

CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO ÍNDICE DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS COM INVENTÁRIO DE ESCORREGAMENTOS NATURAIS NA BACIA DO RIO DA ONÇA NA REGIÃO DA SERRA DE CUBATÃO, SP

Eymar Silva Sampaio LOPES ¹, Paulina Setti RIEDEL ²,
Cristina Maria BENTZ ³, Mateus Vidotti FERREIRA ⁴

- (1) Curso de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Área de Concentração em Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: eymar@dpi.inpe.br.
- (2) Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: psriedel@rc.unesp.br.
- (3) Centro de Pesquisas da PETROBRÁS (CENPES). Avenida Jequitibá, 950 – sala 9016B – Cidade Universitária, Ilha do Fundão. CEP 121941-598. Rio de Janeiro, RJ. Endereço eletrônico: cris@petrobras.com.br.
- (4) Curso de Graduação em Geografia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP.

Introdução
Materiais e Métodos
Resultados e Discussão
 Simulação com Parâmetros Constantes
 Simulação com Parâmetros Variáveis
Discussões
Conclusões
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – A ocorrência de escorregamentos translacionais no litoral paulista é parte integrante da evolução natural das encostas, que se intensifica sob condições de clima tropical em uma morfologia de serras com desníveis em torno de 700m. Sob precipitações intensas, mesmo sem a interferência direta do homem, os movimentos de massa ocorrem de forma isolada ou generalizada, como a centena de escorregamentos registrados no evento de janeiro de 1985, em que os índices pluviométricos atingiram 210 mm em 24 h. Utilizando um inventário de cicatrizes de escorregamentos obtido de um aerolevantamento de agosto de 1985, definiu-se como objetivo calibrar e validar um mapa de índice de estabilidade utilizando o modelo de análise de estabilidade de encostas por talude infinito, disponível no programa SINMAP, na Serra de Cubatão, na escala 1:10.000. O modelo foi aplicado considerando os parâmetros do solo constantes para toda área e também variáveis em função das unidades litológicas. Os resultados mostraram que mais de 79% das cicatrizes ficaram dentro dos limites inferior de estabilidade e superior de instabilidade para o caso de parâmetros constantes e mais de 95% das cicatrizes para o caso de parâmetros variáveis dentro dos mesmos limites.

Palavras-chave: Índice de estabilidade, movimentos de massa, Serra do Mar.

ABSTRACT – *E.S.S. Lopes, P.S. Riedel, C.M. Bentz, M.V. Ferreira – Calibration and validation of the stability index of hillslopes with an inventory of natural landslides in the Rio da Onça basin in the mountain range of Cubatão (São Paulo State).* The occurrence of shallow translational landslides in the São Paulo coast is integrant part of the natural evolution of the hill slopes, and it is intensifies under conditions of tropical climate in a morphology of mountain about 700 m high. Under intense precipitations, without the direct interference of the man, the landslides may occur as an isolated or generalized form, as the hundred of landslides registered in the summer of 1985 January, when the rainfall intensity in 24 hours was 210 mm. Using an inventory of landslides scars obtained on aerial photos from 1985 August, it was defined as objective to calibrate and to validate a map of stability index using the model of infinite slope stability, available in the program SINMAP, for the mountain range of Cubatão, scale 1:10.000. The model was applied considering both constant parameters for all area and changeable parameters in function of the lithological boundaries. The results demonstrated that more than 79% of the scars were within the lower and upper threshold of instability in the case of constant parameters, and more than 95% of the scars in the case of changeable parameters applying the same limits.

Keywords: Stability index, landslides, Serra do Mar.

INTRODUÇÃO

Os movimentos gravitacionais de massa do tipo escorregamentos translacionais ocorrem continuamente em diferentes escalas de tempo e espaço, como parte

da evolução natural das encostas do relevo da Serra do Mar (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1988; Wolle, 1988; Wolle & Carvalho, 1989; Fernandes & Amaral, 2003),

pois sob condições de clima tropical em relevo escarpado, como é o do litoral paulista, tais movimentos ocorrem de modo localizado e generalizado, geralmente decorrentes de eventos pluviométricos intensos. Segundo Cerri (2001), tal tipo de movimento está entre os riscos ambientais naturais relacionados ao meio físico, geológico e de origem exógena.

Os escorregamentos translacionais representam os principais processos desse quadro evolutivo, ocorrendo naturalmente nas médias e altas encostas da serra, mesmo em vertentes totalmente isentas de qualquer ação antrópica (Wolle, 1988). Tal tipo de movimento de massa ficou registrado em janeiro de 1985, quando ocorreram eventos de escorregamentos de modo generalizado, no Rio Perequê e afluentes do Rio Mogi no Município de Cubatão, onde um grande volume de material foi canalizado pelo sistema de

drenagem e transformou-se em corridas de lama e detritos que alcançaram grandes distâncias com alto poder destrutivo.

A bacia do Rio da Onça (Figura 1), afluenta do Rio Mogi, foi escolhida como área deste estudo por apresentar um histórico de alta susceptibilidade a movimentos de massa, ocasionada pelas condições geomorfológicas, climáticas e antrópicas. A ação do homem deu-se de modo mais intenso e indireto na evolução natural das encostas por volta dos anos 1980, potencializando os processos de instabilização, devido à forte degradação da cobertura vegetal provocada pela poluição atmosférica (Wolle, 1986). Esta bacia apresentou também a maior densidade de cicatrizes por quilômetro quadrado do município (347 polígonos/5,386 km² de área), segundo inventário de 1985 realizado por Lopes (2006).

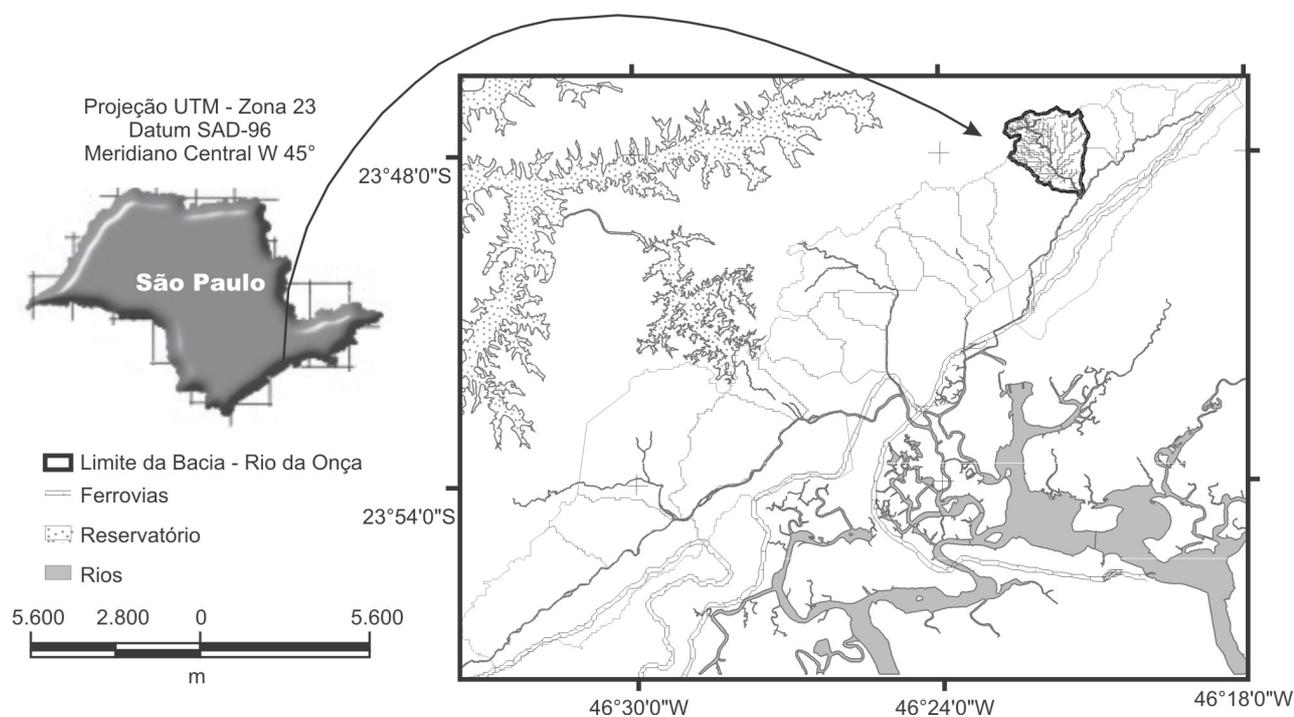


FIGURA 1. Mapa de localização da área de estudo.

Na região da Serra de Cubatão e Paranapiacaba, os escorregamentos translacionais ou planares ocorridos de forma generalizada nos dias 22 e 23 de janeiro de 1985, aconteceram preferencialmente nos perfis retilíneos (61% das cicatrizes) das porções de média e alta encosta (73% acima de 300 m) na escarpa serrana (Lopes, 2006). Nos perfis retilíneos, os horizontes de intemperismo praticamente acompanham a topografia e são pouco espessos, de 0,5 m até o máximo 3 a 4 m, com valores médios de 1,0 a 1,5 m (Wolle, 1988).

As cicatrizes são muito estreitas e apresentam largura entre 10 a 20 m em média, mas há casos de apenas 6 a 8 m e outros entre 50 a 60 m. Entretanto, o comprimento é sempre mais elevado, em torno de 100 a 200 m, e algumas vezes pode confundir-se o comprimento inicial do que foi realmente destacado da vertente com o que foi erodido ao longo da trajetória da massa rompida vertente abaixo (Wolle, 1988).

Para ocorrer escorregamentos é necessário que a razão entre as forças resistentes do solo ou rocha e as forças atuantes ao longo da superfície de ruptura

seja menor que 1. A relação entre estas duas forças define o fator de segurança (*FS*):

$$FS = \frac{\text{Forças resistentes}}{\text{Forças atuantes}}$$

tendo-se, se $FS > 1$: estável; se $FS = 1$: estado de equilíbrio limite; se $FS < 1$: ruptura.

O fator de segurança (*FS*) ou índice de estabilidade (*SI*), como também é conhecido, foi abordado nesse

trabalho utilizando um modelo estático de análise de estabilidade de encostas por talude infinito, em que os efeitos causados pelo atrito nas laterais e nas extremidades são ignorados, e a análise é considerada em relação a um plano infinito de solo sobre um plano inclinado.

O objetivo desse trabalho é calibrar e validar o mapa de índice de estabilidade utilizando um inventário de cicatrizes criado a partir de ortofotos obtidas após o evento de janeiro de 1985 na bacia do Rio da Onça.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste trabalho estão divididos em bases cartográficas (cartas plani-altimétricas), mapa de unidades litológicas e inventário de cicatrizes. Os dados de bases plani-altimétricas (Quadro 1), como estradas, drenagens e amostras de altimetria (isolinhas com equidistância de 5 m e pontos cotados), foram obtidos na Agência Metropolitana da Baixada Santista (AGEM) no formato DWG do

AutoCad. O mapa com limites das unidades litológicas foi digitalizado do mapa geológico (Quadro 1) do IPT (1986). O mapa de inventário com polígonos de cicatrizes foi elaborado por Lopes (2006), extraído de fotos aéreas ortorretificadas, de um voo realizado pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) em agosto de 1985, na escala de 1:25.000, com filme diapositivo infra-vermelho.

QUADRO 1. Bases cartográficas e geológica utilizadas.

Carta	Código	Escala	Instituição
Serra do Poço	4214 / SF.23-Y-D-IV-3-NO-D	1:10.000	AGEM
Campo Grande II	4221 / SF.23-Y-D-IV-3-NE-A	1:10.000	AGEM
Raiz da Serra	4223 / SF.23-Y-D-IV-3-NE-C	1:10.000	AGEM
Santos	SF.23-Y-D-IV-3	1:50.000	IPT

O método de análise para cálculo do índice de estabilidade de taludes é fundamentado na análise topográfica e seus produtos derivados, além de uma componente hidrológica e parâmetros de resistência ao cisalhamento (coesão e ângulo de atrito). Assim, é notável a importância de um modelo numérico de terreno ou MNT com representação mais fiel possível das variações do terreno, pois a análise de estabilidade será tratada na escala do mapa altimétrico (isolinhas e pontos cotados), de onde alguns produtos serão computados, como, declividade, rede de fluxo e área de contribuição. Igualmente importante é o posicionamento preciso das zonas de iniciação de escorregamentos, isto é, das cicatrizes, que serão utilizadas para validação do modelo, que pode ser resumido pela Equação 1:

$$FS = \frac{c \cos^2 \beta [1 - \text{Min}\left(\frac{Ra}{T \sin \beta}, 1\right) r] \tan \phi}{\sin \beta} \quad (1),$$

onde: c = coesão adimensional que leva em conta a coesão das raízes e do solo; β = declividade do terreno, calculada a partir do MNT; ϕ = ângulo de atrito interno do solo (graus); R/T = razão entre a transmissividade e taxa de recarga efetiva (m); a = área específica da bacia (m^2/m), calculada a partir do MNT.

A componente hidrológica embutida na Equação 1 é dada por:

$$w = \text{Min}\left(\frac{Ra}{T \sin \beta}, 1\right) \quad (2)$$

Da expressão, tem-se que um limite superior a 1 significa que qualquer excedente é atribuído a um fluxo que escoar sobre a superfície do solo. A umidade relativa (w) define a profundidade relativa do nível de água dentro do solo. A razão R/T que tem unidade de m^{-1} , quantifica a umidade relativa em termos da provável recarga regular relativa, segundo a capacidade do solo para drenagem lateral de água. Contudo, o termo “regular” é utilizado em relação a um fluxo lateral aproximado definido por $q = R.a$, onde a quantidade R

não é uma média de recarga a longos períodos, mas certamente trata-se de um período de clima úmido adequado à deflagração de escorregamentos. A razão R/T , que foi tratada como um simples parâmetro, combina fatores climáticos e hidrológicos, onde sua quantidade dada em m pode ser pensada como o comprimento de uma vertente plana, não convergente, requerida para desenvolver saturação em um período crítico considerado. Este conceito pode ser útil para estimar valores de R/T durante a identificação em campo dos limites da superfície de saturação.

A Figura 2 mostra as etapas de trabalho utilizadas para mapeamento das áreas com potencial a escorregamentos translacionais, ou seja, para obter o mapa de índice de estabilidade (SI). Para tal, foi utilizado o programa SINMAP (Pack et al., 2001), onde o produto primário é o índice de estabilidade representado em uma grade numérica, a qual é utilizada para classificar ou categorizar a estabilidade do terreno em cada ponto da área de estudo. Salienta-se que para obtenção do MNT foi utilizado o interpolador TOPOGRID disponível no ArcGIS (ESRI, 2005), conforme sugerido por Lopes et al. (2006).

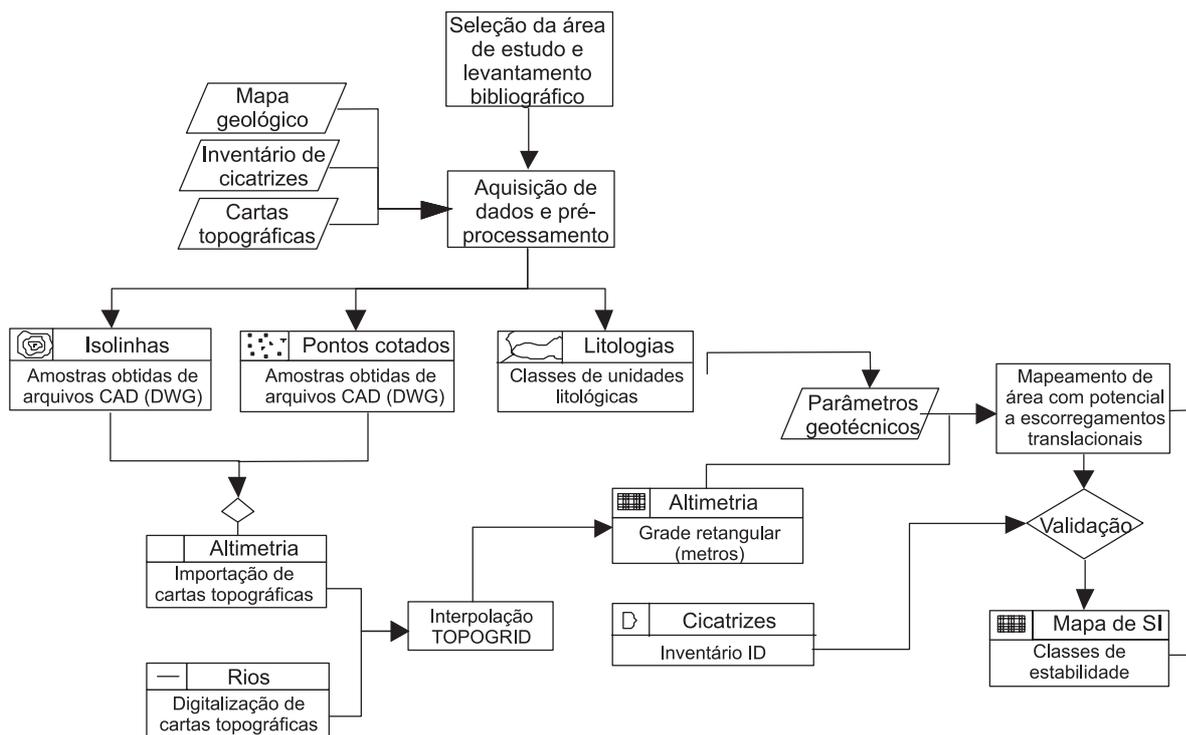


FIGURA 2. Etapas de trabalho.

A calibração do modelo envolve o ajuste de vários parâmetros, alguns medidos e outros obtidos da literatura. Os parâmetros geotécnicos do solo foram adquiridos em referências bibliográficas existentes, como os trabalhos Wolle (1988) e de outros para condições geológicas semelhantes. Os parâmetros levantados foram os valores de resistência médios, coesão (c) e ângulo de atrito (ϕ), nas condições em que ocorrem os escorregamentos, isto é, em ambiente saturado.

Para realizar as simulações neste trabalho, os parâmetros do solo serão considerados constantes para toda área e também variáveis em função das unidades litológicas. Esta abordagem será feita com a importação do mapa de unidade litológicas para o ArcGIS e a atribuição dos limites inferiores e superiores de coesão (c), ângulo de atrito (ϕ), da razão R/T e da

densidade do solo (ρ_s). Outros parâmetros podem ser ajustados para executar a simulação com o SINMAP, porém, são considerados constantes em cada simulação; são eles:

ρ_s = densidade do solo úmido (kg/m^3) – valor padrão = 2.000 kg/m^3 ;

ρ_w = densidade da água (kg/m^3) - valor padrão = 1.000 kg/m^3 ;

g = aceleração da gravidade (m/s^2) – valor padrão = $9,81 \text{ m/s}^2$;

Número de pontos no gráfico SA – valor padrão = 2.000. Este valor corresponde à quantidade de pontos aleatórios que serão sistematicamente extraídos da grade de declividade (Slope – S) e área de contribuição (A), para serem plotados no gráfico, juntamente com os pontos correspondentes ao inventário das cicatrizes

de escorregamentos, de forma a contribuir para a calibração dos índices obtidos.

Os dados de coesão do solo, devido à vegetação, foram obtidos de Guimarães (2000), que definiu as classes mata preservada, mata degradada e gramíneas a partir da interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas, com os respectivos valores de coesão 20 kPa, 10 kPa e 12 kPa. Tais valores serviram de base para estimar o valor de coesão efetiva (adimensional) que leva em conta a coesão das raízes e do solo.

Todos os resultados obtidos pelo modelo de estabilidade de talude com o SINMAP, através da definição das zonas de maior susceptibilidade à

ocorrência de escorregamentos rasos, são comparados com o mapa de inventário de cicatrizes deixadas por escorregamentos, com a finalidade de se avaliar a eficiência do modelo aplicado. Da sobreposição desses mapas, o sistema produz um gráfico relacionando a declividade (em graus) e área de contribuição. Na parte interna do gráfico são apresentadas curvas com os limites do índice de estabilidade, grau de saturação e os pontos do inventário de escorregamentos.

Os valores de índice de estabilidade (SI) foram automaticamente agrupados em intervalos definidos pelo SINMAP. O Quadro 2 apresenta os intervalos adotados nesse trabalho.

QUADRO 2. Definição das classes do índice de estabilidade.

Classe	Condição	Estado da vertente	Faixa de parâmetros	Possível influência de fatores não modelados
1	$SI > 1,5$	Estável	Não modela a instabilidade	Fatores desestabilizantes significativos são requeridos para instabilidade
2	$1,5 > SI > 1,25$	Moderadamente estável	Não modela a instabilidade	Fatores desestabilizantes moderados são requeridos para instabilidade
3	$1,25 > SI > 1,0$	Quase estável	Não modela a instabilidade	Fatores desestabilizantes mínimos são requeridos para instabilidade
4	$1,0 > SI > 0,5$	Limiar inferior de estabilidade	Parte pessimista da faixa requerida para instabilidade	Fatores desestabilizantes não são requeridos para instabilidade
5	$0,5 > SI > 0,0$	Limiar superior de instabilidade	Parte otimista da faixa requerida para estabilidade	Fatores estabilizantes podem ser prudentes para estabilidade
6	$SI < 0,0$	Instável	Não modela a estabilidade	Fatores estabilizantes são requeridos para estabilidade

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os cálculos necessários para obter o mapa do índice de estabilidade foram realizados em duas etapas. Na primeira etapa, utilizando somente o MNT, foram criados os mapas de declividade (em radianos), de direção de fluxo (em radianos) e área de contribuição (em m²). Nessa etapa, ainda foram executadas rotinas para correção de depressões (“buracos”), que eventualmente podem ocorrer no MNT utilizado. Segundo Pack et al. (2001), a eliminação de tais depressões faz-se necessária para que não ocorram células da grade que não drenam, interrompendo as linhas do mapa de fluxo e que impeçam a criação correta do mapa de área de contribuição. Na segunda etapa, foram criados os mapas de teor de umidade e de índice de estabilidade.

A calibração do modelo foi realizada sob controladas alterações nos parâmetros acima, com apoio do inventário produzido, de modo que o mapa de índice de estabilidade obtido apresentasse nas regiões de menores índices uma alta proporção das cicatrizes de escorregamentos, e, por outro lado, procurou-se diminuir a extensão das áreas de baixo índice de estabilidade em regiões onde os movimentos de massa não são observados.

Ainda, com ajuda do gráfico da declividade x área de contribuição, foi possível avaliar os parâmetros fornecidos, de modo que os pontos de escorregamento ficassem agrupados na porção mais à direita do gráfico, com menores índices de estabilidade, o que caracteriza as áreas onde podem ocorrer escorregamentos e que realmente ocorreram, fato confirmado pelo inventário de cicatrizes. No mesmo gráfico, foram inseridos 1.000 pontos escolhidos aleatoriamente na área do MNT e que apresentaram um agrupamento na parte esquerda do gráfico, nas regiões com maiores índices de estabilidade, procurando assim, maximizar locais que não foram identificados como escorregamentos.

SIMULAÇÃO COM PARÂMETROS CONSTANTES

Após vários testes para calibração dos parâmetros, foram adotados como coesão adimensional valores mínimo e máximo de 0,02 e 0,28, calculados a partir da relação $c = (c_r + c_s)/(D r_s g)$, onde $c_r = 0$ e 10.000 N/m^2 , $c_s = 1.000 \text{ N/m}^2$, $D = 1,7 \text{ m}$, $\rho_s = 2.300 \text{ kg/m}^3$, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$. Para ângulo de atrito, foram utilizados os valores 34° e 39° (Wolle, 1988). Para a razão T/R , foram adotados os valores de 139 e 436 m, valores que multiplicados

pele seno de 35° (declividade média medida entre as cicatrizes da bacia), podem ser interpretados como o comprimento de uma vertente (plana, não convergente) requerida para desenvolver saturação, isto é, vertentes de 80 e 250 m (valores médios obtidos do inventário de cicatrizes sobreposto ao mapa altimétrico). Nesta

simulação também foi utilizada uma grade retangular de 1x1 m criada pelo interpolador TOPOGRID (Lopes et al., 2006).

Na Figura 3, pode-se observar que as cicatrizes de escorregamentos ocorrem de forma generalizada na bacia, desde as cotas mais baixas, em torno de 100 m,

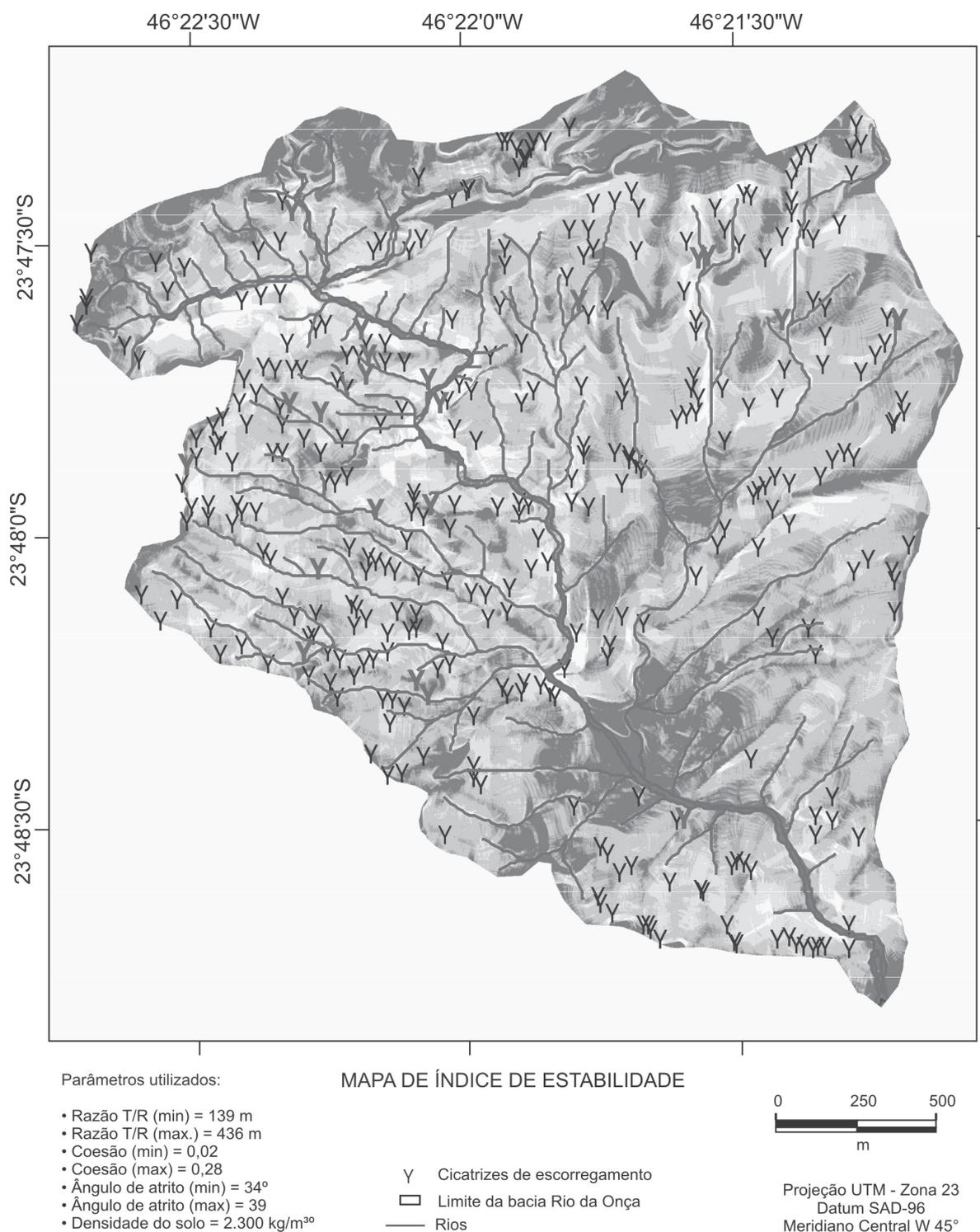


FIGURA 3. Mapa de índice de estabilidade com parâmetros constantes.

até a crista da serra, em torno de 800 m, e, como consequência, as duas classes de menores índices de estabilidade ($0,5 > SI > 0$) estão concordantes com a distribuição dos pontos de cicatrizes mapeadas. A classe instável ($SI = 0$) ocorre preferencialmente ao longo do Rio da Onça, principalmente a partir de sua metade superior.

Os resultados estatísticos apresentados na Tabela 1 mostram que 58% da área da bacia é ocupada pelos

limites inferior de estabilidade e superior de instabilidade, com intervalo de $1 > SI > 0$, que corresponde a um cenário mais pessimista e com probabilidade de ruptura, justamente onde estão a maioria dos pontos de escorregamento do inventário de 1985. O número de cicatrizes nesse intervalo de estabilidade totaliza 269 pontos ou seja 79,12% do total; entretanto, a maioria das cicatrizes (45,88%) ficou no limiar inferior de estabilidade ($1 > SI > 0,5$).

TABELA 1. Resultados numéricos do SI com parâmetros constantes.

	Área (km ²)	% da área	NC	% do NC	Densidade (NC/Área)
Estável : > 1,5	1.0097	17.05	5	1.47	0.84
Moderadamente estável: 1,25 – 1,5	0.4130	6.98	11	3.24	1.86
Quase estável: 1,0 – 1,25	0.7904	13.35	39	11.47	6.59
Limiar inferior de estabilidade: 0,5 – 1,0	2.1926	37.03	156	45.88	26.35
Limiar superior de instabilidade: 0,001 – 0,5	1.2738	21.51	113	33.24	19.09
Instável : = 0 – 0,001	0.2414	4.08	16	4.71	2.70
Total	5.9209	100	340	100	57.42

Onde : NC = número de cicatrizes, NC/Área = densidade de cicatrizes por km².

O gráfico de área de contribuição x declividade (Figura 4) mostra claramente um agrupamento dos pontos de escorregamentos na região com índice de estabilidade menor do que 1, o que era esperado uma vez que os pontos são a comprovação de ocorrência de instabilizações na área. Os pontos aleatórios (1.000) apresentam um agrupamento na porção do gráfico de maior estabilidade ($SI > 1,5$), pois locais onde não ocorreram escorregamentos, comprovados pelo mapa das cicatrizes do inventário, deverão concentrar-se na região de maiores índices de estabilidade do gráfico. A

distribuição dos pontos, de cicatrizes e aleatórios, refletem uma ótima calibração dos parâmetros utilizados, pois foram ajustados para maximizar a distribuição na área de menor e maior estabilidade respectivamente.

SIMULAÇÃO COM PARÂMETROS VARIÁVEIS

A simulação com valores variáveis dos parâmetros foi realizada com base nos limites do mapa litológico. Três unidades litológicas estão presentes nessa bacia e, como não há disponibilidade de dados geotécnicos para cada uma, fez-se a atribuição dos valores utilizando como base valores médios de Wolle (1988) e de alguns resultados levantados nessa pesquisa.

A Tabela 2 mostra os valores adotados após alguns testes. Para a razão T/R , foram adotados, com base na variação da declividade média, obtidos do inventário de cicatrizes, os valores de 35° para a litologia PSpX, correspondente a migmatitos com teores variáveis de quartzo, 35° para a litologia PSeMc, que são migmatitos estromatíticos com paleossoma de biotita-muscovita-clorita xistos e 36° para a litologia AcMn, correspondente a migmatitos estromatíticos de neossoma dominante, considerando vertentes de 50 e 200 m requeridas para desenvolver saturação. Para a coesão adimensional, valores mínimo e máximo de 0,02 e 0,3, calculados a partir da relação $c = (c_r + c_s)/(D \rho_s g)$ definida na Equação 1, onde $c_r = 0$ e 10.000 N/m^2 , $c_s = 0$ e 1.000 N/m^2 , $D = 1,5$ e 2 m , $r_s = 2.000, 2.200$ e 2.300 kg/m^3 , $g = 9,81 \text{ m/s}^2$. Para ângulo de atrito foram utilizados os

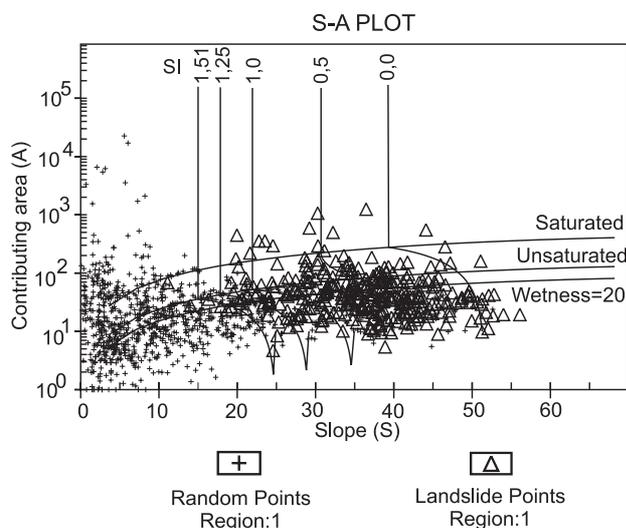


FIGURA 4. Área de contribuição x declividade com parâmetros constantes.

valores de Wolle (1988). O MNT utilizado foi a mesma grade retangular de 1x1 m elaborada acima.

A Figura 5 mostra o mapa de índice de estabilidade obtido e a Tabela 3, os resultados estatísticos para cada região. Pode-se observar que a maior frequência de pontos de escorregamentos permaneceu centrada no limite inferior de estabilidade ($1 > SI > 0.5$), porém com uma percentagem maior (59,12%) em relação à simulação com parâmetros constantes em toda área da bacia. Tal percentagem está distribuída em 14,41% na litologia PSpX (região 1), 18,24% na litologia PSeMc (região 2) e 26,47% na litologia AcMn (região 3).

Pode-se notar como pequenas mudanças nos valores em função da litologia, permitiram um refinamento nos resultados, fazendo com que os pontos de cicatrizes utilizados para validação do processo ficassem mais concentrados no intervalo de estabilidade

$1 > SI > 0$. No caso, foi considerada uma pequena diferença nos valores da litologia AcMn (migmatitos estromatíticos e ou oftalmíticos de neossoma dominante), com um aumento na coesão, ângulo de atrito e valores diferentes da razão T/R com base na declividade média das unidades.

Os gráficos (Figura 6) de área de contribuição x declividade para as três regiões (ou litologias), assim como os resultados estatísticos, mostram individualmente que a maioria das cicatrizes utilizadas para validar as simulações concentrou-se dentro do intervalo de estabilidade de $1 > SI > 0$. Porém, foi a região 2 (litologia PSeMc) que apresentou no gráfico uma maior separação do agrupamento dos pontos de cicatrizes dos pontos aleatórios, devido ao fato de envolver parte da região pouco além da crista da serra, com declividades bem menores do que no resto da área.

TABELA 2. Valores utilizados no SINMAP para cada região.

Litologia	Região	T/R min	T/R max	C mim	C max	ϕ mim	ϕ max	ρ_s
PSpX	1	87	348	0.02	0.28	34	39	2300
PSeMc	2	87	348	0.02	0.28	34	39	2300
AcMn	3	85	340	0.02	0.3	35	39	2300

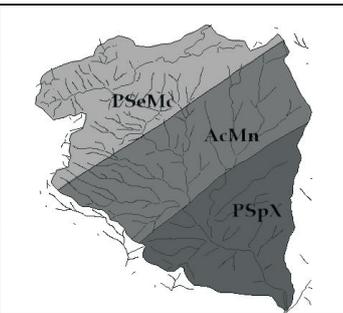


TABELA 3. Resultados numéricos do SI por regiões com parâmetros variáveis.

	Região	Estável: >1,5	Moderada- mente estável: 1,25-1,5	Quase estável: 1,0-1,25	Limiar inferior de estabilidade: 0,5-1,0	Limiar superior de estabilidade: 0,001-0,5	Instável: 0-0,001	Total
Área (km ²)		0,22	0,09	0,17	1,00	0,35	0,01	1,85
% da área		11,98	4,89	9,45	54,18	19,12	0,38	100
NC	1	0	0	1	49	25	0	75
% do NC		0	0	0,29	14,41	7,35	0	22,06
Densidade NC/Área		0	0	0,54	26,56	13,55	0	40,65
Área (km ²)		0,38	0,11	0,17	0,75	0,52	0,04	1,96
% da área		19,16	5,43	8,54	38,11	26,51	2,25	100
NC	2	1	1	6	62	46	2	118
% do NC		0,29	0,29	1,76	18,24	13,53	0,59	34,71
Densidade NC/Área		0,51	0,51	3,06	31,67	23,49	1,02	60,27
Área (km ²)		0,08	0,07	0,15	1,19	0,60	0,03	2,12
% da área		3,88	3,23	6,86	56,26	28,40	1,37	100
NC	3	0	0	3	90	54	0	147
% do NC		0	0	0,88	26,47	15,88	0	43,24
Densidade NC/Área		0	0	1,42	42,50	23,50	0	69,41

NC = número de cicatrizes. NC/área = densidade de cicatrizes por km²

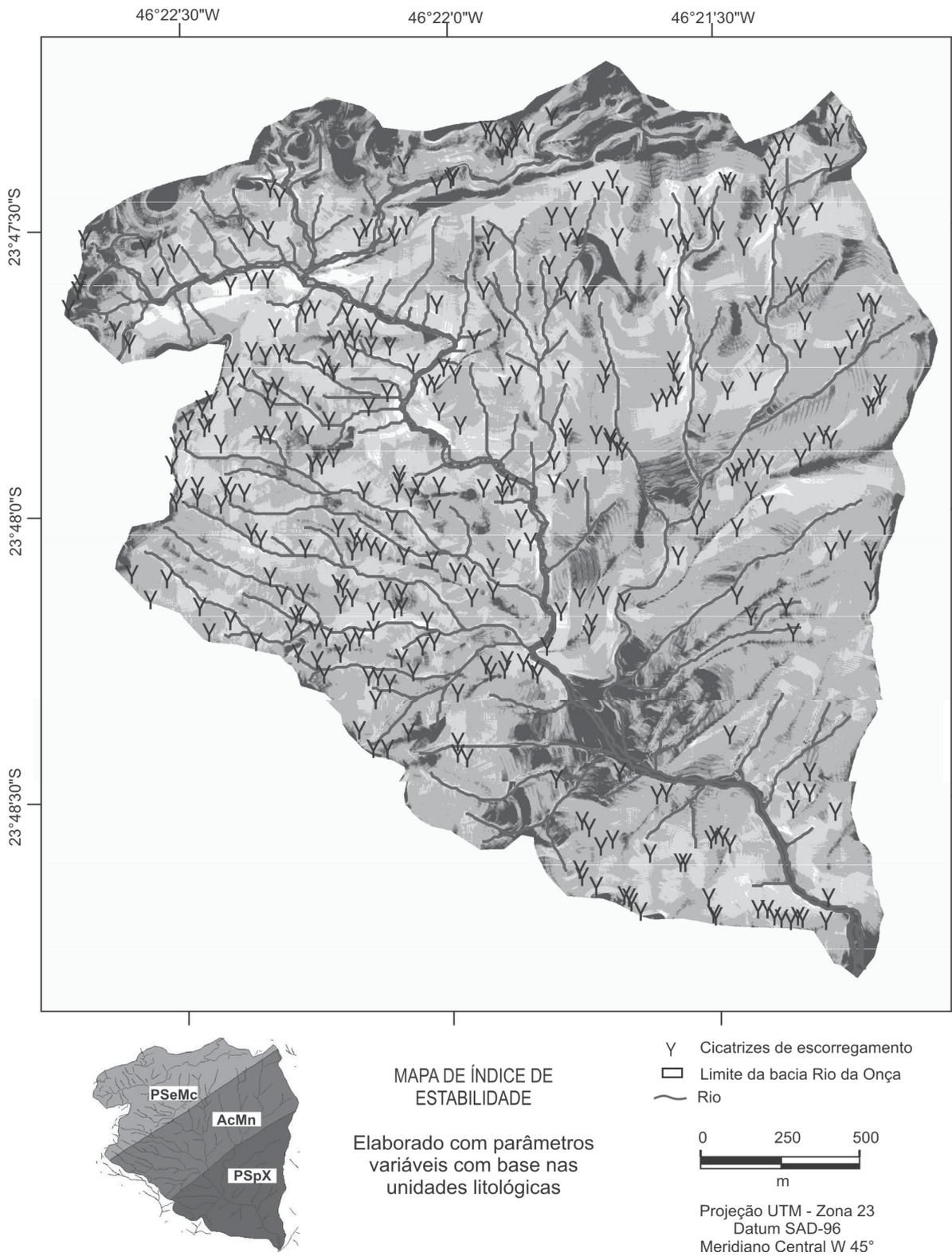


FIGURA 5. Mapa de índice de estabilidade com parâmetros variáveis.

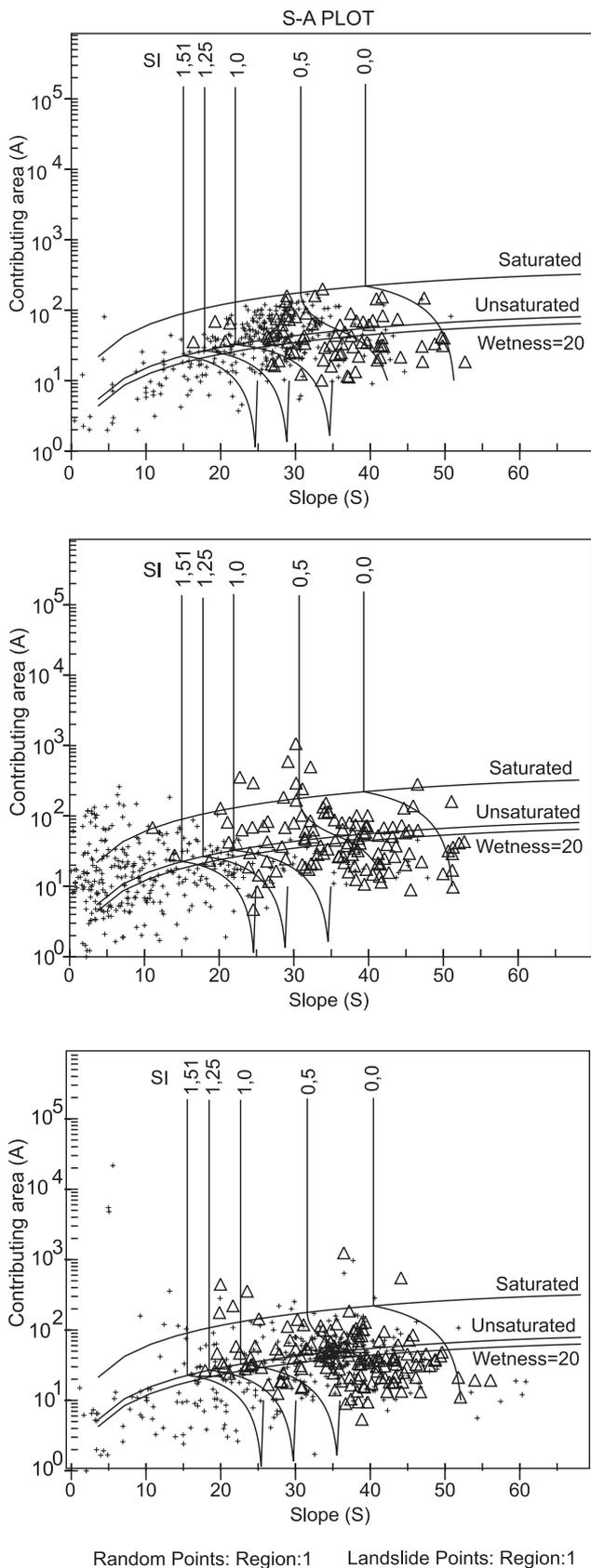


FIGURA 6. Gráficos área de contribuição x declividade com parâmetros variáveis.

DISCUSSÕES

Os diversos ajustes para se obter uma calibração mais adequada do mapa de estabilidade permitiram melhores resultados com um refinamento dos parâmetros utilizados, ou seja, utilizando os mapas de unidades litológicas, constatou-se haver uma concentração maior dos pontos de escorregamento em dois intervalos de estabilidade. Tal fato pode ser verificado na Tabela 4, onde se comparou os resultados, em que foram utilizados parâmetros constantes (uma região) e variáveis (três regiões). Nota-se um aumento somente nos limites inferior e superior ($1,0 > SI > 0$) de estabilidade, com concentração maior no limite inferior, passando de 45,9% para 59,1%. Por outro lado, a classe instável foi reduzida em sua área e no número de cicatrizes, reduzindo assim o cenário pessimista e, ao mesmo tempo, concentrando as cicatrizes em intervalos de estabilidade que teoricamente seriam mais realistas.

Outra consideração a respeito dos resultados com o modelo de estabilidade adotado pode ser claramente observada na Figura 7. Para efeito de comparação, a bacia foi dividida em duas partes, W e E, por apresentarem um padrão diferente nos mapas de área de contribuição, saturação, índice de estabilidade e declividade.

Analisando-se o mapa de área de contribuição na Figura 7a, fica claro que uma maior contribuição é de áreas com tendência a saturação ou em que ocorrem áreas de convergência de fluxo, ou ainda que tenham um maior comprimento de vertente a montante que acarrete altos valores de área de contribuição. A rede de drenagem sobreposta a este mapa mostra que uma densidade maior dos cursos de água na parte W, não permite que o comprimento das vertentes conduza a altos valores da área de contribuição. Na parte E, os interflúvios são maiores e a densidade de drenagem menor, resultando em altos valores de área de contribuição.

No mapa de saturação (Figura 7b) fica mais evidente sua relação direta com área de contribuição, que mostra maiores áreas de saturação na parte E da bacia. Neste mapa, dado pela Equação 2, fica clara também a relação com a razão T/R , em que pequenos valores dessa razão acarretam aumento do teor de umidade.

Ao analisar o mapa de índice de estabilidade, nota-se que a parte W apresenta uma frequência maior dos intervalos de menores índices de estabilidade, principalmente o limiar superior de instabilidade. Assim, poder-se-ia imaginar que as áreas de maior saturação teriam os menores índices de estabilidade, o que nem sempre é verdade.

Por fim, ao analisar o mapa de declividade, nota-se que as porções mais escuras, que apresentam maiores declividades, estão localizadas na parte W da bacia. Tal fato evidencia que a declividade (β) é o parâmetro de maior peso na relação dada pela Equação 2.

TABELA 4. Comparação entre resultados com uma e várias regiões de calibração.

	Região			
	1		3	
	NC	% do NC	NC	% do NC
Estável: >1,5	5	1.5%	1	0.3%
Mod. estável: 1,25-1,5	11	3.2%	1	0.3%
Quase estável: 1,0-1,25	39	11.5%	10	2.9%
Lim. inferior de estabilidade: 0,5-1,0	156	45.9%	201	59.1%
Lim. superior de instabilidade: 0,001-0,5	113	33.2%	125	36.8%
Instável: 0-0,001	16	4.7%	2	0,6%
Total	340	100%	340	100%

Onde : NC = número de cicatrizes

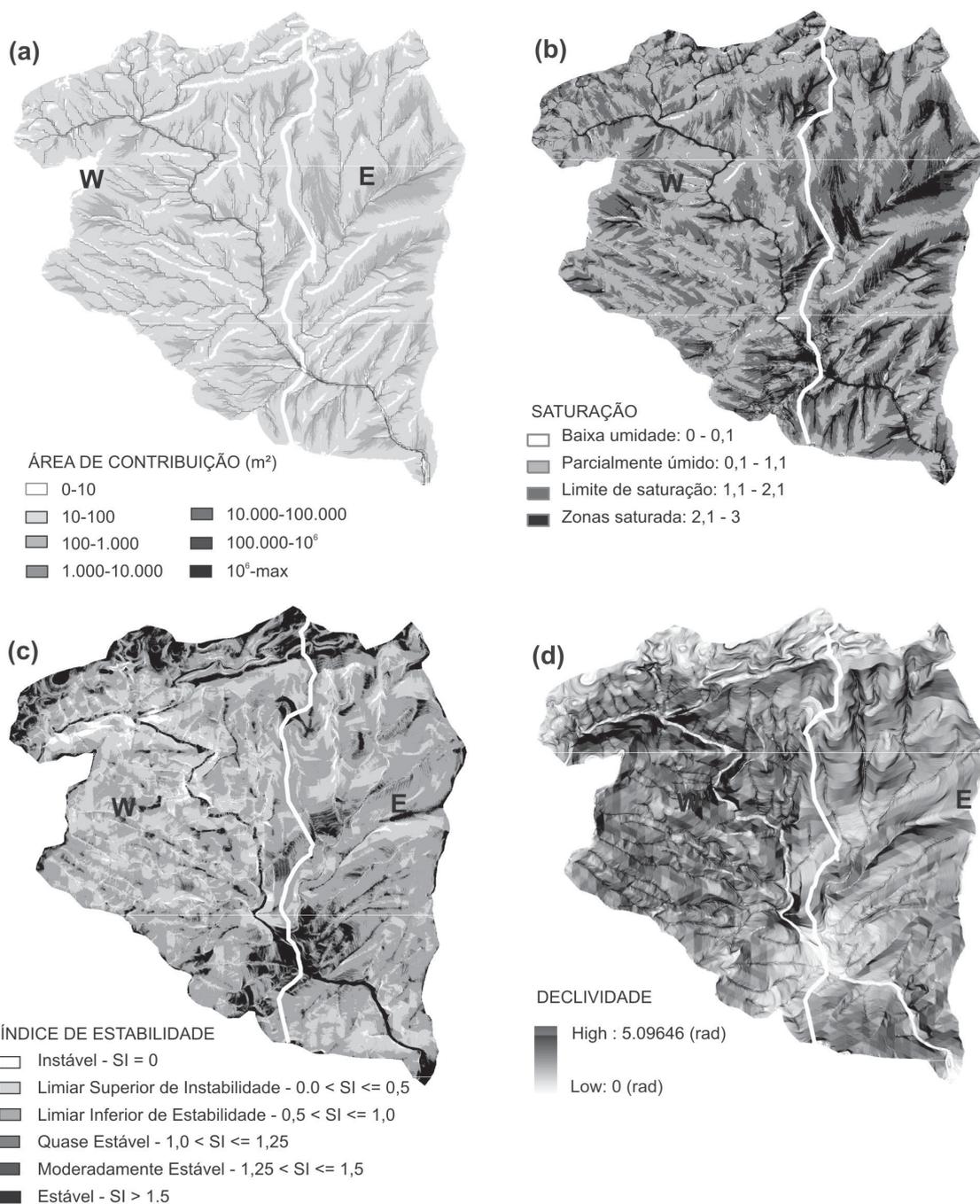


FIGURA 7. Comparação entre os produtos criados pelo SINMAP.

CONCLUSÕES

A calibração realizada com o modelo de estabilidade utilizando o SINMAP foi considerada boa, pois os resultados mostraram que a grande maioria das cicatrizes do inventário de 1985 está situada entre os limiares inferior de estabilidade e superior de instabilidade, isto é, $0 < SI \leq 1$. No caso, 79%, das cicatrizes de 1985 na bacia do Rio da Onça ficaram dentro desses limiares. Tais resultados devem-se ao fato do bom ajuste na etapa de correção das fotos aéreas com a base de referência e da preocupação com o mapeamento mais preciso da “raiz” das cicatrizes.

O gráfico de área de contribuição \times declividade foi muito útil na avaliação da calibração realizada, pois com ajuda deste conseguiu-se maximizar a distribuição dos pontos de cicatrizes nas regiões de maior instabilidade, o que era esperado, uma vez que tais pontos representam a comprovação de ocorrência dos movimentos de massa na área. Por outro lado, os pontos escolhidos aleatoriamente pelo sistema ficaram agrupados nas regiões de maior estabilidade do gráfico, o que era esperado uma vez que não tendo cicatrizes deveriam cair nessa região.

Considera-se que a calibração foi mais efetiva quando se passou a utilizar os parâmetros variáveis em função do mapa de unidades litológicas, sendo que

na bacia de estudo ocorreu uma maior concentração entre os limiares inferior de estabilidade e o superior de instabilidade, com uma pequena redução na classe instável. No caso, obteve-se um aumento de 79% para 95% das cicatrizes dentro desses limiares quando utilizado tal mapa.

Outros mapas poderiam ser utilizados em pesquisas futuras como meio de se obter calibrações mais efetivas, como, por exemplo, a forma de encostas poderia ser utilizada como indicativa da variação da espessura do solo e um mapa com distância entre interflúvios medida nas vertentes retilíneas seria um indicativo da variação da razão T/R .

Constatou-se que no modelo de estabilidade adotado, a importância maior é do mapa de declividade, quando comparado com os demais mapas, com a área de contribuição e a saturação.

Os cálculos de estabilidade feitos para o caso bidimensional, onde não foi considerado o efeito de borda, podem ser um tanto “pessimistas”, pois como mostrado por Wolle (1988), através de uma análise tridimensional simplificada, os efeitos de bordas laterais, principalmente para escorregamentos de pequenas larguras, não devem ser negligenciados nos cálculos de estabilidade. Assim, recomenda-se que tais ajustes sejam feitos em pesquisas futuras.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CENPES/PETROBRAS pelo apoio financeiro ao projeto “Avaliação de produtos de sensoriamento remoto e técnicas de processamento digital como contribuição ao monitoramento dos movimentos de massa na região de Cubatão, SP”.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. CERRI, L.E.S. **Subsídios para a seleção de alternativas de medidas de prevenção de acidentes geológicos**. Rio Claro, 2001. 78 p. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro.
2. ESRI – ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS Desktop Help**. Redlands (California, USA), 2005.
3. FERNANDES, N.F. & AMARAL, C.P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 4.ed., Cap. 3, p. 123-194, 2003.
4. GUIDICINI, G. & NIEBLE, C.M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blücher e Editora da Universidade de São Paulo, 2.ed., 194 p., 1984.
5. GUIMARÃES, R.F. **Utilização de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos com controle topográfico: adequação e calibração em duas bacias de drenagem**. Rio de Janeiro, 2000. 150 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
6. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Programa Serra do Mar: Levantamentos básicos na folhas de Santos e Riacho Grande, Estado de São Paulo**. Relatório, n. 23.394, 5 v., 1986.
7. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Programa Serra do Mar: Estudo geotécnico dos principais mecanismos de instabilização na Serra do Mar**. Relatório, n. 25.957, 1988.
8. LOPES, E.S.S. **Modelagem espacial dinâmica em sistema de informação geográfica – uma aplicação ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista**. Rio Claro, 2006. 320 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Campus de Rio Claro.

9. LOPES, E.S.S.; RIEDEL, P.S.; VIDOTTI, M.; MERINO, E.R. Análise de modelo numéricos de terreno para modelos geomorfológicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6, 2006, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Universidade Federal de Goiás, 2006, v. 2, p. 1-9.
10. PACK, R.T.; TARBOTON, D.G.; GOODWIN, C.N. **SINMAP – A stability index approach to terrain stability hazard mapping. User’s Manual (version 1.0g)**. Utah State University, 2001. Disponível em: <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>. Acesso em: 22mar2004.
11. WOLLE, C.M. Poluição e escorregamentos – causa e efeito na Serra do Mar em Cubatão – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA GEOTÉCNICA (COBRAMSEG), 8, 1986, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1986, v. 7, p. 178-190.
12. WOLLE, C.M. **Análise dos escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encostas**. São Paulo, 1988. 394 p. Tese (Doutorado em Engenharia) – Escola Politécnica, USP.
13. WOLLE, C.M. & CARVALHO, C.S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, p. 27-36, 1989.

*Manuscrito Recebido em: 8 de outubro de 2006
Revisado e Aceito em: 15 de junho de 2007*

