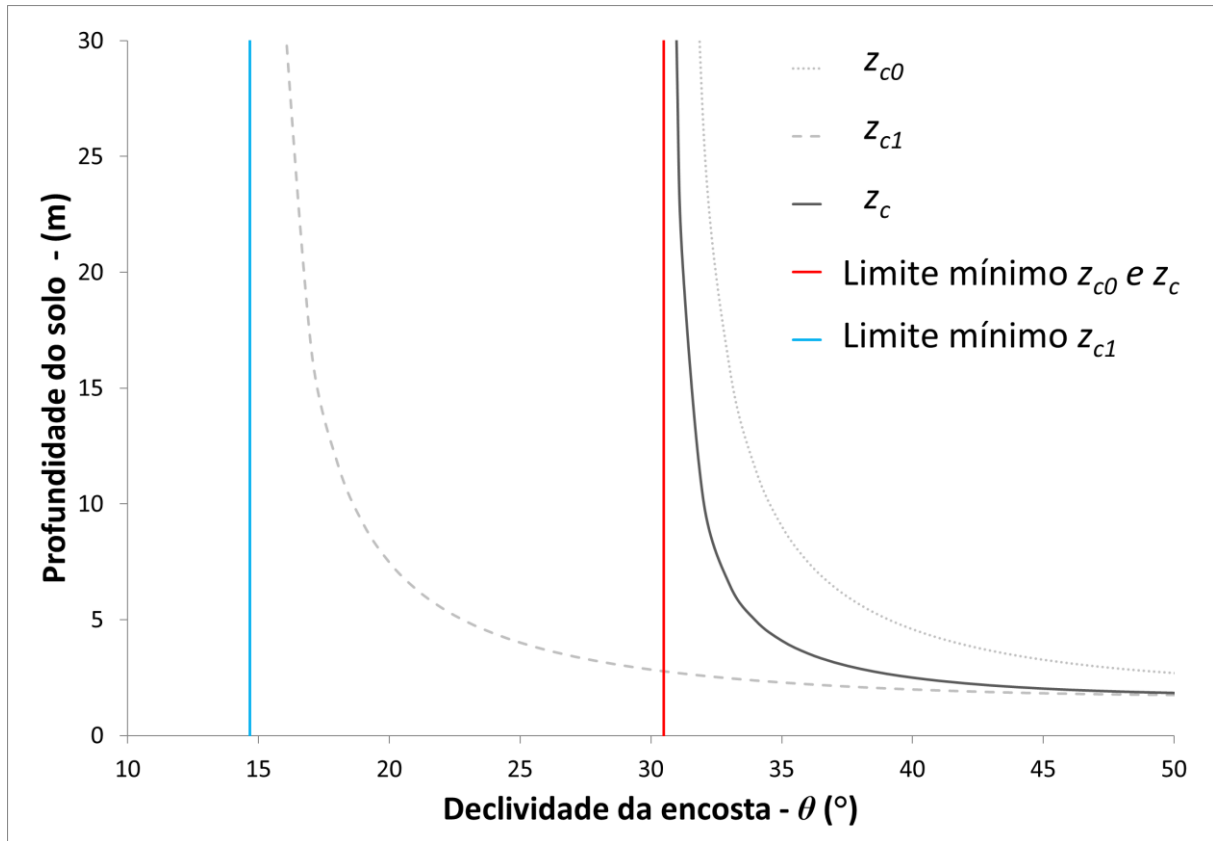


Figura 10 – Comportamento de z_c , z_{c1} , e z_{c0} frente as variações na declividade da encosta. Parâmetros utilizados: $c = 11,9$ kPa; $\rho_s = 1.800$ kg/m³; $\rho_w = 1.000$ kg/cm³; $q = 0,005$ m/d; $a = 300$ m²; $b = 5$ m, $\phi = 30,5^\circ$; $K_s = 0,38$ m/d.

4.3. Área de Estudo

A área de estudo do presente trabalho, a bacia do arroio Jaguar, fica situada no estado do Rio Grande do Sul. A bacia tem uma área de cerca de 25 km², sendo que sua maior parte encontra-se na mesorregião metropolitana de Porto Alegre, microrregião de Montenegro, municípios de Alto Feliz e São Vendelino. Uma pequena parte da bacia está inserida na mesorregião do nordeste Rio-Grandense, microrregião de Caxias do Sul, municípios de Farroupilha e Carlos Barbosa. O arroio Jaguar deságua no arroio Forromeco, um dos principais afluentes do rio Caí. A Figura 11 mostra a localização da área de estudo bem como sua altimetria.

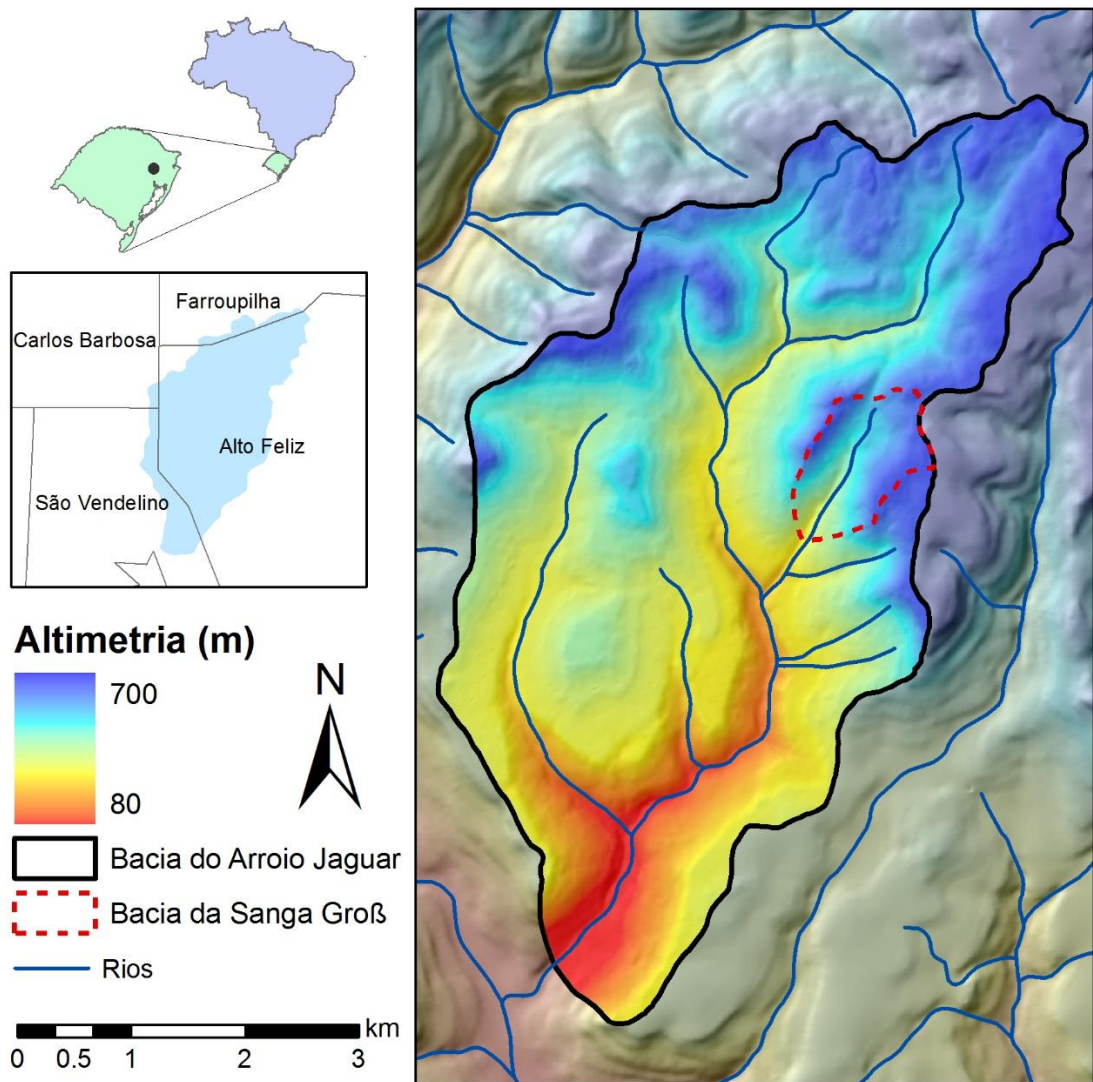


Figura 11 – Localização e altimetria da bacia do arroio Jaguar.

Segundo informações das prefeituras de Alto Feliz e São Vendelino, a bacia do arroio Jaguar tem um vasto histórico de recorrência de movimentos de massa, sendo que grandes eventos foram registrados nos anos de 1982 e 2000. Os eventos ocorridos na bacia caracterizam-se principalmente por escorregamentos translacionais rasos que ao convergirem para o canal transformam-se em fluxos de detritos. A Figura 12 mostra algumas imagens das áreas afetadas pelos escorregamentos e fluxos de detritos ocorridos no ano de 2000. Na série de eventos de 2000, quatro pessoas de uma mesma família faleceram devido à passagem de um fluxo de detritos (Figura 12(a), (b) e (c)) que destruiu completamente sua residência. A bacia da Sanga Groß, uma sub-bacia da bacia do arroio Jaguar, foi a localidade com maior densidade de movimentos de massa registrados nesta ocasião. Foram mais de 20

escorregamentos translacionais, distribuídos por praticamente toda a extensão da bacia, que convergiram no canal formando um grande fluxo de detritos que destruiu uma estrada que passa próximo ao exutório desta bacia (Figura 12(d), (e) e (f)).

A bacia do arroio Jaguar é uma área rural, onde boa parte da vegetação nativa foi preservada, principalmente devido à declividade acentuada de diversos locais. Nesta bacia existem muitas áreas de silvicultura, principalmente de eucaliptos e acácias. Atualmente existe uma tendência de retirada da vegetação nativa para avanço da silvicultura sobre as áreas de encostas declivosas, gerando a um ciclo de redução de resistência ao cisalhamento disponível devido ao apodrecimento dos sistemas radiculares das árvores cortadas. De acordo com Tsukamoto e Minematsu (1987), este processo pode levar a um período de maior fragilidade das encostas, até que a nova vegetação se reestabeleça.



Figura 12 – Imagens dos movimentos de massa ocorridos em 2000 na bacia do arroio Jaguar.
Fonte: Imagens cedidas pela família Boeni.

A bacia do arroio Jaguar tem declividade média de aproximadamente 15°, e 8% de sua área situa-se em declividades acima de 30°, um valor de referência para valores de ângulo de atrito interno do solo. Além disso, a sub-bacia da Sanga Groß foi selecionada para uma análise mais minuciosa dos processos. Esta bacia tem uma declividade média de aproximadamente 21° e cerca de 23% de sua área situa-se em zonas de declividade mais elevada que 30°. A sub-bacia da Sanga Groß tem aproximadamente 1 km² e, segundo relatos do proprietário da área (Sr. Canisio Wentz), na quase totalidade de sua área, a vegetação é natural, nunca tendo sido suprimida. A Figura 13 mostra a paisagem da bacia da Sanga Groß, sendo que uma delas exibe uma visão a partir de um ponto externo à bacia, no sentido SW-NE, e a outra a partir de um ponto interno, situado na zona de cabeceira da bacia, no sentido NE-SW. A Figura 14 mostra a distribuição da declividade do solo para a bacia do arroio Jaguar.

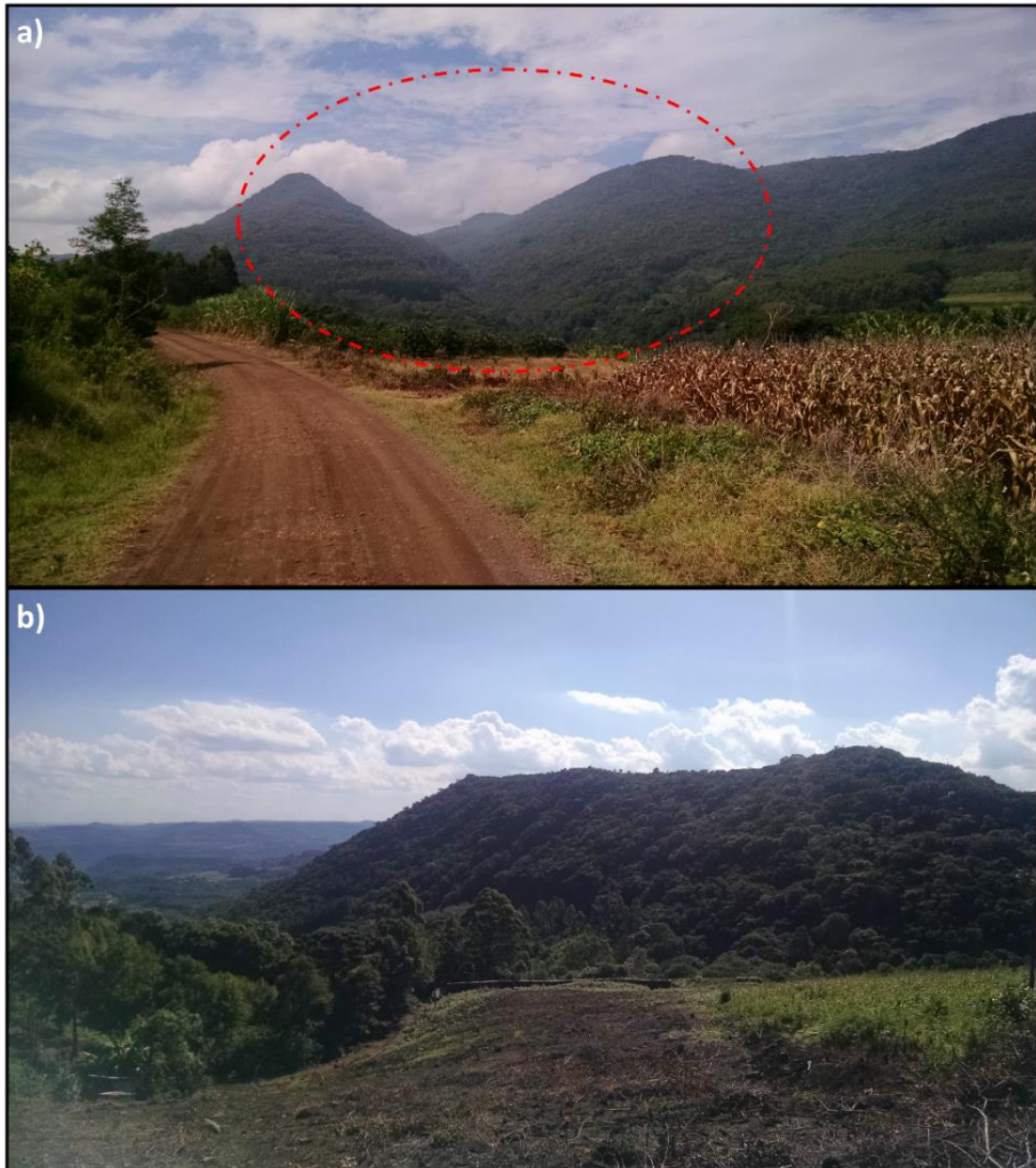


Figura 13 – Paisagem da sub-bacia da Sanga Groß no início de 2015. a) Vista de fora da bacia (a elipse em linha vermelha tracejada mostra a área da bacia); e b) Vista da cabeceira da bacia, sendo que ainda é possível observar resquícios de cicatrizes dos escorregamentos do ano de 2000.

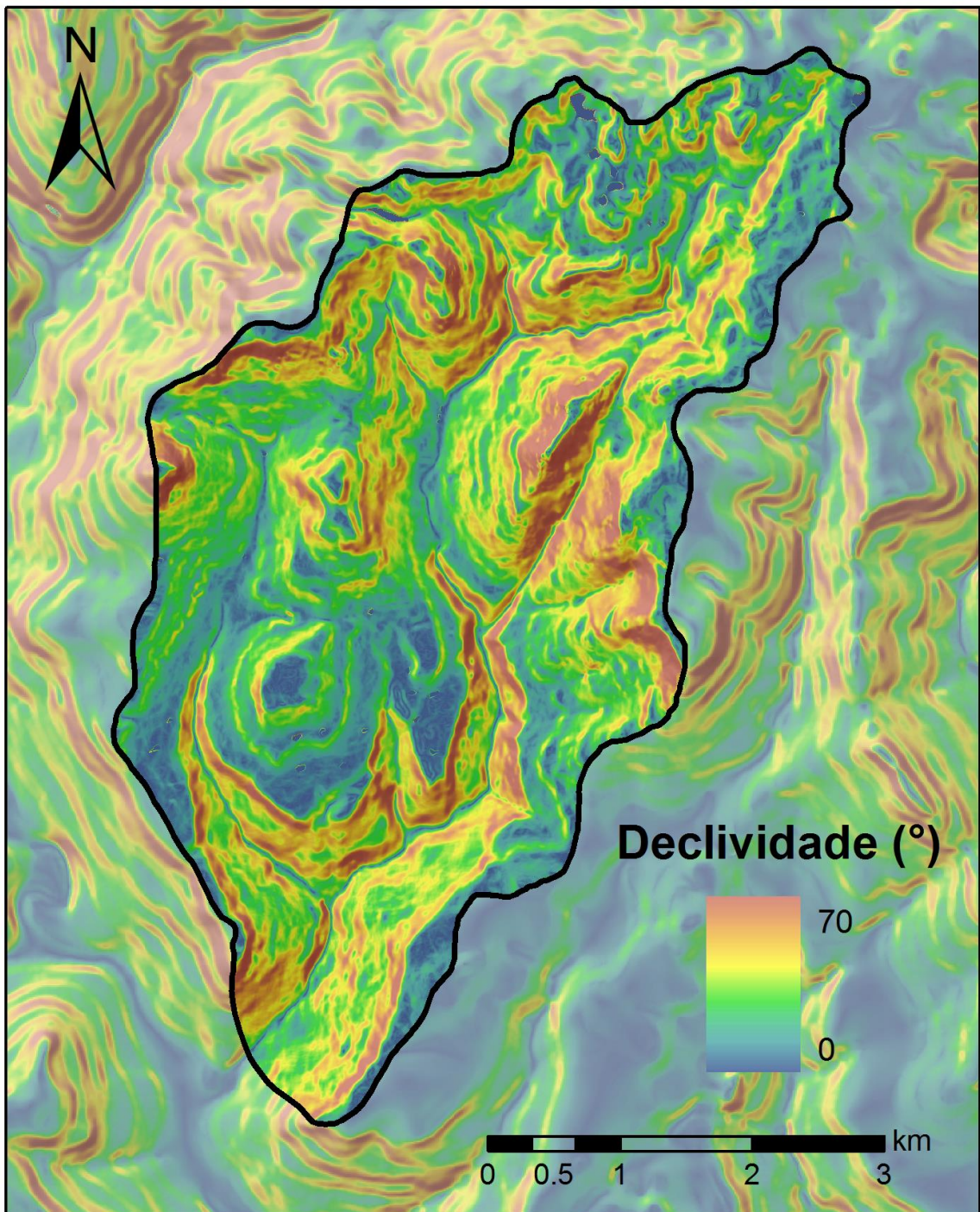


Figura 14 – Mapa de declividade da bacia do arroio Jaguar.

Segundo Flores et al. (2007), a maior parte do solo da bacia pertence à classe dos Neossolos (RLe 2), um neossolo litólico eutrófico típico, de textura média, com fases pedregosas e rochosas, associado ao relevo montanhoso; combinado a um cambissolo háplico Ta eutrófico, de textura argilosa, fase pedregosa, no relevo forte ondulado a moderado. O RLe

2 se caracteriza por um grande número de afloramentos rochosos. Em menor proporção aparecem os Nitossolos (NVdf 2), um nitossolo vermelho distroférrico, com textura muito argilosa, associado ao relevo suave ondulado; combinado ao cambissolo háplico Tb distrófico, de textura argilosa, no relevo ondulado a moderado. Em seguida encontram-se os Chernossolos (MXo 4), um chernossolo argilúvico férrico, de textura muito argilosa, associado ao relevo ondulado; combinado com chernossolo háplico órrico, de textura argilosa com fases pedregosas no relevo ondulado; e ainda a um neossolo litólico eutrófico típico chernossólico, de textura média com fase pedregosa também associado ao relevo ondulado. O último tipo de solo significativamente presente na bacia é um Cambissolo (CXbd 11), caracterizado por um cambissolo háplico Tb distrófico, de textura média e fase pedregosa em relevo suave ondulado; combinado a um neossolo litólico distrófico típico de textura média em relevo ondulado a proeminente; e ainda a um argissolo acinzentado distrófico típico, de textura média/argilosa associado ao relevo suave ondulado. Em grande parte dos solos da bacia se percebe a presença de fases pedregosas, o que foi verificado nos trabalhos de campo. A distribuição dos tipos de solo da bacia está na Figura 15. Fica evidenciado que as regiões de alta declividade, onde se manifestam os movimentos de massa, coincidem com o solo RLe 2.

Segundo Viero e Silva (2010), as unidades litoestratigráficas presentes na região pertencem à Formação Serra Geral. Incluem a Fácies Caxias (k1_beta_cx), caracterizada por derrames de composição intermediária a ácida, riolitos a riolitos, mesocráticos, microgranulares a vitroférricos, de textura esferulítica comum (tipo carijó), forte disjunção tabular no topo dos derrames e maciço na porção central, dobras de fluxo e autobrechas frequentes, vesículas preenchidas predominantemente por calcedônia e ágata, fonte das mineralizações da região. Além disso; apresenta também a Fácies Gramado (k1_beta_gr), caracterizada por derrames basálticos granulares finos a médios, melanocromáticos cinza, horizontes vesiculares preenchidos por zeolitas, carbonatos, apofilitas e saponita, estruturas de fluxo e *pahoehoe* comuns, sendo que possui intercalações com os arenitos Botucatu. A Figura 16 mostra a litologia da área de estudo.

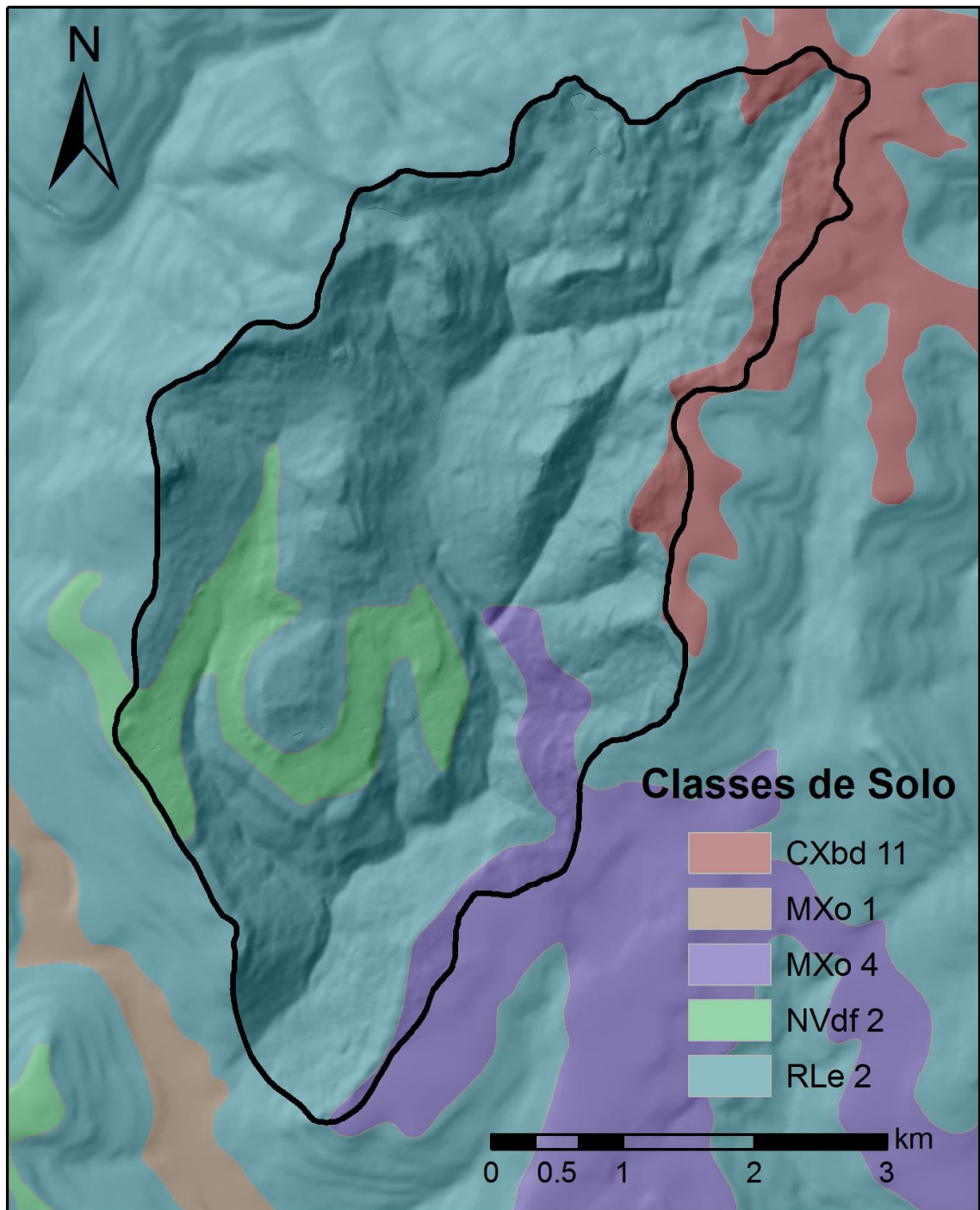


Figura 15 – Mapa de classes de solo da bacia do arroio Jaguar.

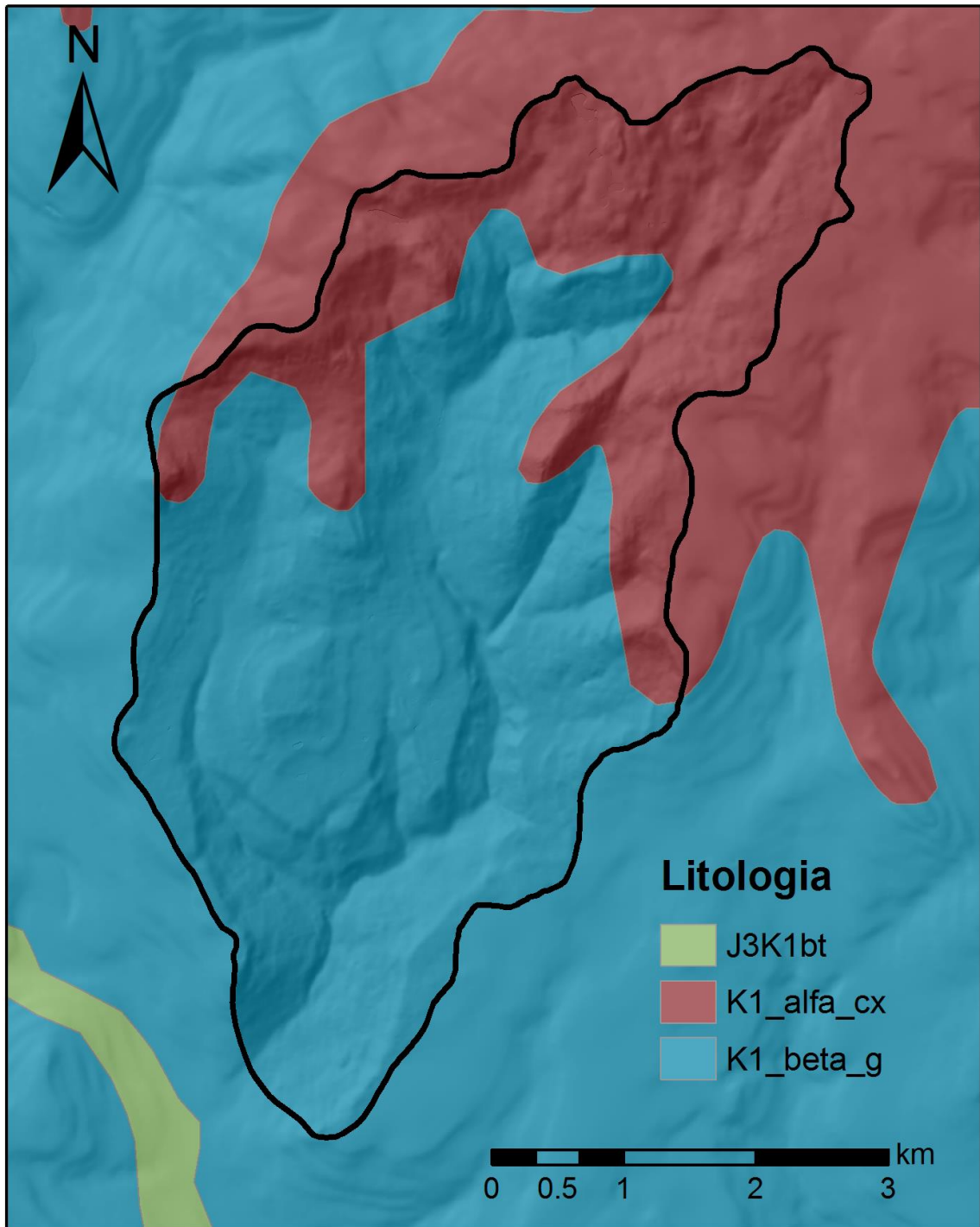


Figura 16 – Litologia da bacia do arroio Jaguar.

4.4. Modelagem de escorregamentos

A abordagem proposta para cálculo da profundidade máxima alcançada pelo solo tem como uma das finalidades otimizar o desempenho de modelos utilizados para análise da propensão de encostas aos escorregamentos translacionais. Na modelagem de escorregamentos, a profundidade do solo é um importante parâmetro de entrada, e muitas vezes este parâmetro é definido aleatoriamente. Com o intuito de verificar a melhoria dos resultados alcançados pela modelagem de escorregamentos ao utilizar a abordagem proposta, o presente trabalho adotou um modelo denominado *transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability model* (TRIGRS), de Baum et al. (2008). O modelo TRIGRS é baseado na combinação entre o MEEI e um modelo hidrológico transiente, que computa a evolução do *FS* em virtude da mudança de poro-pressão causada pela incidência de chuvas. Sua aplicação é indicada para avaliação de escorregamentos translacionais rasos. Devido a sua capacidade de verificar a influência da distribuição temporal das chuvas, este modelo vem sendo abundantemente utilizado por diversos pesquisadores (Chien-Yuan et al., 2005; Kim et al., 2010; Vieira et al., 2010; Liao et al., 2011; Saadatkhah et al., 2014).

O TRIGRS utiliza a Equação (51) para cálculo do *FS*:

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{c - \psi(z, t) \cdot \rho_w \cdot g \cdot \tan \phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad (51)$$

onde ψ é o potencial matricial do solo, sendo uma função da profundidade do solo e do tempo. O modelo calcula o *FS* para diferentes profundidades com um incremento definido pelo usuário, a partir da superfície, até uma profundidade máxima.

O TRIGRS trabalha com dois módulos distintos para descrever a variação do potencial matricial no solo ao longo do tempo: (i) condição iniciais saturadas; e (ii) condições iniciais não-saturadas. Quando a condição inicial é de saturação, o TRIGRS baseia-se na linearização, proposta por Iverson (2000), da forma unidimensional da equação de Richards e em soluções estabelecidas por Baum et al. (2002) e Savage et al. (2003). A equação geral utilizada para cálculo do potencial matricial do solo considerando uma camada impermeável a uma profundidade finita e condições iniciais de saturação total ou por capilaridade é dada por:

$$\begin{aligned}
\psi(z, t) = & [z - d] \cdot \beta \\
& + 2 \cdot \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} \cdot H(t - t_n) \cdot [D_1 \cdot (t - t_n)]^{1/2} \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \begin{aligned} & \text{ierfc} \left[\frac{(2m-1) \cdot d_{LZ} - (d_{LZ} - z)}{2 \cdot [D_1 \cdot (t - t_n)]^{1/2}} \right] \\ & + \text{ierfc} \left[\frac{(2m-1) \cdot d_{LZ} + (d_{LZ} - z)}{2 \cdot [D_1 \cdot (t - t_n)]^{1/2}} \right] \end{aligned} \right\} \\
& + 2 \cdot \sum_{n=1}^N \frac{I_{nZ}}{K_Z} H(t - t_{n+1}) \cdot [D_1 \cdot (t - t_{n+1})]^{1/2} \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \begin{aligned} & \text{ierfc} \left[\frac{(2m-1) \cdot d_{LZ} - (d_{LZ} - z)}{2 \cdot [D_1 \cdot (t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] \\ & + \text{ierfc} \left[\frac{(2m-1) \cdot d_{LZ} + (d_{LZ} - z)}{2 \cdot [D_1 \cdot (t - t_{n+1})]^{1/2}} \right] \end{aligned} \right\} \quad (52)
\end{aligned}$$

onde d é a profundidade do lençol freático; d_{LZ} é a profundidade da camada impermeável; $\beta = \cos^2 \theta - [I_{ZLT} / K_Z]$; sendo que K_Z é a condutividade hidráulica na direção vertical, I_{ZLT} é a infiltração inicial; I_{nZ} é a infiltração no intervalo de tempo n ; $D_1 = D_0 \cdot \cos^2 \theta$, onde D_0 é difusividade hidráulica saturada; N é o número total de intervalos; m é o número de termos na série de solução; e $H(t - t_n)$ é uma função degrau (*heavyside*). A função *ierfc* é dada por:

$$\text{ierfc}(\chi) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \cdot \exp(-\chi^2) - \chi \cdot \text{erfc}(\chi) \quad (53)$$

onde $\text{erfc}(\chi)$ é a função erro complementar. Na Equação (52), o primeiro termo representa o componente permanente da solução, enquanto que os demais termos representam o componente transiente.

Quando a condição inicial é de não saturação completa do solo, o solo é tratado como um sistema de duas camadas. A camada inferior é composta pela zona saturada somada a franja capilar e a segunda pela camada não saturada acima. A camada não saturada absorve parte da água que infiltra pela superfície o restante passa por esta camada e se acumula sobre a camada saturada, aumentando a poro-pressão. O modelo utiliza a equação de Gardner (1958) para descrever a curva de retenção da água no solo, onde a umidade é uma função exponencial do potencial matricial do solo. Além disso a infiltração é tratada como um fluxo unidimensional vertical. A forma da equação de Richards utilizada pelo TRIGRS considera fluxo unidimensional vertical a partir da superfície e a transformação de coordenadas para se ter em conta os efeitos de uma superfície declivosa.

Este modelo também utiliza um método simples para estabelecer a rota do escoamento superficial oriundo das células que exibem excesso de água na superfície para as células adjacentes a jusante. É assumido que o escoamento superficial ocorre em determinada célula quando a precipitação somada ao escoamento advindo de células a montante excedem a capacidade de infiltração, ou seja, considera escoamento superficial hortoniano. Então as seguintes equações são utilizadas:

$$I = P + R_u, \text{ se } P + R_u < K_s \quad (54)$$

ou

$$I = K_s, \text{ se } P + R_u > K_s \quad (55)$$

onde I é a infiltração em determinada célula; P é a precipitação e R_u é o escoamento superficial das células a montante. Nas células onde a soma de P e R_u excede K_s , o excesso é considerado escoamento superficial para as células de jusante R_d . Então:

$$R_d = P + R_u - K_s, \text{ se } P + R_u - K_s \geq 0 \quad (56)$$

ou

$$R_d = 0, \text{ se } P + R_u - K_s < 0 \quad (57)$$

É assumido que qualquer um dos fluxos superficiais descritos acima ocorre instantaneamente. Além disso, é assumido que nas células onde o lençol freático está na superfície toda a água excedente será transformada em escoamento superficial. Informações mais detalhadas acerca das equações utilizadas pelo TRIGRS podem ser encontradas em Baum et al. (2008).

4.5. Parâmetros de entrada dos modelos

O modelo de estimativa da profundidade máxima do solo proposto e os modelos que foram utilizados para modelagem de escorregamentos e fluxos de detritos necessitam basicamente de quatro tipos de dados físicos de entrada: (i) hidrológicos; (ii) hidráulicos; (iii) pedológicos; e (iv) geomorfológicos. A Tabela 2 mostra os parâmetros de entrada utilizados pelos modelos. A seguir far-se-á uma descrição dos métodos de obtenção de cada tipo de dado.

Tabela 2 – Dados de entrada dos modelos.

MEMPS	TRIGRS
- Taxa de recarga uniforme (q);	- Precipitações (P);
- Coesão do solo (c);	- Coesão do solo (c);
- Ângulo de atrito interno do solo (ϕ);	- Ângulo de atrito interno do solo (ϕ);
- Condutividade hidráulica saturada (K_s);	- Condutividade hidráulica saturada (K_s);
- Massa específica do solo (ρ_s);	- Massa específica do solo (ρ_s);
- Área de contribuição a montante (a);	- Difusividade hidráulica saturada (D_0);
- Comprimento de contorno (b);	- Umidade residual (θ_r);
- Declividade da encosta (θ);	- Umidade saturada (θ_s);
	- Profundidade do solo (z);
	- Profundidade inicial do lençol freático (d);
	- Taxa de infiltração inicial (I_{ZLT});
	- Parâmetro de ajuste da equação de Gardner (α)

4.5.1. Dados hidrológicos

Os dados hidrológicos (q e P) necessários para aplicação dos modelos foram determinados a partir das observações de chuva da estação mais próxima à bacia de estudo e de trabalhos que abordaram as características das chuvas na região. O pluviômetro que se encontra mais próximo à área de estudo fica na cidade de São Vendelino, sendo que as informações referentes à localização deste equipamento estão descritas na Tabela 3.

Tabela 3 – Pluviômetro localizado próximo à área de estudo.

Código	Nome	Lat.	Long.	Alt.	Mun.	Resp/Op	Período
02951027	São Vendelino	-29:21:59	-51:22:16	140 m	São Vendelino	ANA/ CPRM	1970- 2015

O valor da taxa de recarga uniforme (q), na aplicação do MEMPS, deve ser definido como um valor representativo para uma estação chuvosa, acima das condições normais, porém sem capacidade de deflagrar escorregamentos. O valor de q não necessariamente condiz com os valores reais de chuva ocorridos na bacia. Entretanto, há necessidade que o valor de q consiga “imitar” um padrão de saturação no solo similar ao evento que se deseja simular. Segundo Michel et al. (2015), em sua área de estudo, os escorregamentos foram deflagrados por uma estação chuvosa culminada com um evento de chuva de grande intensidade. Os mesmos autores comentaram que a estação chuvosa não seria capaz de deflagrar os escorregamentos sem a ocorrência do evento final, e vice-versa. Desta maneira, q foi primeiramente estimada a partir do trabalho de Michel et al. (2015).

Já a série de precipitações (P) deve ser referente a um período chuvoso capaz de deflagrar escorregamentos. Assim, para definição dos valores de P , foram utilizados os valores de precipitação referentes ao período que desencadeou a série de escorregamentos do ano de 2000.

4.5.2. Dados pedológicos

Foram realizadas campanhas para execução de ensaios de resistência do solo, coleta de amostras deformadas, para análise granulométrica, e não deformadas, para cálculo de outros parâmetros do solo. Para tanto, a bacia do arroio Jaguar foi dividida em diversas unidades geotécnicas. As unidades resultam da combinação entre as diferentes litologias e diferentes tipos de solo. Esta combinação gerou 5 unidades geotécnicas representativas na bacia (Figura 17). Desta maneira, foram escolhidos 20 pontos de amostragem, distribuídos sobre toda a bacia, sendo que foi estabelecido o critério de que cada unidade geotécnica tivesse pelo menos

dois pontos de amostragem. Considerando as dimensões de cada unidade geotécnica não são uniformes, buscou-se situar o maior número de pontos de amostragem nas unidades de maior área. A Figura 17 mostra as diferentes unidades geotécnicas, bem como os 20 pontos de amostragem distribuídos sobre a bacia. O presente estudo considerou que o valor de cada parâmetro é uniforme dentro de cada unidade geotécnica existente e igual à média dos valores medidos na mesma para todos os modelos aplicados.

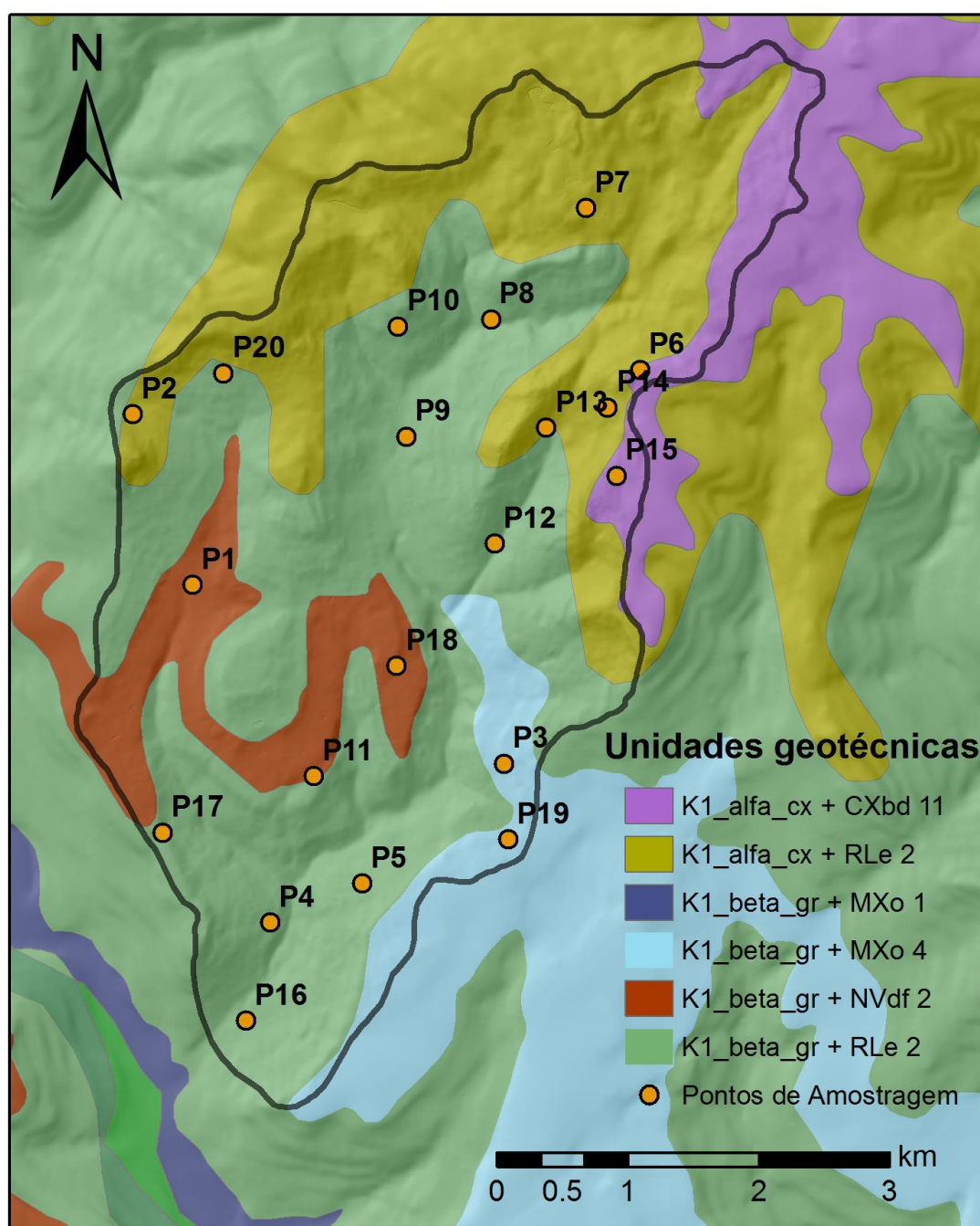


Figura 17 – Unidades geotécnicas e pontos de amostragem na bacia.

Diferentes técnicas foram utilizadas para definição dos parâmetros pedológicos. Os parâmetros de resistência do solo, c e ϕ , foram estimados em campo através do *borehole shear test* (BST). O BST é um aparelho de cisalhamento *in situ*, desenvolvido por Handy e Fox, 1967. A execução do teste se dá de forma rápida e simples. Primeiramente é aberto um orifício no solo até a profundidade desejada com um trado de diâmetro ligeiramente maior que a cabeça de cisalhamento. Em seguida, a cabeça de cisalhamento é introduzida no orifício e expandida, através de uma bomba manual, até que a tensão normal desejada esteja estabelecida. A cabeça de cisalhamento contém placas corrugadas que prendem-se ao solo. Após passado o tempo necessário para consolidação do solo local, a cabeça de cisalhamento é arrancada através da aplicação de uma força de cisalhamento imposta por uma haste presa a ela. Esta haste está ancorada a uma placa base conectada a um dinamômetro, sendo assim, a tensão cisalhante máxima é registrada. Repete-se o procedimento de três a quatro vezes, aumentando a tensão normal aplicada gradativamente, para se obter a envoltória de cisalhamento. A Figura 18 mostra um esquema ilustrativo do BST.

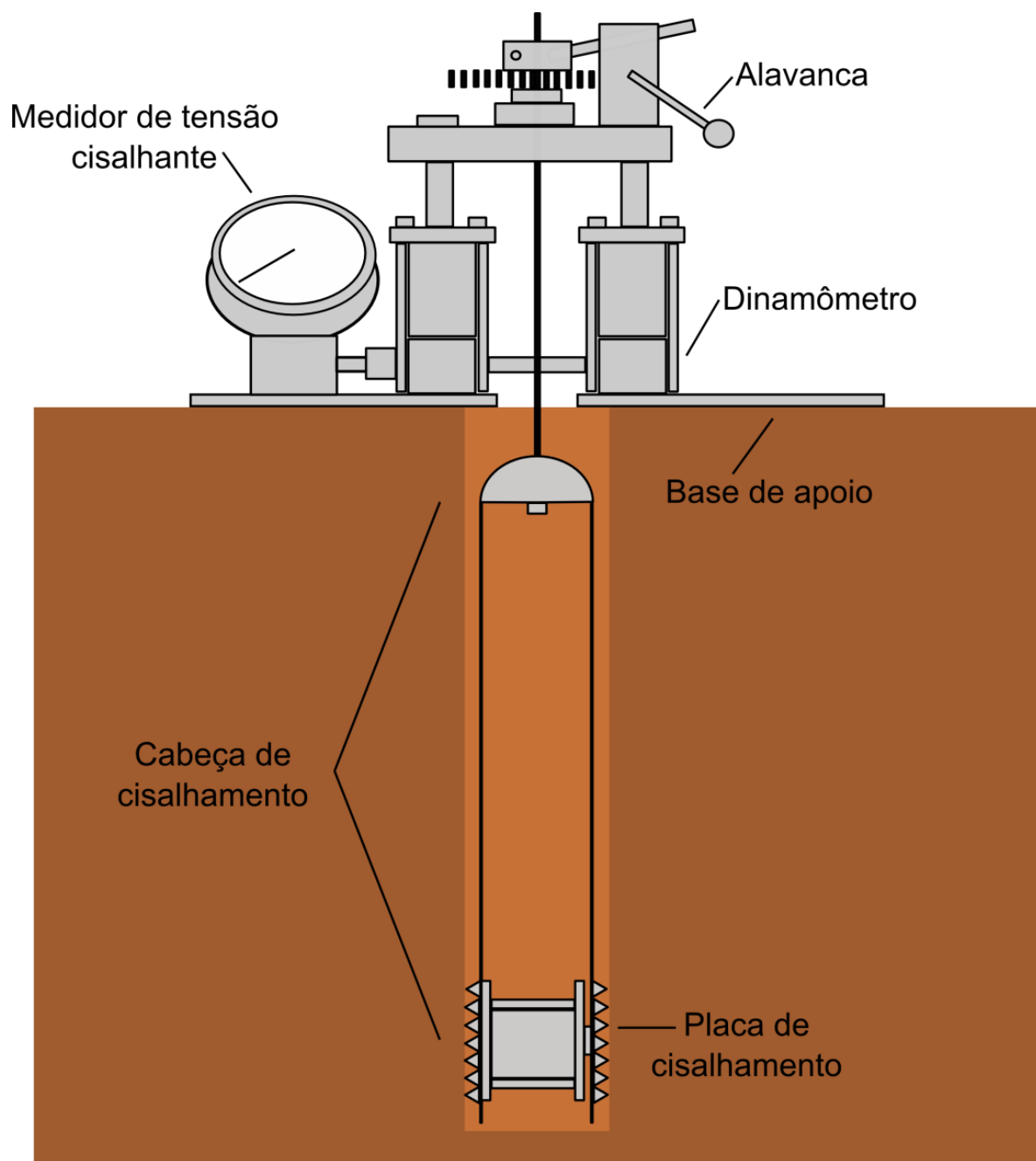


Figura 18 – Esquema ilustrativo do BST (Adaptado de Bechtum, 2012).

Em cada ponto de amostragem foi realizado um ensaio com BST, além de coleta de amostras deformadas e não deformadas. Para realização do ensaio foi aberto um orifício com trado até a profundidade desejada. Todos os ensaios foram realizados a uma profundidade de 50 cm. O material retirado do orifício quando a profundidade desejada era alcançada foi utilizado para análise granulométrica. A Figura 19 mostra o BST sendo utilizado em campo.

Ao lado dos orifícios onde foram realizados os ensaios com o BST também foram coletadas amostras não deformadas através do uso do trado amostrador.

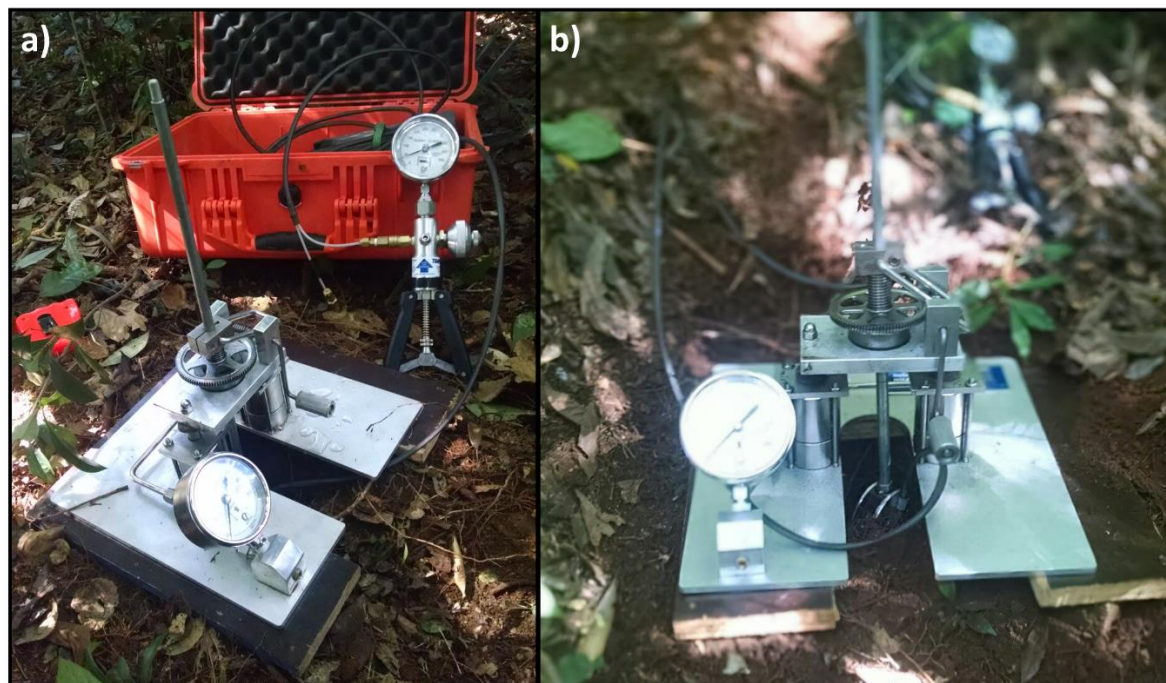


Figura 19 – Aplicação do BST em campo.

Cada ensaio BST foi realizado com um tempo de consolidação inicial de 15 minutos e nos pontos subsequentes um tempo de consolidação de 5 minutos. Os ensaios foram conduzidos de maneira inundada, com o nível da água mantido levemente acima das placas de cisalhamento, no intuito de simular as piores condições de campo. As envoltórias de cisalhamento foram construídas com no mínimo quatro pares ordenados de tensões. Para obtenção de cada ponto da envoltória, a tensão normal foi gradativamente aumentada em iguais incrementos. A envoltória de cisalhamento deve se comportar como uma reta, então buscou-se que todas as envoltórias tivessem coeficientes de determinação acima de 0,9. Quando uma envoltória de cisalhamento não satisfazia tal critério, o ensaio era repetido em um novo orifício aberto em um local próximo ao primeiro.

As amostras deformadas foram utilizadas para determinação das frações de areia, silte e argila dos solos da área de estudo. As análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentometria e Qualidade das Águas do CPRM, em Minas Gerais, pela equipe da Química Magda Cristina Ferreira Pinto. A metodologia para determinação das frações envolveu peneiramento e pipetagem.

Os parâmetros que caracterizam as propriedades hidráulicas do solo foram estimados através de funções de pedotransferência. Foi utilizado para tal finalidade a ferramenta Rosetta *Lite Version 1.1* do *software* Hydrus-1D. A ferramenta Rosetta (Schaap et al., 2001) foi implementada através de diferentes funções de pedotransferência hierarquizadas para definição de características hidráulicas do solo que permitem diferentes análises. Inferências podem ser realizadas a partir de informações muito simples, como classe textural, sendo que com informações mais precisas, como a distribuição granulométrica, as inferências tornam-se mais exatas.

No presente trabalho foram utilizadas as frações de areia, silte e argila, juntamente com os dados de massa específica do solo seco (ρ_d), como dados de entrada para a ferramenta Rosetta *Lite Version 1.1*. Assim, foram estimados valores de condutividade hidráulica saturada (K_s), umidade saturada e umidade residual (θ_s e θ_r) e os parâmetros da equação de Van Genuchten (1980). Os valores de K_s foram majorados em 50 vezes para contabilizar o efeito de fluxos preferenciais e *pipes*. O processo de majoração foi realizado com base no estudo de Ohta (1983) que relatam que a condutividade global do solo é de uma a duas ordens de grandeza maior que àquela medida em uma amostra.

A partir dos parâmetros da equação de Van Genuchten, uma curva hipotética foi construída e utilizada para ajuste da equação de Gardner (1958). A equação de Gardner é uma equação exponencial, muito mais simples que a equação de Van Genuchten, utilizada pelo TRIGRS para descrever o comportamento da umidade e condutividade do solo devido à infiltração da água, e está demonstrada a seguir:

$$K(\psi) = K_s \cdot \exp(\alpha \cdot \psi^*) \quad (58a)$$

$$\theta_n(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \exp(\alpha \cdot \psi^*) \quad (58b)$$

onde α é o parâmetro de ajuste da Equação (58) à curva característica de retenção; e ψ^* é a diferença entre o potencial matricial do solo (ψ) e o potencial matricial no topo da franja capilar (ψ_0). O parâmetro α está relacionado à distribuição do tamanho dos vazios do solo e representa a taxa de redução da condutividade hidráulica e umidade devido a redução nos valores de potencial matricial. A condutividade hidráulica do solo é independente de ψ , constante e igual a K_s para qualquer ponto da franja capilar e abaixo do nível da água no solo. Ainda, o modelo TRIGRS assume que $1/\alpha$ representa a altura vertical da franja capilar acima

do nível da água, então, no topo da franja capilar, o potencial matricial é $\psi_0 = -1/\alpha$. Assim, a Equação (58) foi ajustada com apenas um parâmetro, α .

Obviamente a Equação (58) não representa acuradamente o comportamento da condutividade e umidade devido a variação do potencial do solo. Além disso, o efeito de histerese é negligenciado, ou seja, existe o pressuposto de que os ciclos de molhamento e secagem se dão de maneira igual (Srivastava e Yeh, 1991). A Equação (58) é melhor ajustada a valores medidos quando é aplicada apenas a uma faixa de valores da curva característica de retenção, sendo que os ajustes feitos para a curva completa geralmente geram resultados piores (Gardner, 1958).

Sendo assim, o presente estudo utilizou para ajuste da Equação (58) apenas à faixa de valores próximo à saturação da curva hipotética de retenção. Foi utilizado, como valor limitante para esta faixa de valores, um potencial matricial de 6 kPa, tipicamente adotado como o potencial matricial da capacidade de campo (ABNT-NBR 14145, 1998). As curvas foram ajustadas através do *software* CurveExpert 1.4. Os ajustes realizados estão apresentados no Anexo (a) do presente trabalho. Devido aos baixos valores encontrados para α durante o ajuste, o que acarreta em uma grande altura de franja capilar, foi desconsiderada a influência da franja capilar na modelagem dos escorregamentos com o TRIGRS.

Os valores de difusividade hidráulica saturada (D_0) para cada tipo de solo da bacia foram descritos pela relação entre K_s e o menor valor da capacidade específica (C_0). O menor valor de C_0 foi definido através da curva hipotética da equação de Van Genuchten, quando a variação da umidade volumétrica reduziu 1% em relação a umidade de saturação.

Em relação à taxa de infiltração inicial (I_{ZLT}), existe reduzida literatura sobre o assunto. Geralmente o conceito é que este parâmetro está intimamente relacionado a umidade do solo, sendo que, se o solo está saturado, I_{ZLT} pode ser assumido como igual a K_s (Liu e Wu, 2008). Entretanto, Lan et al. (2003) e Zhou et al. (2003) estabeleceram que I_{ZLT} era igual a zero para sua área de estudo em Hong Kong. Desta maneira, I_{ZLT} exibe uma faixa de variação que pode variar de 0 a K_s , dependendo das condições existentes. Assim, o presente estudo adotou um valor próximo a zero para a I_{ZLT} . A profundidade inicial do lençol freático (d) foi estimada a partir da aplicação do MHEU para as condições de longo período (valores de recarga média) na bacia.

A massa específica do solo, além de ser parâmetro importante para aplicação dos modelos propostos e adotados no presente trabalho, pode ser utilizada como parâmetro adicional nas funções de pedotransferência, no intuito de aprimorar os resultados. Desta

maneira, as amostras não deformadas de solo coletadas foram usadas para determinação da massa específica do solo saturado (ρ_s), seco (ρ_d) e porosidade total.

A determinação destes parâmetros do solo foi realizada no Laboratório de Sedimentos do IPH/UFRGS. As amostras não deformadas foram saturadas por capilaridade em laboratório e em seguida pesadas, procedimento realizado para determinação da massa específica do solo saturado. Em seguida, as amostras foram secas em estufa durante 48 horas a 105°C e posteriormente pesadas, para determinação da massa específica do solo seco. Estes procedimentos estão demonstrados na Figura 20.

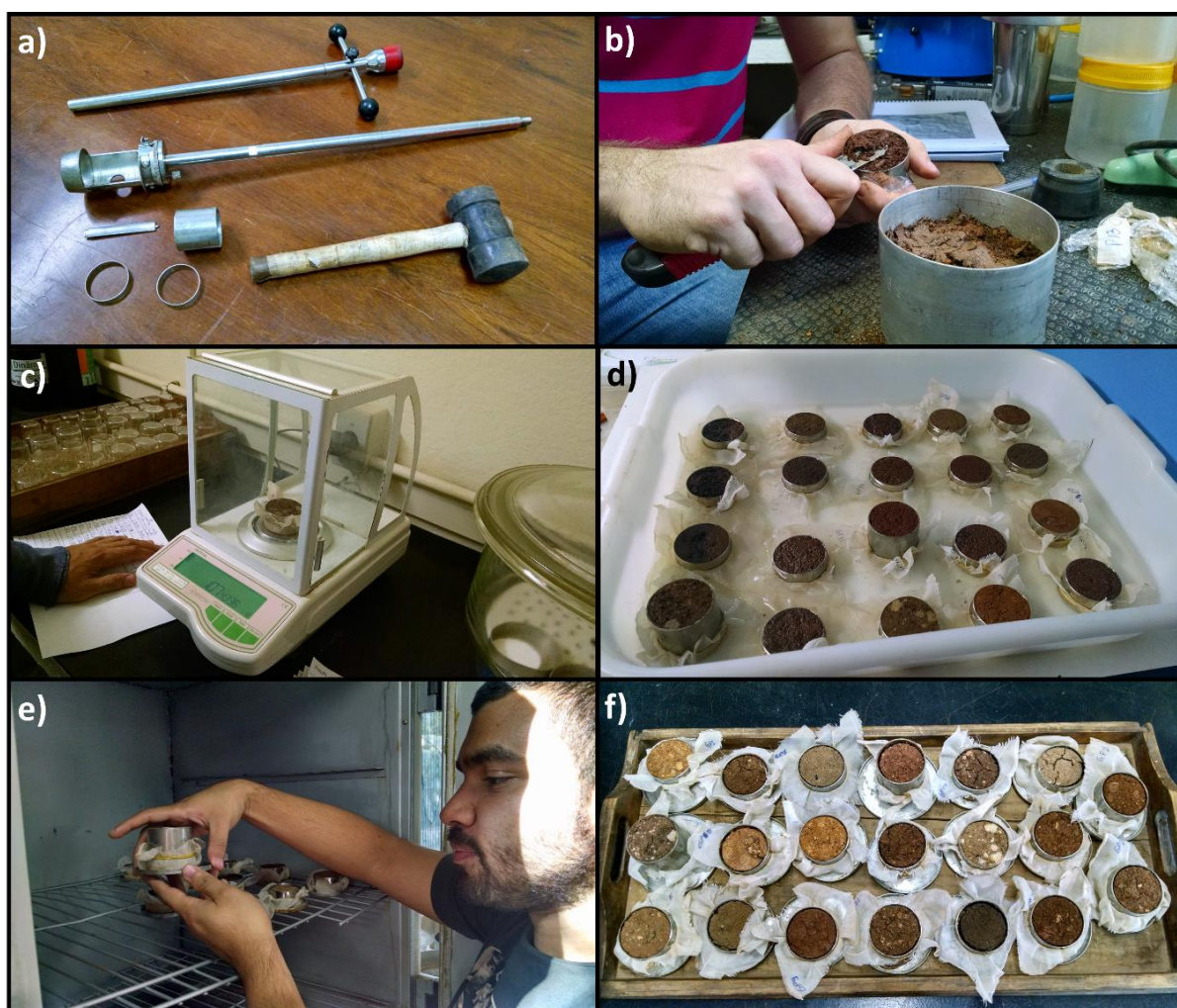


Figura 20 - Procedimento de coleta e análise das amostras não deformadas. a) Trado amostrador utilizado; b) Retirado do excesso de solo em laboratório; c) Pesagem antes da saturação, após a saturação e após a secagem; d) Saturação por capilaridade; e) Secagem em estufa; e) Amostras após a secagem.

Uma sub-bacia do arroio Jaguar, a bacia da Sanga Groß, foi utilizada para execução de sondagens a trado espiral, na intenção de verificar os valores da profundidade do solo. Esta bacia foi selecionada pois apresenta grande parte de sua área, de aproximadamente 1 km², com altas declividades ($> 30^\circ$). Foram realizadas 86 medições da profundidade do solo através de observações e furos de sondagem em diferentes locais da bacia, em declividades que variam de 18° a 50° . As medições baseadas em observações ocorreram em locais de exposição do manto rochoso ou de camada de solo muito fina (onde z vale aproximadamente zero). Estes locais ocorrem em diversos pontos na bacia, principalmente quando existe uma combinação entre alta declividade de concentração de linhas de fluxo. A Figura 21 mostra algumas destas ocorrências.



Figura 21 - Pontos de exposição do manto rochoso ou com camada de solo muito fina.

Nos pontos medidos com trado, buscou-se estender os furos de sondagem da superfície do solo até a interface entre solo e rocha. A verificação de que os furos realmente estenderam-se até esta interface foi conduzida através da observação do som característico do atrito entre o trado e a rocha, da mudança de textura do solo e da realização de outros furos no entorno do furo inicial (que devem apresentar valores de profundidade similares). A profundidade média do solo nos pontos medidos na bacia foi de aproximadamente 75 cm. Algumas imagens que mostram o processo de tradagem e o equipamento utilizado para tal atividade estão na Figura 22. O valor da profundidade do solo encontrado nos pontos de amostragem, bem como a localização destes pontos, pode ser encontrado no Anexo (b) deste trabalho.



Figura 22 – Tradagem na bacia de estudo. a) Trado espiral e extensores utilizados no presente trabalho; b) Encosta tipicamente selecionada para amostragem, com declividade próxima de 45°; c) Furo de sondagem.

4.5.3. Dados geomorfológicos

Os dados geomorfológicos utilizados pelos modelos foram extraídos de um Modelo Digital de Elevação (MDE), cedido pelo Serviço Geológico Nacional (CPRM). O MDE foi elaborado a partir de interferometria de radar nas bandas X e P, com resolução de 2,5 m. A partir deste MDE foram calculados diversos parâmetros geomorfológicos que são necessários para aplicação dos modelos (θ , direção de fluxo, a e b).

4.5.4. Dados para verificação do desempenho dos modelos

Os dados de profundidade do solo, necessários para verificar o desempenho do MEMPS, foram obtidos através de sondagens a trado e pontos de observação (por exemplo, observando o perfil do solo exposto pelos cortes em estradas). Estes dados foram coletados em locais declivosos da bacia, considerando principalmente a faixa de aplicabilidade do MEMPS. A finalidade do MEMPS é determinar a máxima profundidade que pode ser alcançada pelo solo de uma encosta. Sendo assim, não é necessário que as profundidades medidas em campo coincidam com aquelas calculadas pelo modelo. Na realidade, o resultado adequado se dá quando as profundidades medidas em campo são menores, ou, no máximo, iguais às aquelas calculadas pelo modelo.

Além disso, na aplicação do MEMPS, buscou-se impor uma condição de umidade ao solo (através dos valores de q) que fosse intermediária entre a completa saturação (onde o MEMPS gera resultados idênticos à Equação 33) e a ausência, ou mínima presença, de água (onde os resultados do MEMPS assemelham-se à Equação 31). Evidentemente não é possível assegurar esta condição intermediária para toda a área da bacia, sendo que, é natural que alguns pontos tendam a saturação (partes inferiores das encostas e zonas de convergência de fluxo) e outros a mínima presença de água (partes superiores das encostas e zonas de divergência de fluxo). Entretanto, esta condição pode ser estabelecida em áreas situadas concomitantemente na encosta média e entre canais.

Para realizar a comparação entre o desempenho do TRIGRS, no cálculo da propensão a escorregamentos translacionais rasos, para diferentes padrões de distribuição espacial da

profundidade do solo, os resultados do modelo foram confrontados com um inventário de cicatrizes de escorregamentos. Foram utilizados dois índices propostos por Sorbino et al. (2010), denominados de índice de acerto (*IA*) e índice de erro (*IE*). O *IA* representa a porcentagem de área definida como instável pelo modelo que coincide com a área de ocorrência de escorregamentos, ou seja, o inventário de cicatrizes (Equação (59)). O *IE* representa a razão percentual entre as áreas computadas como instáveis pelo modelo que não coincidem com o inventário de cicatrizes, e áreas da bacia que não foram afetadas por escorregamentos (Equação (60)). A Figura 23 ilustra como são definidas as áreas para a realização do cálculo dos índices.

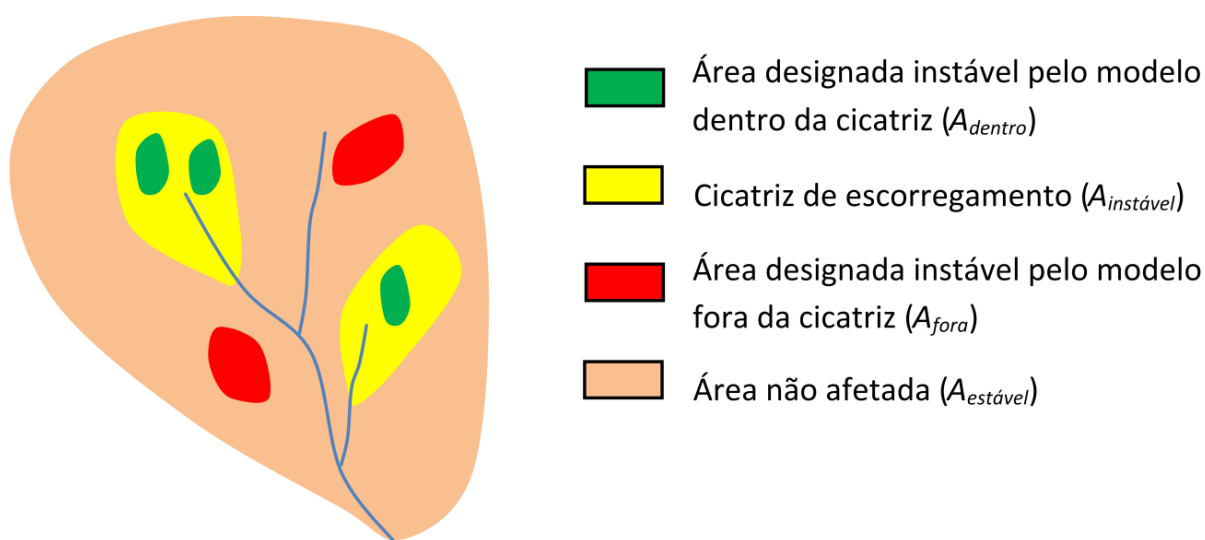


Figura 23 – Esquema ilustrativo para definição dos parâmetros envolvidos no cálculo do *IA* e *IE* (Adaptado de Sorbino et al. 2010).*ci*

$$IA = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{A_{dentro}}{A_{instável}} \right)}{n} \quad (59)$$

$$IE = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{A_{fora}}{A_{estável}} \right)}{n} \quad (60)$$

onde A_{dentro} é a área considerada instável pelo modelo que está dentro de cicatrizes de escorregamentos; A_{fora} é a área considerada instável pelo modelo fora de cicatrizes de escorregamento; $A_{instável}$ é a área da cicatriz de escorregamento; $A_{estável}$ é a área da encosta que

não foi afetada pelo escorregamento; e n é o número de cicatrizes de escorregamentos ou encostas analisadas. Para comparar diferentes cenários, Sorbino et al. (2010) ainda sugerem que seja calculada a relação IA/IE , sendo quanto melhor o desempenho do modelo, maior o valor de IA/IE .

Embora sejam índices muito utilizados, o IA e IE não são capazes de contabilizar a mudança temporal que pode ocorrer em determinadas áreas, de estável para instável, devido a incidência de um evento chuvoso, de caráter transiente, que pode ser o deflagrador dos escorregamentos.

Para contabilizar a capacidade do modelo de descrever adequadamente o processo hidrológico existente e capturar o mecanismo real de deflagração dos escorregamentos, o presente trabalho propõem dois novos índices baseados nas mudanças temporais existentes nas áreas estáveis/instáveis. Estes dois novos índices foram chamados de Índice Temporal de Acerto (ITA) e Índice Temporal de Erro (ITE) e estão descritos pelas Equações (61) e (62), respectivamente.

$$ITA = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{(A_{dentro-d} - A_{dentro-a})}{A_{instável}} \right)}{n} \quad (61)$$

$$ITE = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{(A_{fora-d} + A_{fora-a})}{2 \cdot A_{estável}} \right)}{n} \quad (62)$$

onde A_{dentro} e A_{fora} são a área localizada dentro e fora da cicatriz de escorregamento, respectivamente; os subíndices a e d referem-se a antes e depois do evento chuvoso, respectivamente; $A_{instável}$ é a área da cicatriz do escorregamento; $A_{estável}$ é a área não afetada pelo escorregamento; e n é o número de cicatrizes de escorregamento do inventário ou o número de encostas analisadas.

Ambos os índices variam de 0 a 1, considerando que a área instável de uma bacia sempre será maior depois da ocorrência da chuva do que anteriormente. Quando o modelo não for capaz de capturar o efeito do evento chuvoso ou outro fator deflagrante na manifestação de áreas instáveis, então não haverá grandes mudanças na quantidade de área instável dentro de uma cicatriz. Assim, o ITA tenderá a valores muito baixos. Da mesma maneira que nos índices propostos por Sorbino et al. (2010), é sugerido que o melhor desempenho do modelo

seja relacionado a valores altos da relação *ITA/ITE*, sendo que quanto maior for este valor, melhor a performance do modelo.

O inventário de cicatrizes de escorregamentos foi elaborado com base em imagens de satélite, tiradas posteriormente à série de escorregamentos ocorridos na bacia em 2000, e em trabalhos de campo. Vanacôr e Rolim (2012), a partir de imagens de satélites e imagens aéreas, elaboraram um inventário preliminar das ocorrências de escorregamentos do ano de 2000 para a região, sendo que os dados destes autores também foram utilizados na composição do inventário adotado pelo presente trabalho. Além disso, um novo inventário de cicatrizes elaborado e disponibilizado pelo CPRM (2014) foi incorporado à versão final do inventário de cicatrizes utilizado no presente estudo. Ressalta-se que nestes inventários buscou-se inserir apenas a área de iniciação dos escorregamentos, excluindo zona de transporte e deposição. Isto se deve ao fato de que o uso do inventário de escorregamentos se dará principalmente para verificação do modelo de estabilidade de encostas, que simula apenas a zona de iniciação dos escorregamentos.

5. RESULTADOS e DISCUSSÃO

5.1. Parâmetros obtidos

5.1.1. Dados hidrológicos

A série de dados de precipitação diários da estação 02951027 está apresentada na Figura 24. Nesta série observa-se a ocorrência de picos diários próximos de 150 mm/dia. A chuva média de longo prazo é de aproximadamente 5 mm/dia. Além disso, considerando apenas os dias com ocorrência de chuvas, a chuva média na bacia é de aproximadamente 15 mm/dia.

Como relatado anteriormente, os principais eventos de movimentos de massa que ocorreram na área de estudo foram nos anos de 1982 e 2000. Nestes eventos, a chuva diária acumulada nesta estação foi de 130,1 e 141 mm, respectivamente. Percebe-se que outros eventos diários de maior magnitude foram registrados nesta estação, porém, não estavam associados a ocorrência de escorregamentos na área de estudo. Esta tendência também se estende para eventos de maior duração, como por exemplo valores acumulados em 7 e 30 dias. Estas considerações levantam duas hipóteses: (i) as chuvas na área de estudo diferem significativamente das chuvas no ponto onde se encontra a estação em análise; ou (ii) a distribuição temporal da chuva tem grande efeito sobre a deflagração dos escorregamentos, ou seja, o tempo de resposta hidrológica dos solos da bacia na deflagração dos escorregamentos é menor que um dia (resolução temporal dos dados de chuva). Considerando a hipótese (ii), mesmo que as chuvas que tenham causado os escorregamentos de 1982 e 2000 não representem as maiores intensidades diárias, estas podem ter se concentrado em um curto intervalo de tempo no decorrer no dia, e assim, representar as maiores intensidades horárias, por exemplo.

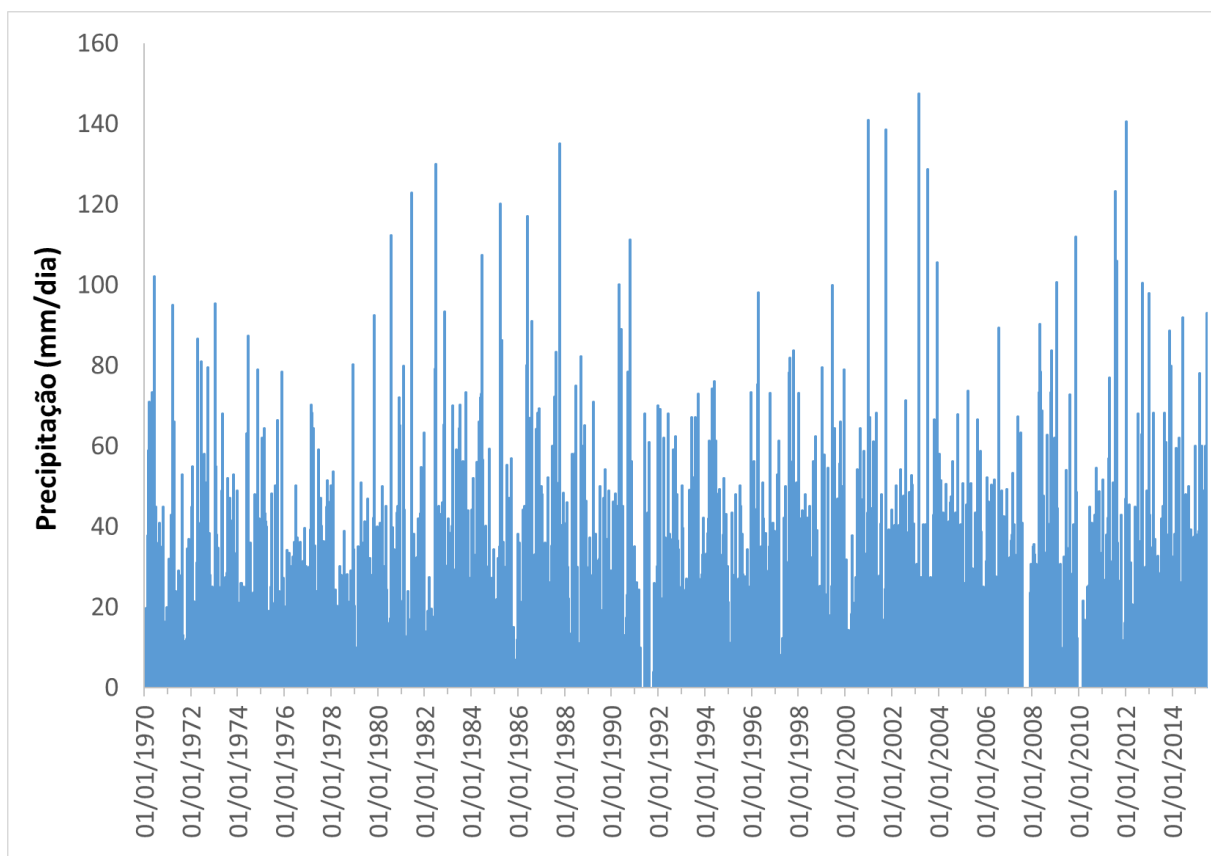


Figura 24 – Série de precipitação diária para a estação 02951027.

Para aplicação do MEMPS é necessário que se estabeleça um valor de taxa de recarga uniforme (q) que represente as condições de saturação na bacia durante um período chuvoso, acima das condições médias, porém sem capacidade para deflagração dos escorregamentos. Neste sentido, o presente trabalho optou por utilizar o valor de chuva média de dias chuvosos como o valor de q . Este valor de q equivale a 15 mm/dia e é similar ao valor utilizado por Michel et al. (2015) em sua bacia de estudo. Além disso, este valor representa uma taxa de recarga três vezes maior que a chuva diária média na bacia, ou seja, uma estação mais chuvosa que o normal para a bacia, porém, certamente sem capacidade para deflagrar os escorregamentos.

Para aplicação do TRIGRS foi selecionado o evento de chuva que deflagrou os escorregamentos ocorridos no ano de 2000. O pluviômetro da cidade de São Vendelino registrou uma chuva de 141 mm sobre a cidade no dia 24 de dezembro de 2000. Segundo relatos de moradores, a chuva foi menos intensa sobre a cidade (local onde se encontra o pluviômetro) do que na cabeceira do arroio Jaguar, local onde ocorreram os escorregamentos. Segundo Bressani et al. (2009), a chuva que desencadeou mais de 30 escorregamentos no ano de 2000 foi de aproximadamente 150 mm que vieram a cair em aproximadamente duas horas.

De acordo com os residentes da região, embora as chuvas tenham durado aproximadamente duas horas, após 20 minutos os escorregamentos já tinham sido deflagrados. Assim, para simulação com o TRIGRS, foi adotada para condição deflagradora dos escorregamentos uma chuva uniforme sobre a bacia de 75 mm/h de intensidade e duração de 2 horas.

O TRIGRS é muito sensível às condições iniciais do nível de água no solo (Baum et al., 2008). No presente estudo, as condições iniciais do nível da água no solo foram determinadas a partir da Equação (46), a qual estabeleceu uma altura do nível d'água independentemente da profundidade do solo. Desta maneira, a mesma condição de distribuição de altura do nível d'água no solo foi aplicada para todos os cenários de distribuição da profundidade do solo. Para aplicação da Equação (46) foi adotada uma taxa de recarga igual à chuva média de longo período na bacia, i.e. 5 mm/dia. Assim, quando a altura do nível d'água calculada excedeu ou foi igual à profundidade do solo na distribuição adotada, foi considerado que o solo estava completamente saturado. Quando a altura do nível d'água era menor que a profundidade do solo, então o solo não estava saturado e a profundidade do lençol foi determinada através da diferença entre a profundidade do solo e a altura do nível d'água.

Desta maneira, ao longo do desenvolvimento do presente trabalho, foram adotadas três condições hidrológicas distintas para a bacia. Estas três condições representam eventos de interesse para cada uma das etapas do trabalho. Na condição (i), utilizada para aplicação do MEMPS, buscou-se uma condição hidrológica acima da média da bacia, no intuito de simular padrões de umidade que foram impostos aos solos das encostas sem que estes alcançassem o ponto de desestabilização. Na condição (ii), utilizada para definição do cenário inicial de profundidade do nível d'água no solo para aplicação do TRIGRS, buscou-se representar o comportamento hidrológico médio da bacia antecedente a ocorrência dos escorregamentos. Na condição (iii), utilizada para a modelagem de escorregamentos com o TRIGRS, buscou-se uma condição capaz de deflagrar os processos de movimentos de massa. As três condições hidrológicas estão descritas na Tabela 4.

Tabela 4 – Condições Hidrológicas adotadas em cada etapa do trabalho.

	Finalidade	Valor
Condição (i)	Aplicação do MEMPS	$q = 15 \text{ mm/d}$
Condição (ii)	Condição inicial TRIGRS	$q = 5 \text{ mm/d}$
Condição (iii)	Aplicação TRIGRS	Intensidade = 75 mm/h e Duração = 2 h

5.1.2. Dados pedológicos

As envoltórias de cisalhamento obtidas através do ensaio BST para os 20 pontos de amostragem estão apresentadas na Figura 25.

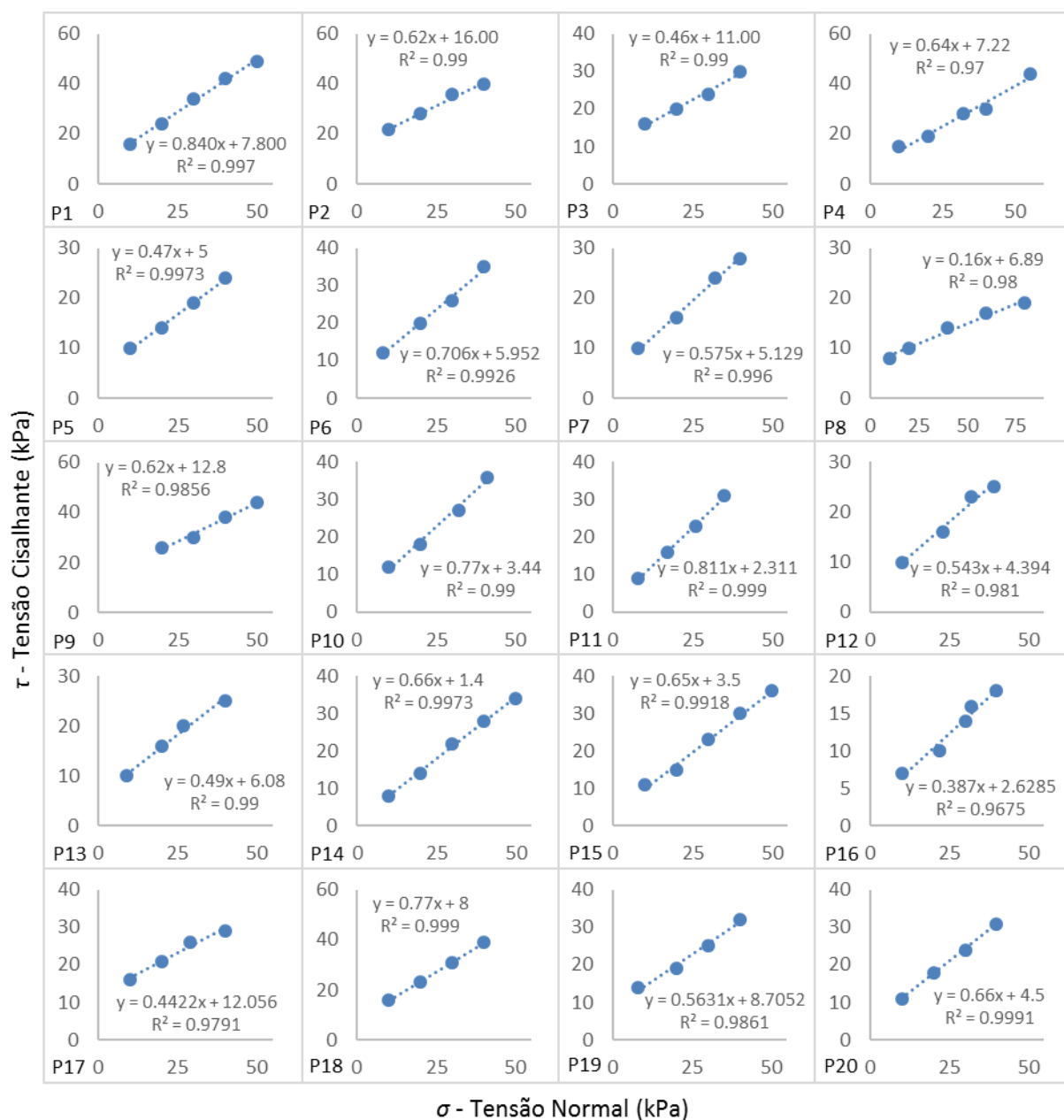


Figura 25 - Envoltórias de cisalhamento para os 20 pontos de amostragem.

Os valores de todos os parâmetros relacionados ao solo utilizados no presente trabalho estão descritos na Tabela 4. A maioria dos solos da bacia apresentam textura siltosa, com teores moderados de argila e baixos de areia. O valor médio do ângulo de atrito interno do solo é aproximadamente 30° e a coesão aproximadamente 7 kPa. Isto significa, que para esta bacia, em média, o MEMPS poderá ser aplicado a encostas mais declivosas que 30° .

Tabela 5 – Valores dos parâmetros pedológicos medidos e estimados.

	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	ρ_d (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	ϑ_r (cm ³ /cm ³)	ϑ_s (cm ³ /cm ³)	α_{VG} (1/cm)	n_{VG}	K_s (m/s)	C_0 (1/m)	D_0 (m ² /s)	α (1/m)	ϕ (°)	c (kPa)
P01	14,35	56,1	29,55	1,33	1,82	0,0840	0,459	0,007	1,5547	8,9E-05	2,94E-02	3,03E-03	1,72E-01	40,03	7,80
P02	7,31	66,13	26,56	1,28	1,80	0,0842	0,478	0,006	1,5884	1,2E-04	2,69E-02	4,54E-03	1,57E-01	31,80	16,00
P03	15,46	53,66	30,88	1,35	1,83	0,0849	0,456	0,008	1,5349	7,7E-05	3,18E-02	2,41E-03	1,82E-01	24,70	11,00
P04	14,64	53,83	31,53	1,05	1,65	0,0930	0,542	0,009	1,509	3,9E-04	4,24E-02	9,17E-03	1,94E-01	32,46	7,22
P05	11,58	49,72	38,71	1,11	1,68	0,0992	0,545	0,012	1,4298	2,6E-04	6,11E-02	4,30E-03	2,29E-01	25,17	5,00
P06	11,59	52,95	35,45	1,17	1,73	0,0948	0,520	0,010	1,4744	1,9E-04	4,68E-02	4,09E-03	2,09E-01	35,22	5,95
P07	18,74	52,19	29,07	1,29	1,82	0,0834	0,463	0,007	1,5554	1,1E-04	3,06E-02	3,64E-03	1,77E-01	29,89	5,13
P08	16,16	56,59	27,25	1,23	1,76	0,0831	0,477	0,007	1,5847	1,7E-04	2,77E-02	5,98E-03	1,62E-01	10,28	6,36
P09	8,9	49,77	41,33	1,31	1,81	0,0966	0,494	0,012	1,419	8,1E-05	5,34E-02	1,52E-03	2,19E-01	31,80	12,80
P10	8,44	53,2	38,36	1,11	1,68	0,0993	0,548	0,012	1,4334	2,5E-04	5,98E-02	4,12E-03	2,25E-01	30,18	7,21
P11	15,47	49,96	34,57	1,04	1,63	0,0966	0,553	0,010	1,4665	4,0E-04	5,38E-02	7,53E-03	2,18E-01	39,05	2,31
P12	14,86	62,14	23	1,25	1,78	0,0779	0,463	0,006	1,6413	1,8E-04	2,14E-02	8,28E-03	1,38E-01	28,48	4,39
P13	11,73	58,75	29,53	1,09	1,67	0,0902	0,529	0,008	1,5425	3,1E-04	3,58E-02	8,77E-03	1,77E-01	25,93	6,08
P14	18,4	56,45	25,16	1,21	1,75	0,0802	0,473	0,006	1,6113	2,0E-04	2,50E-02	7,90E-03	1,52E-01	33,42	1,40
P15	8,17	42,9	48,92	1,06	1,65	0,1072	0,582	0,018	1,3325	3,2E-04	9,91E-02	3,26E-03	2,56E-01	33,02	3,50
P16	7,52	37,32	55,16	1,23	1,77	0,1049	0,534	0,018	1,3079	1,2E-04	8,79E-02	1,34E-03	2,36E-01	21,16	2,63
P17	11,06	66,39	22,55	1,12	1,70	0,0822	0,506	0,005	1,6401	3,3E-04	2,30E-02	1,42E-02	1,35E-01	23,85	12,06
P18	11,82	52,54	35,64	1,10	1,68	0,0967	0,541	0,010	1,4634	2,8E-04	5,19E-02	5,40E-03	2,15E-01	37,60	8,00
P19	5,73	48,47	45,8	1,03	1,63	0,1067	0,590	0,017	1,3511	3,5E-04	9,37E-02	3,71E-03	2,54E-01	29,38	8,71
P20	9,03	59,26	31,7	0,92	1,57	0,0981	0,594	0,010	1,4831	6,3E-04	5,23E-02	1,21E-02	2,06E-01	33,42	4,50

5.2. Aplicação do MEMPS

O MEMPS foi aplicado à bacia do arroio Jaguar no intuito de determinar a distribuição da profundidade máxima do solo. Foram utilizados como parâmetros de entrada relacionados às características mecânicas e hidráulicas do solo os dados da Tabela 4. O valor de taxa de recarga adotado foi àquele relacionado à média de chuva de dias chuvosos na bacia. Como demonstrado pela Equação (50), os resultados obtidos com o MEMPS dependem de uma determinação da condição hidrológica (altura do nível d'água no solo) do terreno.

Esta condição hidrológica é dada pelo modelo hidrológico de estado permanente, sendo que este é dependente de características geomorfológicas (a , b e θ) e hidrológicas (q e K_s) do ponto em questão. Considerando que as condições geomorfológicas são estabelecidas pela morfologia da superfície do terreno, representada pelo MDE, e que estas não mudam para um determinado ponto em análises de curto prazo, as condições de saturação são dominadas pelos parâmetros hidrológicos, ou, ainda mais, por uma relação entre eles (q/K_s). Desta maneira, para um mesmo valor de K_s , a escolha do valor de q determinará a altura do nível d'água no solo.

Caso seja determinado um valor de q muito alto, as camadas d'água calculadas terão valores altos, ocasionando em maior probabilidade de que estas superem o valor calculado de profundidade máxima do solo. Neste caso, as profundidades máximas do solo calculadas com o MEMPS serão exatamente iguais àquelas calculadas com a Equação (33). Esta condição de saturação em uma estação chuvosa levemente acima do normal pode ser normal para as áreas onde há grandes concentrações de fluxo, como nas linhas de drenagem, porém certamente não condiz com a realidade de locais situados entre canais de drenagem.

De maneira similar, a adoção de um valor de q muito baixo, levará a valores da altura da camada d'água reduzidos. Esta condição acarreta em uma situação similar a de ausência de água no solo. Neste caso, as profundidades do solo calculadas com o MEMPS serão muito similares àquelas calculadas com a Equação (31). Desta maneira, o MEMPS funciona como uma equação genérica para estimativa da máxima profundidade do solo, que engloba os conceitos utilizados para definição das Equações (31) e (33), e, além disso, uma condição intermediária de saturação.

Quando os resultados obtidos com o MEMPS são aplicados a um contexto de análise de estabilidade de encostas, as condições de saturação impostas são extremamente relevantes. No caso de um valor de q muito alto, as profundidades máximas do solo calculadas serão iguais àsquelas da condição de saturação. Assim, nenhum evento chuvoso será capaz de deflagrar escorregamentos nos locais onde a profundidade foi estabelecida a partir do MEMPS. Em contraponto, no caso de um valor de q muito baixo, a camada d'água será reduzida e as profundidades calculadas serão elevadas. Neste caso, qualquer evento chuvoso será capaz de deflagrar os escorregamentos sobre toda a área com profundidade definida pelo MEMPS. Desta maneira, o ajuste do resultado do MEMPS às condições esperadas deve ser prioritariamente realizado a partir do valor de q . A distribuição da profundidade do solo na bacia do arroio Jaguar está demonstrada na Figura 26. Esta distribuição foi utilizada como cenário inicial na modelagem de estabilidade de encostas com o TRIGRS. Este cenário foi denominado de z_c .

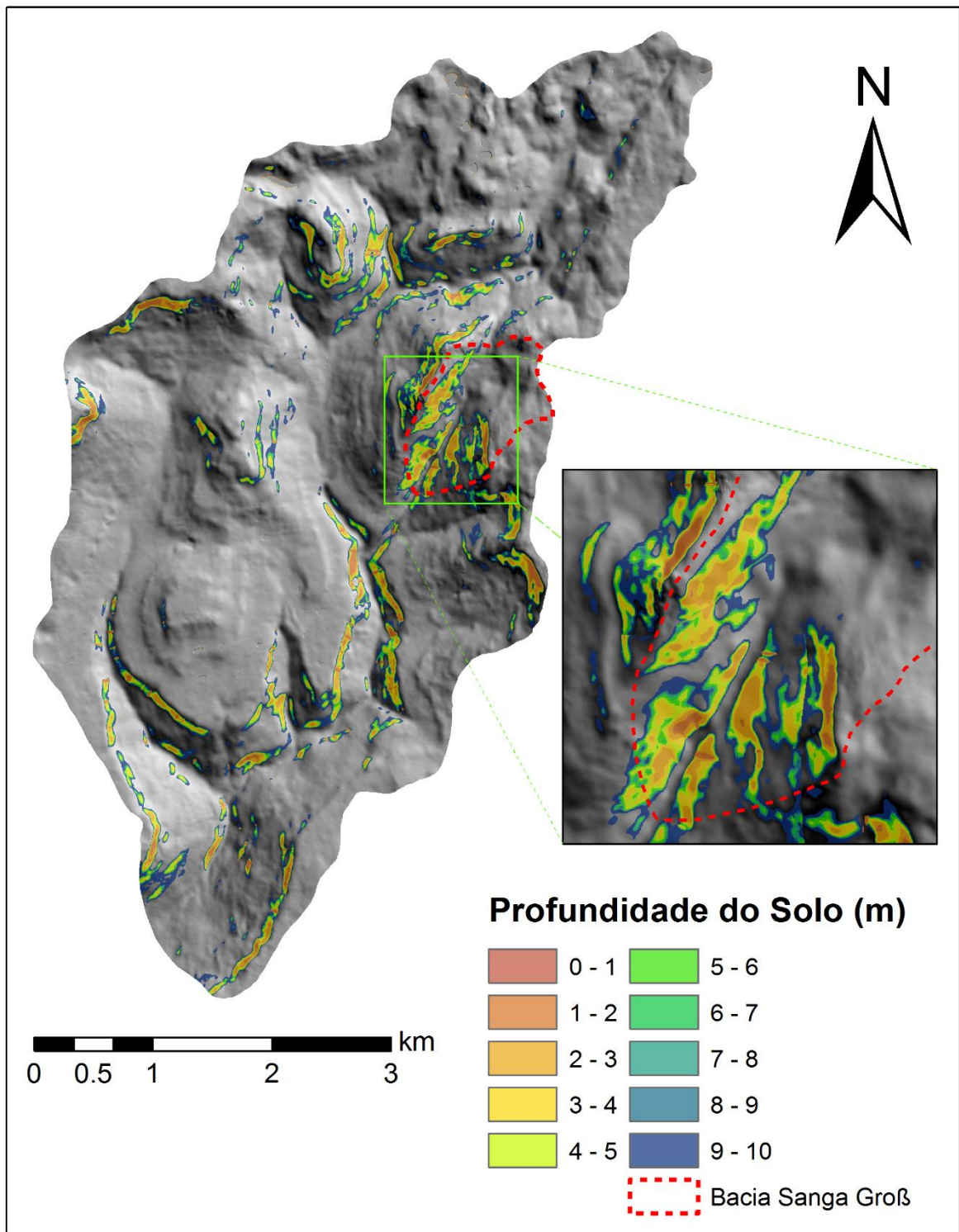


Figura 26 – Distribuição da profundidade do solo na bacia do arroio Jaguar elaborada com o MEMPS.

5.3. Outros cenários de profundidade do solo

Com o objetivo de comparar a distribuição espacial da profundidade do solo obtida com o MEMPS e as distribuições obtidas com outras metodologias no processo de modelagem de estabilidade de encostas, também foram elaborados mapas de profundidade do solo baseados em diferentes critérios. Além do cenário descrito pelo MEMPS (z_c) foram utilizados outros 7 diferentes cenários. A Tabela 6 demonstra a nomenclatura adotada para cada cenário além do método utilizado para definição dos mesmos:

Tabela 6 - Definição dos cenários de distribuição da profundidade do solo.

Cenário	Nomenclatura	Definição
1	z_c	MEMPS - Equação (50)
2	z_{cte}	Profundidade constante na bacia (10 m)
3	z_{alt}	Equação (1)
4	z_{slo}	Equação (2)
5	z_{sil}	Média entre as Equações (1) e (2)
6	z_{Sexp}	S_{exp} – Dado pelo ajuste dos dados medidos
7	z_{c0}	Equação (31)
8	z_{c1}	Equação (33)

No cenário 2 (z_{cte}), foi considerada a mesma profundidade do solo tanto para as zonas declivosas quanto para zonas de declividade mais amena. As áreas mais declivosas das encostas apresentam profundidades do solo geralmente abaixo de 2 m. Entretanto, na tentativa de contemplar a área inicial de acúmulos de colúvios, na base das encostas, que apresentam profundidades elevadas e frequentemente sofrem com escorregamentos, adotou-se uma profundidade uniforme na bacia no valor de 10 m.

Para os cenários z_{alt} e z_{slo} (Equações (1) e (2)) é prevista uma variação linear da profundidade com a altimetria e declividade, respectivamente. Assim, foi adotado que a profundidade mínima e máxima da bacia são 0 e 10 m, respectivamente. Para elaboração do cenário z_{sil} , foi utilizada a média dos cenários z_{alt} e z_{slo} .

A elaboração do cenário z_{Sexp} só foi possível devido aos inúmeros pontos de sondagem realizados na bacia. Assim, através destes pontos, foi ajustada uma curva exponencial a partir

do *software* CurveExpert 1.4. A curva exponencial descreve a relação entre a profundidade do solo e a declividade de cada ponto da bacia. Como a verificação da profundidade do solo em campo somente foi conduzida em médias e altas declividades (de 18° a 50°), a estimativa gera resultados mais adequados a esta faixa de valores. Isto não se caracteriza em uma debilidade do método, visto que as áreas de interesse neste estudo são aquelas onde ocorrem os escorregamentos, ou seja, áreas de média e alta declividade. A Figura 27 mostra o gráfico de ajuste desta curva. O ajuste foi realizado gerando um erro padrão de 0,45 m. A Equação (63) é o resultado do ajuste dos dados.

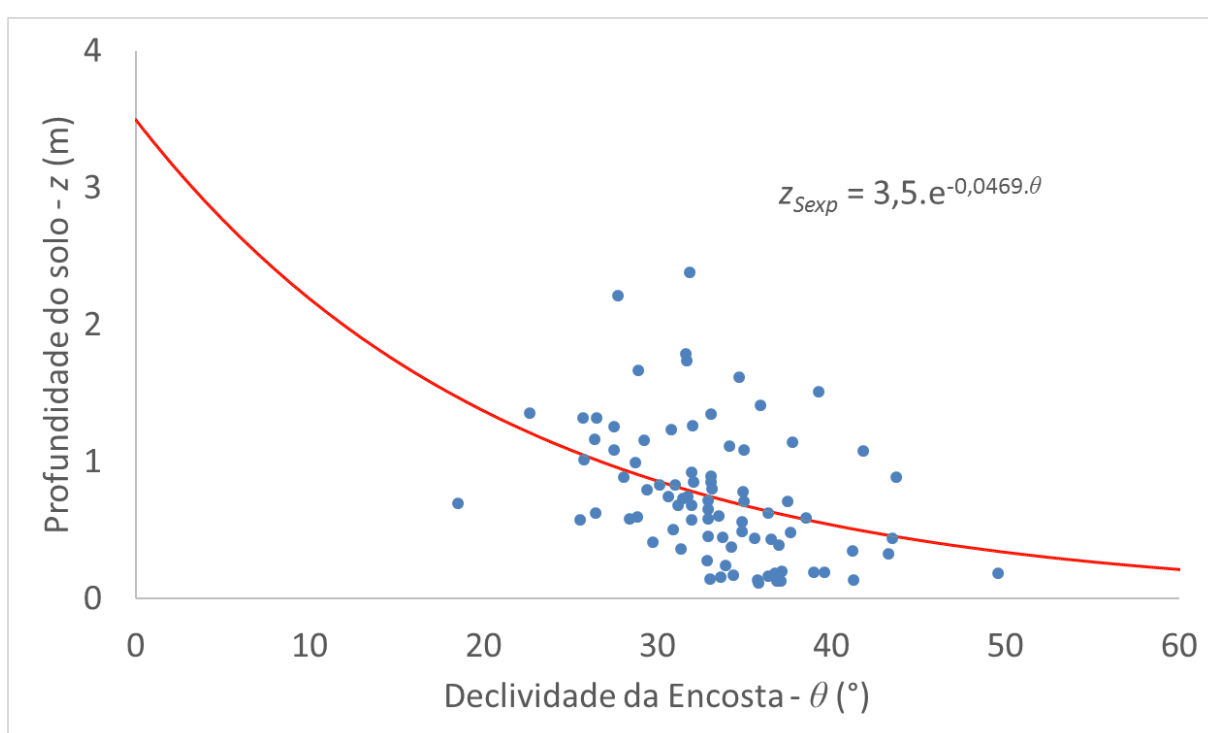


Figura 27 - Ajuste do modelo Sexp.

$$z_{Sexp} = 3,5 \cdot \exp(-0,0469 \cdot \theta) \quad (63)$$

Os cenários z_{c0} e z_{c1} são aqueles que definem a profundidade máxima alcançada pelo solo nas condições de ausência de água e completa saturação, respectivamente. A Equação (31) só é aplicável para encostas onde a declividade é maior que o ângulo de atrito interno do solo ($\theta > \phi$). Onde a declividade da encosta não satisfaz tal critério, não foi atribuído nenhum valor à profundidade do solo. Além disso, quando a declividade da encosta é levemente maior que o ângulo de atrito interno do solo, os valores calculados para a profundidade máxima são muito altos e claramente diferem drasticamente das condições reais. Desta maneira, foi

adotado uma profundidade máxima de 10 m para todos os locais onde a profundidade calculada excedeu este valor.

A Equação (33) somente é aplicável para encostas onde $\tan \theta > \tan \phi \cdot (1 - \rho_w / \rho_s)$, ou seja, apresenta uma janela de aplicabilidade muito maior que a Equação (31). Entretanto, para valores de $\tan \theta$ ligeiramente maiores que $\tan \phi \cdot (1 - \rho_w / \rho_s)$ os valores calculados são muito altos e diferem das condições reais. Assim, também foi imposta a profundidade máxima limite de 10 m para os valores calculados que excederam este valor. As Figuras 28, 29 e 30 mostram a distribuição da profundidade do solo para os cenários z_{alt} , z_{slo} , z_{sil} , z_{Sexp} , z_{c0} e z_{c1} .

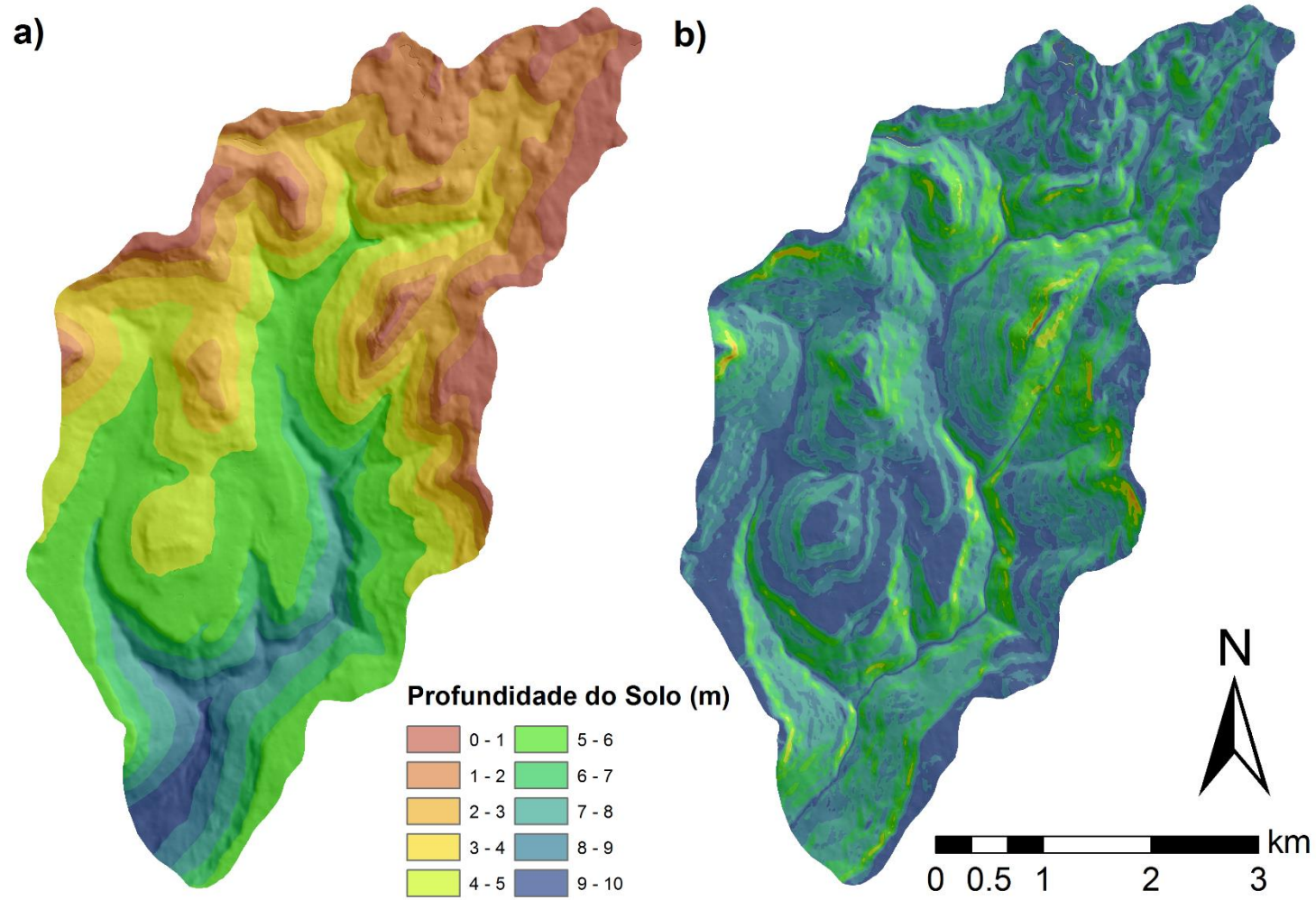


Figura 28 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{alt} ; e b) z_{sto} .

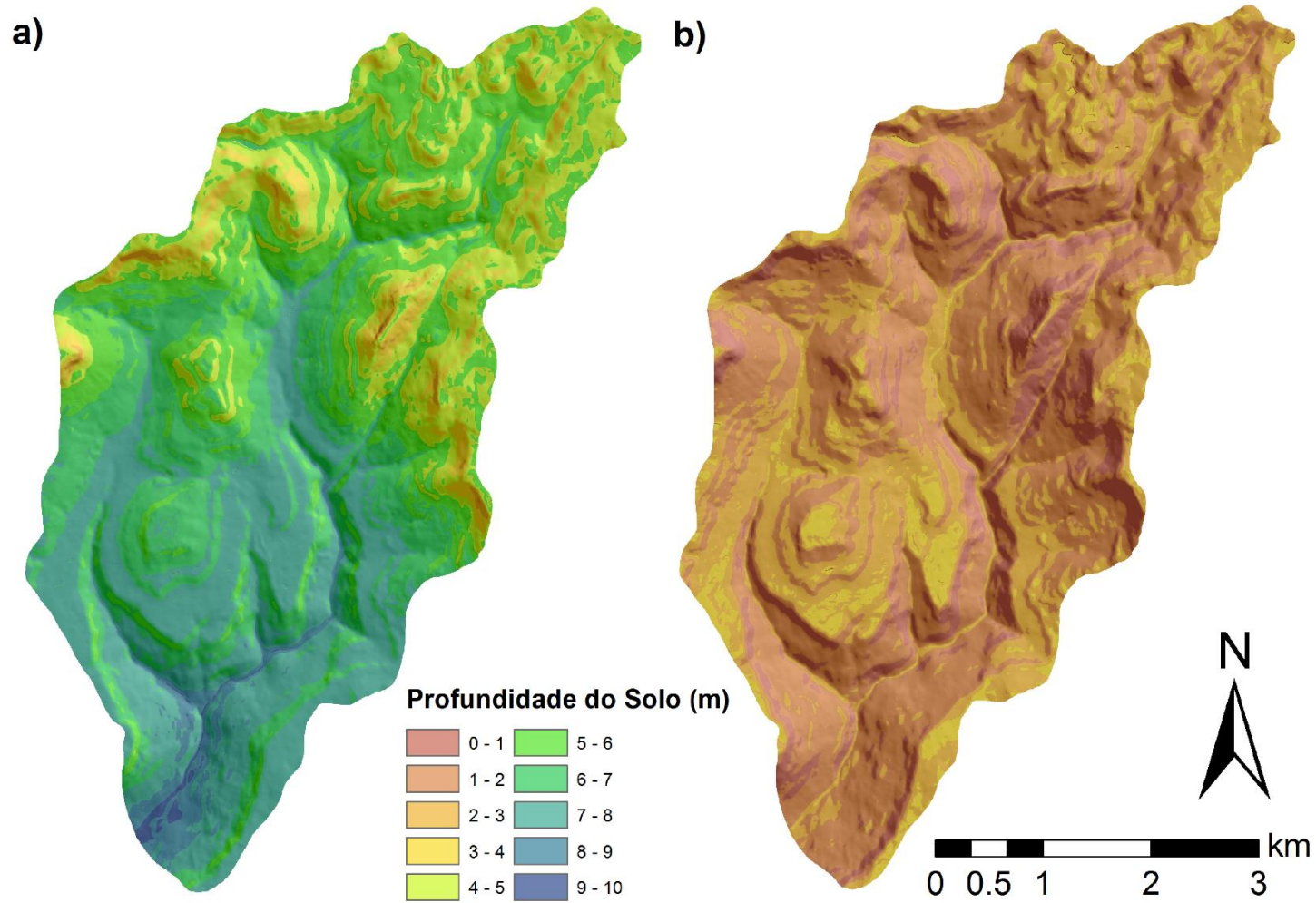


Figura 29 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{sil} ; e b) z_{Sexp} .

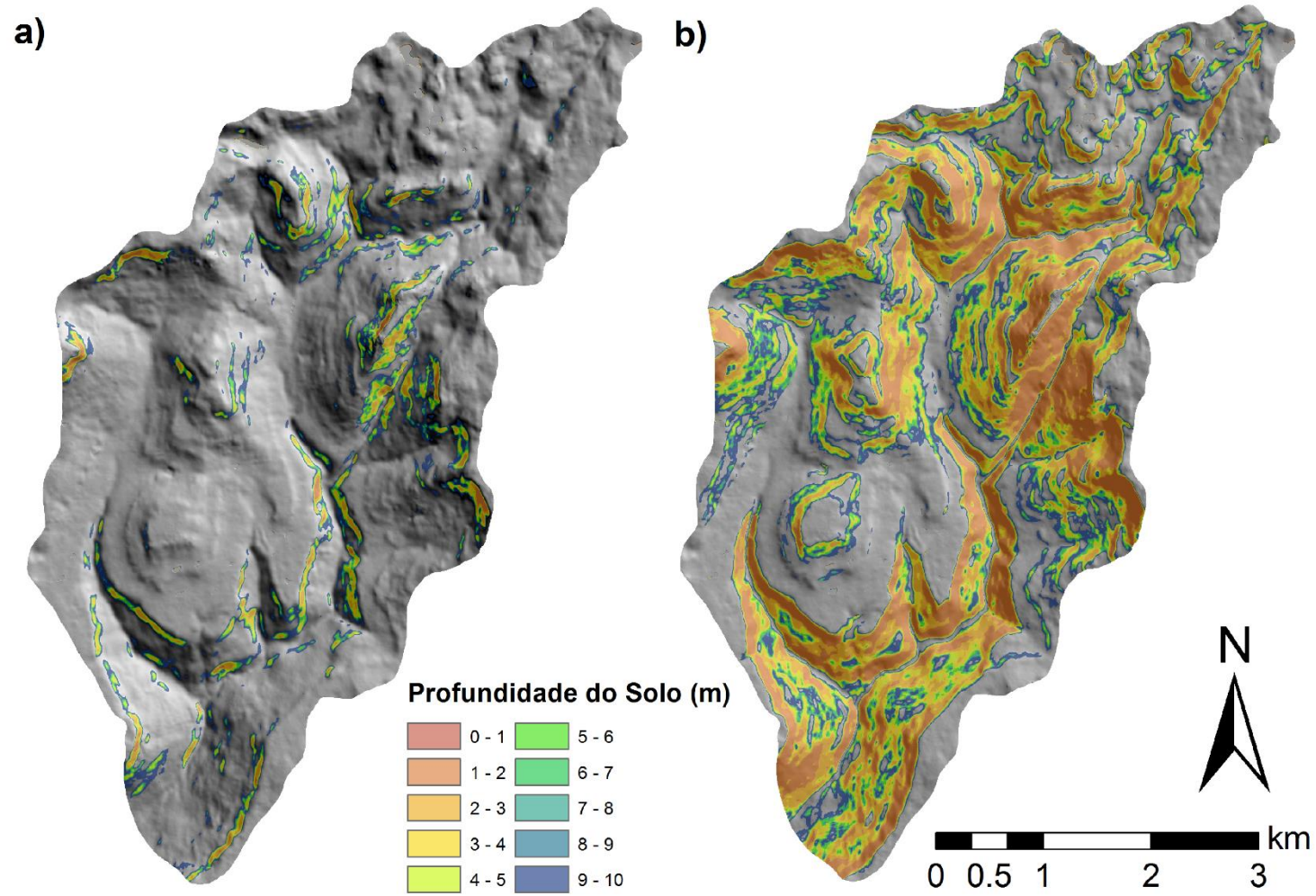


Figura 30 - Distribuição da profundidade do solo para os cenários: a) z_{c0} ; e b) z_{c1} .

5.4. Modelagem com TRIGRS

A verificação da influência da distribuição da profundidade do solo na estabilidade das encostas foi realizada através do modelo TRIGRS. Em todas as aplicações do modelo, os parâmetros não foram alterados, com exceção da distribuição da profundidade do solo. Além disso, embora as condições hidrológicas iniciais não tenham sido alteradas, devido a alteração da distribuição a profundidade do solo, as condições iniciais de profundidade do nível da camada d'água no solo também foi alterado. O valor da infiltração inicial (I_{ZLT}) foi considerado próximo a zero para todas as simulações.

A aplicação do TRIGRS foi realizada em dois momentos distintos. O primeiro, imediatamente antes do início da chuva que deflagrou os escorregamentos na bacia do Arroio Jaguar no ano de 2000. A aplicação do modelo a este cenário gerou informações de FS no tempo zero (t_0). No segundo, o FS também foi calculado para um tempo de 20 minutos (t_1) após o início da chuva. Este tempo foi adotado pois foi relatado pelos moradores como sendo o tempo transcorrido desde o início da chuva até o momento em que os escorregamentos foram deflagrados. A Figura 31 mostra a distribuição espacial dos valores de FS obtidos com a aplicação do TRIGRS para o cenário elaborado com o MEMPS (z_c). As Figuras 32, 33, 34, 35, 36, 37 e 38 mostram o resultado da aplicação do TRIGRS para os demais cenários.

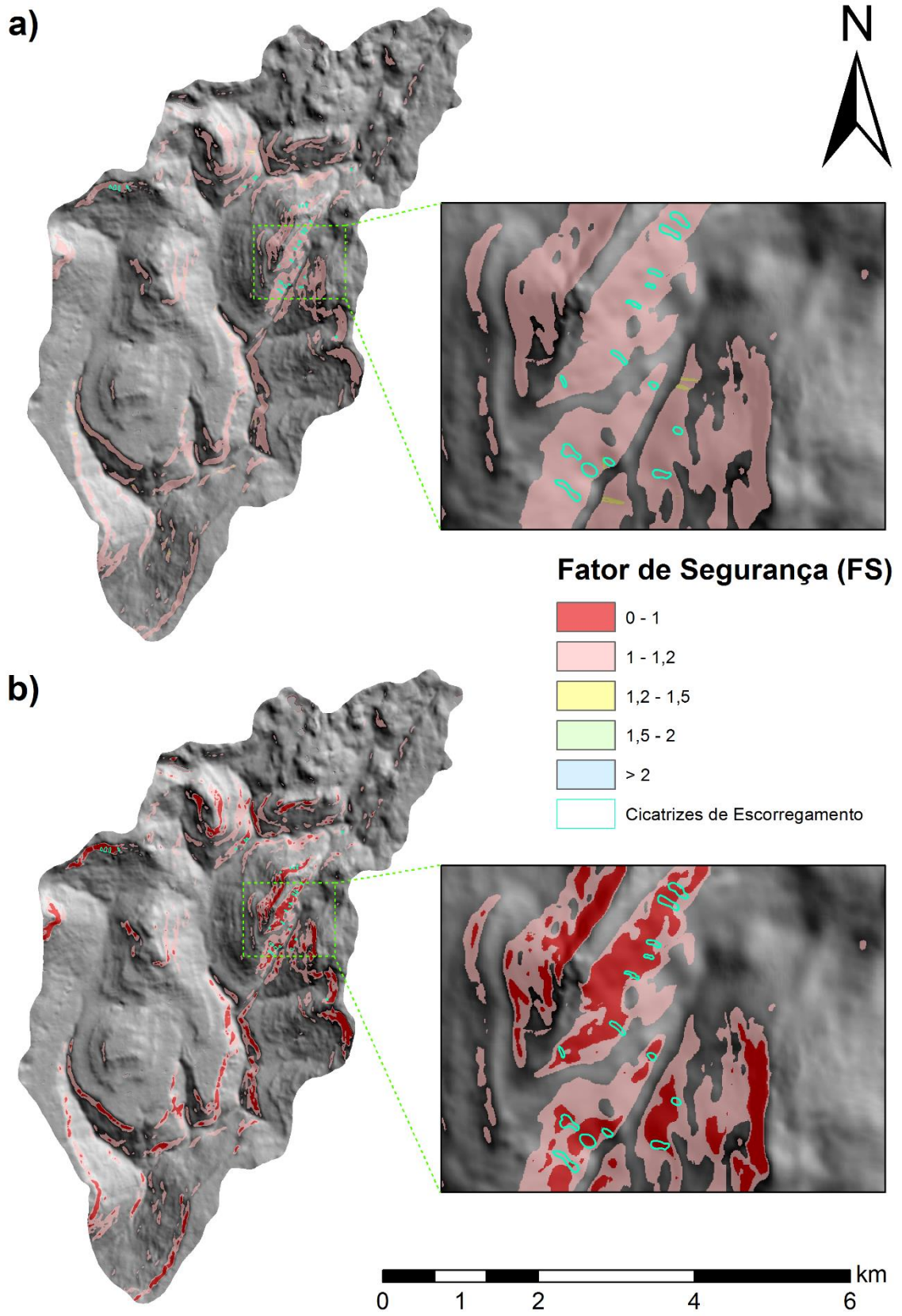


Figura 31 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_c para: a) t_0 ; e b) t_1 .

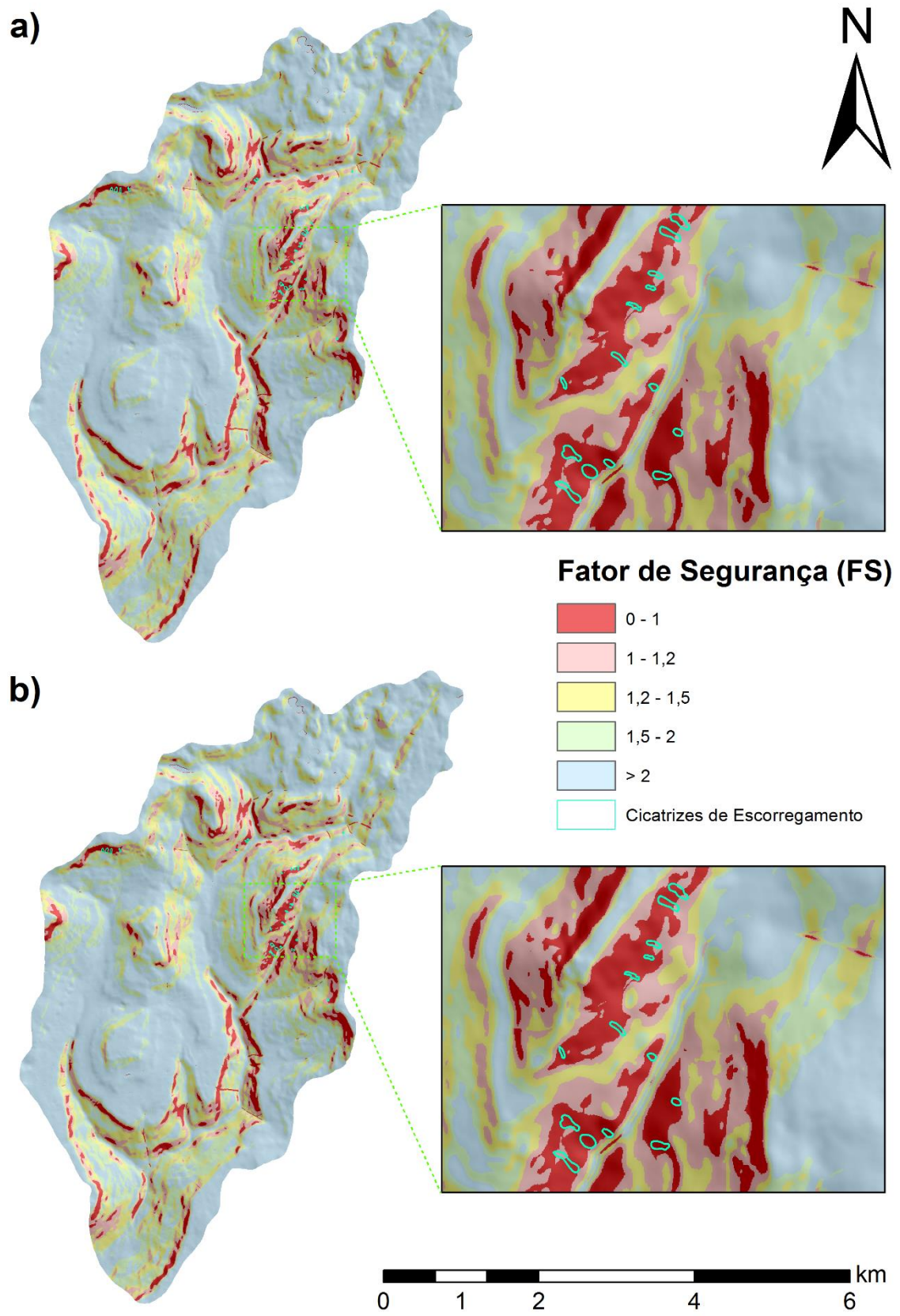


Figura 32 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{slo} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

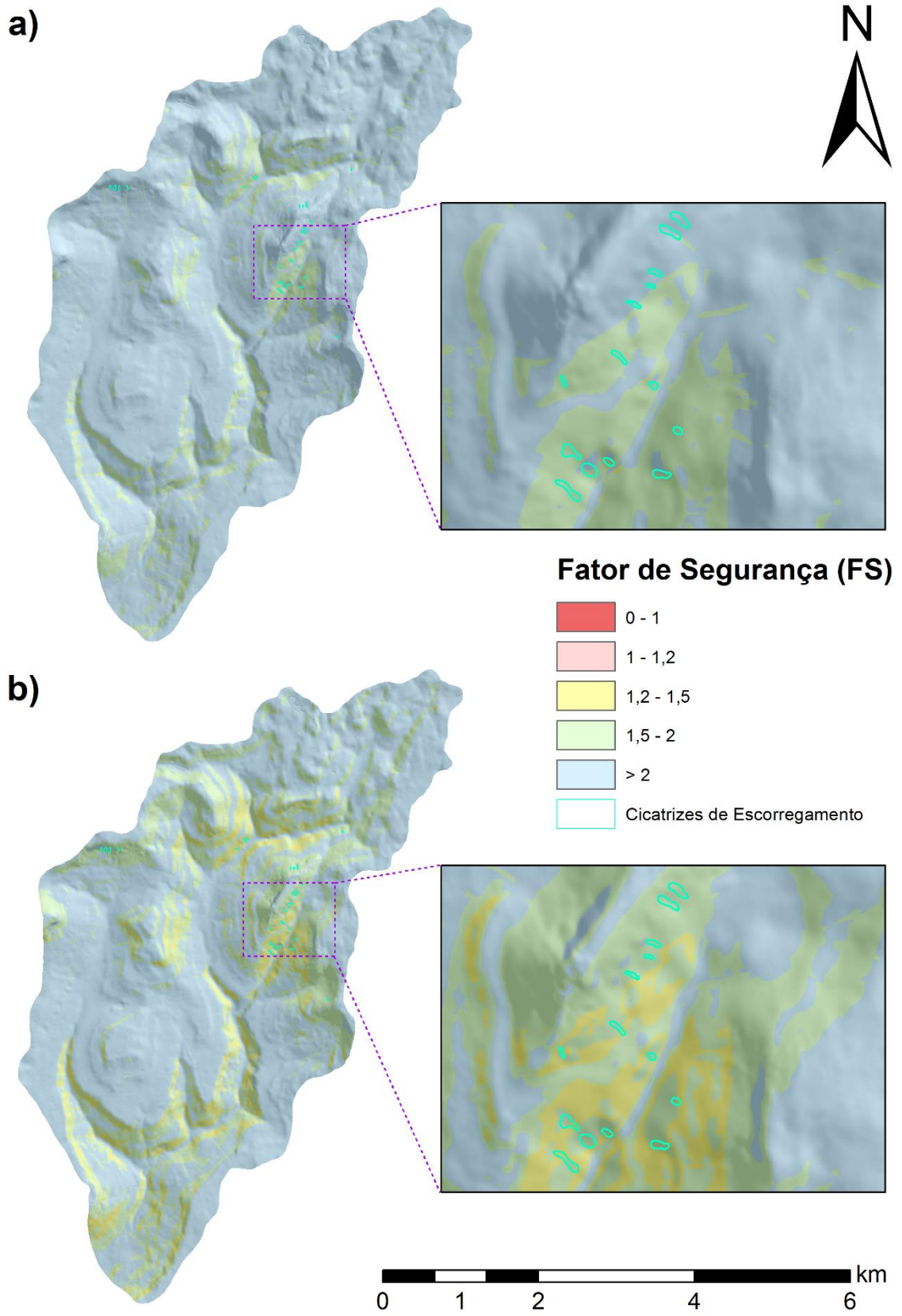


Figura 33 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{Sexp} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

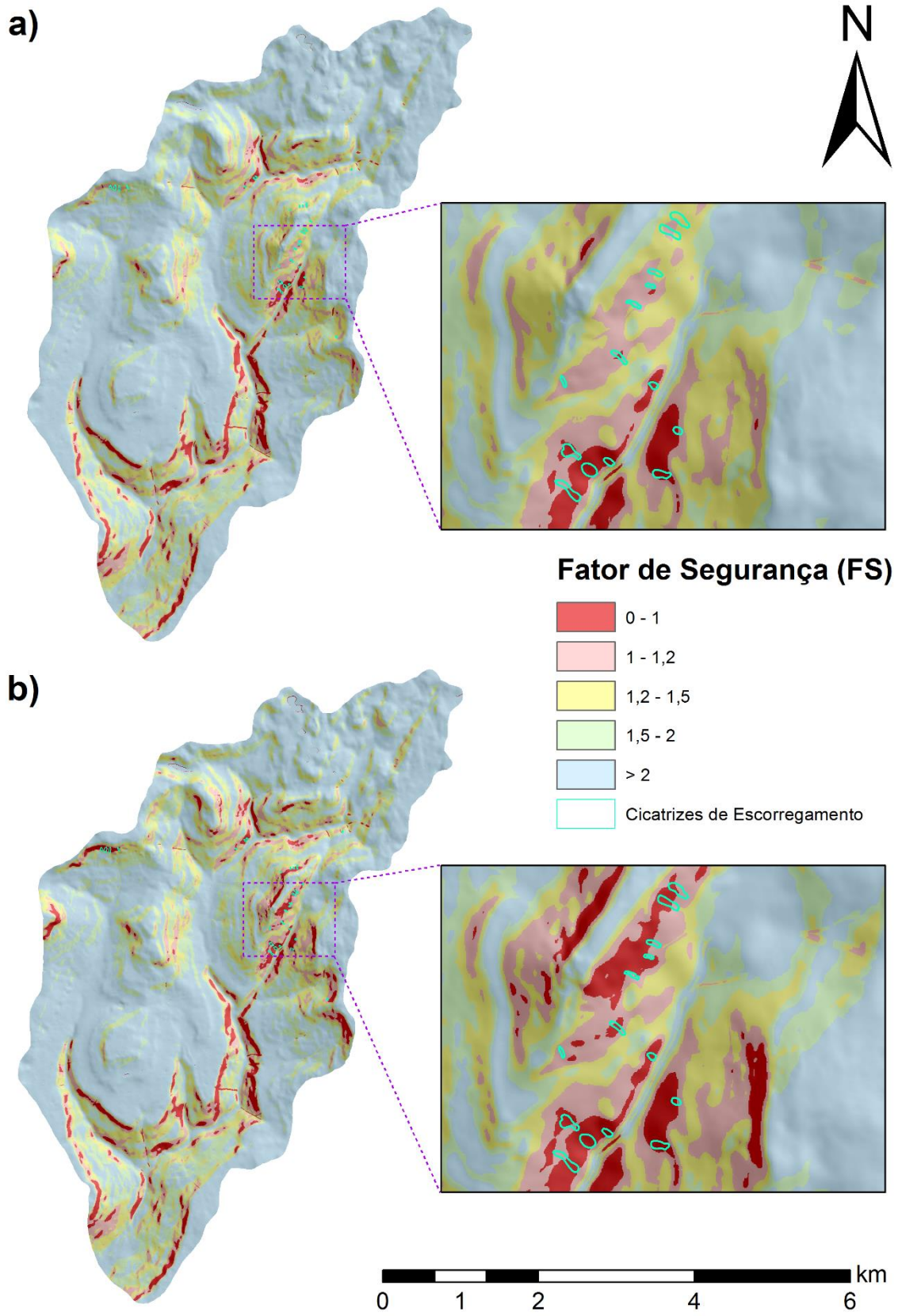


Figura 34 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{alt} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

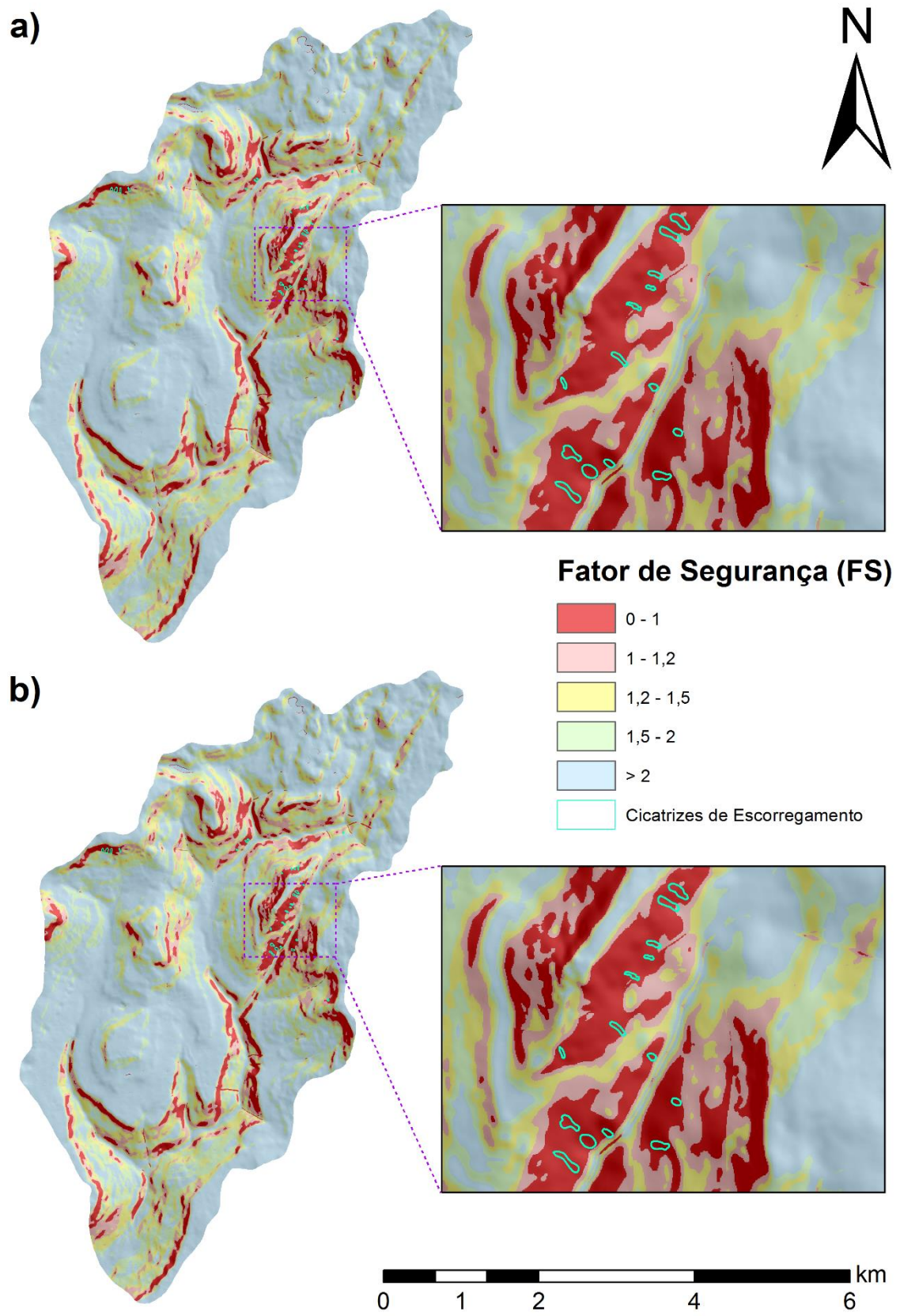


Figura 35 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{cte} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

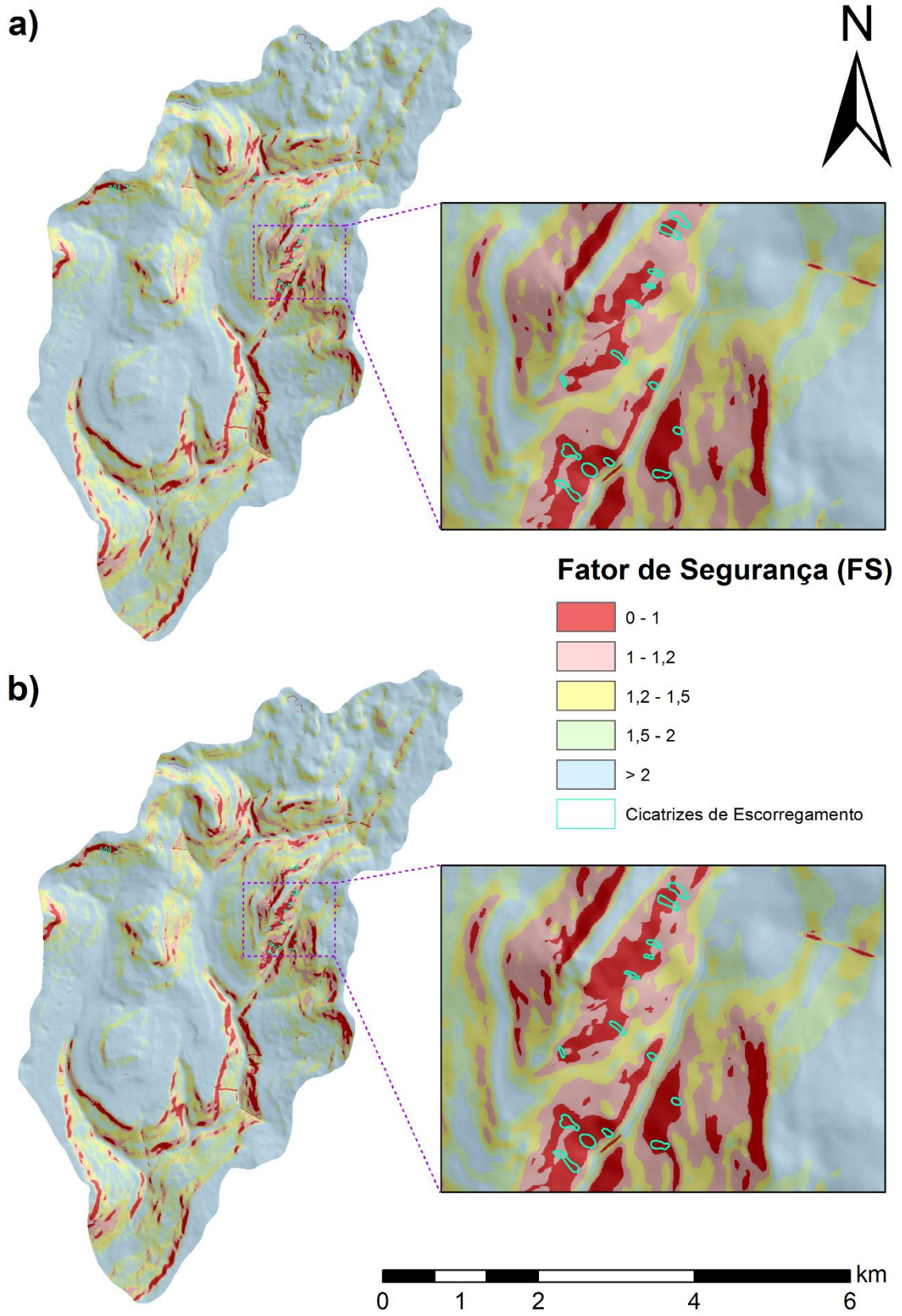


Figura 36 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{sil} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

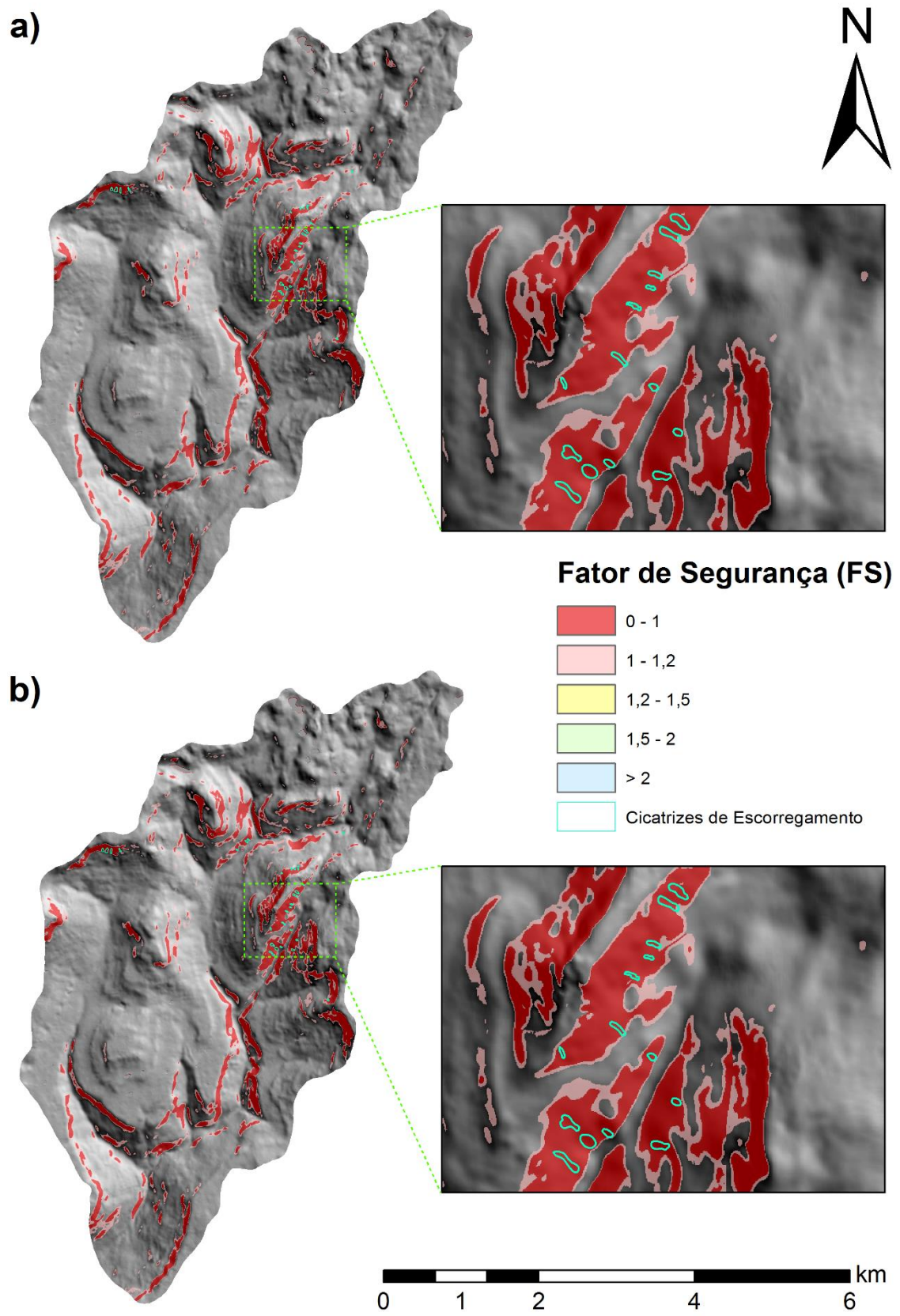


Figura 37 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{c0} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

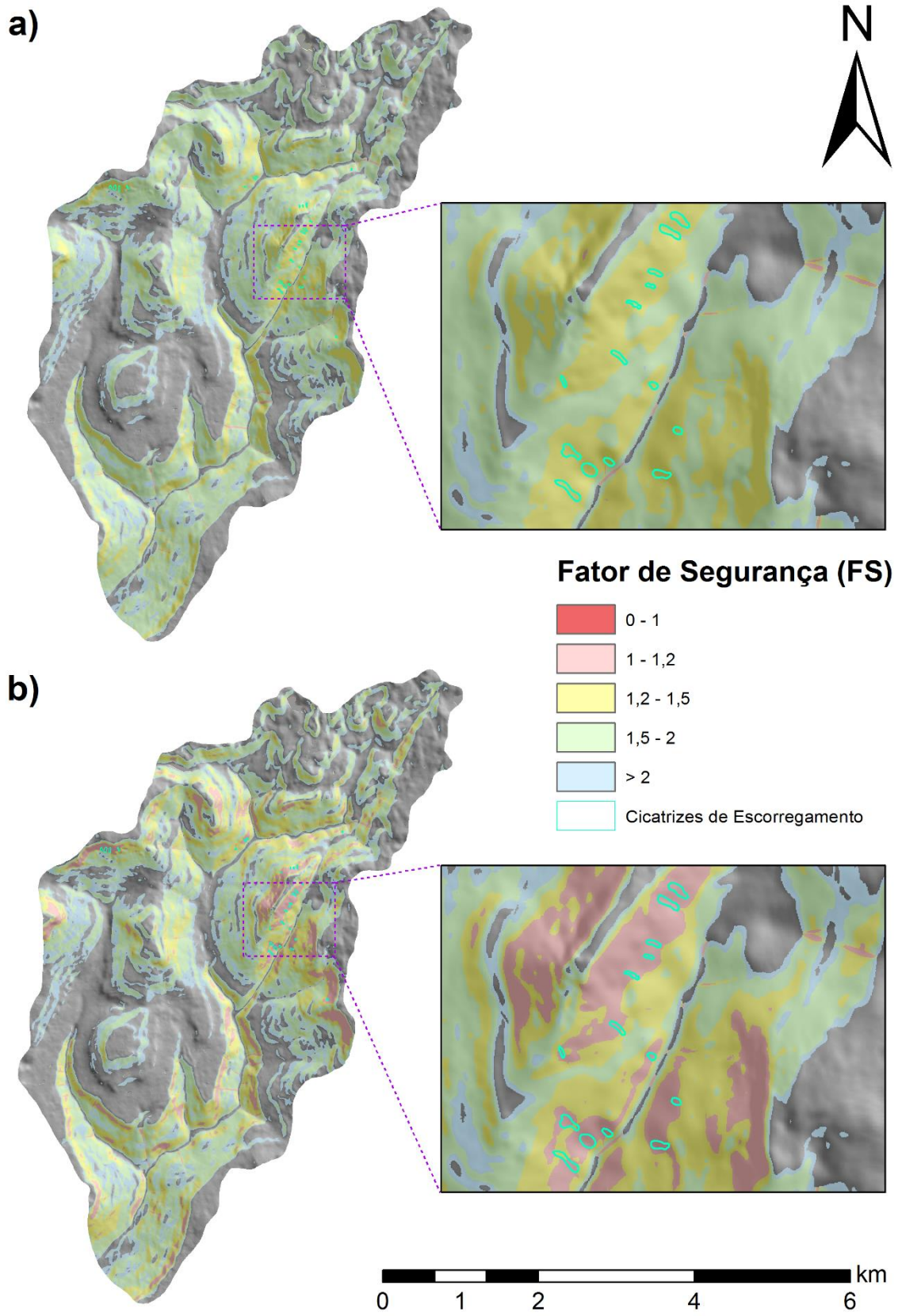


Figura 38 - Cálculo do *FS* adotando o cenário z_{c1} para: a) t_0 ; e b) t_1 .

Através das figuras acima observa-se que os resultados do TRIGRS para os cenários z_{cte} , z_{alt} , z_{slo} , z_{sil} e z_{c0} apresentam valores de FS menores que 1, mesmo antes da ocorrência da chuva que desencadeou os escorregamentos (t_0). Estes resultados podem ser considerados inconsistentes, tendo em conta que, antes da chuva, toda a bacia estava em condição estável. Em outras palavras, sem a ocorrência do fator deflagrador (neste caso o evento chuvoso), as encostas não estariam em uma condição instável. Desta maneira, pode ser dito que as condições representadas pelos cenários z_{cte} , z_{alt} , z_{slo} , z_{sil} e z_{c0} em t_0 são irreais.

No entanto, as áreas consideradas instáveis ($FS < 1$) pelo modelo no tempo t_1 nestes cenários demonstraram uma boa concordância com as cicatrizes de escorregamento. Desta maneira, mesmo com os bons resultados obtidos em t_1 , considerando os resultados obtidos em t_0 , pode ser dito que a simulação com o TRIGRS segundo os cenários z_{cte} , z_{alt} , z_{slo} , z_{sil} e z_{c0} não alcançaram uma performance satisfatória. Isto se deve ao fato de que a modelagem segundo estes cenários não foi capaz de detectar e representar o processo hidrológico que foi responsável pela deflagração dos escorregamentos.

Os resultados obtidos com a aplicação do TRIGRS utilizando a distribuição de profundidade do solo descrita pelo MEMPS foram mais próximos às condições reais. Neste caso, imediatamente antes da ocorrência do evento chuvoso (t_0) não foram computadas áreas instáveis dentro da bacia (Figura 31a). No tempo t_1 , as áreas computadas como instáveis pelo TRIGRS demonstraram uma boa concordância com o inventário de escorregamentos (Figura 31b). Estes resultados demonstram que as condições iniciais de profundidade do solo, determinadas através do MEMPS, proporcionaram ao TRIGRS resultados muito mais próximos às condições reais, assegurando um melhor desempenho. Desta maneira, afirma-se que a utilização dos resultados do MEMPS como cenário inicial para aplicação do TRIGRS possibilitou que o processo hidrológico desencadeador dos escorregamentos fosse melhor representado, e assim o fator deflagrador fosse evidenciado.

5.5. Avaliação dos resultados do TRIGRS

Além da avaliação visual, foram calculados os índices numéricos IA , IE , ITA e ITE como ferramenta para realizar uma análise objetiva da performance do modelo no cálculo da estabilidade das encostas. A Tabela 7 mostra os índices calculados para os resultados do

TRIGRS obtidos com os 8 diferentes cenários de distribuição da profundidade do solo propostos.

O presente estudo considerou que os escorregamentos induzidos por estações chuvosas na bacia de estudo ocorrem apenas em encostas declivosas. Desta maneira, as áreas planas e de baixa declividade não foram contabilizadas no cálculo dos índices. Este procedimento foi adotado pois a inserção de áreas de baixa declividade no cálculo dos índices, tais como algumas planícies e platôs, que certamente não sofrem com processos de escorregamento, poderia levar a minimização dos valores calculados do *IE* e *ITE*. Portanto, todos os índices foram calculados apenas para as áreas com declividade acima de $26,7^\circ$, que representa a mínima declividade encontrada em áreas inseridas dentro de cicatrizes de escorregamento. Além disso, nos cenários z_{c0} e z_c , somente foram contabilizadas as áreas com ângulo de declividade maior que o ângulo de atrito interno do solo ($\theta > \phi$). Já para o cenário z_{c1} , somente foram computadas as áreas onde $\tan \theta > \tan \phi \cdot (1 - \rho_w / \rho_s)$.

Tabela 7 – Avaliação do desempenho do TRIGRS para os diferentes cenários com diferentes índices.

	z_{cte}	z_{alt}	z_{slo}	z_{sil}	z_{Sexp}	z_{c0}	z_{c1}	z_c
<i>A</i> _{dentro-d} (.10 ³ m ²)	17,1	12,76	15,49	14,26	0	15,92	0	13,32
<i>A</i> _{dentro-a} (.10 ³ m ²)	17,1	6,39	14,89	11,74	0	14,45	0	0
<i>A</i> _{instável} (.10 ³ m ²)	18,95	18,95	18,95	18,95	18,95	18,2	18,95	18,2
<i>A</i> _{fora-d} (.10 ³ m ²)	1552,59	880,04	1070,33	976,68	0	1091,4	0	762,08
<i>A</i> _{fora-a} (.10 ³ m ²)	1550,77	648,94	1032,41	849,04	0	727,54	0	0
<i>A</i> _{estável} (.10 ³ m ²)	3070,81	3070,81	3070,81	3070,81	3070,81	2693,3	3070,81	2693,3
IA	0,9	0,67	0,82	0,75	0	0,87	0	0,73
IE	0,51	0,29	0,35	0,32	0	0,41	0	0,28
IA/IE	1,78	2,35	2,34	2,37	-	2,16	-	2,59
ITA	0	0,34	0,03	0,13	0	0,08	0	0,73
ITE	0,51	0,25	0,34	0,3	0	0,34	0	0,14
ITA/ITE	0	1,35	0,09	0,45	-	0,24	-	5,17

Na Tabela 7 é observado que os maiores valores de *IA* foram obtidos por z_{cte} e z_{c0} , que foram os cenários onde as profundidades do solo tiveram os maiores valores médios nas cicatrizes de escorregamento. A equação utilizada para cálculo do *FS* é muito sensível aos valores de profundidade do solo, sendo que altos valores para este parâmetro acarretam em uma maior probabilidade de que as áreas sejam classificadas como instáveis. Assim, o valor de *IA* também tende a ser elevado. Entretanto, o valor de *IE* exibe a mesma tendência. Considerando que a distribuição da profundidade do solo no cenário z_{c0} foi elaborado a partir

de uma equação que estabelece a máxima profundidade do solo para a condição de ausência de água, qualquer evento chuvoso, por menor que seja é capaz de gerar instabilidades nas áreas onde a equação foi aplicada. Devido à adoção de uma profundidade máxima para aplicação desta equação, no valor de 10 m, as áreas com declividade ligeiramente maior que o ângulo de atrito interno do solo não foram computadas como instáveis em nenhum dos momentos (t_0 ou t_1). Esta é a razão pela qual o valor de IA para o cenário z_{c0} não alcançou valor 1.

Os piores desempenhos foram alcançados através do cenário z_{c1} e z_{Sexp} , onde nenhuma área instável foi identificada antes (t_0) ou depois (t_1) do evento chuvoso. A distribuição da profundidade do solo no cenário z_{c1} é obtida através de uma equação que calcula a máxima profundidade do solo para a condição de completa saturação. Neste caso, mesmo depois de uma grande tempestade, com capacidade para saturação de todo o solo da bacia, não haverá instabilidades computadas na área. Adotando o cenário z_{Sexp} , os menores valores de profundidade do solo foram calculados para as mais altas declividades, onde tipicamente encontram-se zonas com alta propensão a escorregamentos. Estes valores de profundidade reduzidos garantiram que o solo teria resistência para suportar as tensões cisalhantes mesmo em condições de completa saturação.

Além disso, a Tabela 7 ainda mostra que o maior valor da relação IA/IE foi obtido com o cenário descrito pelo MEMPS (z_c). Embora este cenário não tenha demonstrado o maior valor de IA , o pequeno valor de IE assegurou que o cenário z_c apresentasse o melhor desempenho. O MEMPS tem como objetivo estabelecer a máxima profundidade do solo para uma encosta submetida a uma determinada saturação, estabelecida por uma estação chuvosa, mais acentuada que a normalidade, porém sem capacidade de deflagrar escorregamentos. Então, uma saturação estabelecida por uma condição média anual, por exemplo, certamente geraria uma condição insuficiente para causar instabilidades nas encostas da bacia. Quando um evento chuvoso rigoroso gerar um padrão de saturação similar àquele utilizado para definir a distribuição da profundidade máxima do solo da bacia ocorrer, a situação gradativamente evoluirá de um estado completamente estável para um estado de limiar de estabilidade. Ainda mais, se a chuva permanecer e os níveis de saturação do solo excederem as condições utilizadas para definir a distribuição da profundidade do solo, a situação evoluirá de um estado de equilíbrio limite para um estado de instabilidade.

Ainda é observado na Tabela 7 que alguns padrões de distribuição da profundidade do solo, tais como z_{alt} e z_{slo} , resultaram em uma área instável significativa, mesmo antes do evento chuvoso (t_0). Este resultado é fisicamente incoerente, considerando que antes do evento de

chuva não haviam áreas instáveis na bacia. Entretanto, mesmo estas distribuições que apresentaram resultados incoerentes antes do evento chuvoso, resultaram em desempenhos satisfatórios quando avaliadas pela relação IA/IE . Outra condição fisicamente incoerente é aquela onde não se observa área instáveis antes ou depois da ocorrência do evento chuvoso. Para computar as incoerências físicas geradas pela aplicação do modelo em diferentes momentos (t_0 e t_1), justifica-se o uso dos dois novos índices (ITA e ITE) propostos pelo presente estudo.

O ITA é muito menor que o IA para a maioria dos cenários propostos. Esta redução é devida ao estabelecimento de uma vasta área instável em t_0 , que acaba por conferir um reduzido aumento de área instável em t_1 . Em outras palavras, não há grande mudança das condições do terreno entre t_0 e t_1 . Isto reflete a incapacidade do modelo em simular o mecanismo de deflagração dos escorregamentos utilizando estas combinações de parâmetros e condições iniciais. Então, neste caso, mesmo se o modelo é adequado para simular o processo de deflagração dos escorregamentos, os valores inadequados de profundidade do solo anulam a habilidade do modelo em identificar área propensas a escorregamentos devido a eventos chuvosos específicos.

Considerando que exista a intenção de aplicar um modelo de estabilidade de encostas associado a um sistema de alerta e alarme, onde é necessário especificar onde e quando os escorregamentos podem acontecer, apenas a distribuição da profundidade do solo elaborada com o MEMPS poderia ser útil, dentre as investigadas pelo presente trabalho. A combinação entre MEMPS e TRIGRS resultou em valores de ITA/ITE muito mais elevado que as demais combinações. Isto permite dizer que a distribuição da profundidade do solo elaborada com a aplicação do MEMPS é mais adequada para ser aplicada em estudos de escorregamentos que as demais metodologias testadas. Tendo em conta que os parâmetros utilizados para aplicação do MEMPS são os mesmos que aqueles utilizados para a análise de estabilidade de encostas em si, o uso dessa ferramenta poderia certamente otimizar o desempenho da modelagem espacial/temporal de estabilidade de encostas. Além disso, os resultados obtidos com o MEMPS provavelmente estarão mais próximos das condições de campo quando as encostas em análise apresentarem acumulação contínua de solo, como nas áreas côncavas, e onde as taxas de produção de solo a partir da rocha matriz somada as taxas de acumulação de sedimento excederem as taxas de erosão.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os escorregamentos induzidos por chuvas, causadores de desastres hidrológicos, tem ocorrido frequentemente nas regiões montanhosas do Brasil. Com o objetivo de reduzir a magnitude e a frequência destes desastres, a modelagem de estabilidade de encostas com considerações a respeito dos processos deflagradores é uma ferramenta muito útil que se caracteriza em uma importante medida não-estrutural para o gerenciamento. É sabido que os mecanismos de ocorrência de escorregamentos são fortemente dependentes das características do solo, incluindo a profundidade do solo.

Atualmente, a estimativa da profundidade do solo se configura em uma das tarefas mais difíceis de serem executadas em nível de bacias hidrográficas. Isto ocorre, pois, os métodos de campo para estimativa demandam demasiado tempo e esforço e se restringem a dados locais, principalmente em áreas de alta declividade. Os métodos matemáticos têm uma maior abrangência, porém, a profundidade do solo é controlada por diversos fatores, e nenhuma metodologia desenvolvida até hoje foi capaz de representar a variabilidade espacial deste parâmetro.

Desta maneira, o principal objetivo do presente estudo foi desenvolver uma nova formulação para estimativa da máxima profundidade do solo que auxiliasse na construção de cenários para a modelagem de estabilidade de encostas. Este modelo foi construído com base na combinação entre uma teoria hidrológica de estado permanente e a teoria geomecânica de encostas infinitas, e foi chamada de MEMPS.

Com o objetivo de analisar os efeitos da distribuição da profundidade do solo na estabilidade das encostas, e também verificar o desempenho do MEMPS, 8 diferentes cenários, com diferentes distribuições da profundidade do solo, foram construídos (z_{cte} , z_{alt} , z_{slo} , z_{sil} , z_{Sexp} , z_{c0} , z_{c1} e z_c). Estes cenários foram utilizados como dados de entrada para o modelo de estabilidade de encostas fisicamente embasado TRIGRS. Os cenários construídos e a aplicação do TRIGRS foram referentes à bacia do arroio Jaguar (com aproximadamente 23 km²), a qual é uma bacia muito declivosa e está localizada principalmente no município de Alto Feliz/RS.

As oito distribuições da profundidade do solo adotadas foram significativamente diferentes e, conseqüentemente, os mapas de estabilidade elaborados com o TRIGRS também. Em cada simulação com o TRIGRS, dois momentos foram considerados: (i) imediatamente antes da ocorrência do evento chuvoso responsável por deflagrar escorregamentos nesta bacia

no ano de 2000; e (ii) 20 minutos após o início das chuvas, tempo relatado pelos moradores como sendo o transcorrido desde o início da chuva até ocorrência dos escorregamentos. O desempenho do modelo foi avaliado com dois índices propostos por Sorbino et al. (2010) (*IA* e *IE*) e mais dois novos índices propostos pelo presente trabalho (*ITA* e *ITE*). O inventário de cicatrizes de escorregamentos que ocorreram na bacia no ano de 2000 foi utilizado para construção dos índices. Através dos índices calculados foi possível observar que a utilização do MEMPS para definição da profundidade do solo no cenário inicial gerou os melhores valores para os índices de desempenho do modelo TRIGRS.

Existem inúmeros estudos de mapeamento de áreas propensas a escorregamentos com vários modelos fisicamente embasados e ainda outros inúmeros estudos de comparação entre eles. Entretanto, muitos destes estudos não consideram informações físicas reais sobre as propriedades hidráulicas e mecânicas do solo, topografia e evento chuvoso. O presente estudo procurou considerar o máximo possível a variabilidade dos parâmetros de entrada e, além disso, avaliou a performance do modelo através de dados do inventário de escorregamentos. Entretanto, no estudo de escorregamentos, a determinação do momento de deflagração dos escorregamentos ainda é um grande desafio para os cientistas. Desta maneira, a proposição dos dois novos índices (*ITA* e *ITE*) e do MEMPS pelo presente trabalho tem o objetivo de contribuir no entendimento, descrição e avaliação dos processos deflagradores de escorregamentos.

Recomenda-se para trabalhos futuros que o MEMPS seja combinado a outras metodologias de estimativa da profundidade do solo. Uma possibilidade seria o acoplamento do MEMPS a um modelo de evolução da paisagem das encostas baseado em leis físicas da produção, erosão, transporte e deposição dos sedimentos. A partir da definição de taxas de produção do solo a partir da rocha matriz, erosão e deposição o modelo de evolução da paisagem seria capaz de descrever o comportamento temporal da profundidade do solo. Assim, o MEMPS atuaria no modelo de evolução da paisagem como um limitador da profundidade em zonas de alta declividade com acúmulo contínuo de sedimento.

7. REFERÊNCIAS

ABIDIN, M. H. Z.; SAAD, R.; AHMAD, F.; WIJEYESEKERA, C.; BAHARUDDIN, M. F. T. Seismic refraction investigation on near surface landslides at the Kundasang area in Sabah, Malaysia. **Procedia Engineering**, v. 50, p. 516-531, 2012.

AHMED, S.; DE MARSILY, G.; Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. **Water Resources Research**, v. 23, n. 9, p. 1717-1737, 1987.

AL-SAIGH, N. H.; AL-DABBAGH, T. H. Identification of landslide slip-surface and its shear strength: A new application for shallow seismic refraction method. **Journal of the Geological Society of India**, v. 76, p. 175–180, 2010.

ANOMOHRANRAN, O. Seismic Refraction Method: a Technique for Determining the Thickness of Stratified Substratum. **American Journal of Applied Sciences**, v. 10, n. 8, p. 857–862, 2013.

ARATTANO, M.; MARCHI, L. Measurements of Debris Flow Velocity Through Cross-Correlation of Instrumentation Data. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 5, n. 1, p. 137-142, 2005.

ARATTANO, M.; MARCHI, L. Systems and Sensors for Debris-flow Monitoring and Warning. **Sensors (Basel, Switzerland)**, v. 8, n. 4, p. 2436-2452, 2008.

ARYA, L. M.; PARIS, J. F. A Physicoempirical Model to Predict the Soil-Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk-Density Data. **Soil Science Society of America Journal**, v. 45, n. 6, p. 1023-1030, 1981.

ASSAAD, F. A. Surface Geophysical Petroleum Exploration Methods. **Field Methods for Petroleum Geologists**. p. 21–23, 2009.

ASSAAD, F.; LAMOREAUX, P.; HUGHES, T. **Field methods for geologists and hydrogeologists**. Heidelberg: Springer, 2004. 377 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 14.145: **Drenagem agrícola – Simbologia e Terminologia**. Rio de Janeiro, 1998.

BARSÉ, L.; SENTINGER, M. F.; GORELIK, B.; DUARTE, S. L. C.; SALVADORETTI, P.; COSTA, J. F. C. L.; KOPPE, C. J. Determinação da espessura do manto de intemperismo utilizando sísmica de refração rasa na área de Seival – RS. In: 3º Congresso Brasileiro de Carvão Mineral, 2011, Gramado. **Anais do 3º Congresso Brasileiro de Carvão Mineral**, 2011. p. 1-10.

BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. **TRIGRS—A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid based regional slope-stability analysis**. USGS open-file report 02–424, 2002.

BAUM, R. L.; SAVAGE W. Z.; GODT; J. W. **TRIGRS—A FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, version 2.0**. USGS Open-File Rep. 2008-1159, 2008. 74 p.

BECKER, G. F. **Gold Fields of the Southern Appalachians**. U.S. Geological Survey, 16th Annual Report, pt. 3, 1895. p. 251 – 331.

BELL, M. A.; FISCHER, R. A. **Guide to soil measurements for agronomic and physiological research in small grain cereals**. CIMMYT Wheat Special Report (WPSR). Mexico: CIMMYT, 1993. 40 p.

BERES, M. J.; HAENI, F. P. Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. **Ground Water**, v 29, n. 3. p. 375–386, 1991.

BERY, A. A. High Resolution in Seismic Refraction Tomography for Environmental Study. **International journal of Geosciences**, v. 4, p. 792–796, 2013.

BEVEN, K. Kinematic subsurface stormflow. **Water Resources Research**, v. 17, n. 5, p. 1419-1424, 1981.

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

BOLL, J.; VAN, R.; WEILER, K.; EWEN, J. A.; DALIPARTHY. J.; HEBERT, S. J.; STEENHUIS, S.T. Using ground-penetrating radar to detect layers in a sandy field soil. **Geoderma**, v. 70, p. 117–132, 1996.

BORGA, M.; DALLA FONTANA, G.; GREGORETTI, C.; MARCHI, L. Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability. **Hydrological Processes**, v. 16, p. 2833–2851, 2002.

BOURENNANE, H.; KING, D.; COUTURIER, A., Comparison of kriging with external drift and simple linear regression for predicting soil horizon thickness with different sample densities, **Geoderma**, v. 97, p. 255–271, 2000.

BREIMAN, L. Random Forests. **Machine Learning**, v. 45, p. 5–32, 2001.

BRESSANI, L.A.; SILVEIRA, R.M.; MARTINELLO, I.A. Análise de uma ruptura de talude íngreme em solo coluvionar de São Vendelino, RS. In: 5a. Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas, **Anais da 5a. Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas**, p. 149-157, 2009.

BURROUGH, P. A. Fuzzy mathematical methods for soil survey and land evaluation. **Journal of Soil Science**, v. 40, p. 477-492, 1989.

BUTLER, D. K.; LLOPIS, J. Comprehensive geophysics investigation of an existing dam foundation: Engineering geophysics research and development, Part 2. **Geophysics: The Leading Edge of Exploration**, n. 9, p. 44–53, 1990.

BUTNOR, J. R.; DOOLITTLE, J.A.; KRESS, L.; COHEN, S.; JOHNSEN, K.H. Use of ground-penetrating radar to study tree roots in the southeastern United States. **Tree physiology**, v. 21, p. 1269–1278, 2001.

- CASSIANI, G.; STROBBIA, C.; GIUSTINIANI, M.; FUSI, N.; CROSTA, G.B.; FRATTINI, P. Monitoring of hydrological hillslope processes via time-lapse ground-penetrating radar guided waves. **Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata**, v. 47, p. 125–144, 2006.
- CATANI, F.; SEGONI, S.; FALORNI, G. An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 46, W05508, p. 1–15, 2010.
- CHANG, D.; ISLAM, S. Estimation of Soil Physical Properties Using Remote Sensing and Artificial Neural Network. **Remote Sensing of Environment**, v. 74, p. 534–544, 2000.
- CHAPLOT, V.; LORENTZ, S.; PODWOJEWSKI, P.; JEWITT. Digital mapping of A-horizon thickness using the correlation between various soil properties and soil apparent electrical resistivity. **Geoderma**, v. 157, p. 154–164, 2010.
- CHIEN-YUAN, C.; TIEN-CHIEN, C.; FAN-CHIEH, Y.; SHENG-CHI, L. Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide. **Environmental Geology**, v. 48, n. 4-5, p. 466–479, 2005.
- CONYERS, L. B. **Ground Penetrating Radar for Archaeology**. 3rd edition. Walnut Creek, CA: AltaMira Press, 2013. 241 p.
- CULLING, W. E. H. Analytical theory of erosion. **Journal of Geology**, v. 68, n. 3, p. 336–344, 1960.
- CULLING, W. E. H. Soil creep and the development of hillside slopes. **Journal of Geology**, v. 71, n. 2, p. 127–161, 1963.
- D'ODORICO, P. A possible bistable evolution of soil thickness. **Journal of Geophysical Research**. v. 105, n. B11, p. 25.927–25.935, 2000.
- DAHLKE, H. E.; BEHRENS, T.; SEIBERT, J.; ANDERSSON, L. Test of statistical means for the extrapolation of soil depth point information using overlays of spatial environmental data and bootstrapping techniques. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3017–3029, 2009.
- DANIELS, R. B.; HAMMER, R. D. **Soil Geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1992. 236 p.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground-Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v. 37, p. 531–551, 1989.
- DE VITA, P.; AGRELLO, D.; AMBROSINO, F. Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. **Journal of Applied Geophysics**, v. 59, p. 126–139, 2006.
- DENSMORE, A. L.; ELLIS, M. A.; ANDERSON, R. S. Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountains. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. B7, p. 15.203–15.219, 1998.
- DIETRICH, W. E.; REISS R.; HSU M. L.; MONTGOMERY, D. R. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes**, v. 9, p. 383–400, 1995.

DIETRICH, W.E.; BELLUGI D.; HEIMSATH A.M.; ROERING J.J.; SKLAR L.; STOCK, J.D. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. In: WILCOCK, P.; IVERSON, R. (Org.) **Prediction in Geomorphology**, Geophysical Monograph Series. Washington, D.C: AGU, v. 136, 2003. p. 103-123.

DOLAN, J. F.; PRATT, T. L. High-resolution seismic reflection profiling of the Santa Monica Fault Zone, West Los Angeles, California. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 16, p. 2051–2054, 1997.

DOOLITTLE, J. A. Using ground-penetrating radar to increase the quality and efficiency of soil surveys. **Soil Surveys Techniques: Soil Science Society of America**, Madison, Special publication, n. 20, p.11-32, 1987.

DOOLITTLE, J. A.; JENKISON, B.HOPKINS, D.; ULMER, M.; TUTTLE, W. Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. **Geoderma**, v. 131, p. 317–329, 2006.

DRISCOLL, F. G. **Groundwater and Wells**. 2nd edition. St. Paul: Johnson Division, 1986. 1089 p.

EGGLETON, R. A. **The regolith glossary: surficial geology, soils and landscapes**. Canberra and Perth: CRC Leme, 2001. 144 p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Segunda Edição. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

FINKL, C. W. Saprolite, regolith and soil. In: CHESWORTH, W. (Org.). **Encyclopedia of Soil Science**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2008. p. 614-622.

FISHER, Ra, The Use of Multiple Measurements in Taxonomic Problems. **Annals of Eugenics**, v. 7, p. 179–188, 1936.

FLORES, C.A.; PÖTTER, R.O.; FASOLO, P.J.; HASENACK H. & WEBER, E. **Levantamento semidetalhado de solos: Região da Serra Gaúcha - Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS/Embrapa Clima Temperado, 2007.

FLORINSKY, I. V.; EILERS, R. G.; MANNING, G. R.; FULLER, L.G. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. **Environmental Modelling & Software**, v. 17, p. 295–311, 2002.

FOLLAIN, S.; MINASNY, B.; MCBRATNEY,. A. B.; WALTER, C. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. **Geoderma**, v. 133, p. 71–86, 2006.

FU, Z.; LI, Z.; CAI, C.; SHI, Z.; XU, Q.; WANG, X.. Soil thickness effect on hydrological and erosion characteristics under sloping lands: A hydropedological perspective. **Geoderma**, v. 167-168, p. 41–53, 2011.

FUCHS, M.; TORIZIN, J.; KÜHN, F. The effect of DEM resolution on the computation of the factor of safety using an infinite slope model. **Geomorphology**, v. 224, n. 0, p. 16-26, 2014.

FURBISH, D. J.; FAGHERAZZI, S. Stability of creeping soil and implications for hillslope evolution. **Water Resources Research**, v. 37, n. 10, p. 2607-2618, 2001.

FURLEY, P. A. Soil-Slope-Plant Relationships in the Northern Maya Mountains, Belize, Central America. III. Variations in the Properties of Soil Profiles. **Journal of Biogeography**, v. 3, n. 3, p. 303–319, 1976.

GARDNER, W. R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**, v. 85, p. 228-232, 1958.

GEDROIZ, K. K. **Soil-absorbing complex and the absorbed soil cations as a basis of genetic soil classification**. Leningrad: Nosssov Agr. Expt. Sta. Paper 38, 1927. 29 p.

GERSHENFELD, N. A. **The Nature of Mathematical Modeling**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1999. 344 p.

GESSLER, P. E.; MOORE, I. D.; MCKENZIE, N. J.; RYAN, P. J. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. **International Journal of Geographical Information Systems**, v. 9, n. 4, p. 421–432, 1995.

GESSLER, P. E.; CHADWICK, O. A.; CHAMRAN, F.; ALTHOUSE, L.; HOLMES, K. Modeling Soil-Landscape and Ecosystem Properties Using Terrain Attributes. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, p. 2046–2056, 2000.

GODT, J. W.; BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; SALCIARNI, D.; SCHULZ, W. H.; HARP, E. L. Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. **Engineering Geology**, v. 102, p. 214–226, 2008.

GRAYSON, R.; BLOSCHL, G. **Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2000. 404p.

GUTHRIE, R. L.; WITTY, J. E. New designations for soil horizons and layers and the new Soil Survey Manual. **Soil Science Society of America Journal**, v. 46, p. 443-444, 1982.

HAENI, F. P. **Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies**. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 2, chap. D2, 1988. 86 p.

HAMMOND, C.; HALL, D. E.; MILLER, S.; SWETIK, P. **Level I Stability Analysis (LISA). Documentation for Version 2.0**. General Technical Report INT-285. Ogden: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station, 1992. 190 p.

HAN, Z. et al. A numerical simulation of volumetric enlargement for seismic debris flow using integrated DDA and KANAKO 2D. In: Chen, G. et al. (Org.). **Frontiers of Discontinuous Numerical Methods and Practical Simulations in Engineering and Disaster Prevention**: CRC Press, 2013. p.281-287.

HANDY, R. L.; FOX, N. S. **A Soil Borehole Direct Shear Test Device**. National Academy of Sciences. Highway Research Board, Highway Research News, n. 27, 1967. p. 41-45.

HASENACK, H.; WEBER, E.(org.) **Base cartográfica digital da Serra Gaúcha - escala 1:50.000**. Porto Alegre: UFRGS Centro de Ecologia. 2007. 1 CD-ROM.

HASTIE, T.; TIBSHIRANI, R.; FRIEDMAN, J. **The elements of statistical learning – Data mining, inference and prediction**. 2nd edition. New York: Springer, 2009. 745 p.

HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. Stochastic processes of soil production and transport: erosion rates, topographic variation and cosmogenic nuclides in the oregon coast range. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, p. 531–52, 2001.

HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, Kunihiro. The Soil Production Function and Landscape Equilibrium. **Nature**, v. 388, p. 358–361, 1997.

HEIMSATH, A. M.; FURBISH, D. J.; DIETRICH, W. E. The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport. **Geology**, v. 33, n. 12, p. 949–952, 2005.

HENGL, T.; HEUVELINK, G. B. M.; STEIN, A. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. **Geoderma**, v. 120, p. 75–93, 2004.

HERZIG, L. R.; CAMARGO, C. M. A. M. Refração Sísmica Rasa Aplicada No Projeto Integrado "West Suriname". In: I Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2004, São Paulo. **Anais**, 2014.

HIRANO, M. Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form. **Journal of Geology**, v. 83, p. 113–123, 1975.

HOLDEN, J. Hydrological connectivity of soil pipes determined by ground-penetrating radar tracer detection. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, p. 437–442, 2004.

HOLDEN, J.; BURT, T. P.; VILAS, M. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p. 235–249, 2002.

HOUGH, B. K. **Basic Soils Engineering**. New York: The Ronald Press Company, 1957. 459 p.

HOWE, A. **Ground Penetrating Radar for the parameterisation of subsurface hydrological properties**. Setember, 2000. 272 f. Tese (Doctor of Philosophy in Geography) - Department of Geography, King's College, London. 2000.

HRUSKA, J.; CERMÁK, J. A N.; SUSTEK, S. Mapping tree root systems with ground-penetrating radar. **Tree Physiology**, v 19, n. 6, p. 125–130, 1999.

HUISMAN, J. A.; SPERL, C.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J. M. Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar. **Journal of Hydrology**, v. 245, p. 48–58, 2001.

HUNT, C. B. **Physiography of the United States**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 1967. 480 p.

HUNTER, J. A. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph—Some simple techniques. **Geophysics**, v. 49, n. 8, p. 1381, 1984.

IIDA, T. A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm. **Catena**, v. 34, p. 293–313, 1999.

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

JENNY, H. **Factors of soil formation: a system of quantitative pedology**. New York: McGraw-Hill, 1941. 281 p.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An Introduction to Geophysical Exploration**. 3rd edition. Oxford, UK: Blackwell Science LTD., 2002. 262 p.

KHAN, M. Y. Engineering Geophysical Study of Unconsolidated Top Soil Using Shallow Seismic Refraction and Electrical Resistivity Techniques. **Journal of Environment and Earth Science**. v. 3, n. 8, p. 120–128, 2013.

KIM, D. et al. Predicting the rainfall-triggered landslides in a forested mountain region using TRIGRS model. **Journal of Mountain Science**, v. 7, n. 1, p. 83-91, 2010.

KIRKBY, M.J. Hillslope process-response models based on the continuity equation. **Institute of British Geographers Special Publication**, v. 3, p. 15–30, 1971.

KNÖDEL, K., LANGE, G., VOIGT, H.-J. **Environmental Geology**, Handbook of Field Methods and Case Studies, Berlin: Springer, 2007. 1357p.

KNOTTERS, M.; BRUS, D. J.; OUDE VOSHAAR, J. H. A comparison of kriging, co-kriging and kriging combined with regression for spatial interpolation of horizon depth with censored observations. **Geoderma**, v. 67, p. 227–246, 1995.

KRAVCHENKO, A.; BULLOCK, D. A comparative study of interpolation methods for mapping soil properties. **Agronomy Journal**, v. 91, p. 393–400, 1999.

KREZNOR, W. R.; OLSON, K. R.; BANWART, W. L.; JOHNSON, D. L. Soil, Landscape, and Erosion Relationships in a Northwest Illinois Watershed. **Soil Science Society of America Journal**, v. 53, n. 15, p. 1763, 1989.

KURIAKOSE, S. L.; DEVKOTA, S.; ROSSITER.; JETTEN, V. G. Prediction of soil depth using environmental variables in an anthropogenic landscape, a case study in the Western Ghats of Kerala, India. **Catena**, v. 79, p. 27–38, 2009.

LAN, H.; ZHOU, C.; LEE, C. F.; WANG, S.; WU, F. Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure. **Science in China**, v. 46, p. 52-68, 2003.

LANE, P. W. Generalized linear models in soil science. **European Journal of Soil Science**, v. 53, p. 241–251, 2002.

LANNI, C.; BORGA, M.; RIGON, R.; TAROLLI, P. Modelling shallow landslide susceptibility by means of a subsurface flow path connectivity index and estimates of soil depth spatial distribution. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, p. 3959-3971, 2012.

LANNI, C.; MCDONNELL, J.; HOPP, L.; RIGON, R. Simulated effect of soil depth and bedrocktopography on near-surface hydrologic response and slope stability. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 146-159, 2013.

LAVERGNE, M. **Seismic Methods**. Paris: Éditions Technip, 1989. 173 p.

LIAO, Z. et al. 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. **Natural Hazards**, v. 58, n. 1, p. 325-339, 2011.

LIU, C. N.; WU, C. C. Mapping susceptibility of rainfall-triggered shallow landslides using a probabilistic approach. **Environmental Geology**, v. 55, n. 4, p. 907-915, 2008.

LIU, J.; NAKATANI, K.; MIZUYAMA, T. Hazard mitigation planning for debris flow based on numerical simulation using Kanako simulator. **Journal of Mountain Science**, v. 9, n. 4, p. 529-537, 2012.

LIU, J.; CHEN, X.; LIN, H.; LIU, H.; SONG, H. A simple geomorphic-based analytical model for predicting the spatial distribution of soil thickness in headwater hillslopes and catchments. **Water Resources Research**, v. 49, p. 7733-7746, 2013a.

LIU, J.; NAKATANI, K.; MIZUYAMA, T. Effect assessment of debris flow mitigation works based on numerical simulation by using Kanako 2D. **Landslides**, v. 10, n. 2, p. 161-173, 2013b.

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

MCBRATNEY, A. B.; MENDONÇA SANTOS, M. L.; MINASNY, B. On digital soil mapping. **Geoderma**, v. 117, p. 3-52, 2003.

MCINTOSH, P. D.; LYNN, I. H.; JOHNSTONE, P. D. Creating and testing a geometric soil-landscape model in dry steepplands using a very low sampling density. **Australian Journal of Soil Research**, v. 38, p. 101, 2000.

MCKEAN, J. A.; DIETRICH, W. E.; FINKEL, R. C.; SOUTHON, J. R.; CAFFEE, M. W. Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ¹⁰Be accumulations on a hillslope profile. **Geology**, v. 21, p. 343-346, 1993.

MCKENZIE, N. J.; AUSTIN, M. P. A quantitative Australian approach to medium and small scale surveys based on soil stratigraphy and environmental correlation. **Geoderma**, v. 57, p. 329-355, 1993.

MCKENZIE, N. J.; RYAN, P. J. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. **Geoderma**, v. 89, p. 67-94, 1999.

MCKENZIE, N. J.; GALLANT, J.; GREGORY, L. **Estimating Water Storage Capacities in Soil at Catchment Scales**. Technical Report 03/2003. Australia: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2003. 28 p.

MERRILL, G. P. **A Treatise on Rocks, Rock-Weathering and Soils**. New York: The MacMillan Company, 1897. 441 p.

MEYER, M. D.; NORTH, M. P.; GRAY, A.N.; ZALD, H. S. J. . Influence of soil thickness on stand characteristics in a Sierra Nevada mixed-conifer forest. **Plant and Soil**, v. 294, p. 113–123, 2007.

MICHEL, G. P. **Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação**. 2013. 152 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Santa Catarina. 2013.

MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M. Estimativa da profundidade do solo: Parte 1 – Métodos de campo. **Revista Ciência & Natura**, (submetido a).

MICHEL G. P.; KOBIYAMA M. Estimativa da profundidade do solo: Parte 2 – Métodos matemáticos. **Revista Ciência & Natura**, (submetido b).

MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M. Estabelecimento de limites para profundidade do solo de encostas com base no fator de segurança. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, v. 10, n. 1, p. 103-108, 2014.

MICHEL, G.; KOBIYAMA, M.; GOERL, R. Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha River basin, southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1266-1277, 2014.

MICHEL, G.; GOERL, R.; KOBIYAMA, M. Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil. **Natural Hazards**, v. 75, n. 3, p. 2369-2384, 2015.

MICHOT, D.; BENDERITTER, Y.; DORIGNY, A.; NICOUILLAUD, B.; KING, D.; TABBAGH, A. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. **Water Resources Research**, v. 39, n. 5, p. 1-20, 2003.

MILSOM, J.; ERIKSEN, A. **Field Geophysics**. 4th edition. Chichester, UK: John Wiley & Sons LTD, 2011. 287 p.

MIZUYAMA, T.; KOBASHI, S.; OU, G. Prediction of debris flow peak discharge. International Symposium. INTERPRAEVENT, 1992, Bern, Switzerland. **Proceedings of the International Symposium INTERPRAEVENT**, Bd. 4, 1992. p. 99–108.

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

MOORE, I. D.; GESSLER, P. E.; NIELSEN, G. A.; PETERSON, G. A. Soil Attribute Prediction Using Terrain Analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, p. 443–452, 1993.

MURPHY, B.; VAZE, J.; TENG, J.; TUTEJA, N. K.; GALLANT, J.; SUMMERELL, G.; YOUNG, J.; WILD, J. Modelling landscapes using terrain analysis to delineate landforms and predict soil depths – examples from catchments in NSW. In.: MODSIM - International Congress on Modelling and Simulation, 2005, Australia. **Proceedings of the MODSIM - International Congress on Modelling and Simulation**, p. 1423-1429, 2005.

NAIME, J. M.; SHYNIA, V. T.; VAZ, C. M. P. **Programa para estimativa indireta da curva de retenção da água no solo**. São Carlos: Embrapa Instrumentação Agropecuária, 2004 (Comunicado Técnico).

NAKATANI, K. et al. Development of “Kanakano 2D (Ver.2.00),” a user-friendly one- and two-dimensional debris flow simulator equipped with a graphical user interface. **International Journal of Erosion Control Engineering**, v. 1, n. 2, p. 62-72, 2008.

NICÓTINA, L.; TARBOTON, D. G.; TESFA, T. K.; RINALDO, A. Hydrologic controls on equilibrium soil depths. **Water Resources Research**, v. 47, W04517, p. 1-11, 2011.

ODEH, I. O. A.; MCBRATNEY, A. B.; CHITTLEBOROUGH, D. J. Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model. **Geoderma**, v. 63, p. 197–214, 1994.

ODEH, I. O. A.; MCBRATNEY, A. B.; CHITTLEBOROUGH, D. J. Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic cokriging and regression-kriging. **Geoderma**, v. 67, p. 215–226, 1995.

OHTA, T.; FUKUSHIMA, Y.; SUZUKI, M. Research on runoff from hillsides by one dimensional transient saturated-unsaturated flow. **Journal of the Japanese Forestry Society**, v. 65, p.125-134, 1983.

OLIVER, M. A.; WEBSTER, R. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. **International journal of geographical information systems**, v. 4, n. 3, p. 313–332, 1990.

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

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. **Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00**. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C. Canada (www.tclbc.com), 1998.

PARK, S. J.; MCSWEENEY, K. K.; LOWERY, B. B. Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization. **Geoderma**, v. 103, p. 249–272, 2001.

PELLETIER, J. D.; RASMUSSEN, C. Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds. **Water Resources Research**, v. 45, W09417, p. 1–15, 2009.

PENÍZEK, V.; BORUVKA, L. Soil depth prediction supported by primary terrain attributes: A comparison of methods. **Plant, Soil and Environment**, v. 52, n. 9, p. 424 – 430, 2006.

PENNOCK, D. J.; ZEBARTH, B. J.; JONG, E. D. E. Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain , Saskatchewan, Canada. **Geoderma**, v. 40, p. 297–315, 1987.

PIEGARI, E.; CATAUDELLA, V. DI MAIO, R.; MILANO.; NICODEMI, M.; SOLDOVIERI, M. G. Electrical resistivity tomography and statistical analysis in landslide

modelling: A conceptual approach. **Journal of Applied Geophysics**, v. 68, n. 2, p. 151–158, 2009.

PROULX-MCINNIS, S.; ST-HILAIRE, A.; ROUSSEAU, A. N.; JUTRAS, S. A review of ground-penetrating radar studies related to peatland stratigraphy with a case study on the determination of peat thickness in a northern boreal fen in Quebec, Canada. **Progress in Physical Geography**, v. 37, p. 767–786, 2013.

REYNOLDS, J. A. **Introduction to Applied Environmental Geophysics**. Chichester, UK: John Wiley & Sons LTD, 1997. 796 p.

RICKENMANN, D. Empirical Relationships for Debris Flows. **Natural Hazards**, v. 19, n. 1, p. 47-77, 1999.

ROBINSON, T. P.; METTERNICHT, G. Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 50, p. 97–108, 2006.

ROERING, J. J. How well can hillslope evolution models “explain” topography? Simulating soil transport and production with high-resolution topographic data. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 120, n. 9/10, p. 1248–1262, 2008.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 35, n. 3, p. 853–870, 1999.

ROERING, J. J.; MARSHALL, J.; BOOTH, A. M.; MORT, M.; JIN, Q. Evidence for biotic controls on topography and soil production. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 298, p. 183–190, 2010.

ROONEY, D.J.; LOWERY, B. A profile cone penetrometer for mapping soil horizons. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, p. 2136-2139, 2000.

ROSSI, G. et al. HIRESSS: a physically based slope stability simulator for HPC applications. **Natural Hazards Earth System Sciences**, v. 13, n. 1, p. 151-166, 2013.

RYAN, P. J.; MCKENZIE, N. J.; O’CONNELL, D.; LOUGHHEAD, A. N.; LEPPERT, P. M.; JACQUIER, D.; ASHTON, L. Integrating forest soils information across scales: Spatial prediction of soil properties under Australian forests. **Forest Ecology and Management**, v. 138, p. 139–157, 2000.

SAADATKHAH, N.; KASSIM, A.; LEE, L. Hulu Kelang, Malaysia regional mapping of rainfall-induced landslides using TRIGRS model. **Arabian Journal of Geosciences**, p. 1-12, 2014.

SAARENKETO, T.; SCULLION, T. Road evaluation with ground penetrating radar. **Journal of Applied Geophysics**, v. 43, p. 119–138, 2000.

SACO, P. M.; WILLGOOSE, G. R.; HANCOCK, G. R. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, F02016, p. 1-14, 2006.

SALCIARINI, D.; GODT, J. W.; SAVAGE, W. Z.; CONVERSINI, P.; BAUM, R. L.; MICHAEL, J. A. Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. **Landslides**, v. 3, p. 181–194, 2006.

SAMOUELIAN, A.; COUSIN, I.; RICHARD, G.; TABBAGH, A.; BRUND, A. Electrical Resistivity Imaging for Detecting Soil Cracking at the Centimetric Scale. **Soil Science Society of America Journal**, v. 67, n. 5, p. 1319, 2003.

SAMOUELIAN, A.; COUSIN, I.; TABBAGH, A.; BRUAND.; RICHARD. Electrical resistivity survey in soil science: A review. **Soil and Tillage Research**, v. 83, p. 173-193, 2005.

SAULNIER, G. M.; BEVEN, K.; OBLED, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. **Journal of Hydrology**, v. 202, p. 158–172, 1997.

SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W.; BAUM, R. L. A model for spatially and temporally distributed shallow landslide initiation by rainfall infiltration. In: Rickenmann, D.; Chen, C. (Org.). **Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment**, Vols 1 and 2, p. 179-187, 2003.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. T. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v. 251, n. 3–4, p. 163-176, 2001.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. N. **Soils Genesis and Geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 817 p.

SCHMIDT, J.; TONKIN, P.; HEWITT, A. Quantitative soil-landscape models for the Haldon and Hurunui soil sets, New Zealand. **Australian Journal of Soil Research**, v. 43, p. 127–137, 2005.

SCHMIDT, K. M.; MONTGOMERY, D. R. Limits to relief. **Science**, v. 270, p. 617-620, 1995.

SCHULTZ, J. J. Using Ground-Penetrating Radar to Locate Clandestine Graves of Homicide Victims/ Forming Forensic Archaeology Partnerships With Law Enforcement. **Homicide Studies**, v. 11, n 1, p. 15–29, 2007.

SCHULZ, W. H.; LIDKE, D. J.; GODT, J. W. Modeling the spatial distribution of landslide-prone colluvium and shallow groundwater on hillslopes of Seattle, WA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 123-141, 2008.

SCULL, P.; FRANKLIN, J.; CHADWICK, O. A.; MCARTHUR, D. Predictive soil mapping: a review. **Progress in Physical Geography**, v. 27, p. 171–197, 2003.

SEGONI, S.; ROSSI, G.; CATANI, F. Improving basin scale shallow landslide modelling using reliable soil thickness maps, **Natural Hazards**, v. 61, p. 85–101, 2012.

SEIDEL, K.; LANGE, G. Direct Current Resistivity Methods. **Environmental Geology**, p. 205–237, 2007.

SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Oxford: Oxford university press, 1993. 466p.

SHAW, C. F. Report of committee on soil terminology. **American Soil Survey Association Bulletin**, v. 8, p. 66-98, 1927.

SHEEHAN, J. R.; DOLL, W. E.; MANDELL, W. A. An Evaluation of Methods and Available Software for Seismic Refraction Tomography Analysis. **Journal of Environmental & Engineering Geophysics**, v. 10, p. 21–34, 2005.

SHIH, S. F.; DOOLITTLE, J. A. Using Radar to Investigate Organic Soil Thickness in the Florida Everglades. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, n. 3, p. 651-656, 1984.

SILVA, R. V. **Desenvolvimento de um Modelo Hidrológico Distribuído por Meio de Células Voronoi com Consideração das Profundidades do Solo**. 2010. 226 f. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Santa Catarina, 2010.

SIMONSON, R. W. Concept of soil. In.: NORMAN, A. G (Org.). **Advances in Agronomy**, New York and London, Academic Press, 1968. p. 1-47.

SINOWSKI, W.; AUERSWALD, K. Using relief parameters in a discriminant analysis to stratify geological areas with different spatial variability of soil properties. **Geoderma**, v. 89, p. 113–128, 1999.

SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S.; HANCOCK, G. S. Estimates of the rate of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope. **Geomorphology**, v. 27, p. 131-150, 1999.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI, L. Susceptibility analysis of shallow landslides source areas using physically based models. **Natural Hazards**, v. 53, n. 2, p. 313-332, 2010.

STONE, J. R. GILLIAM, J. W.; CASSEL, D. K.; DANIELS, R. B.; NELSON, L. A.; KLEISS, H. J. Effect of Erosion and Landscape Position on the Productivity of Piedmont Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 49, n. 4, p. 987-991, 1985.

SUMFLETH, K.; DUTTMANN, R. Prediction of soil property distribution in paddy soil landscapes using terrain data and satellite information as indicators. **Ecological Indicators**, v. 8, p. 485–501, 2008.

SUN, Y.; CHENG, Q.; LIN, J.; SCHELLBERG.; LAMMERS, P. S. Investigating soil physical properties and yield response in a grassland field using a dual-sensor penetrometer and EM38. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 176, p. 209–216, 2013.

TABBAGH, A.; DABAS, M.; HESSE, A.; PANISSOD, C. Soil resistivity: A non-invasive tool to map soil structure horizonation. **Geoderma**, v. 97, p. 393–404, 2000.

TAKAHASHI, T. **Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures**. CRC Press, 2014. 572p.

TAKAHASHI, T.; NAKAGAWA, H. Prediction of Stony Debris Flow Induced by Severe Rainfall. **Sabo Gakkaishi**, v. 44, n. 3, p. 12-19, 1991.

TESFA, T. C.; TARBOTON, D. G; CHANDLER, D. G; McNAMARA, J. P. Modeling soil depth from topographic and land cover attributes. **Water Resources Research**, v. 45, p. 1-16, W10438, 2009.

TSAI, C. C.; CHEN, Z. S.; DUH, C. T.; HORNG, F. W. Prediction of soil depth using a soil-landscape regression model: a case study on forest soils in southern Taiwan. **Proceedings of the National Science Council, Republic of China. Part B, Life sciences**, v. 25, n. 1, p. 34–39, 2001.

TSAI, T. L.; CHIANG, S. J. Modeling of layered infinite slope failure triggered by rainfall. **Environmental Earth Sciences**, v. 68, n. 5, p. 1429-1434, 2013.

TSUKAMOTO, Y.; MINEMATSU, H. Evaluation of the effect of deforestation on slope stability and its application to watershed management. **IAHS Publication**, v.167, p.181-189, 1987.

TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, p. 28-50, 2010.

USDA – U.S. Department of Agriculture. **Soil survey manual**. Washington, DC, USA, Soil Survey Division Staff, 1993. 437p.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

VAN OVERMEEREN, R. .; SARIOWAN, S. .; GEHRELS, J. . Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content; results of comparative measurements at two test sites. **Journal of Hydrology**, v. 197, p. 316–338, 1997.

VANACOR, R. N.; ROLIM, S. B. A. Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos usando técnicas de estatística bivariada e sistema de informações geográficas na região nordeste do rio grande do sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, p. 15-28, 2012.

VAUGHAN, C. J. Ground-penetrating radar surveys used in archaeological investigations. **Geophysics**, v. 51, n. 3, p. 595–604, 1986.

VAZ, P. M. C.; HOPMANS, J. W. Simultaneous Measurement of Soil Penetration Resistance and Water Content with a Combined Penetrometer – TDR Moisture Probe. **Soil Science Society of America Journal**, p. 4–12, 2001.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; FILHO, O. A. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Natural Hazards Earth System Sciences.**, v. 10, n. 9, p. 1829-1837, 2010.

VIERO, A. C.; SILVA, D. R. A. (org.) **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2010.

WALKER, P. H.; HALL, G. F.; PROTZ, R. Relation between Landform Parameters and Soil Properties. **Soil Science Society of America Journal**, v. 32, n. 1, p. 101-104, 1968.

WHIPPLE, K.X. Predicting debris-flow runout and deposition on fans: the importance of the flow hydrograph. **Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions, IAHS Publication, 209**, p. 337-345, 1992.

WU, W.; SIDLE, R. C. A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Resources Research**, v. 31, n. 8, p. 2097-2110, 1995.

XU, X.; WANG, F.; XIN, K.; FU, X. Soil Layer Thickness Detection in Land Rearrangement Project by Using GPR Data. In: International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR), 2012, Shanghai. **Proceedings of the International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR)**, 2012. p. 387-392.

XU, X.; PENG, S.; XIAO, W.; YU, Y. Measuring soil layer thickness in land rearrangement with GPR data. **Measurement Science and Technology**, v. 25, p. 10, 2014.

YEE, T. W.; MITCHELL, N. D. Generalized additive models in plant ecology. **Journal of Vegetation Science**, v. 2, p. 587-602, 1991.

ZHOU, G. et al. Spatial probabilistic modeling of slope failure using an integrated GIS Monte Carlo simulation approach. **Engineering Geology**, v. 68, n. 3-4, p. 373-386, 2003.

ZHU, A. X. A similarity model for representing soil spatial information. **Geoderma**, v. 77, p. 217-242, 1997.

ZHU, A. X. Mapping soil landscape as spatial continua: The neural network approach. **Water Resources Research**, v. 36, n. 3, p. 663-677, 2000.

ZHU, A.; BAND, L. A knowledge-based approach to data integration for soil mapping Canadian Journal of Remote Sensing. **Canadian Journal of Remote Sensing/ Journal canadien de télédétection**, v. 20, n. 4, p. 404-418, 1994.

ZHU, A. X.; BAND, L. E.; DUTTON, B.; NIMLOS, T. J. Automated soil inference under fuzzy logic. **Ecological Modelling**, v. 90, p. 123-145, 1996.

ZHU, A. X.; BAND, L.; VERTESSY, R.; DUTTON, B. Derivation of Soil Properties Using a Soil Land Inference Model(SOLIM). **Soil Science Society of America Journal**, v. 61, n. 2, p. 523-541, 1997.

ZHU, A. X.; MACKAY, D. S. Effects of spatial detail of soil information on watershed modeling. **Journal of Hydrology**, v. 248, p. 54-77, 2001.

ZHU, A. X.; HUDSON, B.; BURT, J.; LUBISCH, K.; SIMONSON, D. Soil Mapping Using GIS, Expert Knowledge, and Fuzzy Logic. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, p. 1463-1472, 2001.

ZHU, Q.; LIN, H. S. Comparing ordinary kriging and regression kriging for soil properties in contrasting landscapes. **Pedosphere**, v. 20, n. 5, p. 594-606, 2010.

ZHU, A. X.; QI, F.; MOORE, A.; BURT, J. E. Prediction of soil properties using fuzzy membership values. **Geoderma**, v. 158, p. 199-206, 2010.

ZIADAT, F. M. Analyzing digital terrain attributes to predict soil attributes for a relatively large area. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 5, p. 1590 - 1599, 2005.

ZIADAT, F. M. Prediction of soil depth from digital terrain data by integrating statistical and visual approaches. **Pedosphere**, v. 20, n. 3, p. 361–367, 2010.

ANEXOS

a) Ajuste da equação de Gardner:

Na Figura A1 e A2 estão apresentados os gráficos de ajuste da equação de Gardner aos valores da curva hipotética de retenção descrita pela equação de Van Genuchten. O módulo do valor do potencial matricial nestas figuras foi representado somente até o valor de 1 metro, pois esta faixa representa a parcela da curva próxima a saturação. Como mencionado anteriormente no texto, a curva de Gardner foi ajustada com os valores de umidade e potencial matricial de até aproximadamente 6 kPa (60 cm), utilizado como valor representativo da capacidade de campo. A curva hipotética de retenção de Van Genuchten foi construída com base nos parâmetros da curva obtidos através de funções de pedotransferência (Rosetta).

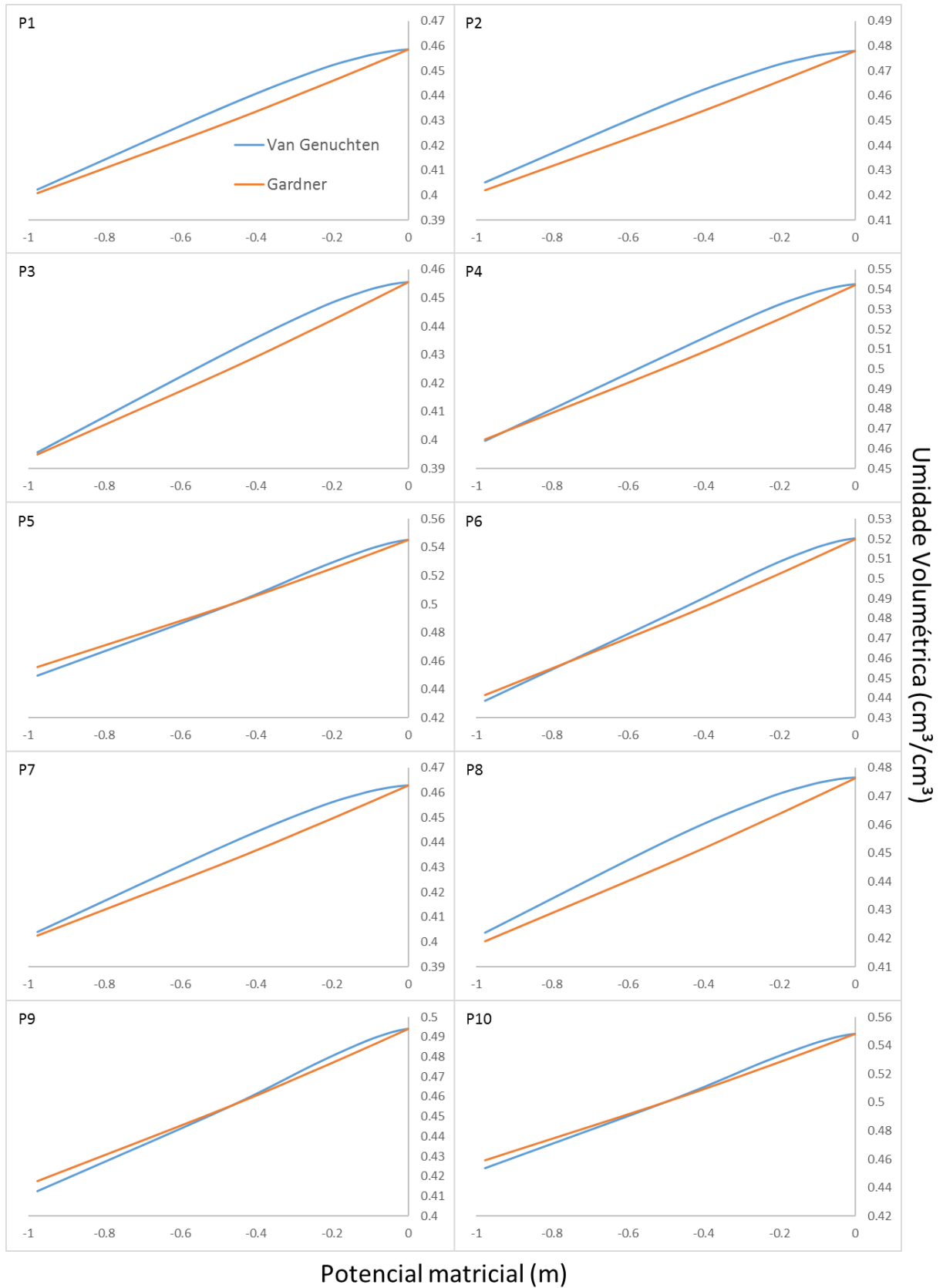


Figura A1 – Ajuste da equação de Gardner a curva hipotética de retenção descrita pela equação de Van Genuchten. Pontos de amostragem 1 - 10.

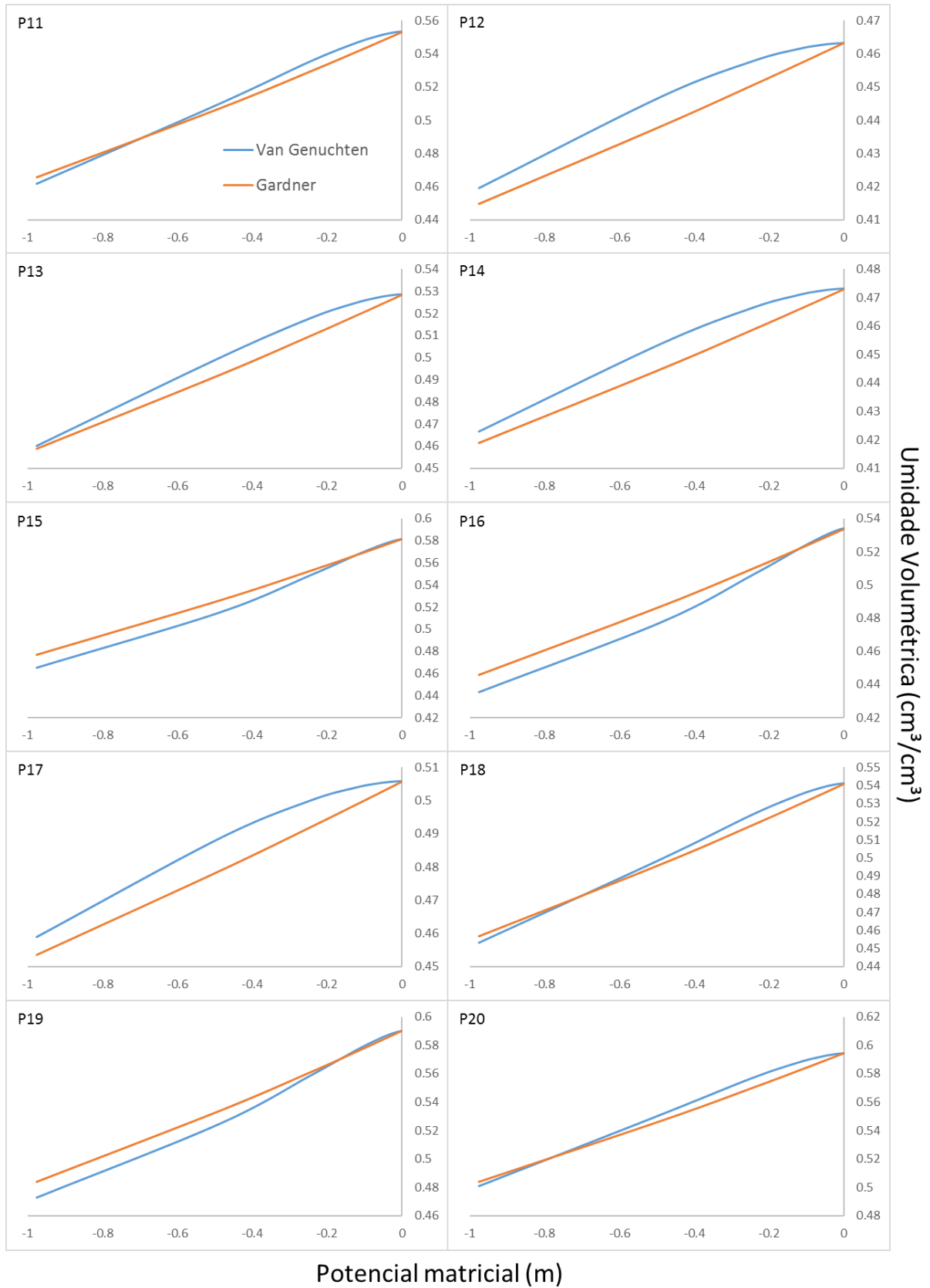


Figura A2 – Ajuste da equação de Gardner a curva hipotética de retenção descrita pela equação de Van Genuchten. Pontos de amostragem 11 - 20.

b) Dados de profundidade medidos:

Na Tabela A1 estão apresentadas as coordenadas, declividade e profundidade dos pontos medidos em campo.

Tabela A1 – Dados referentes aos pontos de profundidade medidos em campo.

Ponto	Coordenadas UTM (m)		Declividade (°)	Profundidade (m)
	Oeste	Sul		
z1	468565	6753578	37,09	0,13
z2	468414	6753435	39,61	0,19
z3	468383	6753418	34,27	0,38
z4	468396	6753388	39,29	1,51
z5	468378	6753362	37,66	0,48
z6	468369	6753342	36,76	0,19
z7	468333	6753321	34,94	0,78
z8	468326	6753298	35,60	0,44
z9	468325	6753265	41,28	0,13
z10	468317	6753266	41,24	0,35
z11	468317	6753224	43,49	0,44
z12	468531	6753596	30,79	1,23
z13	468304	6753209	43,27	0,33
z14	468309	6753220	43,76	0,89
z15	468375	6753247	38,57	0,59
z16	468379	6753262	41,85	1,07
z17	468402	6753279	36,35	0,62
z18	468430	6753292	34,88	0,56
z19	468047	6752463	33,08	0,90
z20	468067	6752498	33,09	1,35
z21	468067	6752527	31,37	0,36
z22	468071	6752552	31,20	0,68
z23	468516	6753572	29,26	1,16
z24	468083	6752594	33,74	0,44
z25	468099	6752604	36,56	0,44
z26	468097	6752624	32,89	0,45
z27	468101	6752653	32,88	0,27
z28	468106	6752682	33,15	0,80
z29	468119	6752698	31,96	0,68
z30	468139	6752727	31,96	0,58
z31	468163	6752765	32,94	0,66
z32	468193	6752773	32,08	0,85
z33	468230	6752814	28,87	0,59
z34	468488	6753554	27,51	1,25

z35	468248	6752802	25,77	1,01
z36	468275	6752806	28,92	1,67
z37	468301	6752840	30,12	0,83
z38	468317	6752861	31,69	1,74
z39	468335	6752916	29,38	0,79
z40	468346	6752916	33,05	0,14
z41	468336	6752937	26,38	1,16
z42	468482	6753535	28,38	0,58
z43	468458	6753514	31,46	0,73
z44	468428	6753487	30,64	0,74
z45	468417	6753452	33,53	0,60
z46	468419	6753443	36,89	0,13
z47	468090	6752414	26,51	1,32
z48	468103	6752454	28,05	0,88
z49	468130	6752432	18,56	0,70
z50	468132	6752421	22,64	1,35
z51	468162	6752425	28,76	0,99
z52	468174	6752440	31,02	0,83
z53	468203	6752517	32,04	1,26
z54	468214	6752536	32,95	0,58
z55	468224	6752545	35,78	0,14
z56	468237	6752562	34,89	0,49
z57	468226	6752568	36,87	0,15
z58	468234	6752464	31,97	0,92
z59	468249	6752492	34,15	1,11
z60	468260	6752556	32,90	0,71
z61	468280	6752592	33,63	0,16
z62	468294	6752624	33,92	0,24
z63	468305	6752663	33,08	0,85
z64	468354	6752672	29,72	0,41
z65	468372	6752717	37,79	1,14
z66	468367	6752741	37,00	0,39
z67	468413	6752790	34,98	0,71
z68	468439	6752798	35,96	1,41
z69	468453	6752846	34,98	1,09
z70	468492	6752872	27,72	2,21
z71	468517	6752888	25,71	1,32
z72	468557	6752946	25,58	0,58
z73	468588	6752979	26,44	0,63
z74	468614	6752951	31,65	1,79
z75	468614	6752904	34,40	0,17
z76	468546	6752781	31,88	2,38
z77	468655	6753112	27,51	1,08
z78	468645	6753079	31,75	0,74
z79	468642	6753038	35,80	0,11

z80	468646	6753004	37,51	0,71
z81	468650	6752974	36,35	0,16
z82	468654	6752947	37,16	0,20
z83	468673	6752877	38,98	0,19
z84	468684	6752847	49,60	0,19
z85	468651	6752795	34,70	1,62
z86	468623	6752719	30,91	0,50