



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Tese de Doutorado:

***Título: “Modelagem de Previsão de Movimentos de Massa a Partir
da Combinação de Modelos de Escorregamentos e Corridas de
Massa”***

Por:

Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

Orientadores:

Nelson Ferreira Fernandes (UFRJ)

Renato Fontes Guimarães (UnB)

Eurípedes do Amaral Vargas Júnior (PUC/UFRJ)

Rio de Janeiro

Junho de 2006



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO PARCIAL PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS (Dr.)

Tese de Doutorado:

Título: “Modelagem de Previsão de Movimentos de Massa a Partir da Combinação de Modelos de Escorregamentos e Corridas de Massa”

ROBERTO ARNALDO TRANCOSO GOMES

Orientadores:

Nelson Ferreira Fernandes (UFRJ)

Renato Fontes Guimarães (UnB)

Eurípedes do Amaral Vargas Júnior (PUC/UFRJ)

Rio de Janeiro

Junho de 2006

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Tese de Doutorado:

***Título: “Modelagem de Previsão de Movimentos de Massa a Partir
da Combinação de Modelos de Escorregamentos e Corridas de
Massa”***

ROBERTO ARNALDO TRANCOSO GOMES

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO PARCIAL PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS (Dr.)

APROVADA POR:

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes – Orientador (UFRJ)

Prof. Dr. Renato Fontes Guimarães – Orientador (UnB)

Prof Dr. Eurípedes do Amaral Vargas Júnior – Orientador (PUC/UFRJ)

Prof. Dr. Osmar Abílio de Carvalho Júnior – Membro Externo (UnB)

Prof. Dra. Maria Naise Oliveira Peixoto – Membro Interno (UFRJ)

Prof. Dr. Antônio José Teixeira Guerra – Membro Interno (UFRJ)

Rio de Janeiro

Junho de 2006

FICHA CATALOGRÁFICA

GOMES, Roberto Arnaldo Trancoso

Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa. / Roberto Arnaldo Trancoso Gomes. Rio de Janeiro. UFRJ, 2006.

Número de páginas – 102

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro / PPGG, 2006.

1. Modelos de Previsão. 2. Escorregamentos. 3. Corridas de Massa. 4. Sistemas de Informações Geográficas. 5. Modelagem Matemática.

I – UFRJ / PPGG

II – Título (série)

***"Parecia que estava caindo o mundo,
mais tarde soube que de fato tinha
caído o sonho de muita gente".***

(Luiz Carlos da Silva, biscateiro, entrevistado
pelo Jornal do Brasil um dia depois dos deslizamentos, 14/02/96)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a DEUS, por ter me concedido força, sabedoria e persistência para que eu pudesse concluir esta tese.

Ao meu orientador Nelson Ferreira Fernandes por todo apoio e incentivo ao longo deste trabalho e na minha vida acadêmica.

Ao professor Eurípedes do Amaral Vargas Júnior pelas discussões e apoio na orientação deste trabalho.

Ao Julio Macias, pelas informações e dados sobre a corrida do Quitite e Papagaio e também pelas discussões.

Aos meus amigos e amigas de longa data Amanda, Carlinhos, Dedé, Fernanda, Léo, Luciana, Luizão por sempre estarem torcendo por mim.

Aos amigos do NEMPHEs Aline, André (China), Andréa Paula, Ana Cristina, Ana Valéria, Bianca, Edna Lindaura, Filipe, Helder, Hugo, Ivanilson, João Paulo, Laura, Marcela Nascimento, Márcio Cataldi, Margareth, Maria Zaroni, Mário Diamante, Nestor, Ricardo Zaidan, Roberta, Roberta Laureano, Silvio e Tapa pelo constante incentivo, divertimento e ajuda para a conclusão desta tese.

À Simone do Crato e seus pais por sempre torcerem por mim.

À minha querida amiga, de longa data, Carla Santi, pelo todo incentivo, discussões, carinho, apoio e todas as conversas que me ajudaram em muito não só na tese como na minha formação.

As professoras Maira Naise e Telma Mendes e, seus respectivos alunos de laboratório, Alexandre (Truco), Cleber, Eduardo, Shirley, Vinícius e os outros integrantes, pelas conversas e discussões.

À minha amiga Viviane Vieira, por estar sempre torcendo e acompanhando a minha vida acadêmica.

Aos amigos integrantes do LSIE Adriana, Adriana Andrade, Alexandre, Amanda, André Redivo, Bete, Bruno, Gabriel, Jenny, Marcela, Miguel Farinasso, Nicali, Potira, Robson, Saulo, Soraia, Xavier por todas as discussões e incentivo ao meu trabalho.

Aos meus novos amigos Daniel, Fred e Leonardo (Cabelo) pelas discussões, conversas, incentivo e pelo divertimento.

À Verônica Ramos pelas trocas de informação, discussões, conversas que me ajudaram em muito na minha formação e desenvolvimento da tese.

Ao meu amigo Nilton por estar sempre incentivando e disposto a ajudar e discutir sobre todos os assuntos da tese ou não.

Aos colegas de graduação e pós-graduação, que de uma forma ou outra acabaram participando desta tese.

Às secretárias do PPGG, Nildete e Ildione, por se colocarem à disposição para resolver todos os problemas burocráticos.

Ao CNPQ e FAPERJ por concederem a bolsa de estudos ao longo do doutorado.

A minha amiga Nana por estar sempre preocupada com o desenvolvimento da tese.

A dona Marina por estar sempre me incentivando e apoiando.

A seu Tarcísio e dona Maria por estarem sempre preocupados e dispostos a me ajudar.

À minha amiga Jurema por toda sua paciência, carinho, preocupação, apoio e conversas que ajudaram no desenvolvimento da tese, mas também na minha vida pessoal.

Ao grande amigo Éder por suas considerações, discussões, conversas e sabedoria que me ajudaram e ajudam no meu desenvolvimento pessoal e profissional.

Aos meus grandes amigos e “irmãos” Renato Fontes Guimarães e Osmar Abílio de Carvalho Júnior pela sua sabedoria e, por sempre acreditarem no meu potencial, estarem dispostos a sanar minhas dúvidas e serem grandes companheiros tanto profissionalmente como em minha vida pessoal, um muito obrigado por toda essa força e apoio ao longo de todos esses anos.

Ao meu irmão Ricardo, sua esposa Maria José e minha sobrinha Maria por fazerem parte da minha vida, um muito obrigado por tudo nessa vida. E aos meus queridos e amados pais, Arnaldo e Maria Emília, pela paciência, amor, atenção que sempre tiveram comigo.

RESUMO

Os movimentos de massa são fenômenos naturais que ocorrem normalmente ao longo das encostas, principalmente após intensas chuvas e, causam diversos prejuízos financeiros (atingindo rodovias, oleodutos, pontes, entre outros) e também perdas de vida. Dentre os movimentos de massa mais comuns destacam-se os escorregamentos e as corridas de massa produzidas, principalmente, após a ocorrência dos escorregamentos. Desta forma, o objetivo deste trabalho é desenvolver uma metodologia que combine modelos matemáticos de previsão de escorregamentos e de corridas de massa para determinar as áreas mais susceptíveis à ocorrência destes fenômenos. Esta metodologia foi aplicada nas bacias dos rios Quitite e Papagaio, localizadas na vertente oeste do Maciço da Tijuca, no Rio de Janeiro. A metodologia deste trabalho consiste nas seguintes etapas: (a) elaboração e definição do melhor modelo digital de terreno (MDT), (b) localização das áreas mais susceptíveis a escorregamentos usando o modelo SHALSTAB, (c) identificação das trajetórias e deposição das corridas de massa usando uma modelagem empírica, (d) simulação das corridas de massa usando o modelo FLO-2D a partir das cicatrizes e, (e) combinação do modelo SHALSTAB e FLO-2D para determinação das áreas afetadas. Dentre os métodos de interpolação testados para a construção do MDT, o módulo TOPOGRID apresentou o melhor resultado. Os resultados da modelagem empírica demonstraram que as trajetórias das corridas e deposição do material estão de acordo com as áreas afetadas. As simulações usando o modelo FLO-2D, a partir das cicatrizes dos escorregamentos, com diferentes combinações de parâmetros produziram 150 cenários que foram comparados com os eventos de corridas de massa de Fevereiro de 1996. As melhores combinações, destas simulações, apresentaram os seguintes parâmetros: viscosidade (0.092 kPa.s), tensão (0.002 e 0.02 kPa), resistência do fluxo laminar (0) e tempo de simulação dos eventos da corrida (duas horas). Foram feitas também simulações usando o modelo FLO-2D, no qual foram utilizadas as áreas susceptíveis a escorregamentos determinadas pelo SHALSTAB como o início da corrida. A melhor combinação apresentou viscosidade igual a 0.092 kPa.s, tensão de 0.02 kPa, resistência do fluxo laminar de 0 e tempo de simulação de 2 horas. A combinação dos modelos matemáticos, SHALSTAB e FLO-2D, possibilitou a previsão dos eventos de escorregamentos e corridas de massa. Esta metodologia permite obter cenários que auxiliem o poder público no planejamento de ações preventivas e mitigadoras.

ABSTRACT

Mass movements are common phenomena especially during strong rainfall events that take place frequently in the summer season. These phenomena have been causing losses of lives and serious damage to roads, bridges, and properties. Among them, stand out the landslides that many times produce debris flows. The aim of this study is develop a methodology, which combines a model to predict landslides with another one that determines debris flows pathways and depositions. The study area is located in two catchments in Rio de Janeiro city, Quitite and Papagaio, draining side by side the west flank of the Tijuca Massif, with 5 km². The methodology of this work consists in the following steps: (a) elaboration and definition of the best Digital Elevation Model (DEM), (b) location of the landslides prone areas using SHALSTAB model, (c) identification of the debris flows pathways and deposition using empirical model, (d) simulation of the debris flows using FLO-2D model from scars, and (e) combination of the SHALSTAB and FLO-2D model. Among the interpolation methods used in order to build the DEM, TOPOGRID module presented the best results. The empirical model results showed that debris flow pathways and deposition mapped were closely related to the affected areas. Simulations using FLO-2D model, started from landslides scars, with different parameters combination produced 150 scenarios. These scenarios were compared with the debris flow events in February 1996. The best combinations present the following parameters: viscosity (0.092 kPa.s), yield stress (0.002 and 0.02 kPa), laminar flow resistance (0) and time simulation for debris flow event (two hours). Simulations also were made from these two combinations using FLO-2D model, started from the most susceptible landslides prone of the SHASLTAB results (instead of landslide scars). The best result was obtained with viscosity (0.092 kPa.s), yield stress (0.02 kPa), laminar flow resistance (0) and time simulation of the debris flow event (2 hours). The combination of the mathematical models, SHALSTAB and FLO-2D, has proved that can predict both landslides and debris flows events. Such procedure would provide information for public policy and planning.

ÍNDICE

1- INTRODUÇÃO	1
2- CLASSIFICAÇÃO, MODELAGEM E INFLUÊNCIA DA ESCALA CARTOGRÁFICA NOS ESTUDOS DE MOVIMENTOS DE MASSA	7
2.1- <i>Classificação dos Movimentos de Massa</i>	7
2.2- <i>A Modelagem de Previsão</i>	9
2.3- <i>A Importância da Escala de Análise</i>	13
3- ÁREA DE ESTUDO	18
4- MODELO DIGITAL DE TERRENO	23
4.1- <i>Restituição das Fotografias Aéreas</i>	25
4.2- <i>Modelo Digital de Terreno (MDT)</i>	28
5- MODELAGEM DE PREVISÃO DE ESCORREGAMENTOS	32
5.1- <i>Análise de Estabilidade</i>	32
5.2- <i>Modelo SHALSTAB</i>	34
5.3- <i>Obtenção dos Parâmetros para o Modelo SHALSTAB</i>	39
5.4- <i>Validação do Modelo SHALSTAB</i>	40
6- MODELAGEM EMPÍRICA DE PREVISÃO DE CORRIDAS DE MASSA	45
6.1- <i>Definição dos Parâmetros para a Modelagem</i>	46
6.2- <i>Análise das Áreas Modeladas</i>	49
7- MODELAGEM DE SIMULAÇÃO DE CORRIDAS DE MASSA	51
7.1- <i>O Modelo FLO-2D</i>	53
7.2- <i>Teoria e as Equações “Governantes” do Modelo FLO-2D</i>	55
7.3- <i>Simulação a Partir das Cicatrizes dos Escorregamentos</i>	60
7.4- <i>Simulação a Partir do Resultado do SHALSTAB</i>	81
8- CONSIDERAÇÕES FINAIS	86
9- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
ANEXOS	102

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1- Danos causados por movimentos de massa e inundações ocorridos após intensas chuvas e um tremor de terra nas Filipinas em Fevereiro de 2006 (Foto de <http://www.ig.com.br>). 1
- Figura 1.2- Diversas cicatrizes de movimentos de massa localizados ao longo das encostas de Timbé do Sul (1995) demonstrando a importância deste tipo de processo erosivo no recuo paralelo das vertentes. 2
- Figura 1.3- Processo de ocupação de encostas em Juiz de Fora (MG) (A) e Angra dos Reis (RJ) (B). Este tipo ocupação ocorre através de cortes ao longo da encosta aumentando a susceptibilidade de ocorrência dos movimentos de massa. 2
- Figura 1.4- Fotos ilustrativas de escorregamentos e corridas de massa ocorridos no Rio de Janeiro em 1967. Nota-se, inicialmente, a ocorrência do escorregamento na parte superior da encosta e posteriormente, o desenvolvimento da corrida de massa (fotos cedidas pela GEORIO). 3
- Figura 2.1- Esquema demonstrando a ocorrência de uma corrida de massa a partir de um escorregamento translacional. Pode-se verificar em (A) a foto com o escorregamento, na parte superior, e a posterior corrida. Em (B) demonstra-se as etapas do processo do escorregamento para corrida (Fonte: Selby, 1993). 9
- Figura 2.2- Gráfico relacionando as escalas espaciais e temporais nos estudos em geomorfologia (modificado de Kirkby, 1994). 14
- Figura 2.3- Mapa de sombreamento do relevo (*hillshade*) de uma mesma área a partir de MDTs obtidos em diferentes escalas (1:10.000 e 1:50.000). Verifica-se que o nível de detalhamento do relevo diminui devido à escala utilizada (adaptado de Gomes et al., 2005). 17
- Figura 3.1- Localização da área de estudo com o limite das bacias dos rios Quitite e Papagaio demarcado sobre uma foto aérea colorida de 1999. 18
- Figura 3.2- Diversos movimentos de massa que ocorreram em fevereiro de 1996 na área de estudo. Verifica-se que na parte superior da bacia (A, B e C) ocorreram movimentos do tipo escorregamentos e, na parte inferior foi atingida por corridas de massa que mobilizaram grande volume de material

(D, E e F).	19
Figura 3.3- Perfis transversais às bacias dos rios Quitite e Papagaio demonstrando a simetria da bacia do Quitite e a assimetria, na porção média e inferior, da bacia do rio Papagaio (Fonte: Guimarães, 2000).	22
Figura 4.1– A representação matricial na forma de um grid regular (A) define uma superfície tridimensional (B). Cada valor da coordenada xy possui um atributo de altitude (h).	24
Figura 4.2– Mosaico das fotografias utilizadas no mapeamento topográfico e dos movimentos de massa da área de estudo, em que os retângulos em vermelho representam zonas de difícil acesso.	26
Figura 4.3- Mapa topográfico da área de estudo com curvas de nível, hidrografia e pontos cotados.	27
Figura 4.4- Mapa dos movimentos de massa ocorridos em fevereiro de 1996.	27
Figura 4.5- Mapa com os pontos de apoio que servirão para definir qual o melhor método de interpolação.	29
Figura 4.6- Gráfico mostrando a variância dos mínimos quadrados, sendo que o menor valor é o que demonstra a maior aproximação do valor determinado pelos pontos de apoio.	29
Figura 4.7- Modelo digital de terreno com resolução de 2 metros da área de estudo obtido pelo método TOPOGRID.	31
Figura 5.1– Componentes relacionadas a um bloco inclinado, onde q é a declividade, m é a poro-pressão e P é o peso do bloco. O comprimento L pode ser eliminado devido ao modelo considerar o talude como infinito (modificado de Guimarães, 2000).	35
Figura 5.2– Esquema das variáveis usadas no modelo hidrológico de O'Loughlin (1986) em que, a é a área drenada a montante de um comprimento de contorno unitário b e, q é a declividade (modificado de Montgomery & Dietrich, 1994).	37
Figura 5.3- Fluxograma de funcionamento do modelo SHALSTAB (adaptado de Guimarães, 2000).	39
Figura 5.4- Mapa de cicatrizes dos escorregamentos da área estudada.	41

Figura 5.5- Mapa de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos (A) e gráfico de análise do acerto do resultado do modelo de previsão (B).	42
Figura 5.6- Mapa com a melhor combinação dos parâmetros de solo para o modelo SHALSTAB com coesão (A) e gráfico do percentual de acerto do modelo a partir do mínimo de log Q/T em cada cicatriz (B).	43
Figura 5.7- Gráfico de freqüência das classes do modelo SHALSTAB na área de estudo.	44
Figura 6.1- Figura esquemática do ângulo de junção (adaptado de Benda & Cundy, 1990).	46
Figura 6.2- (A) Identificação do ponto mais instável de cada cicatriz; (B) Ponto inicial da corrida de massa; (C) Caminhos percorridos pelas corridas para cada escorregamento.	47
Figura 6.3- Fluxograma de funcionamento da modelagem de deposição das corridas de massa (adaptado de Benda & Cundy, 1990).	48
Figura 6.4- Mapa das áreas de deposição das corridas de massa modeladas em vermelho. Verifica-se que as maiores áreas de deposição encontram-se a jusante da bacia, a oeste, onde se encontra a região mais plana de toda a área de estudo.	50
Figura 7.1- A classificação dos fluxos de sedimentos hiperconcentrados (modificado de O'Brien & Julien, 2000).	52
Figura 7.2- A tensão cisalhante como função da taxa de cisalhamento para modelos de deformação fluida (modificado de O'Brien & Julien, 2000).	54
Figura 7.3- Esquema demonstrando as funções S_{fx} e S_{ox} .	56
Figura 7.4- Esquema demonstrando como foi calculado cada volume em cada cicatriz em que, neste caso o volume total seria de 1500 m ³ .	60
Figura 7.5- Determinação do <i>pixel</i> onde ocorre a passagem (em amarelo) de todo material escorregado pela cicatriz assinalada no <i>grid</i> da área.	61
Figura 7.6 – Valores de viscosidade e tensão do escoamento utilizados na modelagem de simulação da corrida.	62
Figura 7.7- Mapa da área percorrida pelas corridas de massa em 1996.	63
Figura 7.8- Mapa com os pontos de verificação com as medições de altura da corrida feita pela GEORIO (1996).	64
Figura 7.9- Gráfico de área total atingida pelas corridas de massa simuladas	

(no eixo Y). Em que, foram utilizados diferentes valores de tensão do escoamento (conforme demonstrado pelas diferentes linhas na legenda) e a viscosidade do material (eixo X). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_01 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.01 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.0002 kPa a representação na legenda foi T0_0002. 66

Figura 7.10- Gráfico demonstrando a velocidade máxima atingida pelas corridas de massa para os diferentes valores de tensão de escoamento e viscosidade. Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_05 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.05 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.002 kPa a representação na legenda foi T0_002. 67

Figura 7.11- Gráfico de pico máximo de altura atingida pela corrida sobre o relevo (altura máxima da frente de corrida) com diferentes valores de tensão de escoamento e viscosidade. Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc5_ significa que o valor de viscosidade é igual a 5 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 2 kPa a representação na legenda foi T2. 68

Figura 7.12- Gráfico de área total (m^2) com os valores intermediários de viscosidade e valor de viscosidade com comportamento parecido ao da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_0829 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.0829 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.02 kPa a representação na legenda foi T0_02. 70

Figura 7.13- Velocidade máxima (m/s) atingida pelas corridas com os valores intermediários e o valor de viscosidade próximo ao comportamento da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_165 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.165 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.2

- kPa a representação na legenda foi T0_2. 71
- Figura 7.14- Gráfico de espessura máxima (m) atingida pela corrida com os valores intermediários e o valor de viscosidade próximo ao comportamento da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_571 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.571 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0. 2 kPa a representação na legenda foi T0_2. 72
- Figura 7.15- Gráficos de espessura máxima atingida pela corrida (m) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa. 74
- Figura 7.16- Gráficos de velocidade máxima atingida pela corrida (m/s) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa. 75
- Figura 7.17- Gráficos de área total atingida pela corrida (m²) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa. 76
- Figura 7.18- Gráficos de espessura máxima atingida pela corrida (m) em A, velocidade máxima (m/s) (B) e área total atingida (m²) (C). Em todos estes 3 gráficos o resultado é em função do tempo (eixo X) e para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). 78
- Figura 7.19- Gráfico dos valores obtidos pelo método de mínimos quadrados a partir dos pontos observados da GEORIO (1996). Os termos no eixo Y significam os valores de viscosidade, tensão do escoamento, K e tempo de duração de simulação da corrida. Em que, o termo V179T0002K100T2 significa que a simulação utilizou uma viscosidade de 1.79 kPa.s, tensão do escoamento de 0.002 kPa, coeficiente de resistência

- ao fluxo laminar igual a 100 e tempo de duração de 2 horas. 79
- Figura 7.20- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas. 80
- Figura 7.21- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.02 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas. 81
- Figura 7.22- Esquema demonstrativo de como foi feito a delimitação da área definida pelo SHALSTAB, que será adotada como a quantidade de volume de entrada no FLO-2D. 82
- Figura 7.23- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com os resultados do SHALSTAB com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas. 83
- Figura 7.24- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com os resultados do SHALSTAB com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.02 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas. 84
- Figura 7.25- Gráfico do resultado de mínimos quadrados em relação aos pontos verificados em campo pela GEORIO (1996), em relação à espessura máxima atingida pela corrida. 85

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1- Parâmetros de propriedades dos solos usados nos dois modelos de susceptibilidade utilizados no trabalho (Fonte: Guimarães et al., 2003).	40
Tabela 7.1- Simulações que mais se aproximaram à área mapeada com seus respectivos valores de viscosidade, tensão de escoamento, K e tempo.	77
Tabela 7.2- Simulações a partir do resultado do SHALSTAB em que, a área total mapeada foi de 731539 m ² .	84

1- INTRODUÇÃO

Os desastres naturais constituem hoje uns dos grandes problemas sócio-econômicos mundiais. Dentre os fenômenos que mais se destacam, podemos citar os terremotos, inundações e movimentos de massa (Figura 1.1). Estes fenômenos são objeto de interesse de grande parte de pesquisadores e planejadores e/ou administradores públicos, pois podem atingir áreas com importantes infra-estruturas para um país, como por exemplo: oleodutos, gasodutos, aquedutos, estradas, linhas de transmissão, além de complexos industriais e centros urbanos, tendo como consequência mais grave a perda de vidas humanas.



Figura 1.1- Danos causados por movimentos de massa e inundações ocorridos após intensas chuvas e um tremor de terra nas Filipinas em Fevereiro de 2006 (Foto de <http://www.ig.com.br>).

De acordo com a ONU (1993), um dos fenômenos que mais causam prejuízos financeiros e mortes no mundo são os movimentos de massa. Estes fenômenos naturais são importantes processos de modelamento do relevo e têm sua ocorrência ligada às encostas (Figura 1.2). Nas cidades estes assumem, em geral, proporções catastróficas, uma vez que são feitas diversas modificações na paisagem natural que acabam se relacionando com os fatores naturais propiciando a deflagração dos movimentos de massa (Brunsdén & Prior, 1984; Silva Filho, 1992; Montgomery, 1994; Fernandes & Amaral, 1996; Larsen & Torres-Sánchez, 1998; Zerkal & Zerkal, 2004).

O Brasil, devido às condições climáticas e grandes maciços montanhosos ao longo do seu litoral, está muito susceptível a ocorrência dos movimentos de massa. Além da frequência elevada devido às condições naturais, ocorre também

um grande número de acidentes associados à atuação antrópica nas vertentes. Dentre as ações antrópicas que mais preocupam, no Brasil, destaca-se a ocupação irregular das encostas por favelas, que acabam fazendo cortes nos taludes e desmatamentos, propiciando uma maior susceptibilidade à ocorrência dos movimentos de massa (Figura 1.3).



Figura 1.2- Diversas cicatrizes de movimentos de massa localizados ao longo das encostas de Timbé do Sul (1995) demonstrando a importância deste tipo de processo erosivo no recuo paralelo das vertentes.



Figura 1.3- Processo de ocupação de encostas em Juiz de Fora (MG) (A) e Angra dos Reis (RJ) (B). Este tipo ocupação ocorre através de cortes ao longo da encosta aumentando a susceptibilidade de ocorrência dos movimentos de massa.

Além disso, devido aos diversos tipos de movimentos de massa, há uma grande dificuldade de se diagnosticar corretamente qual o tipo de movimento que ocorreu em um determinado lugar, pois diversas vezes estes se confundem, dificultando ainda mais o entendimento dos mecanismos que influenciaram na sua detonação. Como exemplo, pode-se citar os movimentos de massa do tipo escorregamentos e as corridas de massa. Muitas vezes estes fenômenos encontram-se associados, pois o início da corrida está vinculado à ocorrência de um escorregamento anterior (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1991; Selby, 1993) (Figura 1.4). Estes movimentos são, de acordo com Amaral (1996) e Borga et al., (1998), os mais freqüentes na paisagem. Deste modo, torna-se essencial não apenas a predição dos escorregamentos, que está muito vinculada à ocorrência nas encostas, mas também a previsão do alcance e depósito das corridas de massa. Isto é importante porque as corridas, diferentemente dos escorregamentos, acabam por atingir áreas de baixo declive e, conseqüentemente, caracterizados muitas vezes como de baixo risco à ocorrência de movimentos de massa em mapas de predição de risco.



Figura 1.4- Fotos ilustrativas de escorregamentos e corridas de massa ocorridos no Rio de Janeiro em 1967. Nota-se, inicialmente, a ocorrência do escorregamento na parte superior da encosta e posteriormente, o desenvolvimento da corrida de massa (fotos cedidas pela GEORIO).

Uma variedade de metodologias tem sido desenvolvidas na análise de predição destes tipos de movimentos de massa, tais como: as baseadas em análise de inventários de cicatrizes e depósitos para delinear as áreas críticas à ocorrência de movimentos de massa em que, a sua distribuição no campo sugere futuros padrões de instabilidade no relevo (Wieczorek, 1984; DeGraff, 1985; Amaral, 1996; entre outros); as baseadas em análises estatísticas de correlação entre certos atributos morfológicos e de uso do solo em áreas onde ocorreram movimentos de massa (Carrara, 1983; Carrara et al., 1991; Gao, 1993; Larsen & Torres-Sánchez, 1998; Gorsevski et al., 2000; entre outros); as metodologias que confeccionam mapas de risco a partir da combinação de diversos tipos de planos de informação (por exemplo, geologia, vegetação, uso do solo, declividade) em que, são dados “pesos” e/ou “notas” para cada atributo (plano de informação), identificando o seu grau de importância para o movimento de massa (Seeley & West, 1990; Xavier da Silva et al., 1996; Moreira, 1999; entre outros); e as metodologias baseadas em modelos determinísticos de previsão que levam em consideração a geometria da encosta para determinar a razão da estabilidade da encosta, através de procedimentos que utilizam a modelagem matemática a partir de processos e leis físicas naturais (Montgomery et al., 1991; Dietrich et al., 1992; Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Pack et al., 1998; Iverson, 2000).

O uso de modelos está vinculado à própria utilização do método científico como processo que emprega experiências prévias como base para a predição do estado futuro de qualquer sistema físico (Christofoletti, 1999). Os modelos tentam simular ou representar de forma simplificada o processo ou fenômeno de determinado ambiente e a partir disso, tentar prevê-los. Por intermédio da modelagem podemos testar idéias, hipóteses, realizar estudos de predição. Modelos são usados para descrever, explorar e analisar como um sistema trabalha. Segundo Harvey (1969), um modelo é um mecanismo para representar o que nós pensamos a respeito de uma estrutura ou como ela deve ser, com maior ou menor grau de simplificação.

Mais recentemente, o uso de modelos matemáticos em bases físicas ou em processos vêm crescendo por permitir, entre outras coisas, que hipóteses bem específicas possam ser testadas (Fernandes, 1996). Estes modelos estão

baseados nas leis inerentes da natureza em que tentam representar os mecanismos naturais através de equações matemáticas.

No entanto, os processos controladores dos movimentos de massa estão distribuídos espacialmente. As metodologias de previsão, para se tornarem úteis aos administradores e autoridades públicas, têm a necessidade de se apresentar na forma de mapas, para que seja compreensiva a localização das áreas mais críticas à ocorrência dos movimentos de massa. A disponibilidade destes mapas possibilitará a elaboração de planos de evacuação e a definição de zonas de perigo que irão ajudar em um planejamento regional.

Deste modo, para se entender os processos controladores dos movimentos de massa e designar apropriadamente estratégias de uso do solo, torna-se necessário avaliar a estabilidade das encostas e definir o alcance dos depósitos das corridas de massa. A partir disso, a utilização de modelos matemáticos integrados a um Sistema de Informação Geográfico (SIG) torna-se essencial, uma vez que o SIG possibilita trabalhar as variáveis espacialmente e em diferentes escalas, e em diversas encostas ao mesmo tempo (Wu & Sidle, 1995; Christofolletti, 1999).

Neste contexto, o objetivo geral deste trabalho é de desenvolver uma metodologia que combine modelos matemáticos de predição de escorregamentos e de corridas de massa para determinar na paisagem as áreas mais susceptíveis à ocorrência destes fenômenos. Deste modo, os objetivos específicos a serem alcançados neste trabalho, são:

- analisar o melhor método de interpolação de modelo digital de terreno (MDT) da área a ser estudada, para posterior elaboração de mapas morfométricos que serão essenciais na modelagem de previsão;
- identificar as áreas susceptíveis a escorregamentos através de um modelo matemático de previsão;
- identificar as áreas mais propícias à deposição das corridas de massa a partir da modelagem empírica, acoplada ao modelo de previsão de escorregamentos;
- fazer uma retro-análise das corridas de massa ocorridas na área de estudo a partir da modelagem de simulação;
- acoplar o modelo de simulação de corridas de massa ao modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos;

Esta metodologia poderá ser aplicada por órgãos públicos competentes para designar apropriadamente estratégias de uso do solo e também, no desenvolvimento de um planejamento regional consistente que poderá auxiliar em planos de evacuação de áreas de alto risco.

A partir do que foi exposto, no capítulo 2 será feita uma revisão teórica onde serão abordadas questões sobre a terminologia usada no trabalho tanto no que diz respeito aos movimentos de massa, questões sobre a modelagem de previsão e também, a escala de análise. Já no capítulo 3, será feita a caracterização da área de estudo. No capítulo 4 será abordado a questão sobre a elaboração do modelo digital de terreno (MDT). No capítulo 5 será feita a análise da modelagem de previsão de escorregamentos. No capítulo 6 será abordada a questão da modelagem empírica de previsão de corridas de massa e no capítulo 7, a modelagem de simulação de corridas. E por fim, no capítulo 8 serão feitas as considerações finais do trabalho.

2- CLASSIFICAÇÃO, MODELAGEM E A INFLUÊNCIA DA ESCALA CARTOGRÁFICA NOS ESTUDOS DE MOVIMENTOS DE MASSA

No Brasil, os estudos de movimentos de massa tiveram um grande impulso a partir, principalmente, do final da década de 60, através dos estudos de Meis & Silva (1968), Barata (1969) e Costa Nunes (1969), os quais estavam relacionados com as fortes chuvas que atingiram a cidade do Rio de Janeiro nos anos de 1966 e 1967.

Entretanto, estudos anteriores já tentavam chamar a atenção para este tipo de fenômeno. Exemplo disso, é o trabalho escrito em 1886 por Branner (*apud* Silva Filho, 1992), o qual já chamava a atenção da atuação antrópica em inúmeros movimentos de massa, principalmente a partir das modificações nos taludes naturais através de cortes das estradas.

Os diferentes tipos de movimentos de massa refletem as condições ambientais locais, onde podem variar a natureza e a distribuição dos materiais, a declividade da vertente, a área de contribuição, a forma da encosta e a intensidade e distribuição das precipitações.

2.1- Classificação dos Movimentos de Massa

Para o entendimento dos processos e mecanismos que detonam os movimentos de massa e o posterior desenvolvimento de modelos de previsão, é de fundamental importância classificá-los, porque dessa forma é possível relacionar sua tipologia com os processos e mecanismos, o que servirá de base teórica para o desenvolvimento de modelos de previsão (Augusto Filho & Virgili, 1998).

Os movimentos de massa são de diversos tipos e podem ser classificados de várias maneiras porque envolvem uma grande variedade de materiais, processos e fatores condicionantes (Fernandes & Amaral, 1996). De acordo com Selby (1993), as classificações seguem normalmente critérios de diferenciação a partir: do tipo de material mobilizado, da velocidade e o mecanismo do movimento, do modo de deformação, da geometria da massa movimentada e do conteúdo de água. Dentre as classificações mais utilizadas no Brasil, e que será adotada neste trabalho, destaca-se a desenvolvida por Guidicini & Nieble (1984) que define os movimentos de massa como: escoamentos (rastejos e corridas),

escorregamentos (translacionais e rotacionais), subsidências e movimentos complexos.

Amaral (1996) e Borga et al. (1998) destacam que os escorregamentos e as corridas de massa são os movimentos de massa mais comuns na paisagem. De acordo com Amaral (1997), os escorregamentos translacionais são responsáveis por cerca de 38% de todos os processos ocorridos entre 1962 e 1992 na cidade do Rio de Janeiro.

Os escorregamentos translacionais são caracterizados por possuírem um plano de ruptura abrupto, bem definido, planar, e por ser um movimento de curta duração (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1991). Estes movimentos são detonados durante chuvas intensas quando são produzidas poro-pressões elevadas no contato entre o manto de intemperismo e uma linha de impermeabilidade no solo e, conseqüentemente, diminuição do fator de segurança devido à saturação do solo. A poro-pressão positiva da água no plano de ruptura altera a estabilidade da encosta reduzindo a tensão cisalhante do solo e a tensão normal. A ruptura ou instabilização de uma encosta vai depender da quebra do equilíbrio entre as forças estabilizadoras e desestabilizadoras.

Já as corridas de massa são caracterizadas por movimentos rápidos nos quais os materiais se comportam como fluídos altamente viscosos (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1991). Estes movimentos geram um expressivo volume de material mobilizado (inclusive grandes blocos de rochas) em um curto período de tempo, alcançando grandes distâncias, velocidade e alta capacidade de transporte (Gramani & Augusto Filho, 2004).

As corridas ocorrem, em geral, em locais onde há uma abundância de material facilmente mobilizável através da adição de água. Estas condições são comumente encontradas em encostas, especialmente nas porções côncavas do relevo (Selby, 1993). A origem das corridas está vinculada a diversos processos, como por exemplo, a mobilização de rochas e a concentração de escorregamentos, processo este considerado por Costa (1984) e Borga et al. (1998), como o mais comum para a detonação das corridas (Figura 2.1).

Além disso, as corridas têm um caráter destrutivo muito grande devido ao alto impacto do seu fluxo e ao seu poder de atingir áreas de menor declividade, que são consideradas normalmente de baixo risco.

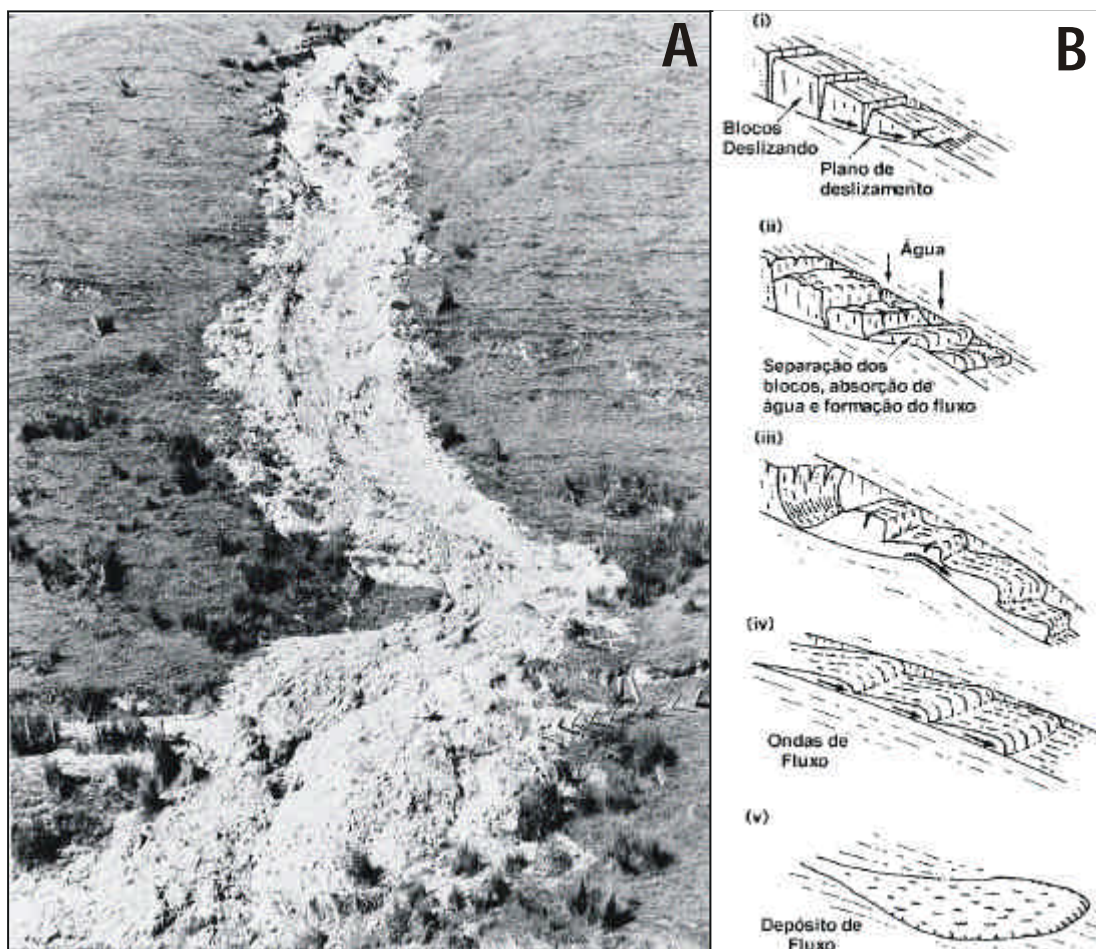


Figura 2.1- Esquema demonstrando a ocorrência de uma corrida de massa a partir de um escorregamento translacional. Pode-se verificar em (A) a foto com o escorregamento, na parte superior, e a posterior corrida. Em (B) demonstra-se as etapas do processo do escorregamento para corrida (Fonte: Selby, 1993).

2.2- A Modelagem de Previsão

Os modelos são uma estrutura simplificada da realidade que apresenta feições ou relações supostamente significativas, ou seja, numa forma generalizada constituem aproximações altamente subjetivas por não incluírem todas as observações ou medidas associadas, resultado da “reação tradicional” do homem de simplificar a complexidade do mundo ao seu redor. Contudo, são valiosos por eliminar detalhes acidentais, preservando os aspectos fundamentais da realidade, embora esta seletividade implique vários graus de probabilidades e condições nas quais eles podem ser aplicados (Haggett & Chorley, 1967).

O uso de modelos vem se destacando no meio científico porque possibilita a elaboração de hipóteses e a realização de estudos de predição, sendo

utilizados para descrever, explorar e analisar como um sistema trabalha (Harvey, 1969).

Estes modelos que procuram retratar um fenômeno apresentam quase sempre limitações e simplificações efetuadas no processo de modelagem, já que todo modelo representa uma simplificação da nossa percepção do mundo real, apresentando, portanto as deficiências inerentes à impossibilidade de reproduzir todo o comportamento da natureza nos mínimos detalhes.

As principais funções dos modelos estão contidas na criação de respostas imediatas para tomada de decisões, na simulação de possíveis cenários de mudanças ambientais, na ligação entre mensurações de processos atuais com a evolução das formas e na sua aplicabilidade em todas as escalas (Fernandes, 1996; Christofolletti, 1999).

Os modelos podem assumir a formulação qualitativa ou quantitativa, expressa em termos lógicos ou matemáticos, e referem-se aos objetivos descritivos ou declarativos. A significância envolve-se também com o diagnóstico e com a previsão, sendo básica aos procedimentos de simulação (Christofolletti, 1999).

De acordo com Montgomery & Dietrich (1994) e Fernandes et al., (2001), os principais procedimentos utilizados na modelagem de previsão de movimentos de massa podem ser divididos em 4 (quatro) grandes grupos: a) análises a partir da distribuição dos movimentos de massa no campo; b) análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos; c) modelos com bases estatísticas; d) modelos matemáticos.

As análises a partir da distribuição dos movimentos de massa no campo definem que a distribuição das cicatrizes e depósitos pretéritos ou recentes, ou mesmo atuais, podem controlar futuros padrões de distribuição de instabilidade de encostas e conseqüente desenvolvimento de corridas (Wieczorek, 1984; Amaral, 1996). Tais metodologias utilizam-se de mapas que refletem a densidade dos movimentos de massa no campo (mapas feitos a partir de inventários de movimentos de massa), seja para um único evento ou para uma série temporal (Campbell, 1973; Wright et al., 1974; Wieczorek, 1984; Amaral, 1996). Entretanto, as informações geradas por este tipo de metodologia se limitam às áreas onde ocorreram os movimentos de massa que foram catalogados.

Já as análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos utilizam-se da combinação de diversos mapas (planos de informação), como por exemplo, geomorfológicos e geológicos, em que, são dadas “notas” ou “pesos” aos diversos planos, a partir da experiência do especialista (Brunsden et al., 1975; De Graff & Romesburg, 1984; DeGraff, 1985; Seeley & West, 1990; GEORIO, 1991; Rogers & Sitar, 1994; Shaw & Johnson, 1995; Barroso & Barroso, 1996; Mendonça et al., 1996; Xavier-da-Silva et al., 1996; Lara et al., 1997; Alves & Barroso, 1999). Tal procedimento encontra diversas dificuldades e limitações devido à enorme subjetividade utilizada na metodologia de atribuição de “notas”, ficando a cargo do operador a definição da importância relativa de cada plano de informação (van Westen, 1993; Leroi, 1997; van Westen, 2004).

Modelos em bases estatísticas utilizam o princípio da existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes e a distribuição dos movimentos de massa, ou seja, os fatores que causaram a ocorrência de um movimento de massa num certo local no passado serão os mesmos que gerarão futuros movimentos de massa (Carrara, 1983; Carrara et al., 1991; Juang et al., 1992; Gao, 1993; Davis & Keller, 1997; Binaghi et al., 1998; Guimarães et al., 1998; Larsen & Torres-Sanchez, 1998; Guzzetti et al., 1999; Lee et al., 2002; Gorsevski et al., 2003; Süzen & Doyuran, 2004; van Westen et al., 2003; Gomes et al., 2005). Na sua grande maioria, estes modelos utilizam-se de análises estatísticas de correlação entre as áreas que ocorreram movimentos de massa e certos atributos da paisagem, de modo a identificar no relevo as áreas mais propícias a movimentos de massa.

Dentro desta linha, diversas publicações vêm utilizando a lógica *fuzzy* em ambiente de sistema de informação geográfico (SIG) para mapeamento de perigo a movimentos de massa (Juang et al., 1992; Davis & Keller, 1997; Binaghi et al., 1998; Gorsevski et al., 2003). Além disso, análises estatísticas bivariadas vêm sendo desenvolvidas a partir da modelagem de evidência para a previsão (Lee et al., 2002; Süzen & Doyuran, 2004; Van Westen et al., 2003).

Devido a esta popularização dos métodos estatísticos na modelagem de previsão de movimentos de massa, também vêm sendo desenvolvidos métodos a partir de regressão lógica e rede neural. A regressão lógica relaciona as variáveis preditas (fatores topográficos, uso do solo, tipos de solos, etc) para a presença ou ausência dos movimentos de massa e usa relações para produzir os mapas de

probabilidade de futuros movimentos (Chung et al., 1995; Atkinson & Massari, 1998; Rowbotham & Dudycha, 1998; Dai et al., 2001; Ohlmacher & Davis, 2003; Dai & Lee, 2003; Santacana et al., 2003). Já as redes neurais oferecem mecanismos computacionais que são capazes de adquirir, representar e computar o mapeamento a partir de um espaço multivariado de informação para outros espaços, a partir de um exaustivo treinamento da rede (Lu & Rosenbaum, 2003).

No entanto, de acordo com van Westen (2004), o uso de métodos estatísticos têm certos inconvenientes. Um deles é a tendência de simplificar os fatores que condicionam os movimentos de massa. Outro problema é relacionado à generalização, assumindo que os movimentos de massa acontecem sob combinações similares de fatores dentro de uma mesma área. E o terceiro problema está relacionado ao fato de cada tipo de movimento de massa poder ter um fator condicionante específico determinante. Além disso, os modelos estatísticos geralmente ignoram os aspectos temporais dos movimentos de massa e também não são capazes de prever o impacto das mudanças das condições que os controlam (como por exemplo, flutuações do nível d'água, ou mudanças no uso do solo).

A partir disso, vem crescendo o desenvolvimento de metodologias de predição de movimentos de massa através de modelos matemáticos. Estes modelos procuram reproduzir os sistemas ambientais a partir de equações matemáticas que buscam descrever o comportamento dos processos que estão influenciando um fenômeno. Estes sistemas ambientais representam entidades organizadas na superfície terrestre, de modo que a espacialidade se torna uma das suas características inerentes. A organização desses sistemas vincula-se com a estruturação e funcionamento de seus elementos, assim como resulta da dinâmica evolutiva (Christofolletti, 1999). Como a espacialidade é característica inerente aos sistemas ambientais, obviamente ressalta a significância dos sistemas de informações geográficos para os procedimentos da modelagem.

Uma característica marcante na modelagem dos sistemas ambientais foi o desenvolvimento ocorrido nas duas últimas décadas integrando a abrangência dos modelos digitais de terreno, a modelagem dos processos hidrológicos e os SIG na predição dos movimentos de massa.

Os modelos matemáticos de previsão podem ser divididos em dois tipos: estocásticos e determinísticos. Os modelos matemáticos estocásticos se caracterizam por expressões que envolvem variáveis, parâmetros e constantes matemáticas, juntamente com um ou mais componentes aleatórios (Chorley & Haggett, 1975). Já os modelos determinísticos são baseados nas noções matemáticas de relações exatas, de causa e efeito, e consistem num conjunto de afirmações matemáticas exatamente especificadas, a partir das quais conseqüências únicas podem ser deduzidas (Chorley & Haggett, 1975). O resultado será sempre um valor numérico.

Os modelos matemáticos determinísticos desenvolvidos em bases físicas ou em processos vêm crescendo por permitir que teorias bem específicas possam ser testadas em vários níveis de escala de análise. Estes modelos levam em consideração a organização dos sistemas ambientais, ou seja, como estão organizados os processos e elementos integrantes do fenômeno estudado na superfície terrestre. Dentro desta linha de análise, os modelos matemáticos que utilizam equações de análise de estabilidade das encostas em conjunto com modelos hidrológicos vêm obtendo resultados excelentes na previsão dos movimentos de massa (Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Pack et al., 1998; van Asch et al., 1999; Terlien et al., 1995; Iverson, 2000; Gritzner et al., 2001; Baum et al., 2002; Chen & Lee, 2003; Savage et al., 2003; van Beek & van Asch, 2003).

2.3- A Importância da Escala de Análise

Um dos maiores problemas existentes ao se definir os fenômenos como sistemas está em identificar os elementos, seus atributos e suas relações. Isto ocorre devido à organização do sistema ser constituída pelos elementos e suas relações, sendo o elemento a unidade básica do sistema. Entretanto, deve-se ter cuidado quando se caracterizam os elementos devido ao problema da escala de análise. Por exemplo, a vertente é um elemento do sistema bacia de drenagem, mas pode por si só ser um sistema (Christofolleti, 1999).

Deste modo, quando estiver sendo estudado um fenômeno deve-se ter cuidado quanto à resolução observada ou considerada devido à questão da escala, que é considerada como uma transformação geométrica de aplicação nas

informações geográficas, representando uma fração que indica a relação existente entre as medidas de aproximação do real.

Entretanto, existem diferentes tipos de escalas, como por exemplo, as cartográficas e as temporais. Forman & Gordon (1986) destacaram a diferenciação das escalas temporais e espaciais na ocorrência dos diferentes fenômenos naturais.

Já Summerfield (1991) e Kirkby (1994), destacavam a importância da discussão sobre o problema da escala de análise. Neste sentido, Kirkby (1994), propõe que as escalas espaciais e temporais tenham uma relação direta, ou seja, quanto maior a escala temporal de análise, maior deverá ser a escala espacial (que neste sentido estaria sendo relacionada com a área espacial a ser abrangida, conforme pode ser visto na Figura 2.2). De acordo com Kirkby (1994), os diferentes tipos de estudos estariam vinculados aos diferentes tipos de escalas, onde escalas temporais grandes deverão ser estudadas também em áreas de grandes dimensões, e estariam mais ligadas aos estudos de placas tectônicas. Já escalas temporais pequenas devem ser estudadas em áreas menores (escala espacial pequena) e estariam mais ligadas a estudos de bacias de drenagem. Estes estudos em pequenas escalas estariam mais vinculados aos estudos de processos.

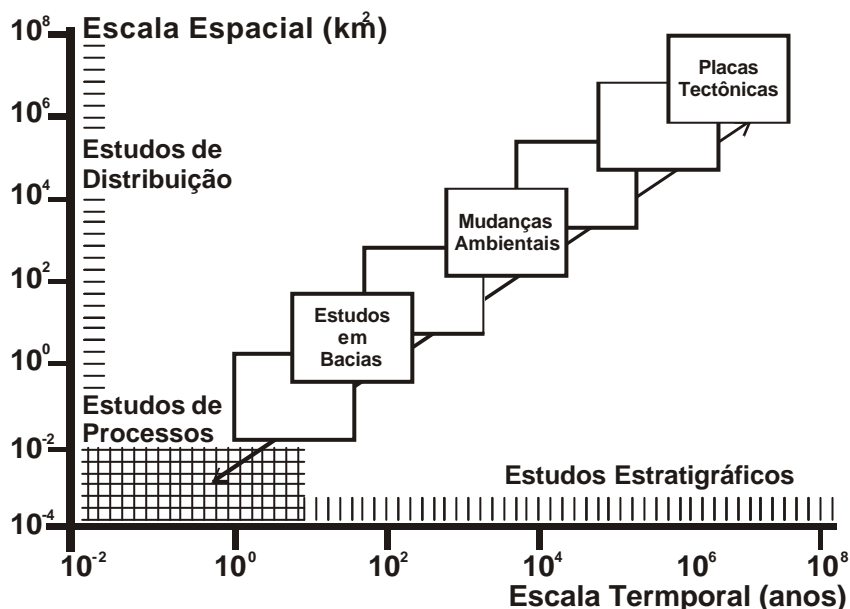


Figura 2.2- Gráfico relacionando as escalas espaciais e temporais nos estudos em geomorfologia (modificado de Kirkby, 1994).

Summerfield (1991) propõe uma hierarquia de análise que se deve adotar nos estudos geomorfológicos, na qual divide as escalas em micro, meso, macro e mega. A micro escala estaria relacionada com escalas de curto período de tempo (em torno de 10 anos) ditas mais estacionárias (*steady time*), já a meso escala estaria relacionada com escalas de tempo dinâmicas (em torno de 1000 anos) e, por último, as escalas macro e mega estariam relacionadas com escalas de tempo cíclicas (na ordem de milhões de anos). Estas últimas escalas se diferenciam basicamente no mecanismo genético predominante que estaria regendo o processo de evolução nas encostas em que, na escala espacial mega o mecanismo seria basicamente endogenético e na escala macro, o mecanismo estaria dividido entre processos exogenéticos e endogenéticos. Já nas escalas micro e meso o mecanismo predominante seria exogenético.

Sendo assim, verifica-se que a escala espacial deve ser sempre tratada como um problema metodológico fundamental na análise do fenômeno a ser estudado. Conforme destacou Lacoste (1988), as diferenças de tamanho de superfície implicam em diferenças quantitativas e qualitativas dos fenômenos, já que a realidade torna-se diferente de acordo com a escala.

A escala de trabalho selecionada pode prosseguir, em teoria, até o infinito dos pontos de vista possíveis sobre uma realidade percebida. No entanto, o resultado do recorte realizado será função do nível de percepção empregado, podendo-se definir a escala como sendo, fundamentalmente, um problema operacional (Castro, 1995).

Deste modo, conforme descrito por Xavier-da-Silva (1988), os ambientes ditos naturais são conjuntos perceptíveis da realidade que nos cerca, os quais consideramos, para fins práticos de aquisição de conhecimentos, como estruturados pelo jogo de forças registráveis como atuantes no Planeta. Pode-se tentar organizar a investigação desse “ambiente natural” segundo tratamentos dos dados dispostos por ordens de grandeza, tais como macro, meso e micro escala. Um fenômeno de re-hierarquização de sistemas fluviais pelo desenvolvimento de voçorocas conectadas à rede de drenagem, por exemplo, estaria compreendido no quadro de evolução regional do relevo terrestre (macro-escala), sendo um evento contido na unidade de bacias de drenagem (meso-escala), e de ocorrência local (micro-escala).

Os processos atuantes nas diferentes escalas mencionadas representam integrações de diversificados e numerosos arranjos de forças ambientais, as quais, para serem corretamente identificadas, analisadas e classificadas, requerem o uso extensivo de registros de campo, ou seja, a utilização da abordagem empírica (Silva, 2002).

De acordo com Zhang & Montgomery (1994), por exemplo, os resultados obtidos em modelagem apresentam consideráveis diferenças devido às diferentes resoluções adotadas para discretização do relevo (Figura 2.3). Isto pode ser verificado no trabalho de Dietrich et al. (2001) e Gomes et al. (2005), os quais demonstram diferentes níveis de resoluções adotadas para uma mesma área em que, quanto menor a resolução, maior a suavidade do terreno e menor a convergência topográfica, conseqüentemente menor a discretização das encostas (Figura 2.3). Isto acaba dificultando as análises de modelagem de previsão, pois como o relevo é pouco discretizado em escalas cartográficas pequenas, certos processos importantes na modelagem poderão ser desprezados. Esta suavidade do terreno se dá pelas diferentes escalas utilizadas, pois quanto maior a escala cartográfica maior o nível de detalhamento poderá ser extraído.

Zhang & Montgomery (1994) destacam que MDT com resoluções menores do que 30 metros não conseguem mais discretizar o relevo de forma que seja possível sua utilização na previsão de movimentos de massa. De acordo com Gomes et al. (2005), em estudos de previsão de escorregamentos a escala máxima a ser adotada deve ser a de 1:50.000, pois escalas menores não conseguem mais visualizar as porções do relevo necessárias para o desenvolvimento destes fenômenos.

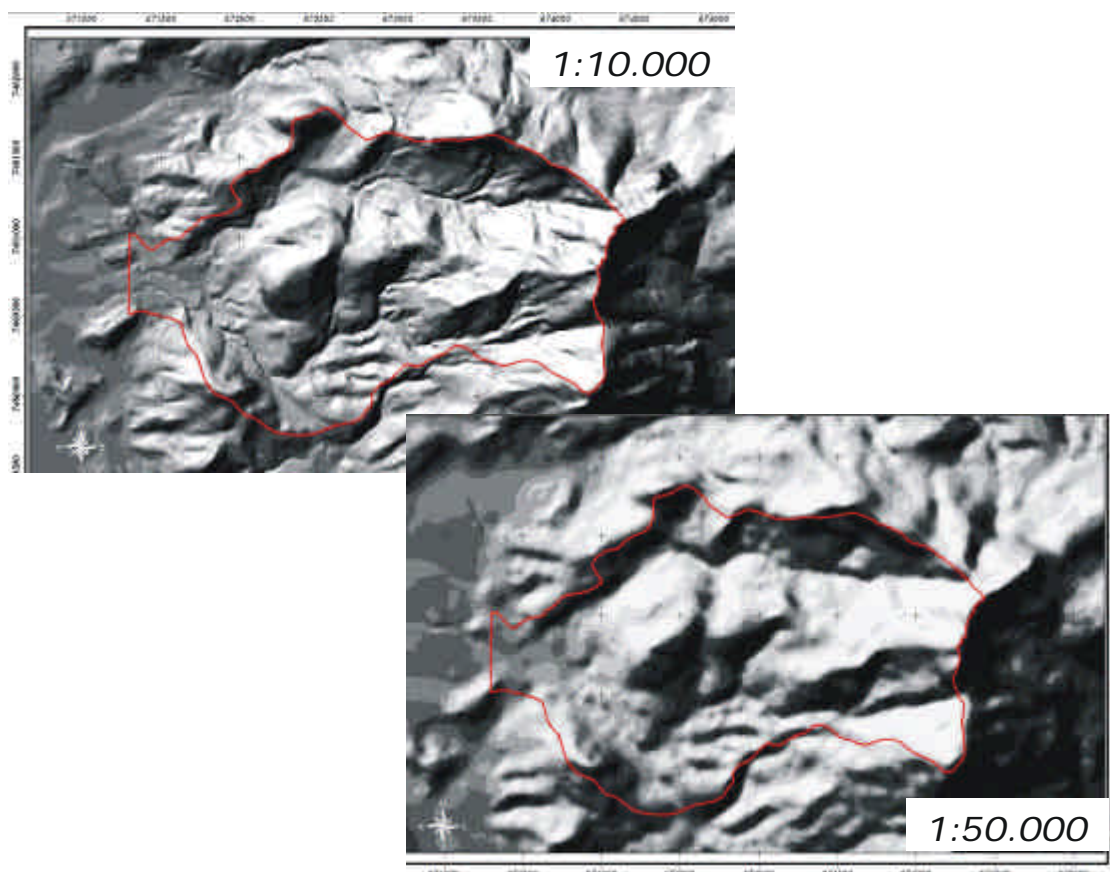


Figura 2.3- Mapa de sombreamento do relevo (*hillshade*) de uma mesma área a partir de MDTs obtidos em diferentes escalas (1:10.000 e 1:50.000). Verifica-se que o nível de detalhamento do relevo diminui devido à escala utilizada (adaptado de Gomes et al., 2005).

3- ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na vertente oeste do Maciço da Tijuca, englobando as bacias dos rios Quitite e Papagaio, no bairro de Jacarepaguá, na cidade do Rio de Janeiro, abrangendo uma área em torno de 5 km² (Figura 3.1).

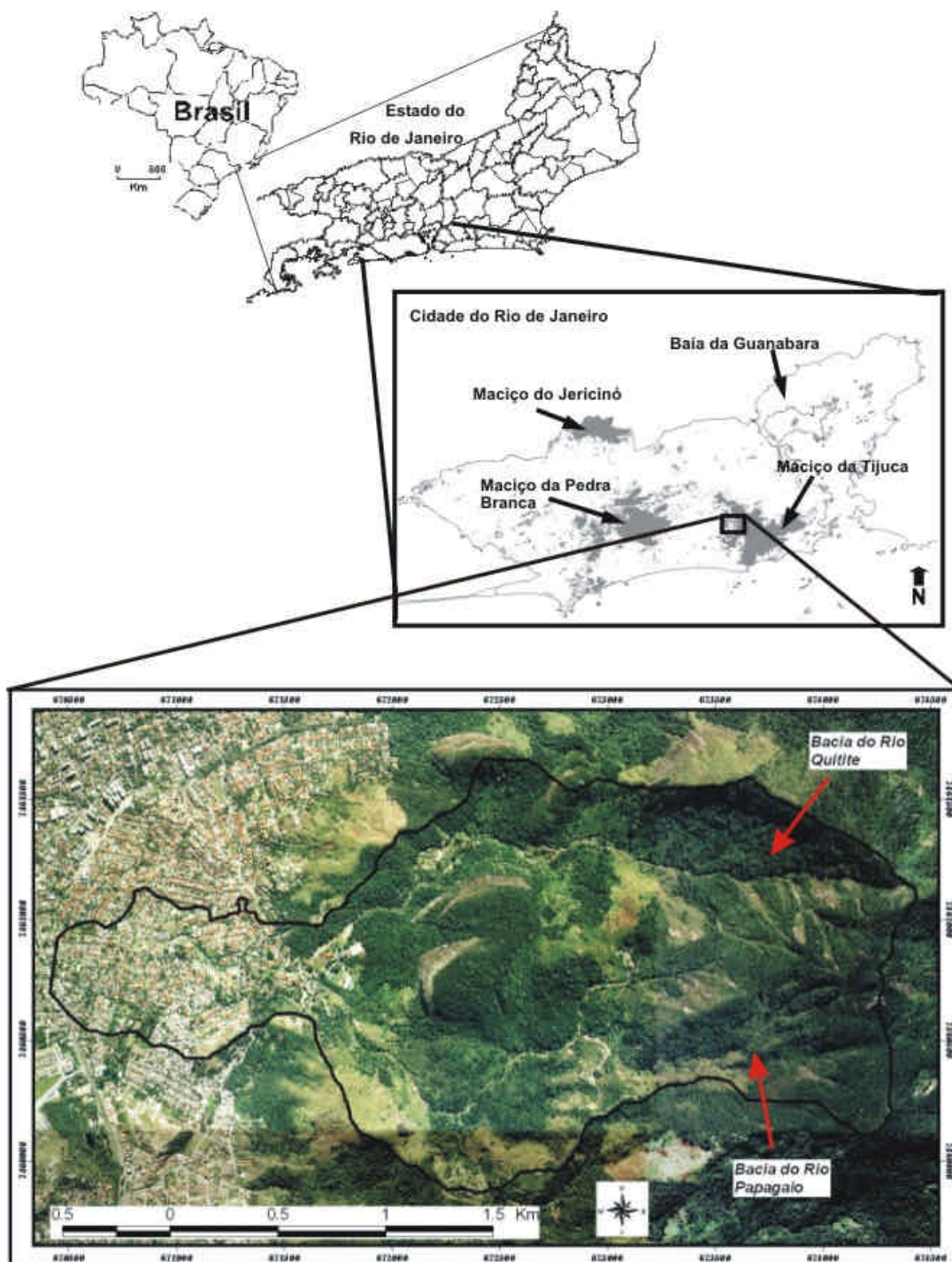


Figura 3.1- Localização da área de estudo com o limite das bacias dos rios Quitite e Papagaio demarcado sobre uma foto aérea colorida de 1999.

Em 1996, esta área foi atingida por intensas chuvas que acabaram deflagrando diversos escorregamentos e posteriores corridas de massa que atingiram a região da Baixada de Jacarepaguá (Figura 3.2). De acordo com a GEORIO (1996), a quantidade de chuva que atingiu esta área foi da ordem 250mm/48horas, entre os dias 12 e 13 de fevereiro. Isto ocorreu por esta área funcionar como uma barreira orográfica às chuvas, o que faz com que recebesse um índice elevado de pluviosidade. De acordo com o relatório da GEORIO (*op cit.*), o volume total mobilizado por essas corridas foi da ordem de 132.000 m³ (no Quitite foi de 90.000 m³ e no Papagaio foi de 42.000 m³) em que, a corrida do Quitite chegou a uma velocidade de 5.3 m/s e a do Papagaio de 2.8 m/s já na área de baixada. Estas corridas se juntaram próximo do clube da APCE, perto da cota 70m, formando uma secção transversal de cerca de 100m.

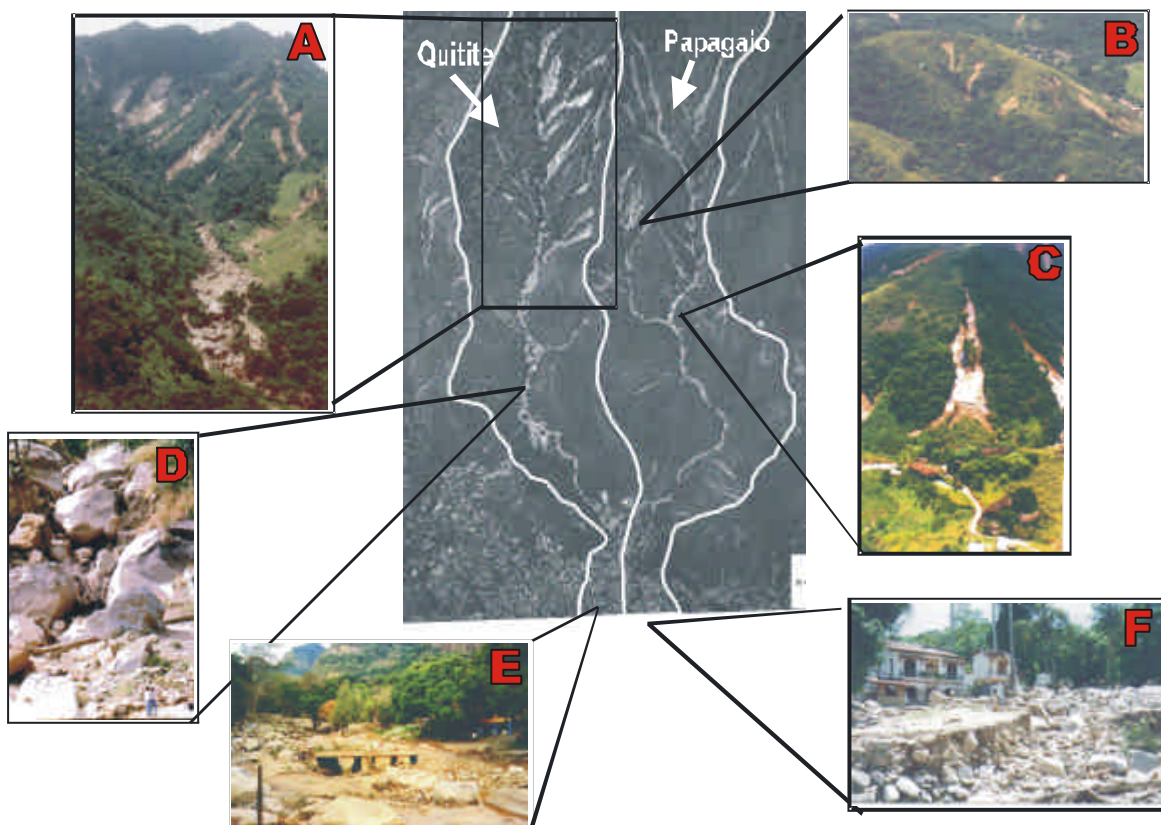


Figura 3.2- Diversos movimentos de massa que ocorreram em fevereiro de 1996 na área de estudo. Verifica-se que na parte superior da bacia (A, B e C) ocorreram movimentos do tipo escorregamentos e, na parte inferior foi atingida por corridas de massa que mobilizaram grande volume de material (D, E e F).

Com relação ao uso e ocupação do solo, pode-se verificar a presença de mata preservada nas porções superiores das bacias (Figuras 3.1 e 3.2). Na porção média da bacia do rio Quitite existe atividade de pastoreio e mineração (que após os eventos foram desativados), enquanto na bacia do rio Papagaio são encontrados pequenos sítios com atividades agrícolas. Em relevo mais suave, as bacias apresentam elementos antrópicos como casas e ruas construídas sobre depósitos de corridas de massa pretéritas (Figuras 3.1 e 3.2).

A área possui diferentes unidades geológicas como Kinzigito, Biotita Gnaisse, Biotita Granito, Quartzo Diorito e o Gnaisse Archer, o qual tem a maior predominância na área (GEORIO, 1996). Com relação à pedologia, a área caracteriza-se por um predomínio de solos litólicos na porção superior e de cambissolos e latossolos nas porções média e inferior das bacias (Vieira et al., 1997).

Com relação a geomorfologia, na porção superior, as duas bacias apresentam uma forte simetria entre suas vertentes (Figura 3.3). Na porção média, a bacia do rio Quitite continua com essa característica geomorfológica, porém, a bacia do rio Papagaio apresenta um acréscimo no número de canais de drenagem perdendo completamente a sua simetria (Figura 3.3) o que, segundo Vieira et al. (1997), influenciaram nas diferentes magnitudes das corridas de massa ocorridas nas duas bacias. Nas porções inferiores para ambas as bacias, o relevo é bastante suave onde há a confluência dos rios. O relevo varia de 10 a 1000 m, com declividade suave na porção inferior, e encostas íngremes nas cotas mais elevadas.

Diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos nesta área de estudo, principalmente, após os movimentos de massa em 1996. Destaca-se aqui os trabalhos que deram suporte ao desenvolvimento da tese. Logo após os movimentos de massa de 1996, a GEORIO (1996) desenvolveu um relatório técnico sobre os movimentos de massa ocorridos na área de estudo. Este relatório técnico teve como escopo principal fazer uma a caracterização geral dos movimentos de massa, principalmente no que diz respeito às corridas de massa e também, apresentar os parâmetros necessários para projetos de intervenções que objetivem a redução de novos acidentes na área, através de estudos geológicos-geotécnicos. As informações utilizadas deste relatório dizem respeito à caracterização geológica da área e também, o mapeamento de pontos com a

espessura máxima atingida pela corrida. Cabe ressaltar que estes pontos foram essenciais na parte de retro-análise das corridas e, na verificação da eficiência da acoplagem entre o modelo de previsão de escorregamentos e o modelo de simulação de corrida.

Em 1997, Vieira et al. desenvolveram um trabalho com o objetivo de analisar os movimentos de massa ocorridos na área (em 1996), através de uma abordagem geomorfológica em que, verificam a simetria da bacia do rio Quitite e a assimetria da bacia do rio Papagaio. No mesmo ano, Macias et al. (1997) fizeram uma retro-análise do comportamento mecânico das corridas de massa. Através deste trabalho foi possível determinar, através de ensaios geotécnicos, os diferentes valores de viscosidade e tensão de escoamento da corrida a serem utilizados na parte de simulação das corridas de massa. Posteriormente, Guimarães et al. (2003) fizeram uma análise estatística das variáveis de propriedades do solo com cerca de 125 combinações de valores diferentes no modelo de previsão de escorregamentos. A partir desse trabalho, foi possível determinar os valores de propriedade do solo a serem utilizados na parte de previsão dos escorregamentos. E em 2004, Bhering et al. fizeram uma primeira tentativa de simulação das corridas de massa, a partir do modelo hidráulico de simulação em que, utilizaram pontos centrais das cicatrizes dos escorregamentos para o começo da corrida.

Cabe ressaltar que todos estes trabalhos utilizaram uma base topográfica em que, ia somente até ao clube da caixa econômica (APCE), não abrangendo a área total atingida pelas corridas de massa. Neste trabalho, entretanto, buscou-se os dados topográficos referentes também à área de baixada, para que fosse possível inserir toda a modelagem das corridas. Deste modo, foi necessário refazer todo o processo de modelagem numérica, de previsão e de simulação.

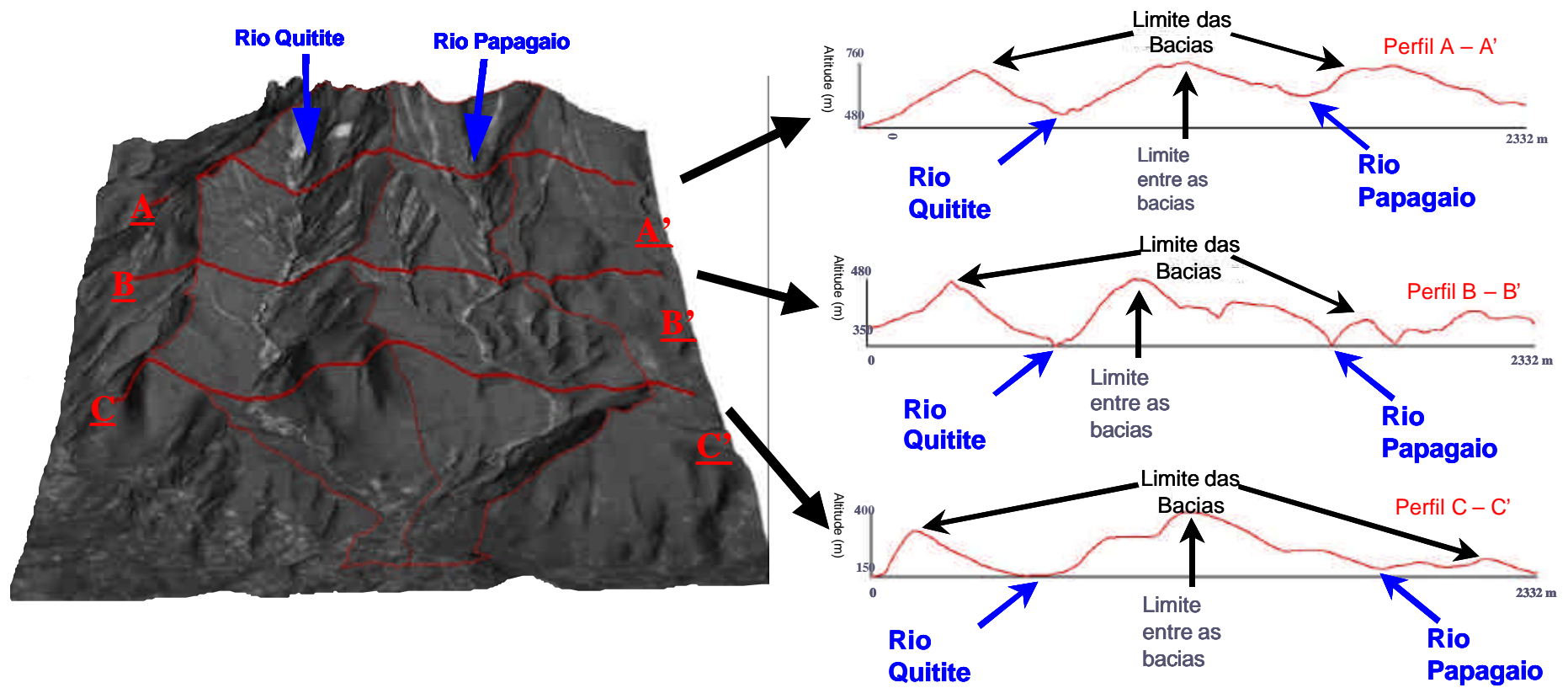


Figura 3.3- Perfis transversais às bacias dos rios Quitite e Papagaio demonstrando a simetria da bacia do Quitite e a assimetria, na porção média e inferior, da bacia do rio Papagaio (Fonte: Guimarães, 2000).

4- MODELAGEM DIGITAL DE TERRENO (MDT)

A Modelagem Digital de Elevação (MDE) ou Modelagem Digital de Terreno (MDT) é uma representação matemática computacionalmente, que objetiva representar a distribuição espacial de uma determinada característica vinculada à superfície terrestre. Nos últimos anos, este tipo de modelagem vem sendo importante nos trabalhos de pesquisa relacionados ao desenvolvimento de metodologias de previsão.

Neste trabalho, o MDT é componente fundamental, tanto no modelo de predição de zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos, uma vez que está direta ou indiretamente relacionado à obtenção dos parâmetros geomorfológicos (declividade e da área de contribuição), como também é a base para o desenvolvimento da modelagem de previsão de corridas de massa (tanto empírica como a de simulação). Por estes motivos é necessário que se produza um MDT o mais confiável possível.

O MDT pode ser elaborado, basicamente, através de grades regulares retangulares (*GRID*) ou redes irregulares triangulares (*TIN*) geradas a partir de pontos 3D (x, y, z) na forma de variações contínuas do relevo (Burrough *apud* Wood, 1996). Apesar de um MDT representar uma forma contínua do relevo, ele é obtido através de um conjunto de valores discretizados de elevações (Figura 4.1), portanto, a fidelidade com que um MDT irá modelar a superfície dependerá de vários aspectos, dentre eles a sua resolução espacial, ou seja, do tamanho do *pixel* que será usado, além dos métodos de interpolação utilizados (Wood, 1996).

Dentre as aplicações mais conhecidas dos MDT destacam-se o traçado de isolinhas, o cálculo de declividade e volumes, a determinação da orientação das encostas (aspecto), a visibilidade de pontos, a área de contribuição, a geração de perfis, a visualização tridimensional, dentre outros.

Várias são as formas de confecção destes modelos, como por exemplo a partir de aparelhos restituidores, como o *Digital Video Plotter* (DVP) (LEICA, 1992), que podem extrair dados tri-dimensionais diretamente das fotografias aéreas. Outras formas de obtenção são através de ortofotos, imagens de satélite (ASTER, SPOT e ALOS), por sensores de RADAR (SRTM, ERS, ENVISAT e

RADARSAT) e também por altimetria a laser através de sensores aerotransportados (Lidar), após as devidas calibrações e eliminações de distorções inerentes ao método. Outros procedimentos necessitam de interpoladores para transformar o dado irregularmente distribuído, oriundo da vetorização ou digitalização das curvas de nível, para uma representação de um *grid* regular ou triangular.

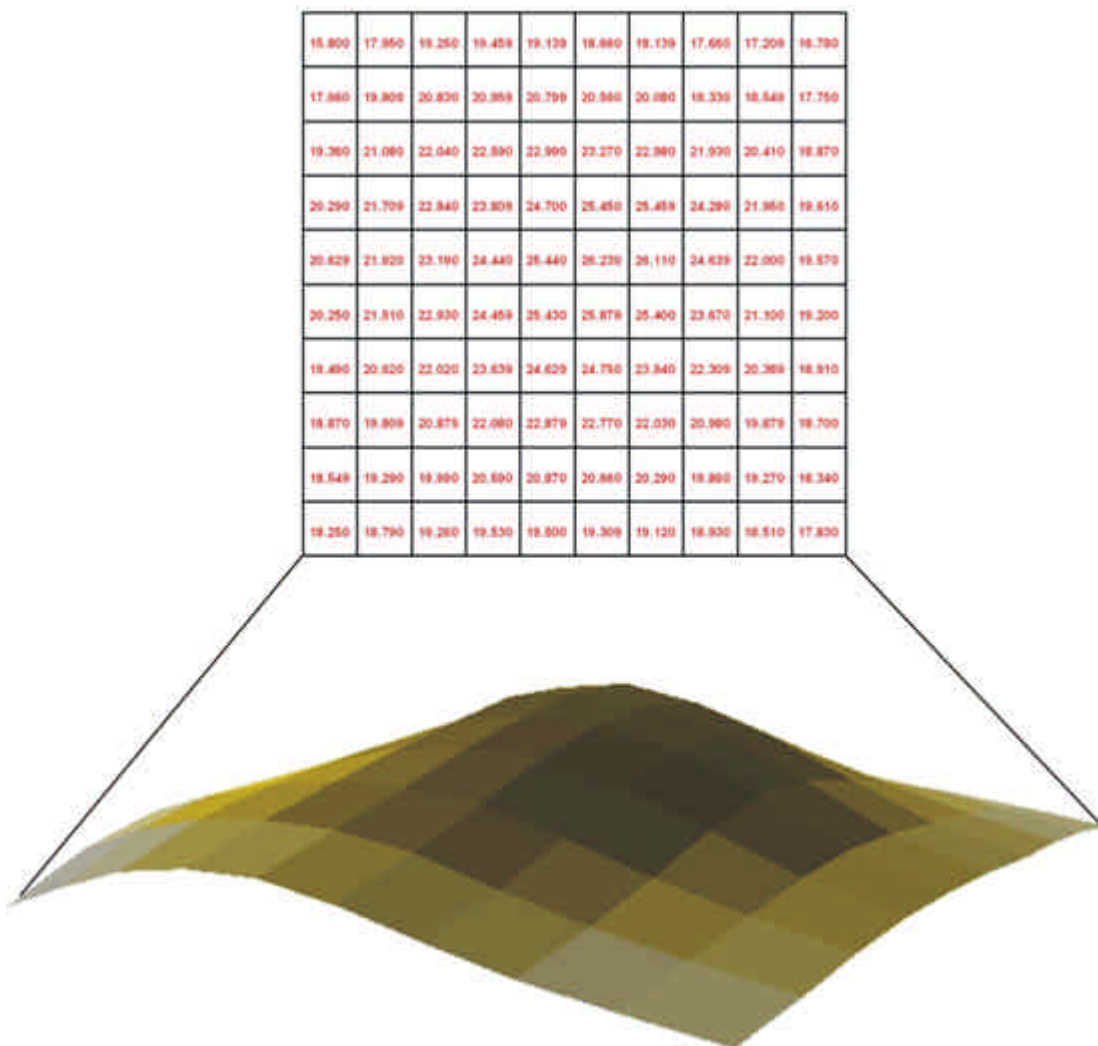


Figura 4.1– A representação matricial na forma de um *grid* regular (A) define uma superfície tridimensional (B). Cada valor da coordenada **xy** possui um atributo de altitude (**h**).

4.1- Restituição das Fotografias Aéreas

Para a construção de um MDT a partir de restituição de fotos aéreas, é necessário que os dados para a sua produção sejam adquiridos a partir de um mapeamento planialtimétrico compatível com o detalhe que se deseja obter.

Como a área de estudo não possuía um mapa topográfico atualizado e em escala de detalhe foi necessário que se fizesse a restituição planialtimétrica das fotografias aéreas, obtidas 2 meses após os movimentos de massa. Estas fotos foram tiradas na escala de 1:20.000, entretanto toda a restituição foi feita para a escala de 1:10.000. Para atingir este objetivo, foi necessária a realização dos procedimentos descritos a seguir.

Para que pudéssemos coletar informações precisas de fotografias aéreas com o objetivo de confeccionar um mapa, foi fundamental a inserção na fotografia das coordenadas, de modo que o produto a ser cartografado ficasse georreferenciado. Para isso, foi necessário obter coordenadas de pontos que estivessem claramente identificados, tanto no campo quanto na fotografia, porque estes pontos, denominados pontos de apoio de campo, iriam servir de base para obtenção de todo o mapeamento.

Os pontos de apoio planialtimétricos foram obtidos a partir de levantamentos de campo através do GPS (*Global Position System*), obtidos necessariamente para cada modelo estereoscópio (área de sobreposição entre as fotografias aéreas), sendo que para isso foi fundamental que se determinasse pontos nas extremidades das fotografias, para que estivessem identificados em cada par correspondente.

A figura 4.2 mostra o arranjo das fotografias aéreas na área de estudo, onde podemos observar que as duas bacias encontram-se localizadas na foto 30, porém, para fins de restituição necessitamos das fotos de número 29 e 31 para obtenção do modelo estereoscópio. Como os pontos de apoio precisam ser localizados nas extremidades laterais da foto 30, isto é, na zona de superposição, não foi possível obter pontos nesta porção, representada em vermelho na figura 4.2, porque é uma área de difícil acesso do Maciço da Tijuca, com declividades

superiores a 70° , tendo sido necessária a aquisição de pontos de apoio na foto 33 (Figura 4.2).



Figura 4.2– Mosaico das fotografias utilizadas no mapeamento topográfico e dos movimentos de massa da área de estudo, em que os retângulos em vermelho representam zonas de difícil acesso.

Pelo fato de que só foi possível obter pontos de apoio de campo nas fotos 33 e 29, distantes da área de estudo, e que para fins da restituição é fundamental que se possua pontos de apoio referentes ao modelo das fotos 30 e 31, foi necessário a realização de uma aerotriangulação. Neste procedimento foram produzidos pontos de apoio em laboratório para os modelos intermediários através de um algoritmo matemático, a partir dos pontos de apoio dos extremos da faixa de fotografias aéreas.

A restituição planialtimétrica foi feita na escala de 1:10.000, com equidistância das curvas de nível de 5 metros (Figura 4.3). Foram também mapeadas todas as cicatrizes dos movimentos de massa ocorridos na área de estudo (Figura 4.4).

Para um mapeamento na escala de 1:10.000 a resolução do MDT pode ser de no máximo de 2 metros, levando-se em conta que o menor detalhe que se pode representar em um mapa é de 0,2 mm, resolução essa escolhida para a realização deste trabalho. Este mapeamento planialtimétrico abrangeu uma área maior do que as duas bacias estudadas, com a finalidade de eliminar os efeitos de borda na fase de interpolação dos dados.

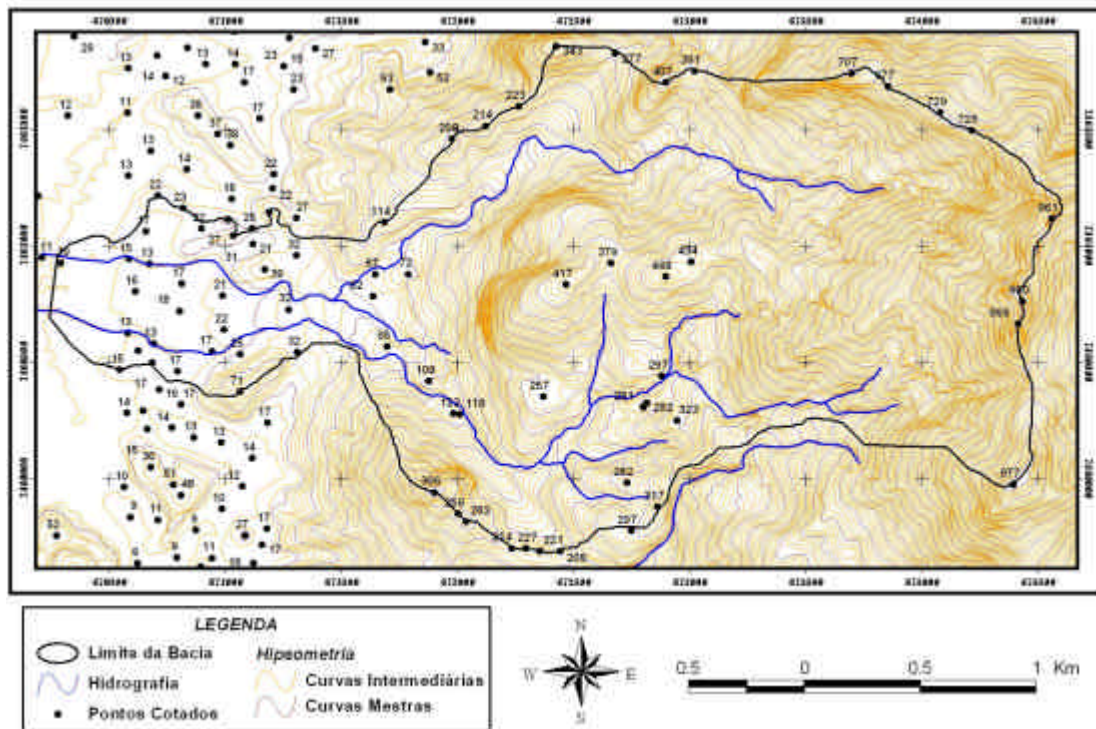


Figura 4.3- Mapa topográfico da área de estudo com curvas de nível, hidrografia e pontos cotados.

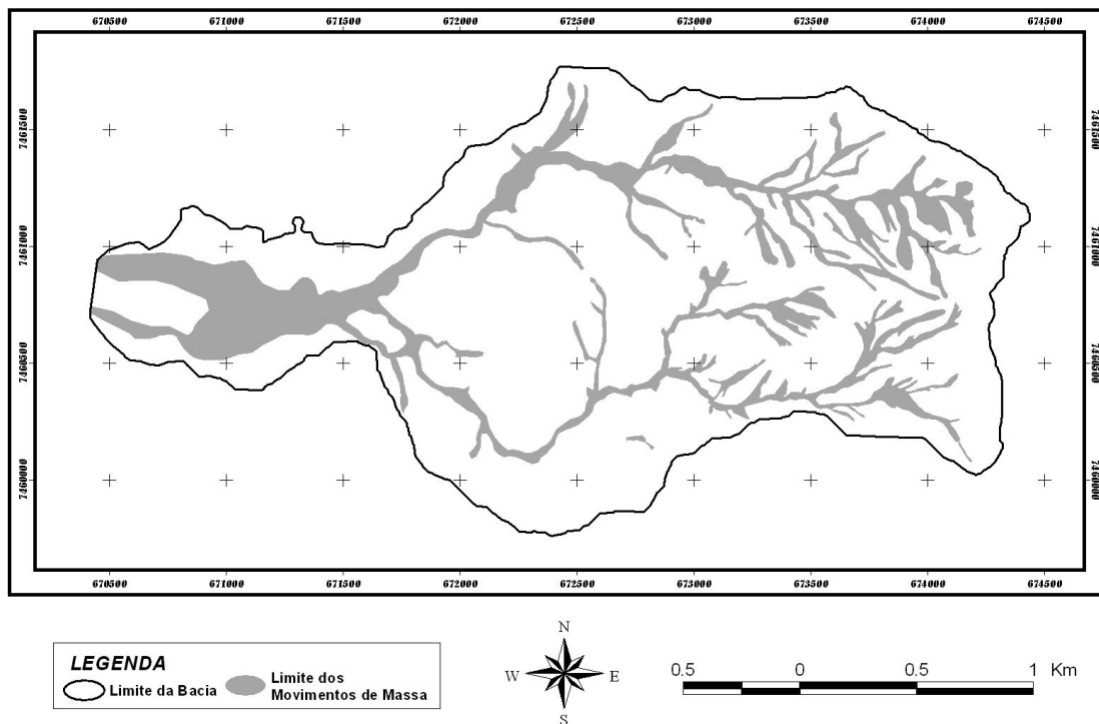


Figura 4.4- Mapa dos movimentos de massa ocorridos em fevereiro de 1996.

4.2- Modelo Digital de Terreno (MDT)

A bibliografia mostra alguns trabalhos que avaliam o melhor método para a confecção de MDT a partir de curvas de nível, entretanto não há nenhum consenso definitivo sobre este assunto (Wood & Fisher, 1993; Carrara et al., 1997; Taud et al., 1999; Gousie & Franklin, 2003). Deste modo, foi necessário realizar testes comparativos entre vários métodos de interpolação com a finalidade de se escolher o melhor deles para a elaboração do MDT.

A área de estudo apresenta relevo bem movimentado a leste e, uma área mais aplainada a oeste, o que lhe configura situações bem distintas. Utilizou-se na comparação os métodos *Kriging* e *Inverso Quadrado da Distância* do software *Surfer*, o módulo *Intercon* do software *IDRISI*, o método *Krigagem Multi-Direcional* desenvolvido por Guimarães (2000) e o módulo *TOPOGRID* do software *ArcInfo* no desenvolvimento de modelos baseados em grade regulares e, o método *TIN* do software *ArcView* baseado em grade triangular. Para fazer tal comparação, foram utilizados dados topográficos da área a partir da restituição planialtimétrica de fotografias aéreas da área.

Todos os modelos digitais de terreno descritos foram confeccionados para uma resolução de 2 metros, e comparados com os pontos de apoio obtidos em campo (via *GPS*) e em laboratório (via *Aerotriangulação*), que não fizeram parte das interpolações, para verificação dos seus desempenhos. Estes pontos são bem distribuídos na área de estudo, pois são localizados nas zonas de baixada, em relevo suave, platôs e encostas íngremes (Figura 4.5). Além disso, estão dentro da precisão quando comparados com as curvas de nível produzidas pela restituição das fotografias aéreas.

Foi produzido um gráfico comparativo (Figura 4.6) através das diferenças de valores entre os pontos de apoio e o valor correspondente, a partir da utilização do método de mínimos quadrados (Equação 1). Este método verifica a aderência (ou ajustamento) de um conjunto de dados, sendo que quanto menor for o resultado obtido, melhor será o ajustamento dos pontos interpolados aos pontos de apoio (Figura 4.6).

$$d_1^2 + d_2^2 + \dots + d_n^2 = \text{mínimo} \quad (4.1)$$

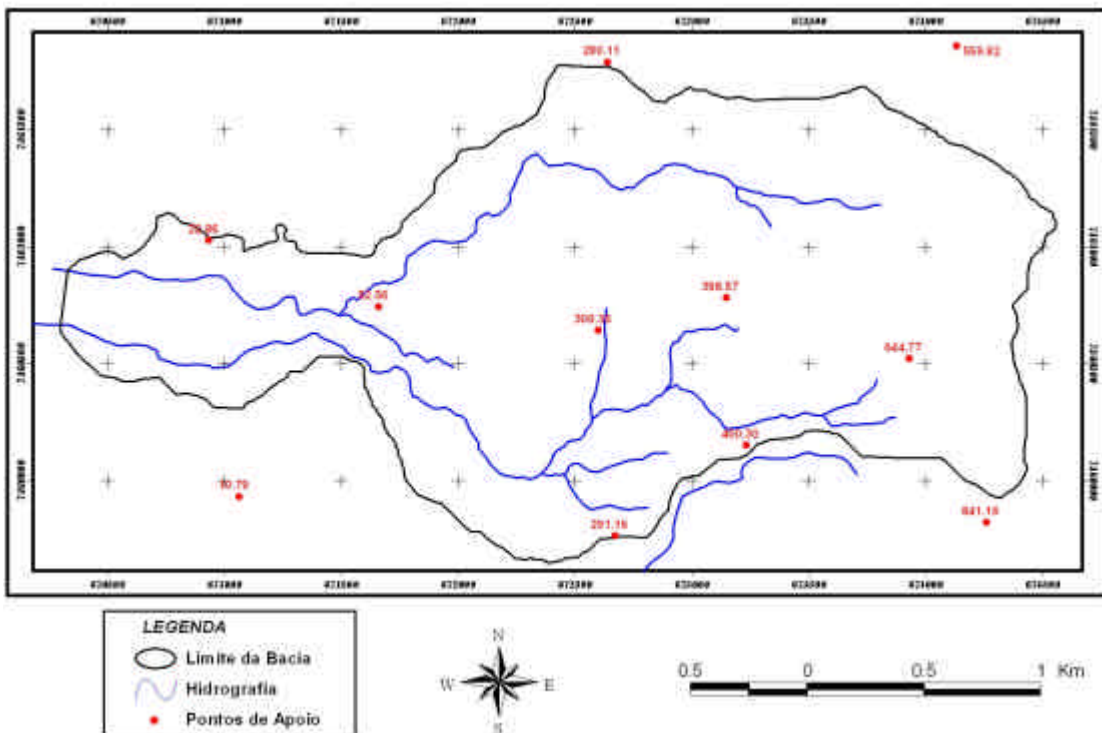


Figura 4.5- Mapa com os pontos de apoio que servirão para definir qual o melhor método de interpolação.

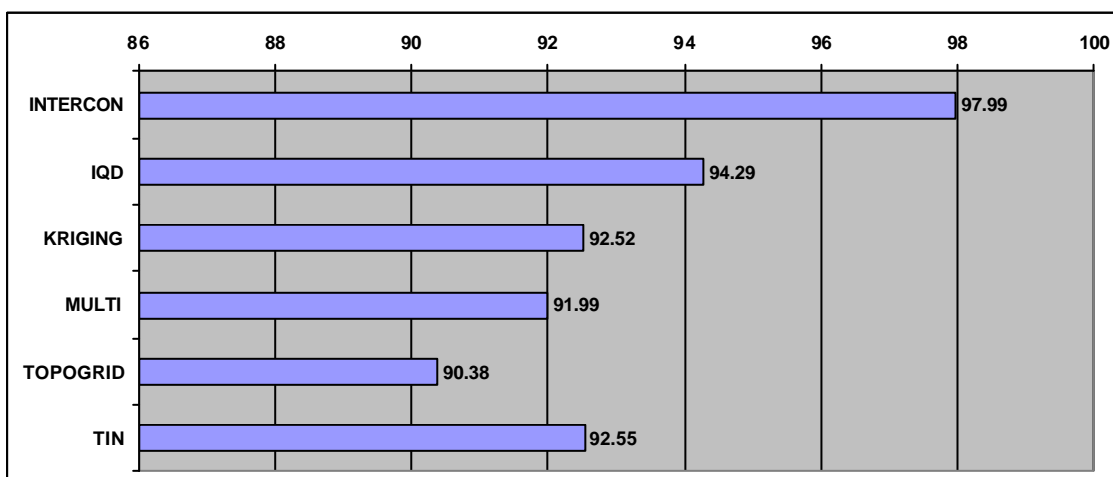


Figura 4.6- Gráfico mostrando a variância dos mínimos quadrados, sendo que o menor valor é o que demonstra a maior aproximação do valor determinado pelos pontos de apoio.

Os resultados atestam que o *TOPOGRID* obteve o melhor resultado (com 90.38), seguido pelo *Krigagem Multi-Direcional* (com 91.99) (Figura 4.6). Nota-se que o método *Kriging* (92.52) e o *TIN* (92.55) obtiveram resultados muito próximos, sendo que o método *Intercon* teve o pior resultado (97.99). Ainda podemos observar na Figura 4.6 que, o MDT construído através da utilização da *Krigagem Multi-direcional*, teve melhor desempenho do que o que foi elaborado pelo mesmo interpolador, porém com os valores *default* do software *Surfer*, o que demonstra que podemos melhorar a precisão de um MDT mesmo utilizando um *software* menos robusto. Neste sentido, fica clara a necessidade de conhecimento da região e dos dados disponíveis para a construção de um MDT, face às alternativas e eficiências dos seus métodos de construção.

Os resultados mostrados anteriormente revelam as grandes diferenças que existem nos MDT construídos a partir de métodos distintos. Se fôssemos utilizar o módulo *Intercon* do *software Idrisi*, certamente todos os produtos oriundos deste MDT ficariam seriamente comprometidos. O método de *Krigagem Multi-direcional*, desenvolvido por Guimarães (2000), mostrou um bom desempenho, e pode ser empregado quando não se possui *softwares* robustos, como o módulo *TOPOGRID* do *software ArcInfo*, que foi o escolhido para a geração do MDT neste trabalho.

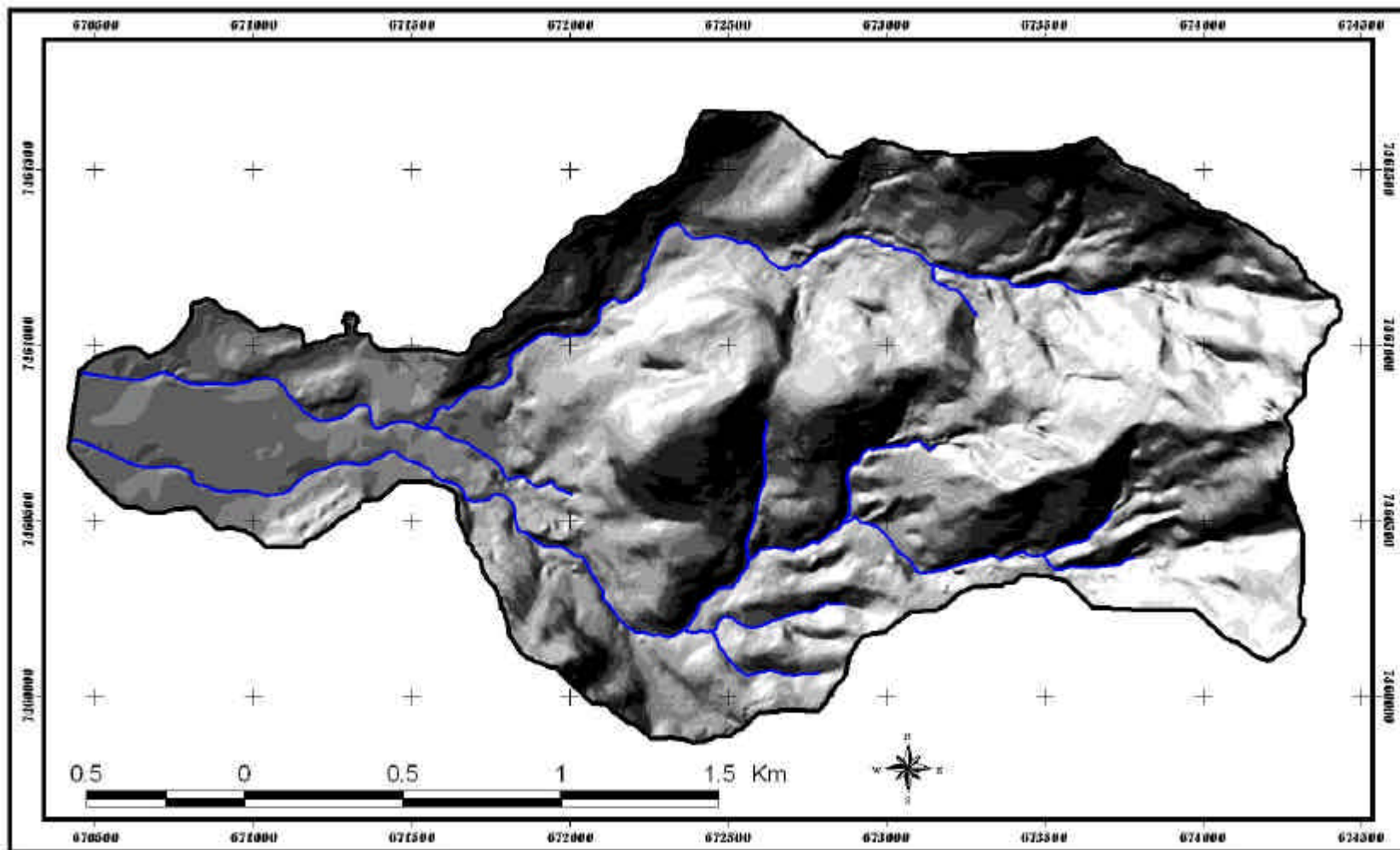


Figura 4.7- Modelo digital de terreno com resolução de 2 metros da área de estudo obtido pelo método *TOPOGRID*.

5- MODELAGEM DE PREVISÃO DE ESCORREGAMENTOS

5.1- *Análise de Estabilidade*

O desenvolvimento de movimentos de massa está vinculado às formações superficiais constituintes das vertentes, que estão submetidas a um conjunto de tensões que, ao mesmo tempo em que as mantêm em terrenos inclinados, as empurram para baixo, como é o caso da tensão de cisalhamento, influenciada pela força da gravidade, que tende a levar os materiais para estados de energia potencial menores (Selby, 1993). Colângelo (1991) comenta que, no caso dos escorregamentos: *“O jogo de forças envolvido no sistema de vertente é mantido em relativo estado de equilíbrio quando a força de cisalhamento, comandada pela força da gravidade mais a carga sobrejacente, é anulada pelas forças de coesão e atrito das partículas de solo”*. A coesão e o atrito são propriedades inerentes dos materiais e constituem a sua resistência ao cisalhamento. Quando a tensão de cisalhamento ultrapassa a resistência dos materiais ou esta última diminui, os materiais perdem sua estabilidade e ocorrem movimentos de massa.

Dentre os mecanismos de ruptura que detonam os escorregamentos destaca-se o aumento das poro-pressões positivas e a conseqüente diminuição do fator de segurança das encostas, relacionado à saturação dos solos (Selby, 1993).

Na análise determinística, o risco a escorregamento é determinado utilizando modelos de estabilidade de encosta, resultando no cálculo do fator de segurança (Selby, 1993; van Westen, 2004). Modelos matemáticos determinísticos provêm da melhor informação quantitativa no risco a escorregamento. Entretanto, estes requerem uma grande quantidade de dados de entrada, derivados a partir de testes de laboratório e mensurações de campo e, portanto, só podem ser aplicados sobre áreas de grandes escalas (Pack et al., 1998; van Westen, 2004).

Dentro destas aproximações determinísticas, o uso de modelos numéricos que retêm a essência dos controles físicos da topografia, propriedades do solo e fatores detonadores (como chuva) sobre os escorregamentos, mas que permanecem simples na calibração, vêm sendo usados na análise de estabilidade de encosta (van Asch et al., 1993). Estes modelos baseiam-se inicialmente na superfície topográfica, que é o controle primário na iniciação dos

escorregamentos rasos (Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Pack et al., 1998; Iverson, 2000; Savage et al., 2003; van Westen, 2004).

Diversos autores utilizam-se da equação de talude infinito (desenvolvida por Mohr-Coulomb) nas análises de estabilidade para a predição de áreas susceptíveis a escorregamentos, entretanto, muitos trabalhos vêm trabalhando localmente (na escala de encosta), nas condições e processos *on-site* (Wu & Sidle, 1995). No entanto, as variáveis controladoras estão distribuídas espacialmente. Desta forma, para entender os processos controladores dos escorregamentos e designar apropriadamente estratégias de uso do solo, é necessário avaliar a estabilidade das encostas e tentar predizê-las espacialmente. Além disso, dentre os fatores naturais condicionantes na ocorrência dos movimentos de massa podem ser destacados os geológicos, os climáticos e os geomorfológicos. Estes últimos, que englobam parâmetros como declividade, forma da encosta, orientação das vertentes (aspecto), elevação, comprimento da encosta e área de contribuição (área drenada a montante de um ponto específico da bacia), assumem grande importância na ocorrência dos movimentos de massa (Gao, 1993; Larsen & Torres-Sanchez, 1998; Guimarães et al., 1998; Gomes et al., 2005; entre outros).

As análises de talude infinito têm sido extensamente aplicadas em investigações de estabilidade de encostas naturais, devido à sua relativa simplicidade, particularmente em lugares onde a espessura do manto do solo é muito menor do que a do comprimento da encosta e, o plano de ruptura é aproximadamente paralelo à superfície da encosta (Hammond et al., 1992; Selby, 1993; Montgomery & Dietrich, 1994; Pack et al., 1998; Borga et al., 1998; Iverson, 2000; Savage et al., 2003). As forças agem sobre a instabilidade da massa de solo através do peso da vegetação e do peso do solo, que ocasionam tensões normais e tangenciais agindo ao longo do plano de ruptura basal. A poro-pressão positiva da água, sobre um plano de ruptura, altera a estabilidade da encosta por reduzir a tensão normal efetiva e também a tensão cisalhante do solo (Selby, 1993).

A partir dessas análises é possível entender o impacto do uso do solo na distribuição dos escorregamentos. Recentemente, estas análises desenvolvidas sobre bases da equação de talude infinito em ambiente SIG vêm sendo aplicadas na escala de bacia de drenagem (Ward et al., 1981; Okimura & Ichikawa, 1985;

Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Burton & Bathurst, 1998; Pack et al., 1998; Iverson, 2000; Savage et al., 2003).

Com o advento dos sistemas de informações geográficas foi possível trabalhar as variáveis espacialmente e em diferentes escalas, ou seja, em vez de trabalharmos numa só encosta, podemos trabalhar em diversas encostas ao mesmo tempo e dispor dos resultados de forma geral e integrada das várias células que constituem a área (Terlien et al., 1995; Wu & Sidle, 1995; Gritzner et al., 2001; Chen & Lee, 2003).

Além disso, a disponibilidade de modelos digitais de terreno tem proporcionado o desenvolvimento de metodologias que se apropriam da tecnologia dos SIG para quantificar os atributos relacionados à estabilidade da encosta e/ou simulações hidrológicas na análise de previsão (Burroughs, 1984; Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Pack et al., 1998; van Asch et al., 1999; Iverson, 2000; Gritzner et al., 2001; Morrissey et al., 2001; Baum et al., 2002; Chen & Lee, 2003; Savage et al., 2003; van Beek & van Asch, 2003).

5.2- Modelo SHALSTAB

Na análise de estabilidade de encosta a partir de modelos matemáticos, o modelo SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994) vem se destacando. Este modelo usa, para calcular o fator de segurança, uma análise de estabilidade de talude infinito em que assume o estado de equilíbrio (*steady-state*), o fluxo paralelo à superfície e usa a lei de Darcy para estimar a distribuição espacial das poro-pressões (Morrissey et al., 2001).

Este modelo combina um módulo hidrológico com um outro de estabilidade de encosta, dentro de um ambiente SIG. O modelo utiliza um *grid* regular onde é calculado, para cada célula (*pixel*) do *grid*, o grau de susceptibilidade a escorregamento.

O modelo de estabilidade de encosta é baseado na teoria do talude infinito, elaborada por Mohr-Coulomb, que define a tensão tangencial, no momento da ruptura, expressa pela seguinte fórmula (Coulomb *apud* Carson & Kirkby, 1972):

$$t = C' + (s - \mu) \tan f \quad (5.1)$$

onde: t é a tensão tangencial, C' é a coesão, s é a tensão normal, μ é a poro-pressão e f é o ângulo de atrito interno do solo.

A teoria de talude infinito pode ser melhor visualizada na figura 5.1, onde os efeitos causados pelo atrito nas laterais e nas extremidades de um bloco do solo são aqui ignorados, uma vez que os escorregamentos translacionais são típicos de locais onde o comprimento da cicatriz é muito maior do que a espessura do solo. Esta análise é considerada em relação a um plano infinito do solo sobre um plano inclinado através de um contato abrupto, levando em consideração as tensões tangencial e normal.

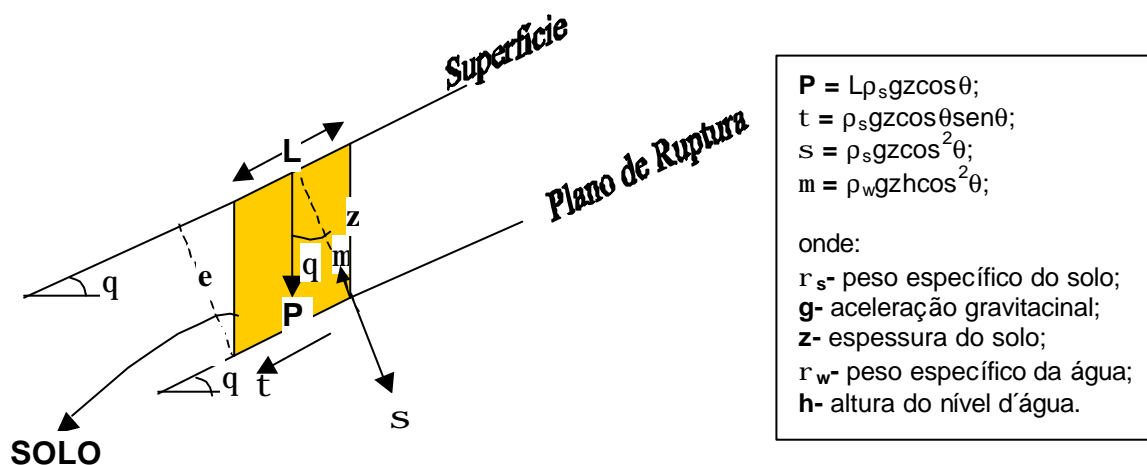


Figura 5.1– Componentes relacionadas a um bloco inclinado, onde q é a declividade, m é a poro-pressão e P é o peso do bloco. O comprimento L pode ser eliminado devido ao modelo considerar o talude como infinito (modificado de Guimarães, 2000).

Decompondo as tensões tangencial (t) e normal (s) da equação 5.1, levando em consideração o que foi exposto na figura 5.1 em que, o atributo L (comprimento do bloco) da figura 5.1 poderá ser cortado da equação devido ao modelo de estabilidade de encosta considerar o talude como infinito, temos a seguinte equação:

$$r_s \cdot g \cdot z \cdot \cos q \cdot \sin q = C' + (r_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 q - r_w \cdot g \cdot h \cdot z \cdot \cos^2 q) \tan f \quad (5.2)$$

onde: r_s é o peso específico do solo, g a aceleração da gravidade, z a espessura vertical do solo, q a declividade, r_w o peso específico da água e h a altura da coluna d'água no solo acima do plano de ruptura.

De acordo com Montgomery & Dietrich (1994), a equação 5.2 pode ser resolvida em função da razão h/z , que é a proporção da coluna de solo saturado, a qual assumirá a seguinte forma:

$$\frac{h}{z} = \frac{C'}{r_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 q \cdot \tan f} + \frac{r_s}{r_w} \left(1 - \frac{\tan q}{\tan f} \right) \quad (5.3)$$

No caso de não ser considerado a coesão do solo no cálculo da equação 5.3, esta equação adotará a seguinte forma:

$$\frac{h}{z} = \frac{r_s}{r_w} \left(1 - \frac{\tan q}{\tan f} \right) \quad (5.4)$$

Já o modelo hidrológico utilizado pelo SHALSTAB está baseado no modelo desenvolvido por O'Loughlin (1986) para estimar o nível de saturação do solo no relevo a partir dos fluxos a montante do ponto considerado, do ângulo da encosta e da transmissividade do solo (Figura 5.2). Este modelo baseia-se na análise hidrológica inicialmente abordada por Beven & Kirkby (1979), onde o padrão de saturação do solo na topografia está relacionado com a razão da área drenada que passa por uma unidade de comprimento de contorno da topografia (a/b) dividida pela declividade (q).

O modelo de O'Loughlin (1986) considera que o fluxo infiltra até um plano de mais baixa condutividade, seguindo posteriormente um caminho determinado pela topografia (Figura 5.2). Deste modo, a condição de saturação do solo, em estado de equilíbrio, é definida por um índice de umidade (W) que é expresso da seguinte forma:

$$W = \frac{\alpha}{C} \frac{Q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin q} \quad (5.5)$$

onde: **W** é o índice de umidade, **Q** a precipitação, **T** a transmissividade (que é o produto entre a permeabilidade e a espessura do solo), **a** área drenada a montante do ponto e **b** o comprimento de contorno do ponto.

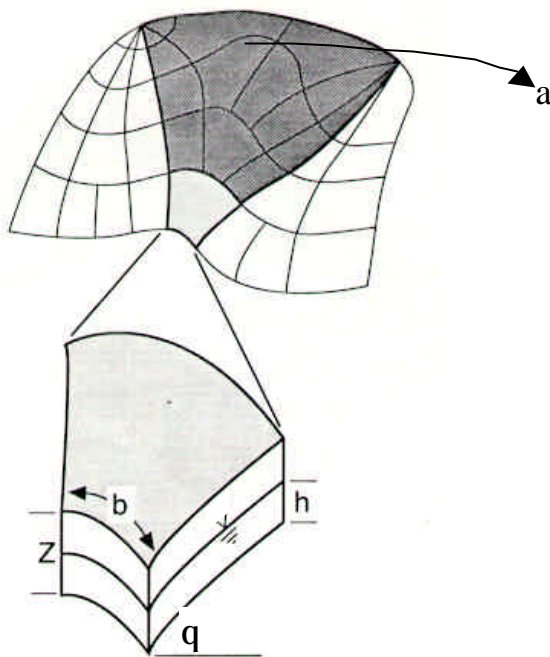


Figura 5.2– Esquema das variáveis usadas no modelo hidrológico de O'Loughlin (1986) em que, **a** é a área drenada a montante de um comprimento de contorno unitário **b** e, **q** é a declividade (modificado de Montgomery & Dietrich, 1994).

De acordo com Montgomery & Dietrich (1994), o modelo hidrológico de O'Loughlin (1986) pode ser desenvolvido em função da razão **h/z**, para que seja possível a combinação com o modelo de estabilidade descrito anteriormente. Isto é possível quando se considera que o fluxo de água (**q**), que pode ser expresso pelo produto da velocidade (**v**) com área da seção transversal (**S**), como podemos verificar na equação 5.6:

$$q = v \cdot S \quad (5.6)$$

De acordo com a Lei de Darcy, esta velocidade é expressa pela condutividade hidráulica e a declividade (Equação 5.7), e a área da seção

transversal pode ser expressa em função da projeção da altura do nível da água (h), como descrito na equação 5.8.

$$v = k_{sat} \cdot \text{sen } q \quad (5.7)$$

$$S = h \cdot \text{cos } q \cdot b \quad (5.8)$$

Deste modo, conforme destacado por Darcy *apud* Dietrich & Montgomery (1998), a precipitação (Q) multiplicada pela área de contribuição (a), conforme a equação 5.5, será a quantidade de *runoff* gerado através de um comprimento unitário (b), na condição de equilíbrio, que pode ser expresso da seguinte forma:

$$q = k_{sat} \cdot \text{sen } q \cdot h \cdot \text{cos } q \cdot b = Q \cdot a \quad (5.9)$$

Já com relação ao parâmetro transmissividade (T) da equação 5.5, que é o produto da condutividade hidráulica (k_{sat}) pela espessura do solo (z), temos que este pode ser expresso pela equação 5.10, após a correção para determinação da espessura vertical do solo:

$$T = k_{sat} \cdot z \cdot \text{cos } q \quad (5.10)$$

Sendo assim, pode-se reescrever a equação 5.5 da seguinte maneira:

$$W = \frac{k_{sat} \cdot \text{sen } q \cdot h \cdot \text{cos } q \cdot b}{k_{sat} \cdot z \cdot \text{cos } q \cdot \text{sen } q \cdot b} \quad (5.11)$$

obtendo-se para a razão h/z a seguinte equação:

$$\frac{h}{z} = \frac{Q \cdot a}{T \cdot b \cdot \text{sen } q} \quad (5.12)$$

Deste modo, pode-se combinar o modelo hidrológico (Equação 5.12) com o modelo de estabilidade de encosta (Equação 5.3), a partir da razão h/z (Equação 5.13):

$$\frac{Q}{T} = \frac{\text{sen } q \cdot C'}{(a/b) \cdot \gamma_w \cdot z \cdot \text{cos } q \cdot \tan f} + \frac{r_s}{r_w} \cdot 1 - \frac{\tan \phi}{\tan f} \quad (5.13)$$

Se desconsiderarmos a coesão do solo no modelo teremos a seguinte equação (Equação 5.14), que chamamos de modelo simples:

$$\frac{Q}{T} = \frac{\text{sen } \alpha}{(a/b)} \left(\frac{r_s}{r_w} \right) \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \theta} \right) \quad (5.14)$$

5.3- Obtenção dos Parâmetros para o Modelo SHALSTAB

Conforme destacado anteriormente, o modelo SHALSTAB se utiliza de parâmetros geomorfológicos e de propriedades do solo para a modelagem de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos (Figura 5.3). Este modelo tem sido aplicado em ambiente SIG a partir de um algoritmo desenvolvido em linguagem AML (*ArcInfo Macro Language*), sendo possível a elaboração de um mapa de susceptibilidade a escorregamentos.

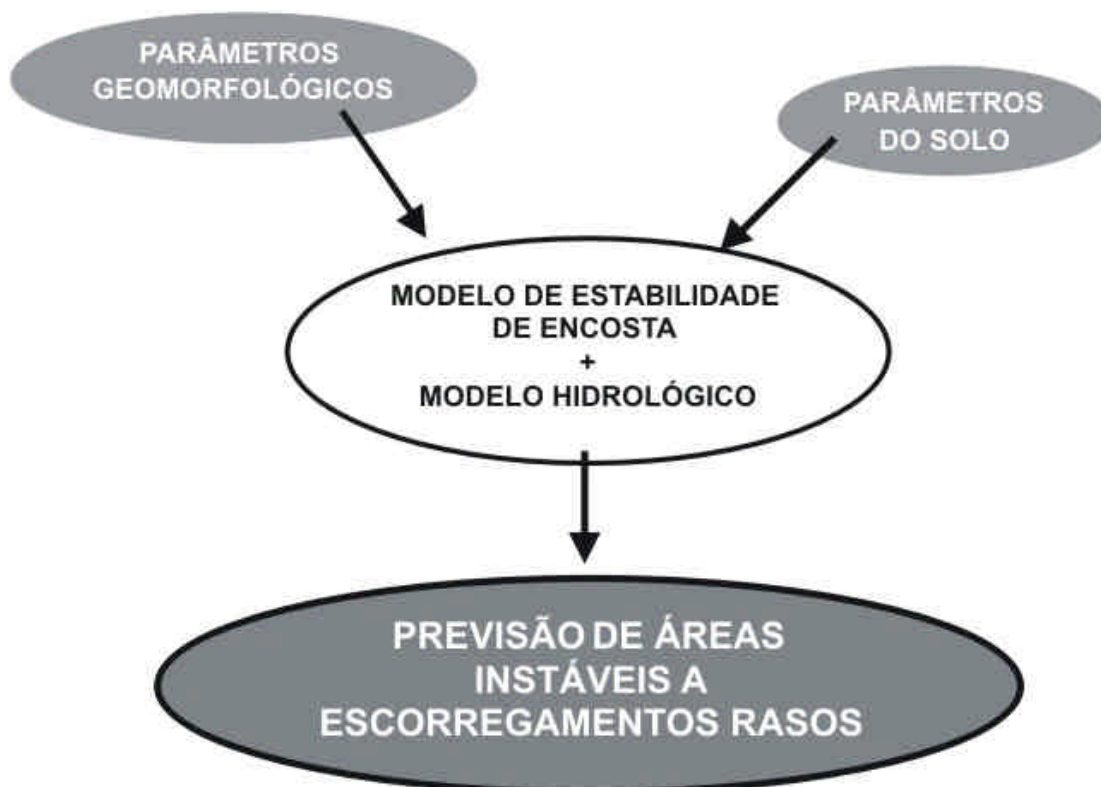


Figura 5.3- Fluxograma de funcionamento do modelo SHALSTAB (adaptado de Guimarães, 2000).

De acordo com a figura 5.3, é necessário inicialmente obter o modelo digital de terreno da área a ser estudada para a geração dos parâmetros geomorfológicos (área de contribuição e declividade).

Já os parâmetros de propriedades do solo foram obtidos a partir do trabalho desenvolvido de Guimarães et al. (2003), em que são elaboradas cerca de 125 combinações de *range* de valores de ângulo de atrito (f), peso específico (r_s), coesão (C) e espessura do solo (z), para verificar qual a melhor combinação destas propriedades nas bacias do Quitite e Papagaio. A classificação destas combinações obedeceu a um critério de porcentagem de acerto (a partir da comparação com as cicatrizes) e menor área de instabilidade na bacia, ou seja, as melhores combinações tinham além do melhor acerto a menor área de classes instáveis.

Neste trabalho serão utilizados os valores de propriedades do solo que tiveram a melhor combinação e também os valores com a melhor combinação utilizando o modelo sem coesão (modelo simples). Na tabela 5.1 podemos verificar os valores utilizados nos dois modelos de susceptibilidade utilizados no trabalho.

Tabela 5.1 - Parâmetros de propriedades dos solos usados nos dois modelos de susceptibilidade utilizados no trabalho (Fonte: Guimarães et al., 2003).

Parâmetros do solo	Modelo com coesão	Modelo sem coesão
Razão de Coesão e Espessura do Solo (C/z)	2	0
Ângulo de Atrito (f)	45^0	45^0
Peso Específico do solo (r_s)	1.5 g/cm ³	2.0 g/cm ³

5.4- Validação do modelo SHALSTAB

Para a validação do modelo foi necessário fazer o mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos a partir das fotos aéreas tiradas em março de 1996 (Figura 5.4). A correspondência entre os escorregamentos observados, mapa de cicatrizes (Figura 5.4), e as áreas de instabilidade potencial possibilitaram verificar eficiência dos resultados obtidos pelo modelo SHALSTAB (tanto para o modelo sem coesão como para o modelo com coesão). Além disso, foi possível identificar o *pixel* mais instável, ou seja o valor mínimo de $\log Q/T$, de cada cicatriz.

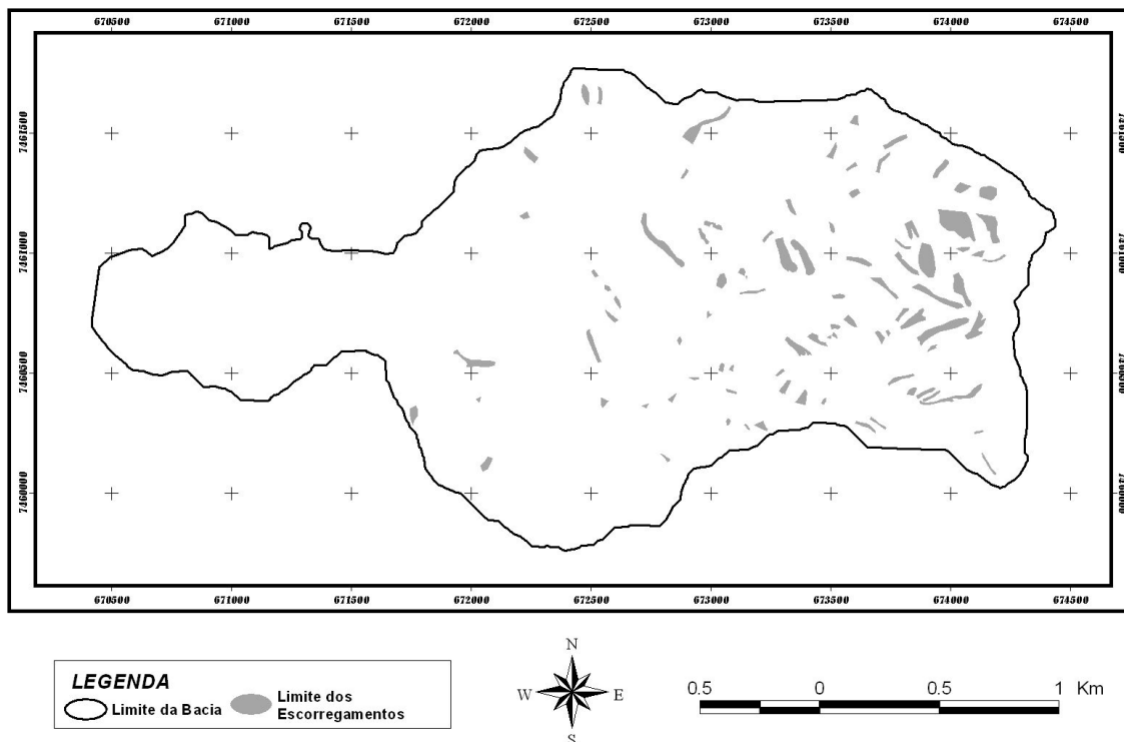


Figura 5.4- Mapa de cicatrizes dos escorregamentos da área estudada.

Nota-se tanto para o modelo sem coesão (Figura 5.5A), como para o modelo com coesão (Figura 5.6A), que algumas áreas que estão na classe Instável não ocorreram escorregamentos. Muitas destas áreas são caracterizadas, normalmente, por paredões rochosos e por estarem próximos aos divisores de drenagem, que têm declividades quase verticais. Nestas áreas a cobertura de solo é praticamente inexistente, o que significa que o solo já escorregou, definindo-a como área Instável.

Ao analisar a eficiência do modelo sem coesão, a partir do mínimo de $\log Q/T$ (Figura 5.5B), verifica-se que 76% das 89 cicatrizes encontram-se nas classes consideradas mais instáveis (Instável; <-3.1 ; $-3.1 - -2.8$). Destas três classes, a classe <-3.1 é a que obteve o maior percentual de cicatrizes (cerca de 35%). E a classe Instável obteve um percentual de cerca de 25% do total das cicatrizes. Além disso, a classe Estável teve somente duas cicatrizes classificadas nesta classe. A partir disso, cerca de 97% de todas cicatrizes de escorregamentos foram classificadas nas classes consideradas instáveis pelo modelo SHALSTAB. Isto demonstra que o resultado obtido na previsão de escorregamentos teve bastante acurácia.

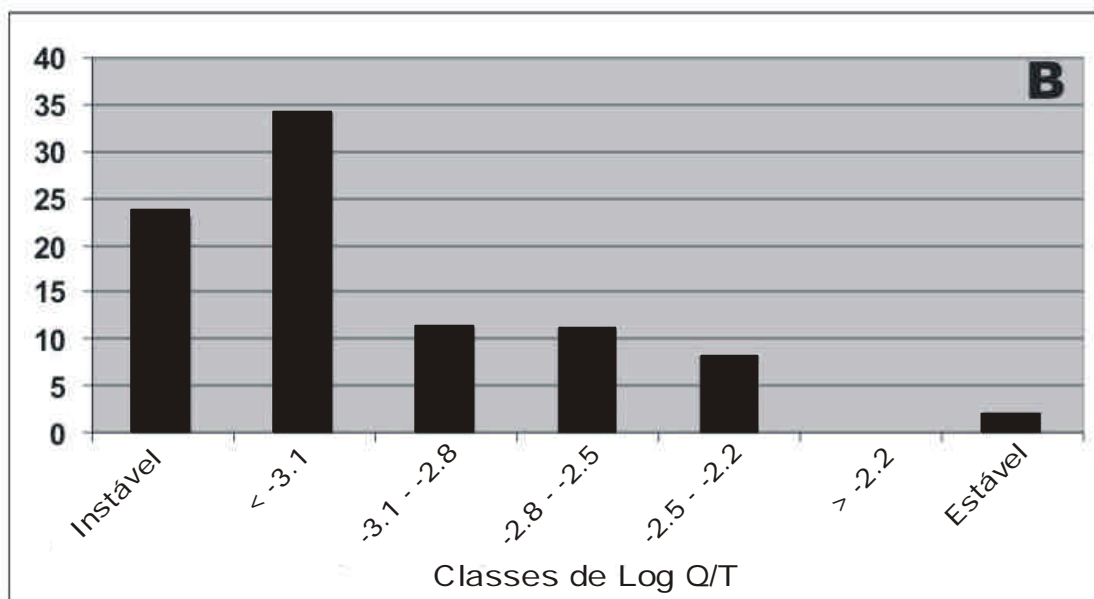
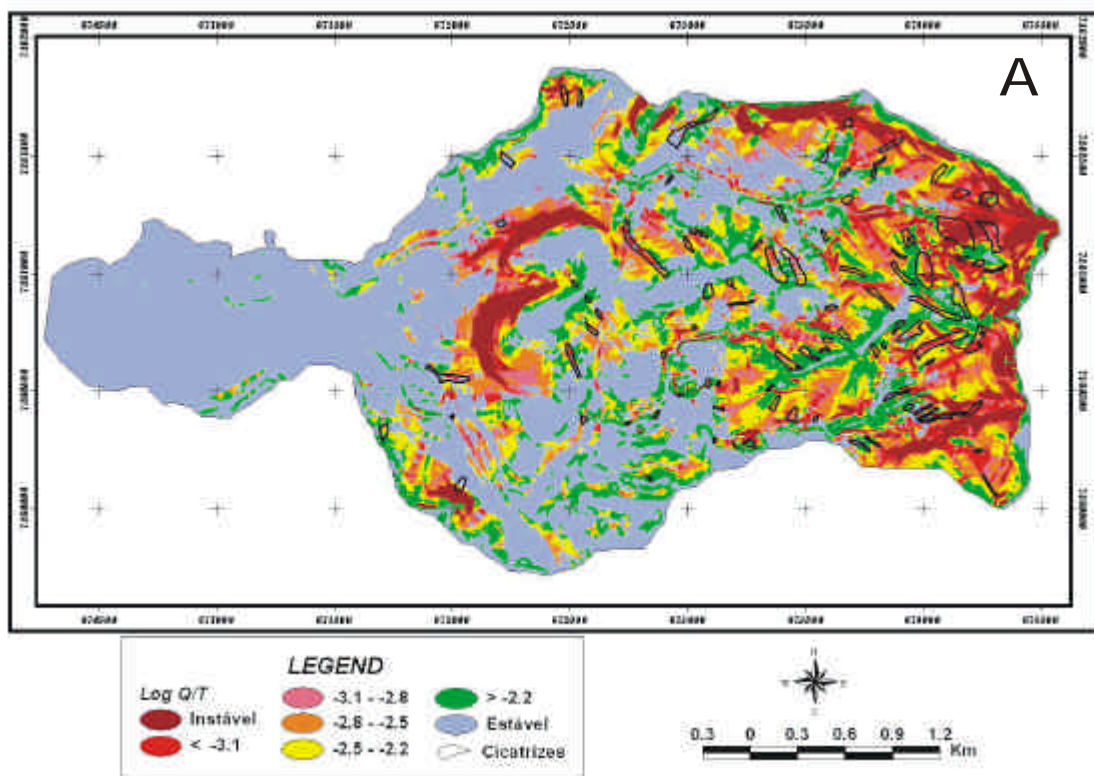


Figura 5.5- Mapa de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos (A) e gráfico de análise do acerto do resultado do modelo de previsão (B).

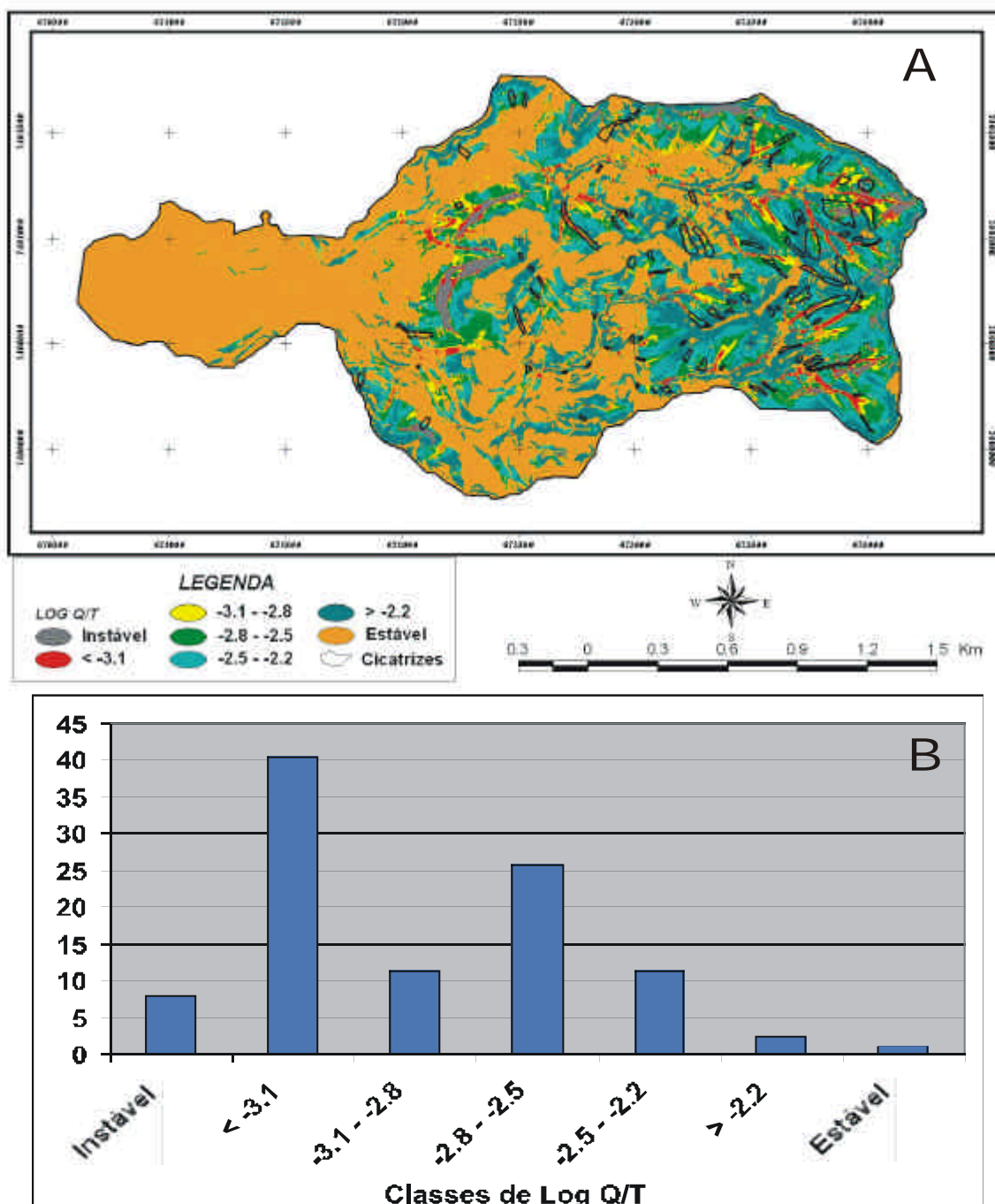


Figura 5.6- Mapa com a melhor combinação dos parâmetros de solo para o modelo SHALSTAB com coesão (A) e gráfico do percentual de acerto do modelo a partir do mínimo de log Q/T em cada cicatriz (B).

Já no modelo com coesão (Figura 5.6B) verifica-se uma melhora no acerto, principalmente na classe Estável, obtendo somente uma cicatriz dentro desta classe. Ou seja, o modelo com coesão previu cerca de 99% de todas as cicatriz de escorregamentos. Além disso, este modelo conseguiu fazer com que a área de

classe Estável tivesse uma maior frequência, o que se torna essencial, principalmente no Rio de Janeiro, devido ao processo de ocupação das encostas (Figura 5.7). Apesar do modelo sem coesão também ter uma área considerada Estável próxima ao modelo com coesão a diferença foi de cerca de 30.000 m². Isto demonstra que a modelagem de escorregamentos obteve um excelente grau de acerto na previsão dos escorregamentos. Verifica-se também que, a frequência da classe Instável no modelo com coesão (cerca de 2%) é muito menor ao modelo sem coesão (cerca de 8%). A diminuição da área desta classe Instável fez com que, somente cerca de 8% do total das cicatrizes tivessem o mínimo de log Q/T nesta classe (Figura 5.6B). Nota-se também que, a distribuição das classes de instabilidade no modelo com coesão é mais uniforme e segue uma curva exponencial, já no modelo sem coesão à classe Instável teve, por exemplo, uma maior frequência do que a classe <3.1 e -3.1 – -2.8. Isto demonstra uma melhor eficiência do modelo, com coesão, já que esta classe (Instável) normalmente determina áreas de declividades muito íngremes ou então paredões rochosos. Além disso, diminuí a área considerada susceptível a escorregamentos, conforme pode ser visto na Figura 5.6A.

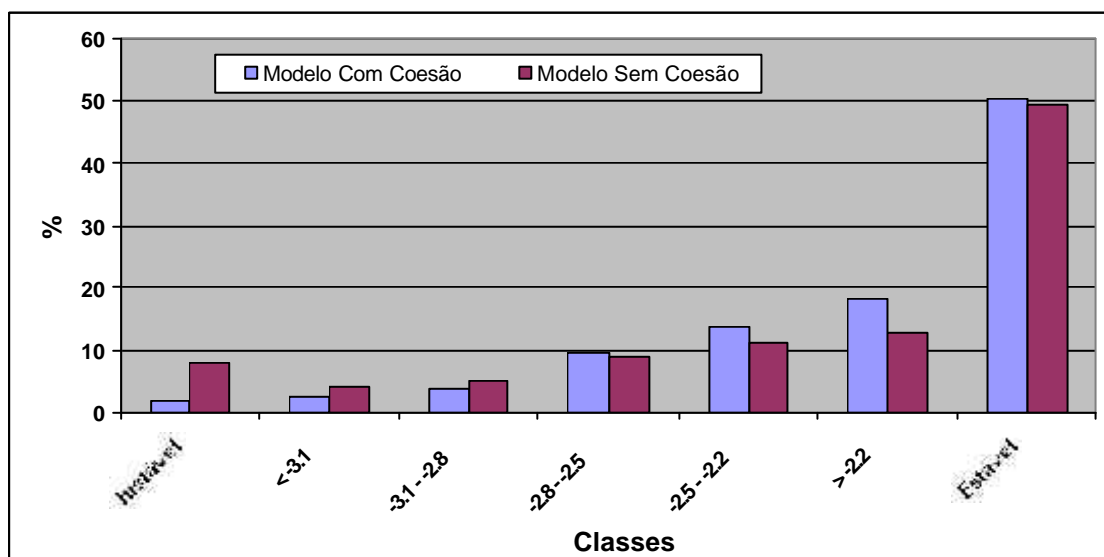


Figura 5.7- Gráfico de frequência das classes do modelo SHALSTAB na área de estudo.

6- MODELAGEM EMPÍRICA DE PREVISÃO DE CORRIDAS DE MASSA

A modelagem de previsão de corridas de massa pode ser dividida em duas linhas de pesquisa: a) a desenvolvida a partir de modelos empíricos e; b) a baseada em modelos de simulação.

A modelagem empírica requer poucos parâmetros iniciais e tempo reduzido para determinar o depósito das corridas. Alguns trabalhos têm sido desenvolvidos em modelagem empírica para a predição dos depósitos das corridas de massa (Hungry et al., 1984; Benda & Cundy, 1990; Iverson et al., 1998). Este tipo de modelagem analisa a dinâmica do material transportado a partir dos parâmetros morfométricos.

De acordo com Dietrich & Dunne (1978) e Reneau & Dietrich (1987), a iniciação das corridas de massa está vinculada às porções côncavas do relevo (*hollows*). Muitos desses *hollows* têm declividades médias de 45° que são áreas preferenciais a ocorrência de movimentos de massa (Benda & Dunne, 1987).

Benda & Cundy (1990) destacam que a deposição das corridas de massa usualmente ocorre em canais onde a inclinação do relevo diminui gradualmente, ou onde o fluxo abruptamente entra num canal com um gradiente menor. O segundo fator topográfico que afeta a deposição é o ângulo de junção entre os canais tributários. O ângulo de junção, de acordo com os autores (*op cit.*), é definido como o ângulo entre as linhas tangentes feitas da intersecção de dois caminhos percorridos pela corrida (Figura 6.1) em que, a partir de um certo ângulo o encontro das corridas na junção teria um efeito de deposição e não de desenvolvimento da corrida. Isto demonstra a importância do papel topográfico no desenvolvimento da corrida.

A partir disso, Benda & Cundy (1990) desenvolveram uma metodologia, analisando 21 corridas de massa nas regiões do Oregon e de Washington (EUA), para determinar o depósito das corridas de massa através da análise dos parâmetros do relevo (declividade e ângulo de junção dos tributários). Inicialmente, estes autores definem que todas as áreas maiores de 20° de declividades não ocorrem deposição. A deposição das corridas só ocorrerá em áreas: a) com declives menores de 3.5° e; b) com ângulos de junção entre as corridas maiores do que 70° em declividades entre 3.5 e 20 graus. De acordo com os autores (*op cit.*), este modelo é de fácil implementação obtendo resultados bastante satisfatórios para uma análise regional de previsão de alcance de

depósitos de corridas. Posteriormente, esta mesma metodologia foi testada em 44 corridas de massa na região do Oregon (EUA). Este tipo de metodologia também vem sendo aplicada por outros autores, como por exemplo: Wu & Sidle (1995); Hofmeister & Miller (2003); Chen & Lee (2004); entre outros.

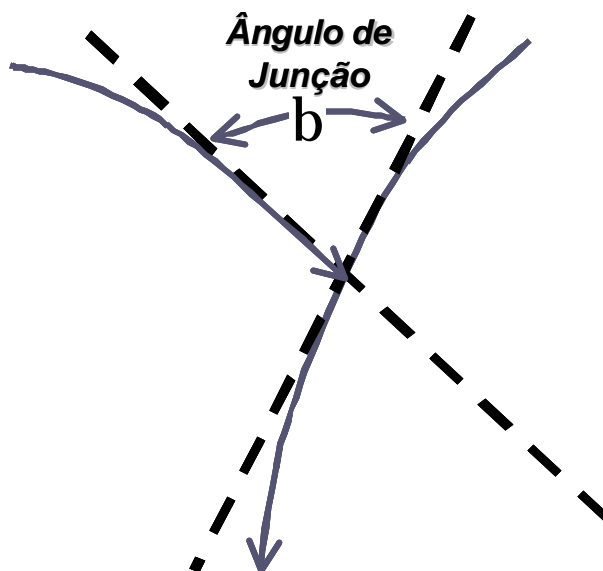


Figura 6.1- Figura esquemática do ângulo de junção (adaptado de Benda & Cundy, 1990).

6.1- Definição dos Parâmetros para a Modelagem

Para o desenvolvimento desta modelagem são necessários identificar as áreas fonte de iniciação das corridas para posterior definição dos lugares mais propícios a passagem da corrida e sua deposição.

Para a definição do depósito das corridas de massa, inicialmente, foi determinado qual o *pixel* de maior instabilidade em cada cicatriz, a partir do resultado do modelo de susceptibilidade a escorregamentos (Figura 5.5). Este ponto será adotado como o começo da corrida de massa. A partir desta identificação, determina-se o caminho a ser percorrido pela corrida através de parâmetros da direção de fluxo e fluxo acumulado, que são gerados a partir do MDT (Figura 6.2).

Cabe ressaltar que, a escolha do modelo sem coesão para a modelagem empírica de depósito de corridas de massa, se deve por esta metodologia ser bastante simples e de fácil implementação. Isto ocorre, por o modelo de previsão

de escorregamentos sem coesão não necessitar de muitos parâmetros de propriedades do solo, como por exemplo a coesão do solo, que são de difícil mensuração e espacialização. Além disso, este modelo sem coesão obtém um excelente resultado mesmo não utilizando os vários parâmetros do solo, conforme constado por Guimarães et al. (2003), já que o fenômeno escorregamentos é bastante influenciado pela topografia do terreno em questão.

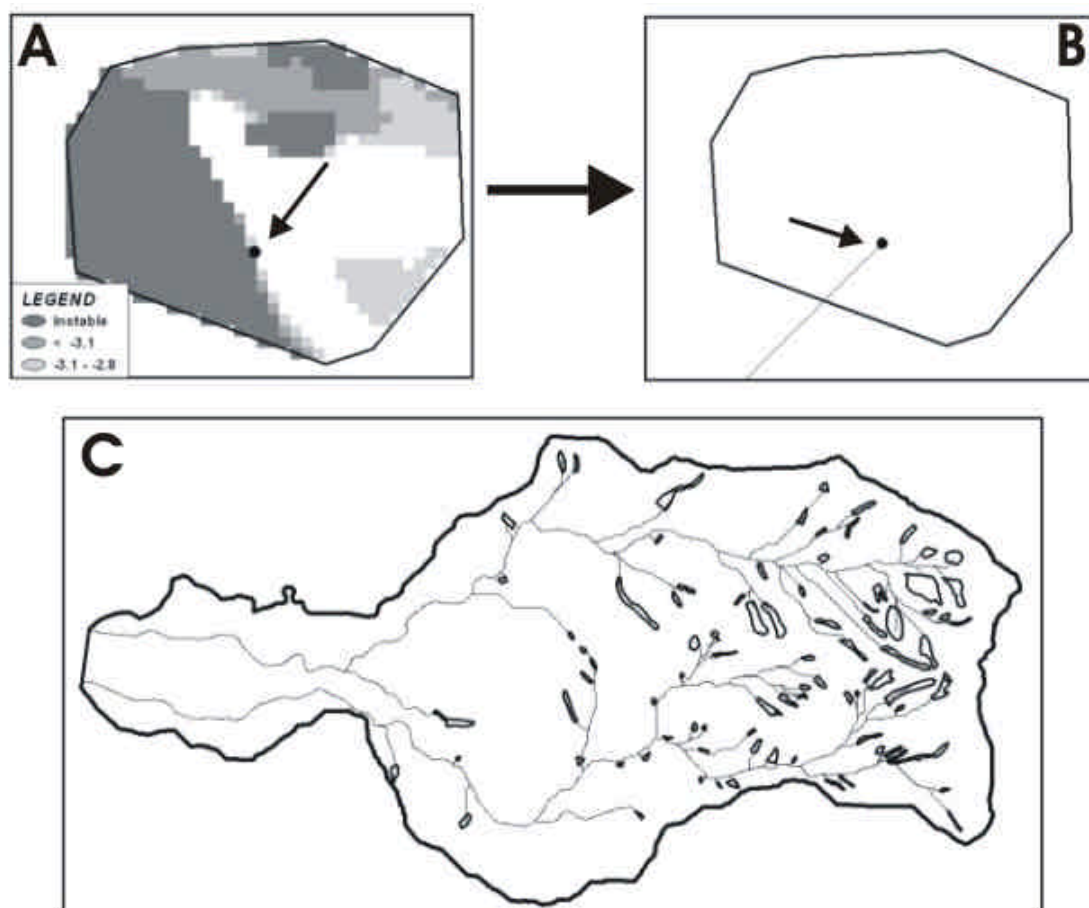


Figura 6.2- (A) Identificação do ponto mais instável de cada cicatriz; (B) Ponto inicial da corrida de massa; (C) Caminhos percorridos pelas corridas para cada escorregamento.

Definidos os lugares a serem percorridos pelas corridas (Figura 6.2) é identificado quais as regiões que têm declives maiores do que $3,5^{\circ}$ e menores do que 20° , ao longo das corridas. Nestas regiões, identifica-se qual o ângulo formado no encontro entre duas corridas no qual, se for maior do que 70° ocorrerá deposição (Figura 6.2). Além disso, todas as áreas que tiverem declives menores

do que $3,5^\circ$ também ocorrerão deposição. Esta metodologia pode ser visualizada no fluxograma da figura 6.3.

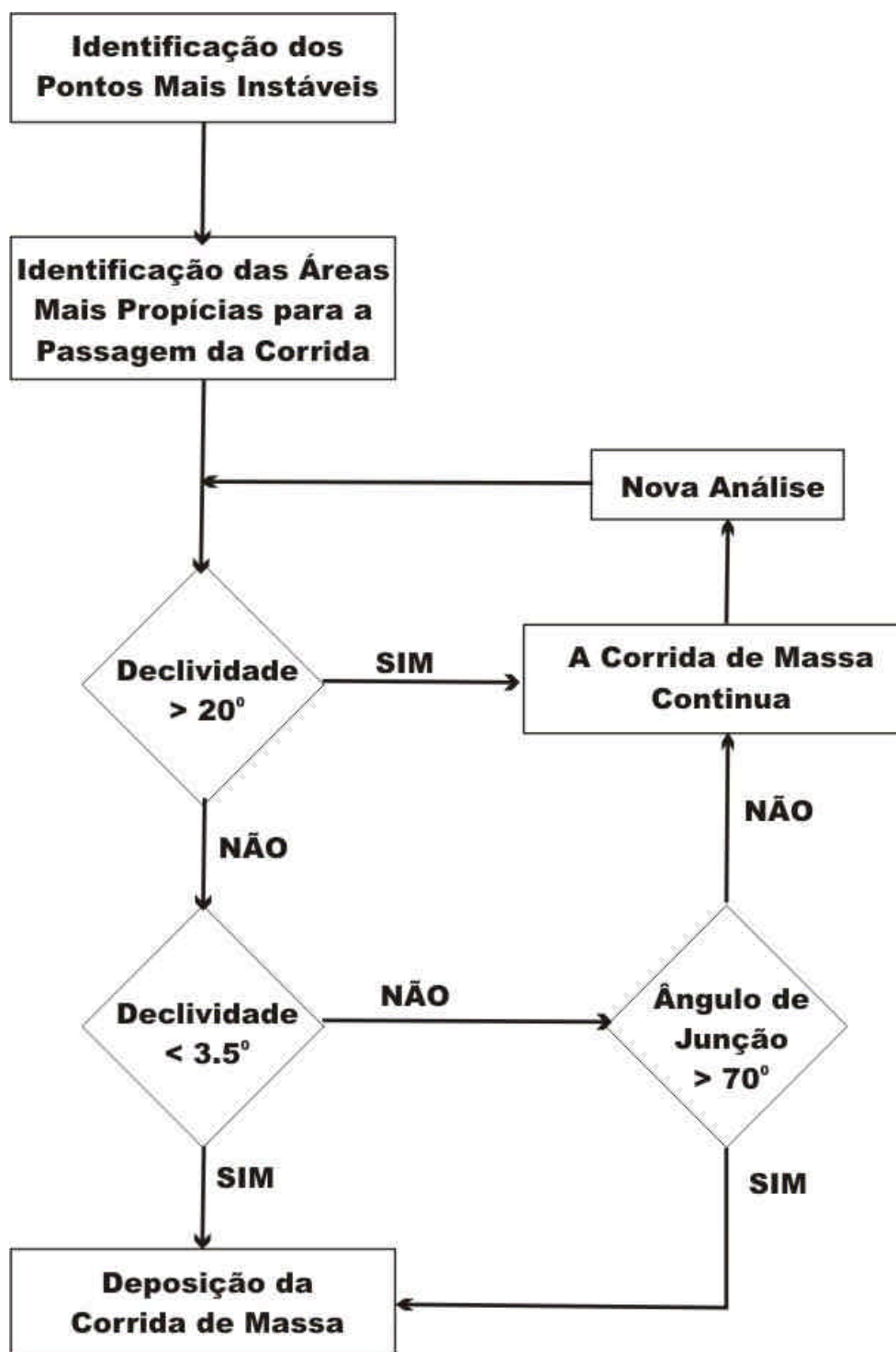


Figura 6.3- Fluxograma de funcionamento da modelagem de deposição das corridas de massa (adaptado de Benda & Cundy, 1990).

6.2- Análise das Áreas Modeladas

O resultado da modelagem dos escorregamentos possibilitou identificar os pontos de maior instabilidade de cada cicatriz (Figura 6.2). A partir disso, foi possível determinar quais os lugares onde começaria a corrida de massa (conforme demonstrado anteriormente na figura 6.2).

Como a modelagem de susceptibilidade a escorregamentos obteve um excelente acerto com o mapa de cicatrizes em que, somente duas cicatrizes foram classificadas como estáveis, foi possível considerar as áreas mais susceptíveis como o início da aplicação da modelagem empírica de deposição das corridas de massa. O resultado da modelagem empírica conseguiu identificar as áreas de baixada da bacia, que foram severamente atingidas pelas corridas de massa de 1996 (Figura 6.4). Além disso, verifica-se também na figura 6.4, que as corridas não se depositaram somente nas áreas da baixada, mas também, ao longo de seus percursos na bacia. Cabe ressaltar que, este resultado foi obtido de forma rápida e eficaz e sem muito tempo de processamento.

Além disso, cabe ressaltar que este trabalho já foi apresentado no último congresso internacional de geomorfologia (IAG-2005) realizado em setembro de 2005, em Zaragoza (Espanha), o qual foi convidado para publicação no periódico científico *Natural Hazards* e encontra-se em fase de análise (ver Anexo I).

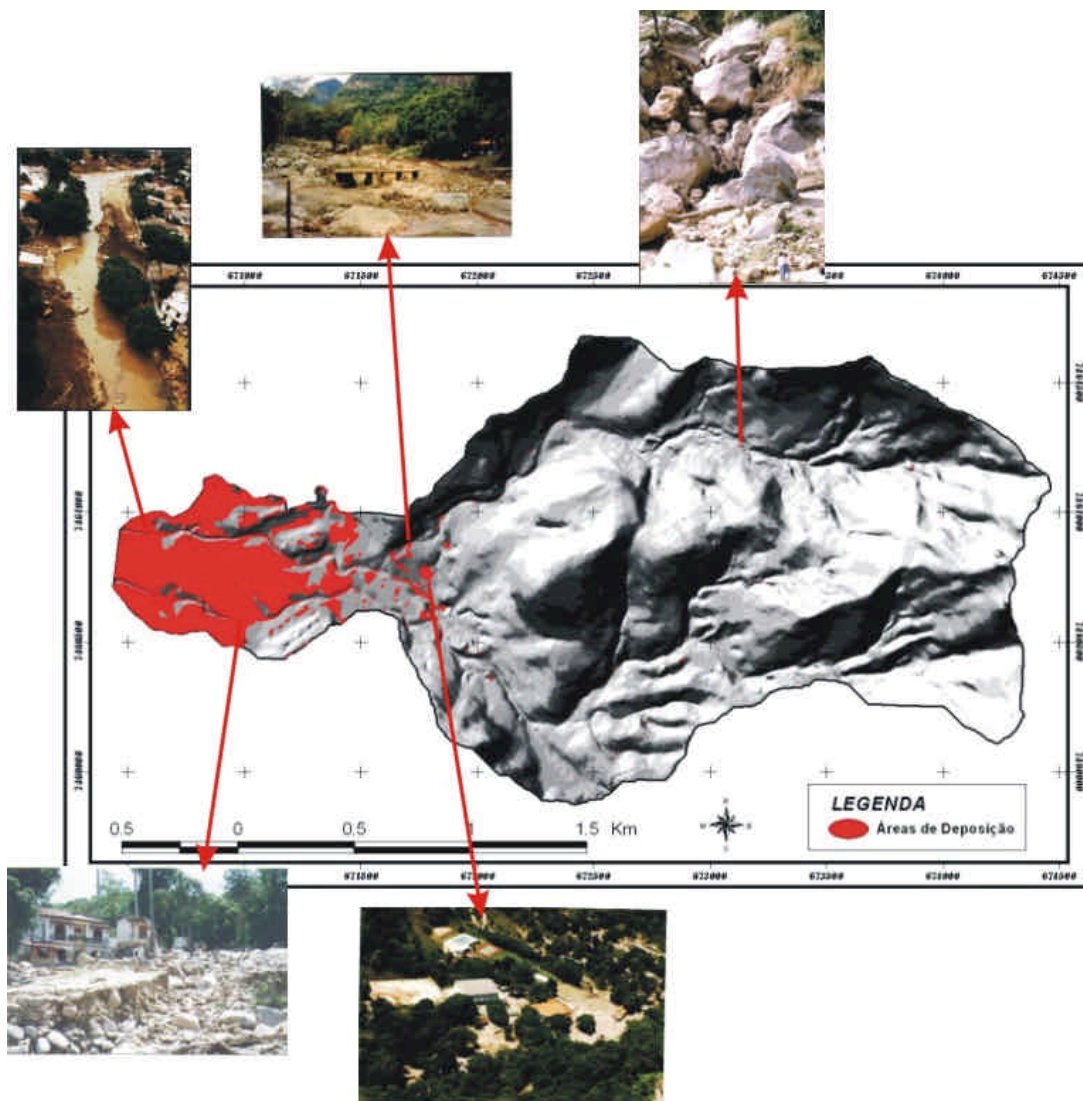


Figura 6.4- Mapa das áreas de deposição das corridas de massa modeladas em vermelho. Verifica-se que as maiores áreas de deposição encontram-se a jusante da bacia, a oeste, onde se encontra a região mais plana de toda a área de estudo.

7- MODELAGEM DE SIMULAÇÃO DE CORRIDAS DE MASSA

A tentativa inicial de modelagem de simulação de corridas de massa foi realizada com modelos de distribuição de fluxo uni-dimensional (Iverson et al., 1997). No entanto, DeLeon & Jeppson (1982) modelaram fluxos de água laminar com fatores de atrito realçados. A variabilidade espacial do fluxo Newtoniano, em equilíbrio, foi assumida e a cessação do fluxo não poderia ser simulada. Schamber & MacArthur (1985) criaram um modelo de elemento finito uni-dimensional para escoamentos usando o modelo reológico de Bingham para avaliar a tensão cisalhante de um fluido não Newtoniano. Em 1986, MacArthur & Schamber apresentaram um modelo de elementos finitos bidimensional para a aplicação em topografia simplificada. As propriedades fluidas foram modeladas como um fluido de Bingham, cuja tensão cisalhante fosse uma função da viscosidade e da tensão de escoamento.

Takahashi & Tsujimoto (1985) propuseram um modelo de diferenças finitas bidimensional para corridas de massa baseado num modelo de fluido dilatante acoplado com a resistência do fluxo de Coulomb. O modelo de fluido dilatante foi derivado a partir da teoria de tensão dispersiva de Bagnold (1954), que descreve a tensão do escoamento a partir da colisão das partículas dos sedimentos. Mais tarde, Takahashi & Nakagawa (1989) modificaram o modelo de corrida de massa para incluir a turbulência.

Em 1985, O'Brien & Julien desenvolvem um modelo de tensão quadrática de escoamento que descreve a continuidade de regimes de fluxo a partir de fluxos viscosos. Posteriormente, O'Brien & Julien (1988), Julien & Lan (1991) e Major & Pierson (1992) investigaram o comportamento dos escoamentos em concentrações elevadas de sedimentos finos na matriz fluida. Estes estudos mostraram que os escoamentos se comportam como fluidos de Bingham. As matrizes fluidas, com concentrações de sedimentos baixos, dominam tensões turbulentas no fluxo do núcleo. As concentrações elevadas de partículas não-coesivas combinadas com as concentrações baixas de partículas finas são requeridas para gerar tensões de escoamento dispersivas. A partir disso, O'Brien et al. (1993) projetaram um modelo bi-dimensional para canais em bacia de drenagem utilizando o modelo de Bingham.

Os fluxos de sedimentos hiperconcentrados envolvem a interação complexa de processos de fluidos e de sedimentos incluindo turbulência, tensão

de escoamento viscoso e a colisão das partículas dos sedimentos. As partículas dos sedimentos podem colidir e girar em seu movimento. Já a coesão do sedimento fino controla o comportamento não Newtoniano da matriz fluida (O'Brien & Julien, 2000).

Tensões de escoamentos dispersivos podem ocorrer em fluxos turbulentos quando as partículas de sedimentos não-coesivas dominam o fluxo e a porcentagem de sedimentos finos coesivos (siltes e argilas) é pequena. Com aumento de concentrações elevadas de sedimentos finos, a turbulência do fluido e o impacto das partículas serão suprimidos e o fluxo se aproximará ao laminar.

Os fluxos de sedimentos hiperconcentrados típicos incluem inundações, fluxos de lama, os escoamentos e os escorregamentos. A distinção entre estes eventos depende da concentração de sedimentos medida pelo peso ou pelo volume (Figura 7.1).



Figura 7.1- A classificação dos fluxos de sedimentos hiperconcentrados (modificado de O'Brien & Julien, 2000).

A partir disso, na tentativa de simular os fluxos de sedimentos hiperconcentrados, O'Brien & Julien (2000) desenvolvem o modelo FLO-2D que distribui os escoamentos como um fluido contínuo na predição do movimento do

fluido viscoso em função da concentração de sedimentos. Os escoamentos são dominados pela viscosidade e tensão dispersiva e constituem num fenômeno muito diferente do que aqueles processos de carga de sedimentos e de terreno suspensos em transporte de sedimentos convencional.

7.1- O Modelo FLO-2D

O modelo FLO-2D é um modelo de conservação de massa que modela os processos físicos utilizando rotinas de entrada e saída (*rainfall-runoff*) e, hidrógrafas de enchentes para superfícies não confinadas (complexas). De acordo com O'Brien & Julien (2000), o modelo FLO-2D analisa problemas hidráulicos de inundação avaliando (determinando) as áreas propícias a enchentes, mas seu uso pode ser generalizado para simulações de fluxo não confinado em topografia complexa com diversas condições de rugosidade e diferentes tipos de material, como por exemplo, em corridas de massa. Toda essa modelagem é baseada em modelos de conservação de massa. A aceleração da inundação e o avanço da área de interesse (avanço da corrida de massa) são controlados pela topografia e pelos parâmetros de resistência ao fluxo de base. Esta modelagem se dá através da interação numérica de equações de movimento e a conservação de massa do volume.

A simulação dos fluxos de sedimentos é feita através de rotinas de fluxos de sedimentos hiperconcentrados com fluxos contínuos para a predição do comportamento do fluxo viscoso, a partir de uma matrix fluída que é "governada" pela concentração de sedimentos.

A modelagem desse fenômeno é feita por uma modelagem de reologia quadrática para a previsão da viscosidade e tensão cisalhante do escoamento em função da concentração de sedimentos. A concentração de sedimentos, os efeitos da diluição e, a remobilização dos depósitos são simulados sobre cada elemento do *grid (pixel)*.

O modelo de reologia quadrático é usado para descrever o comportamento do fluxo das corridas de massa (O'Brien & Julien, 1985). O modelo quadrático combina o modelo de Bingham, com o fluxo turbulento e, a tensão do escoamento cisalhante e dispersiva do modelo de Bagnold. A influência da turbulência e tensão dispersiva aumenta com o aumento do gradiente de velocidade e

tamanhos dos grãos. O aumento do volume da corrida de massa causado pela camada de erosão não é levado em consideração pelo modelo FLO-2D.

Parâmetros reológicos como tensão do escoamento ou viscosidade das corridas de massa são a “chave” dos fatores para a modelagem física e numérica dos fluídos. O comportamento reológico do fluído pode ser expresso por relacionamentos entre tensões de cisalhamento e taxa de cisalhamento. Diversas investigações referem-se à complexidade do comportamento da reologia dos sedimentos (como por exemplo, O’Brien & Julien, 1988; Major & Pierson, 1992; entre outros). Para corridas de massa foi demonstrado que, dependendo da concentração e propriedades do material, tanto o modelo plástico de Bingham ou os modelos pseudoplásticos de Casson ou Herschel-Bulkley são habilitados para descrever estes relacionamentos (Coussot, 1997) (Figura 7.2).

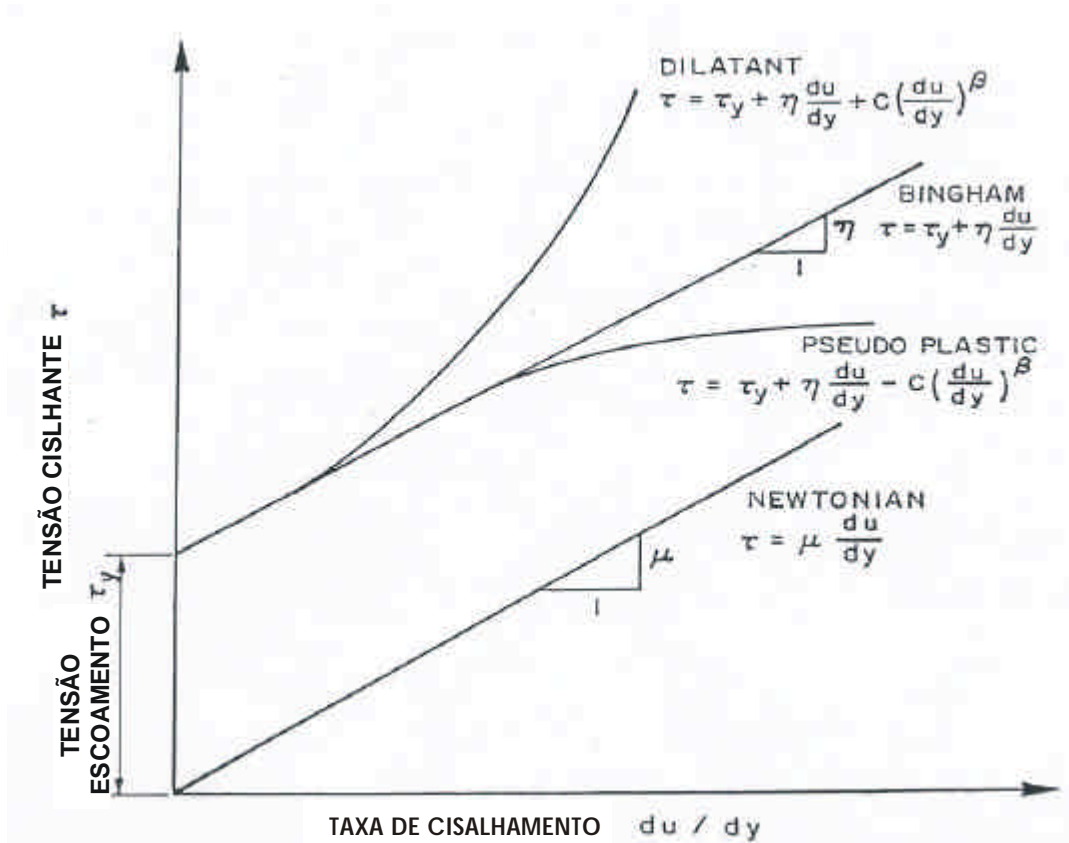


Figura 7.2- A tensão cisalhante como função da taxa de cisalhamento para modelos de deformação fluida (modificado de O’Brien & Julien, 2000).

O’Brien & Julien (1988) mostraram que a viscosidade de Bingham (η_B) e a tensão do escoamento (t_y) aumentam exponencialmente com a concentração do volume de sedimentos finos. Major & Pierson (1992), determinam que esta

correlação seja freqüentemente superimposta por propriedades sedimentológicas e mineralógicas da fase rígida das misturas. A simulação de corridas de massa com o modelo FLO-2D requer mensurações de tensão do escoamento e viscosidade em dependência da concentração do volume de sedimentos (Hübl & Steinwendtner, 2001).

7.2- Teoria e as Equações “Governantes” do Modelo FLO-2D

O modelo FLO-2D constitui-se de equações que resolvem tanto para enchentes como para fluxo de sedimentos hiperconcentrados. As rotinas de simulação de enchentes ou de fluxo hiperconcentrados necessitam da integração numérica das equações de movimento e de conservação de massa de um volume.

As equações constituintes incluem a equação de continuidade:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hV_x}{\partial x} + \frac{\partial hV_y}{\partial y} = i \quad (7.1)$$

e a equação de movimento em duas dimensões (equação de onda dinâmica):

$$S_{f_x} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{V_x}{g} \frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{V_y}{g} \frac{\partial V_x}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial V_x}{\partial t} \quad (7.2)$$

$$S_{f_y} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{V_y}{g} \frac{\partial V_y}{\partial y} - \frac{V_x}{g} \frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial V_y}{\partial t} \quad (7.3)$$

onde:

h é a espessura do fluxo (espessura da corrida) (Figura 7.3);

V_x e V_y são as componentes de velocidade ao longo das coordenadas x e y ;

i é o excesso da chuva;

S_{f_x} e S_{f_y} são as componentes de atrito da encosta que são escritas nas equações 7.2 e 7.3 como função da inclinação do terreno S_{ox} e S_{oy} (Figura 7.3);

$\frac{\partial h}{\partial x}$ e $\frac{\partial h}{\partial y}$ são os gradientes hidráulicos;

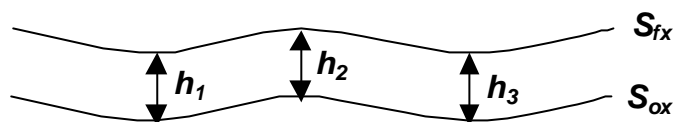


Figura 7.3- Esquema demonstrando as funções S_{fx} e S_{ox} .

Se desconsiderarmos o último termo das equações S_{fx} e S_{fy} que representam a aceleração convectiva e local, temos a equação difusiva de onda por aproximação:

$$S_{fx/fy} = S_{ox/oy} - \frac{\partial h}{\partial x / \partial y} - \frac{V_x/V_y}{g} \frac{\partial V_x / \partial V_y}{\partial x / \partial y} - \frac{V_y/V_x}{g} \frac{\partial V_x / \partial V_y}{\partial y / \partial x} \quad (7.4)$$

Os fluxos de sedimentos muito viscosos (hiperconcentrados) são geralmente referidos como fluxo de lama ou escoamentos. Os escoamentos são eventos não-homogêneos, não Newtonianos, de inundação transiente cujas propriedades fluidas mudam significativamente, enquanto fluem em canais de bacias íngremes ou através dos leques aluviais. O comportamento do escoamento é uma função das propriedades da matriz fluida, da geometria do canal e da inclinação. A matriz fluida consiste na água e em sedimentos finos. Em concentrações suficientemente elevadas, os sedimentos finos alteram as propriedades do fluido incluindo a densidade, a viscosidade e a tensão do escoamento.

Há diversos relacionamentos importantes de concentração de sedimentos que ajudam a definir a natureza dos fluxos de sedimentos hiperconcentrados. Estes relacionamentos relatam a concentração dos sedimentos pelo volume, a concentração dos sedimentos pelo peso, a densidade dos sedimentos, a densidade da mistura do escoamento e o fator volume (Figura 7.1). Quando examinamos os parâmetros relatados para escoamento, é importante identificar a concentração dos sedimentos como uma medida de peso ou de volume. A concentração de sedimentos pelo volume C_v é dada por:

$$C_v = \frac{\text{(volume de sedimento)}}{\text{(volume de água mais sedimento)}} \quad (7.5)$$

C_v é relacionado para concentração de sedimentos pelo peso C_w por:

$$C_v = \frac{C_w g}{g_s - C_w (g_s - g)} \quad (7.6)$$

onde: g = peso específico da água, g_s = peso específico dos sedimentos e C_w é a concentração de sedimentos pelo peso.

O peso específico da mistura do escoamento (g_m) é uma função da concentração dos sedimentos pelo volume:

$$g_m = g + C_v(g_s - g) \quad (7.7)$$

Similarmente, a densidade da mistura do escoamento (r_m) é dada por:

$$r_m = r + C_v(r_s - r) \quad (7.8)$$

e/ou:

$$r_m = \frac{g_m}{g} \quad (7.9)$$

onde: g é aceleração gravitacional.

A tensão cisalhante em fluxos de sedimentos hiperconcentrados, incluindo aqueles descritos como escoamentos e fluxos de lama, podem ser calculados a partir da soma de cinco componentes de tensão cisalhante. A tensão cisalhante total (t) depende da tensão coesiva (t_c), tensão de resistência de Mohr-Coulomb (t_{mc}), a tensão cisalhante de viscosidade (t_v), a tensão cisalhante turbulenta (t_t), e a tensão cisalhante dispersiva (t_d).

$$t = t_c + t_{mc} + t_v + t_t + t_d \quad (7.10)$$

Quando escrito em termos de taxas de cisalhamento (dv/dy), o seguinte modelo reológico quadrático pode ser definido como (O'Brien & Julien, 1985):

$$t = t_y + h \frac{dv}{dy} + C \left(\frac{dv}{dy} \right)^2 \quad (7.11)$$

onde a tensão cisalhante do escoamento é igual a:

$$t_y = t_c + t_{mc} \quad (7.12)$$

e:

$$\mathbf{C} = r_m l^2 + f(r_m, \mathbf{C}_v) d_s^2 \quad (7.13)$$

nestas equações h é a viscosidade dinâmica; t_c é a tensão coesiva; a tensão de Mohr-Coulomb ($t_{mc} = r_s \tan f$) que depende da densidade aparente (r_s) e o ângulo de atrito (f) do material; \mathbf{C} denota o coeficiente de tensão cisalhante inercial, que depende da densidade da massa da mistura (r_m), comprimento de mistura de Prandtl (l), tamanho do sedimento (d_s) e, uma função da concentração volumétrica de sedimentos (\mathbf{C}_v).

Bagnold (1954) definiu o relacionamento da função $f(r_m, \mathbf{C}_v)$ como:

$$f(r_m, \mathbf{C}_v) = a_i r_m \frac{C^* \theta^{1/3}}{C_v \theta} - \frac{1}{h} \quad (7.14)$$

onde a_i ($\sim 0,01$) é um coeficiente empírico e C^* é a concentração de volume estática máxima para as partículas de sedimentos.

A partir disso, O'Brien & Julien (2000) definem no uso do modelo reológico do FLO-2D todos os termos das tensões cisalhantes, através da seguinte aproximação:

$$\mathbf{S}_f = \mathbf{S}_y + \mathbf{S}_v + \mathbf{S}_{td} \quad (7.15)$$

onde: \mathbf{S}_f é o somatório das componentes da encosta; \mathbf{S}_y é a componente de escoamento da encosta; \mathbf{S}_v é a componente de viscosidade; \mathbf{S}_{td} é a componente de turbulência-dispersiva.

A componente de escoamento é descrita como:

$$\mathbf{S}_y = \frac{t_y}{g_m h} \quad (7.16)$$

Já \mathbf{S}_v pode ser escrita como:

$$S_v = \frac{Kh}{8g_m} \frac{V}{h^2} \quad (7.17)$$

onde: K é o parâmetro de resistência do fluxo laminar; V é a velocidade no meio do fluxo.

E, S_{td} pode ser desenvolvida como:

$$S_{td} = \frac{n_{td}^2 \cdot V^2}{h^{4/3}} \quad (7.18)$$

onde: n_{td} é um coeficiente de rugosidade equivalente ao de Manning para fluxos.

Assim, S_f pode ser reescrito da seguinte forma:

$$S_f = \frac{t_y}{g_m h} + \frac{Kh}{8g_m} \frac{V}{h^2} + \frac{n_{td}^2 \cdot V^2}{h^{4/3}} \quad (7.19)$$

onde: t_y e h são definidas a partir da seguinte relação, conforme destacado por O'Brien & Julien (2000):

$$t_y = a_1 e^{b_1 C_v} \quad (7.20)$$

e;

$$h = a_2 e^{b_2 C_v} \quad (7.21)$$

onde: a_i e b_i são coeficientes empíricos definidos por experimentos de laboratório (O'Brien & Julien, 1988).

Deste modo, para os cálculos das corridas de massa são essenciais as definições dos parâmetros de tensão do escoamento e viscosidade. No FLO-2D, a simulação das corridas é feita a partir da modelagem de reologia quadrática utilizando o modelo de Bingham e o modelo de Bagnold. Toda essa modelagem utiliza os conceitos de conservação de massa e de movimento para a simulação das corridas.

7.3- Simulação a Partir das Cicatrizes dos Escorregamentos

Inicialmente, para a simulação das corridas de massa pelo FLO-2D é necessário um MDT. Neste trabalho, foi utilizado o MDT gerado no tópico 4 em que, sua resolução foi degradada para 10 metros. Isto se deveu, por o FLO-2D ser um modelo de elementos finitos o que demanda um tempo de processamento razoavelmente grande e, deste modo, não ser possível a aplicação da simulação num MDT de resolução de 2 metros. Entretanto, cabe ressaltar que as corridas de massa são fenômenos de certa magnitude em que sua largura normalmente é superior a 10 metros, o que possibilita e não inviabiliza toda a simulação numa escala de resolução menor a do que foram feitas as outras etapas do trabalho.

Importado o MDT para dentro do ambiente do FLO-2D com a resolução de 10 metros é importado, também, o mapa de cicatrizes dos escorregamentos para a determinação do volume de entrada a ser simulado. Neste trabalho, a primeira simulação será feita a partir do volume determinado para cada cicatriz dos escorregamentos ocorridos em 1996 (Figura 5.4). Para isso, foi feito primeiramente o cálculo de área de cada cicatriz e depois o cálculo do volume a partir, da espessura de 1 m de solo, para cada cicatriz (Figura 7.4). A determinação do valor da espessura de solo foi baseada no relatório da GEORIO (1996). Nota-se que o volume total calculado para todas as cicatrizes (137800m^3) ficou bem próximo do volume total mobilizado calculado pela GEORIO (1996) que foi de 132000m^3 .

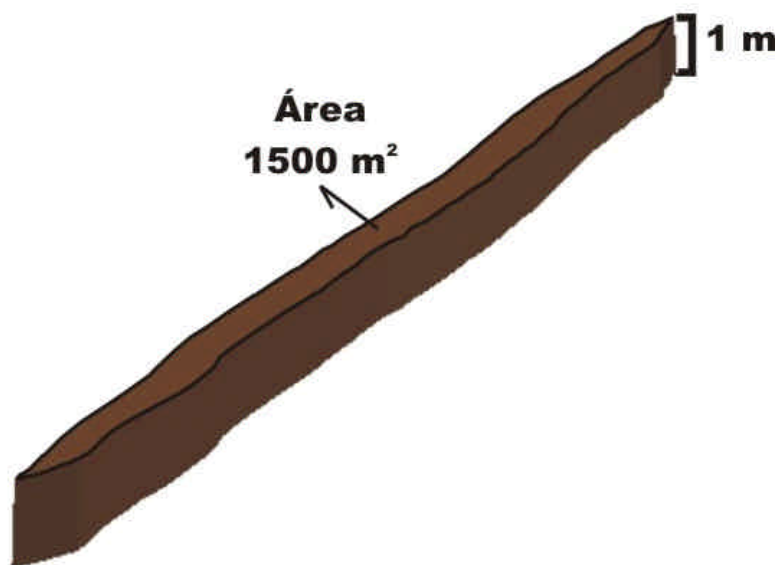


Figura 7.4- Esquema demonstrando como foi calculado cada volume em cada cicatriz em que, neste caso o volume total seria de 1500m^3 .

Conforme verificado na figura 2.1, o desenvolvimento de uma corrida de massa a partir de um escorregamento começa com a entrada de água no sistema que faz com que, o material que está escorregando se transforme num material mais fluido tornando-se numa corrida de massa. Esta passagem na modelagem de simulação do FLO-2D é determinada a partir dos *pixels* que começam as corridas de massa. Estes *pixels* são determinados pelo modelador que define na paisagem quais são os *pixels* responsáveis pelo começo de uma corrida ou de várias corridas (Figura 7.5).

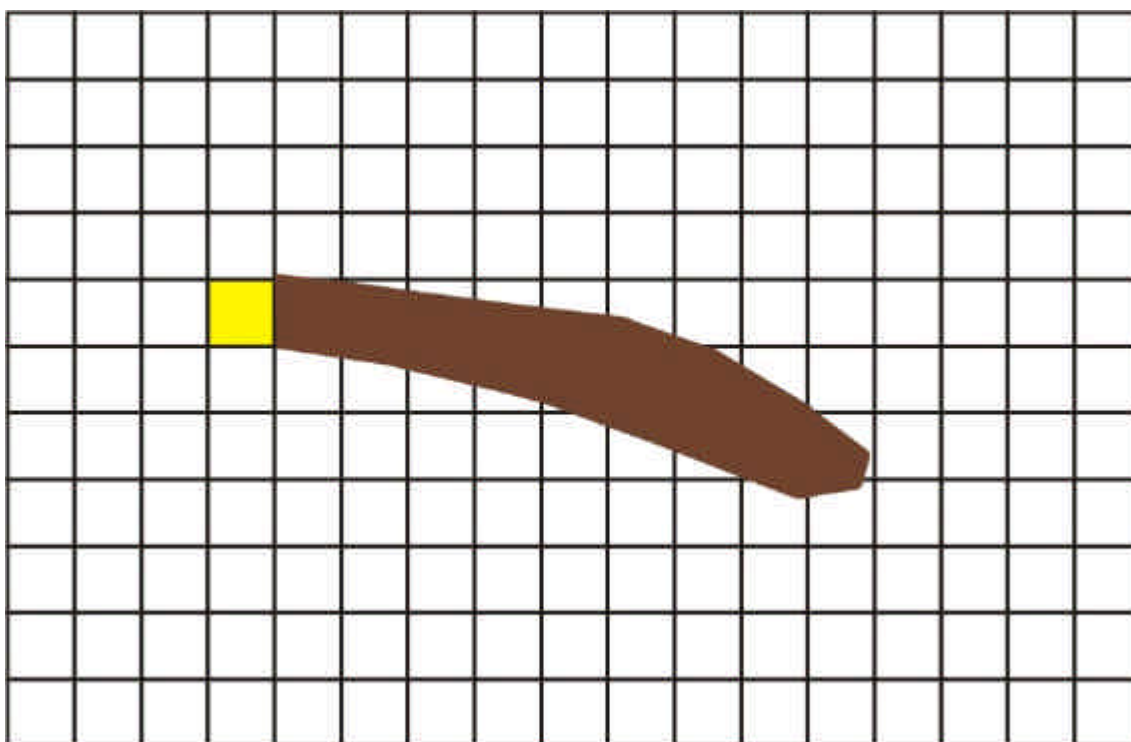


Figura 7.5- Determinação do *pixel* onde ocorre a passagem (em amarelo) de todo material escorregado pela cicatriz assinalada no *grid* da área.

Além, do material escorregado que passará em cada *pixel*, é necessário determinar o tempo total que demorará a passar todo este material. Neste trabalho, foi designado um tempo total de 5 minutos para que todo o material de cada cicatriz passa-se por cada *pixel* responsável pelo começo de cada corrida. Considerando que os escorregamentos que ocorreram nas encostas foram muito rápidos e aproximadamente ao mesmo tempo, já que o relatório da GEORIO (1996) define que as corridas chegaram à área de baixada ao mesmo tempo formando uma única grande corrida. Além disso, as corridas têm na forma de sua

hidrógrafa um pico de massa, o que faz acreditar que o tempo de 5 minutos em todas as cicatrizes serem bastante representativo do fenômeno ocorrido em 1996.

As hidrógrafas responsáveis pela simulação da corrida são construídas a partir de cada *pixel* responsável pelo começo da corrida tempo do escorregamento, a vazão em metros cúbicos por segundo (m^3/s) e a concentração dos sedimentos em cada tempo.

O valor a ser utilizado de concentração volumétrica de sedimentos foi retirado do Manual do FLO-2D (O'Brien & Julien, 2000), que define para corridas de massa uma concentração volumétrica de 0.55. Definido as hidrógrafas, posteriormente, é necessário à definição dos parâmetros de propriedades de fluxo e o tempo total de simulação.

Os valores de viscosidade e tensão do escoamento das corridas de massa utilizados no modelo FLO-2D foram retirados do trabalho desenvolvido por Macias et al. (1997) que fizeram diversas retro-análises do comportamento mecânico das corridas de massa que aconteceram nas bacias do Quitite e Papagaio em 1996 (Figura 7.6). A partir destes dados, foram determinados novos valores hipotéticos para analisarmos o comportamento da corrida em situações extremas. De acordo com Macias et al., (1997), os valores de viscosidade variaram de 0.092 a 3.44 (kPa.s) e, de tensão do escoamento de 12.06 e 24.42 (kPa).



Figura 7.6 – Valores de viscosidade e tensão de escoamento utilizados na modelagem de simulação das corridas de massa.

Neste trabalho foram feitas 150 simulações com os diferentes valores dos parâmetros. Todas estas simulações, com os dados utilizados e resultados, na

forma de tabelas e mapas de área total atingida, podem ser visualizados no Anexo II. Aqui serão demonstrados todos os gráficos das simulações e os principais mapas correlatos ao evento de 1996.

A validação das simulações utilizou o mapeamento da corrida obtida a partir das fotos aéreas de Março de 1996 (Figura 7.7). A partir da área mapeada, foi possível comparar a área total de cada simulação (Figura 7.7). Além disso, foram feitas comparações de altura máxima atingida pela corrida e altura máxima simulada, a partir de pontos coletados em campo pela GEORIO da época dos movimentos de massa (Figura 7.8).

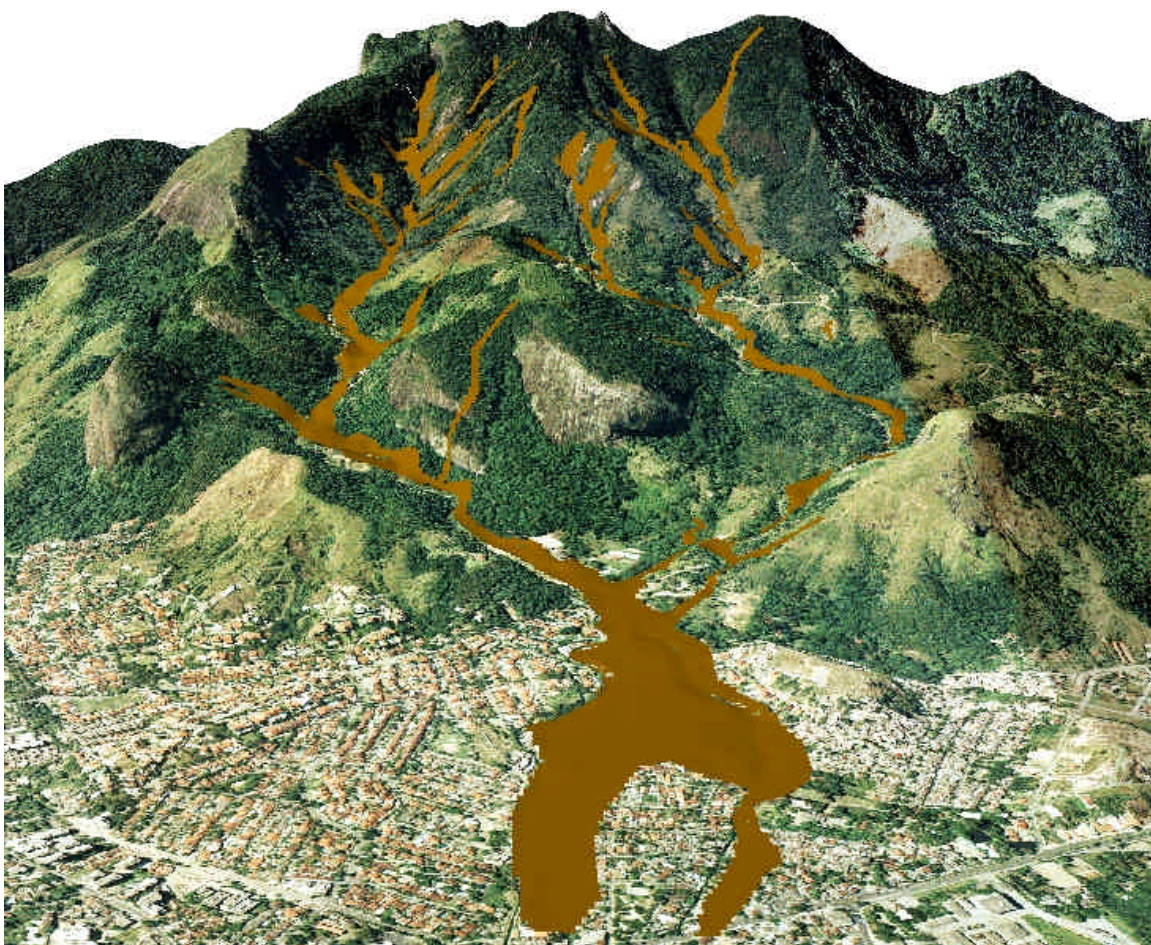


Figura 7.7- Mapa da área percorrida pelas corridas de massa em 1996.

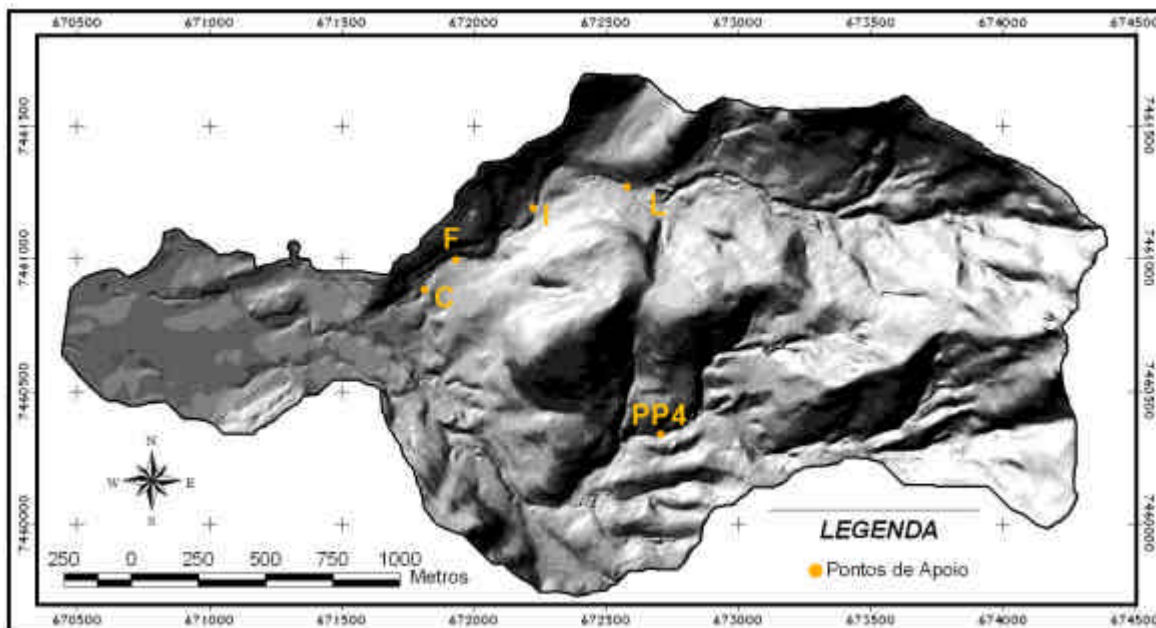


Figura 7.8- Mapa com os pontos de verificação com as medições de altura da corrida feita pela GEORIO (1996).

Os resultados da área total atingida pelas corridas de massa apresentam dois grupos distintos dependentes da tensão do escoamento (Figura 7.9). Um grupo em que, a variação dos dados não resultou em variação significativa do resultado final da simulação (tensões acima de 2.00 kPa, inclusive) e, um grupo em que, a viscosidade tem uma influência significativa na variação dos resultados finais (tensões abaixo de 2.00 kPa). Isto demonstra que, a partir de um valor de tensão do escoamento, qualquer que seja o valor de viscosidade não interferirá no resultado final da simulação, em termos de área. Além disso, nota-se que as simulações com valores entre as tensões de 0.2 a 0.0002 (kPa) e viscosidade de 0.05 a 0.092 (kPa.s), não tem variação nos resultados. Isto também pode ser visto, para as mesmas tensões nos valores de viscosidade acima de 1.79 (kPa.s). O comportamento constante da curva para viscosidade alta (acima de 1.79 kPa.s), provavelmente refere-se a movimentação de grandes blocos.

Quando analisamos os resultados referentes à velocidade máxima atingida (Figura 7.10), nota-se agora que a tensão do escoamento não interfere tanto como foi para os resultados de área. Entretanto, verifica-se um comportamento parecido em viscosidades acima de 1.79 kPa.s e em todas as tensões simuladas. Isto demonstra que, a velocidade da corrida a partir de um momento não muda mais, mesmo alterando o valor de tensão e viscosidade.

Já com relação à espessura máxima atingida (Figura 7.11) verifica-se um comportamento em que, somente os resultados obtidos com tensão de escoamento de 48 kPa se diferenciam. Além disso, verifica-se que quanto maior for a viscosidade maior tenderá ser a espessura máxima atingida, isto ocorre provavelmente por estas viscosidades altas se assemelharem muito a um comportamento de simulação de corrida de grandes blocos.

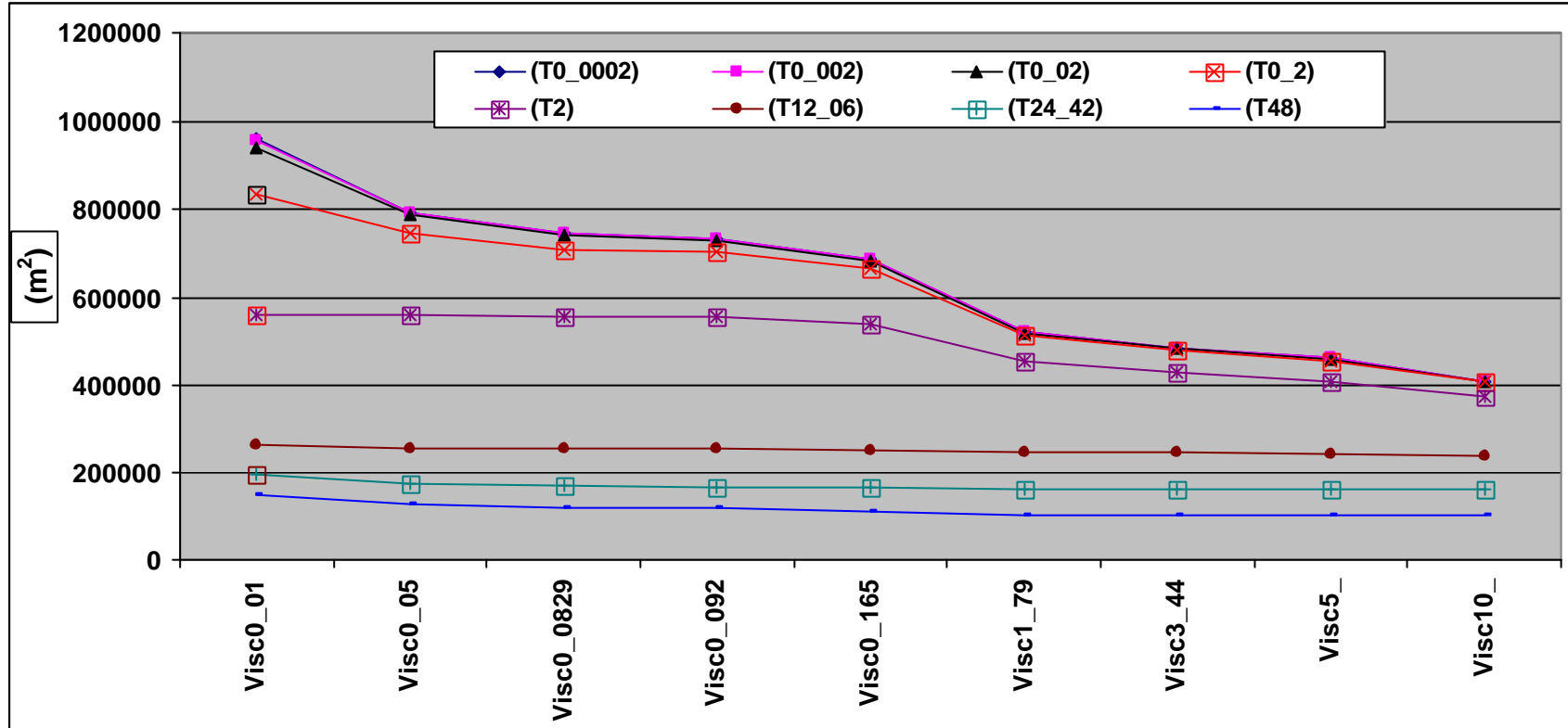


Figura 7.9- Gráfico de área total atingida pelas corridas de massa simuladas (no eixo Y). Em que, foram utilizados diferentes valores de tensão do escoamento (conforme demonstrado pelas diferentes linhas na legenda) e a viscosidade do material (eixo X). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_01 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.01 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.0002 kPa a representação na legenda foi T0_0002.

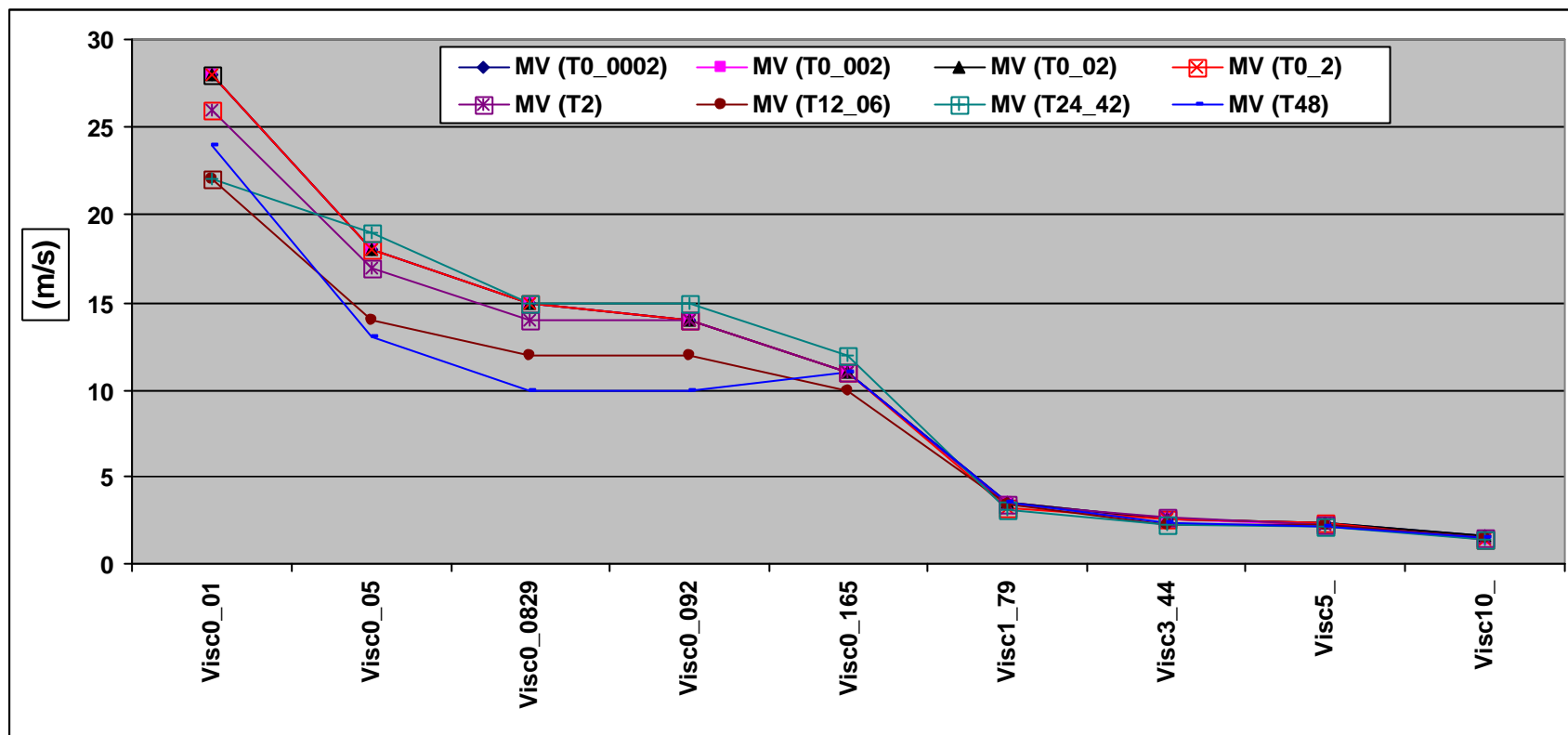


Figura 7.10- Gráfico demonstrando a velocidade máxima atingida pelas corridas de massa para os diferentes valores de tensão de escoamento e viscosidade. Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_05 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.05 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.002 kPa a representação na legenda foi T0_002.

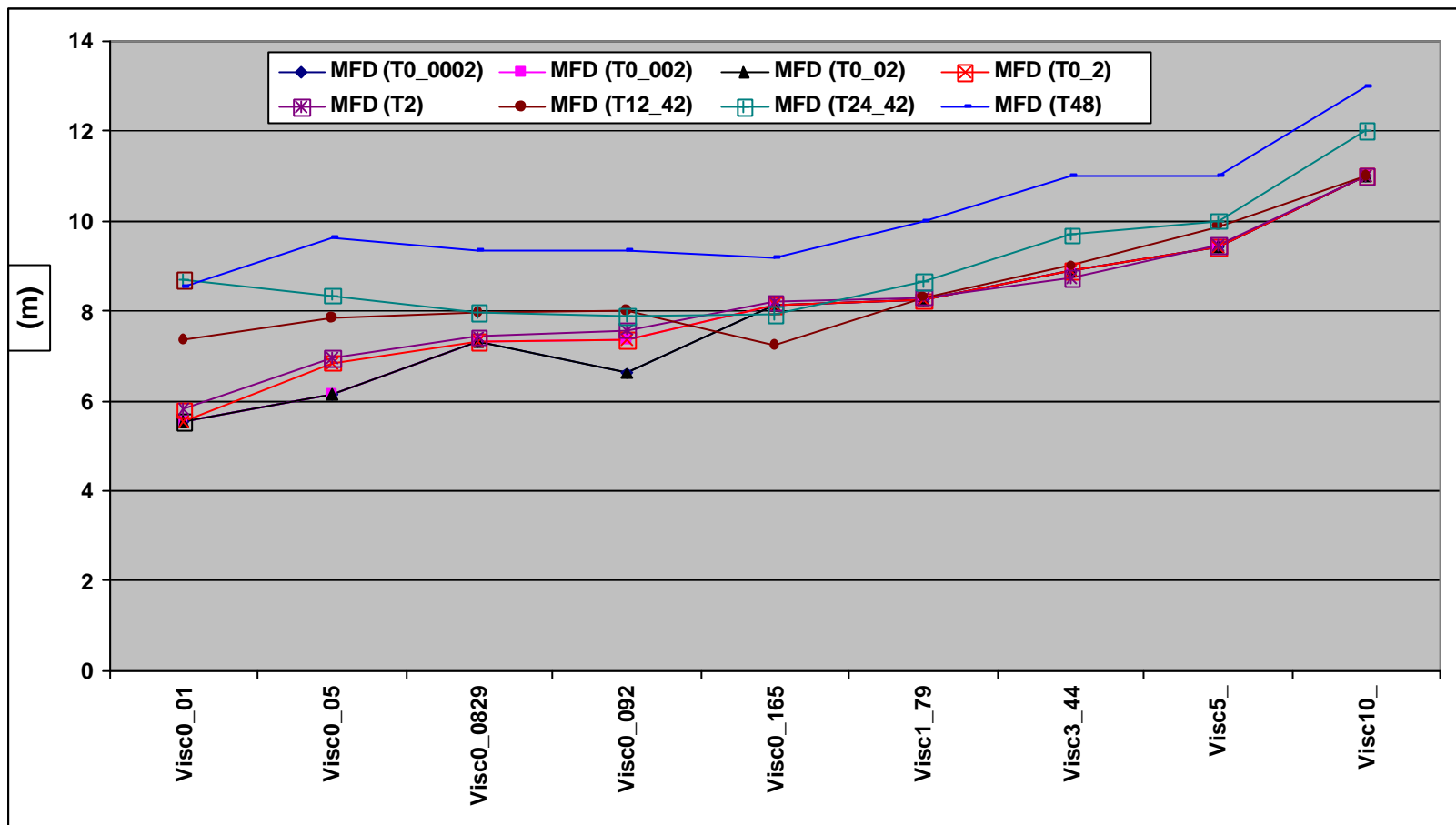


Figura 7.11- Gráfico de pico máximo de altura atingida pela corrida sobre o relevo (altura máxima da frente de corrida) com diferentes valores de tensão de escoamento e viscosidade. Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc5_ significa que o valor de viscosidade é igual a 5 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 2 kPa a representação na legenda foi T2.

No entanto, tanto para os resultados na forma de área (Figura 7.9) quanto em velocidade máxima (Figura 7.10), nota-se uma ruptura entre os valores de viscosidade de 0.092 a 1.79 (kPa.s). A partir disso, foram feitas novas simulações, com valores intermediários de viscosidade calculados (0.571, 0.977 e 1.383 kPa.s), para verificar se esta ruptura era devido à variação de valores ou se existia mesmo uma ruptura a partir de um certo momento. Além disso, foram feitas simulações com valores de viscosidade próximos a valores de água (0.001 kPa.s), mais parecidos com lama. Estas novas simulações foram feitas a partir de tensões de 0.2 a 0.002 kPa, pois não se verifica um comportamento diferente em termos de área, como pode ser visto na figura 7.9, que justifique simulações com todas as tensões. Além disso, as simulações feitas com estes valores de tensão de escoamento se aproximam muito do valor de área total mapeado.

Nota-se que, o comportamento para os resultados analisados na Figuras 7.12, 7.13 e 7.14 são bastante parecidos aos das figuras 7.9, 7.10 e 7.11. Além disso, a ruptura evidenciada nas figuras 7.9 e 7.10 não se percebe nas figuras 7.12 e 7.13, o que demonstra que a diminuição em área e em velocidade é gradativa devido ao aumento da viscosidade. Além disso, nota-se na figura 7.13 que a velocidade máxima a partir de um valor de viscosidade pequeno não tende mais a aumentar. Isto ocorre, pois os valores de viscosidade são tão pequenos que parecem água o que faz com que, seu comportamento tenda a uma velocidade constante.

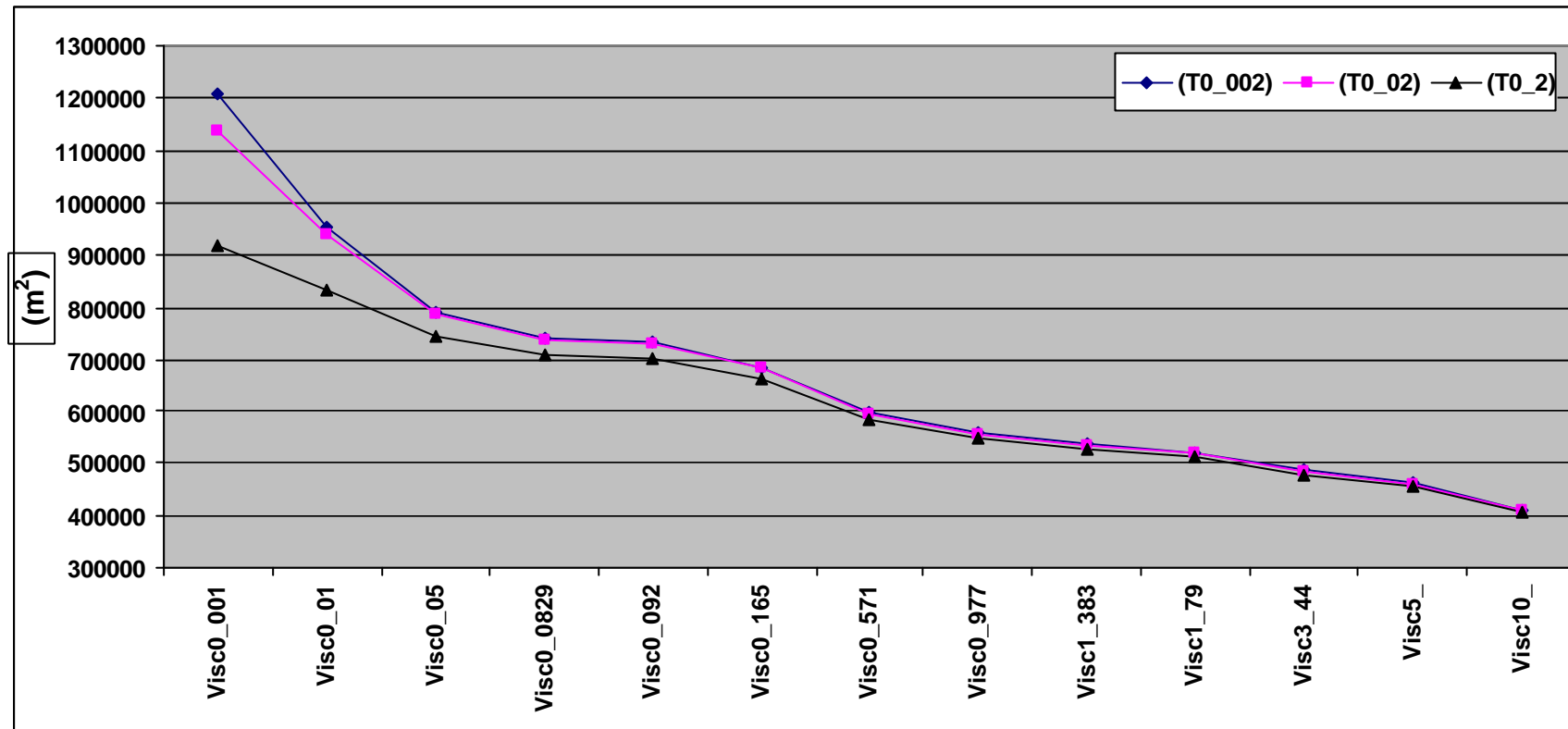


Figura 7.12- Gráfico de área total (m²) com os valores intermediários de viscosidade e valor de viscosidade com comportamento parecido ao da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_0829 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.0829 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.02 kPa a representação na legenda foi T0_02.

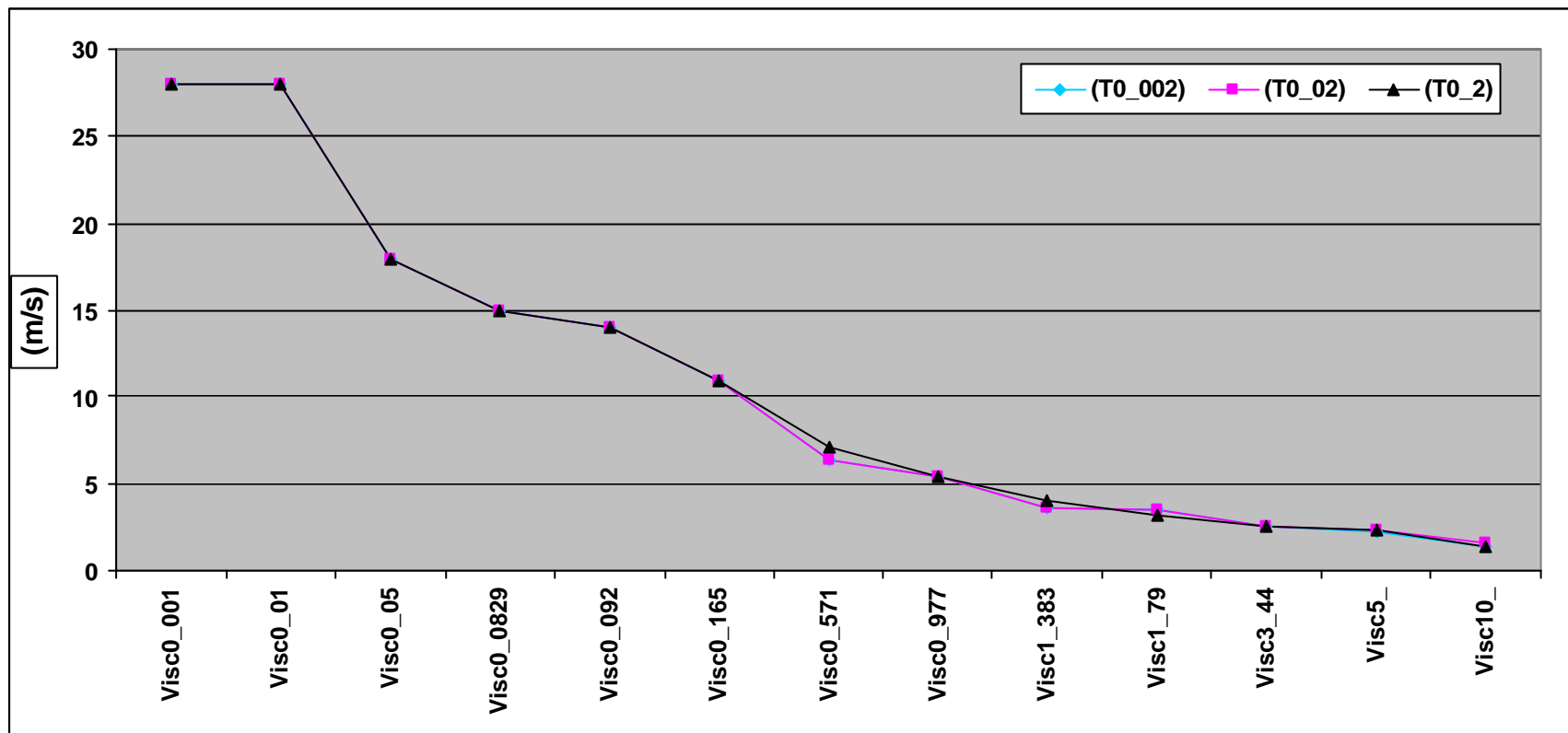


Figura 7.13- Velocidade máxima (m/s) atingida pelas corridas com os valores intermediários e o valor de viscosidade próximo ao comportamento da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_165 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.165 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0.2 kPa a representação na legenda foi T0_2.

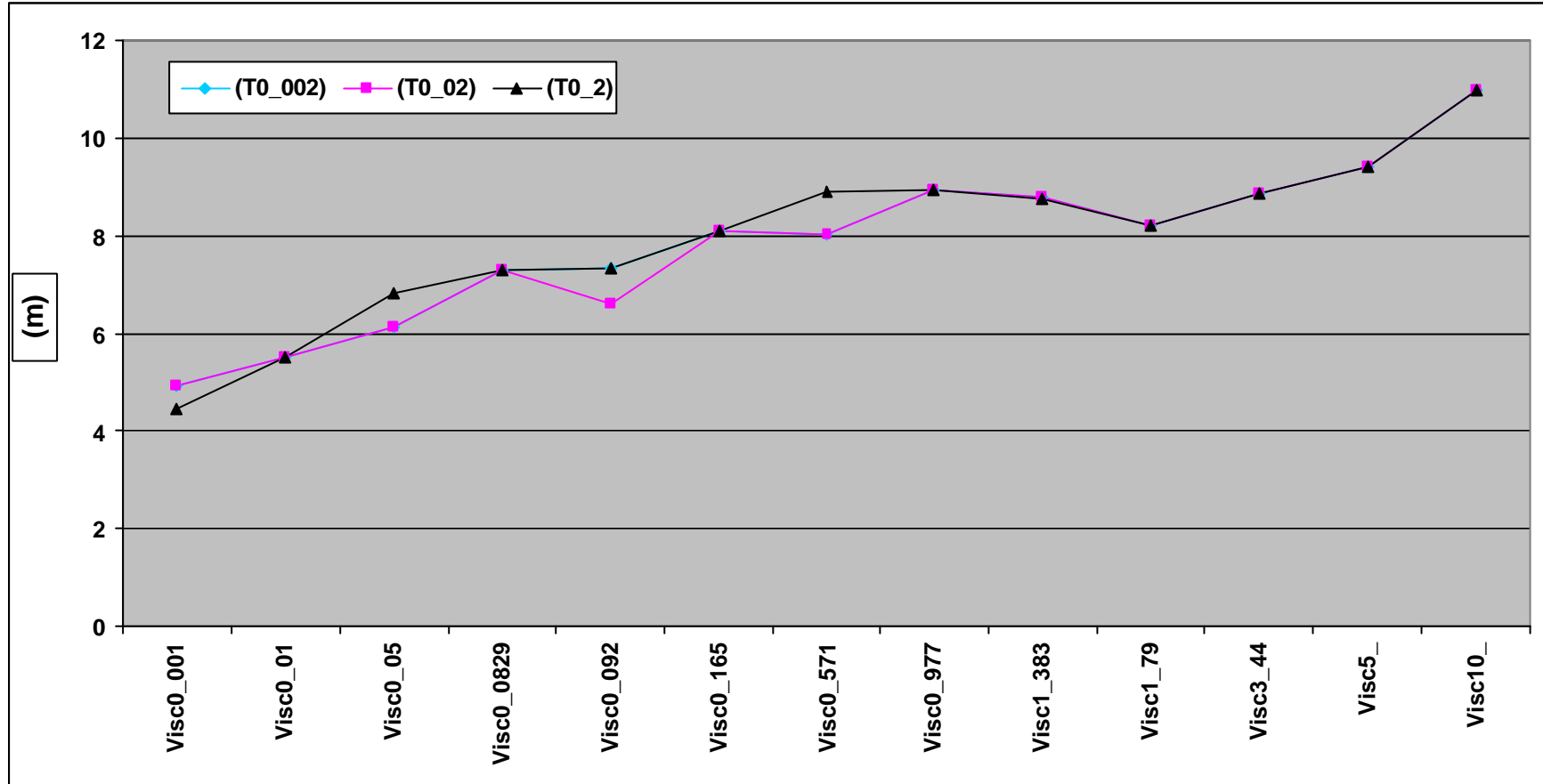


Figura 7.14- Gráfico de espessura máxima (m) atingida pela corrida com os valores intermediários e o valor de viscosidade próximo ao comportamento da água (0.001 kPa.s). Para identificar os valores de viscosidade utilizados o termo Visc0_571 significa que o valor de viscosidade é igual a 0.571 kPa.s. O mesmo acontece para identificar os valores de tensão do escoamento em que, quando a tensão do escoamento utilizada foi de 0. 2 kPa a representação na legenda foi T0_2.

Após as análises dos resultados variando a viscosidade e a tensão de escoamento, outro parâmetro a ser analisado em relação a diferentes valores é o coeficiente de resistência do fluxo laminar (K). O'Brien & Julien (2000), fizeram vários testes variando K em uma área de Kentucky, estado de Utah nos EUA em que, de acordo com estes autores (*op cit.*) o parâmetro K pode variar de um valor de 24 a 50.000 dependendo do tipo de uso do solo. Aqui, neste trabalho, foram feitas diversas simulações utilizando valores de O'Brien & Julien (2000) e, também valores menores do que 24. Cabe ressaltar que as simulações variando K foram feitas com valores de viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s e, de tensão de escoamento de 0.002, 0.02 e 0.2 kPa, por estas simulações se apresentarem mais próximas da área mapeada.

As figuras 7.15, 7.16 e 7.17 demonstram os resultados obtidos a partir destas análises de K em que, na figura 7.15 notamos os resultados a partir da espessura máxima da corrida em metros. Nota-se que o comportamento dos resultados é o mesmo variando a tensão de escoamento (Figura 7.15 A, B e C) em que, quando K varia de 0 para 10 há uma diminuição do valor de espessura máxima que só volta a aumentar quando K é igual a 100. Verifica-se também que os valores de K igual a 4000 é bem próximo dos valores de K igual a 0.

Já quando analisamos os resultados em função da velocidade máxima (Figura 7.16), nota-se o comportamento inverso dos resultados para espessura máxima em que, quando variamos K de 0 para 10 há um aumento da velocidade que logo após (quando K é maior ou igual a 24) começa a diminuir. Verifica-se também na figura 7.16, que quando K chega a valores superiores a 2285 a tendência é de se estabilizar, ou seja, a partir de 2285 a variação da velocidade é muito pequena.

E por fim, quando analisamos os resultados em relação à área atingida (Figura 7.17), nota-se um mesmo comportamento dos resultados em função da velocidade em que, há um aumento da área atingida quando passamos de K=0 para K=10 e logo após, a curva decai. Nota-se também, uma pequena tendência à estabilização da área atingida para valores acima de 2285. Além disso, verifica-se que as simulações feitas com a tensão de escoamento igual a 0.2 kPa (Figura 7.17C), a variação dos valores de área atingida não são grandes. Este comportamento é o mesmo verificado na parte inicial das simulações descritas na figura 7.9.

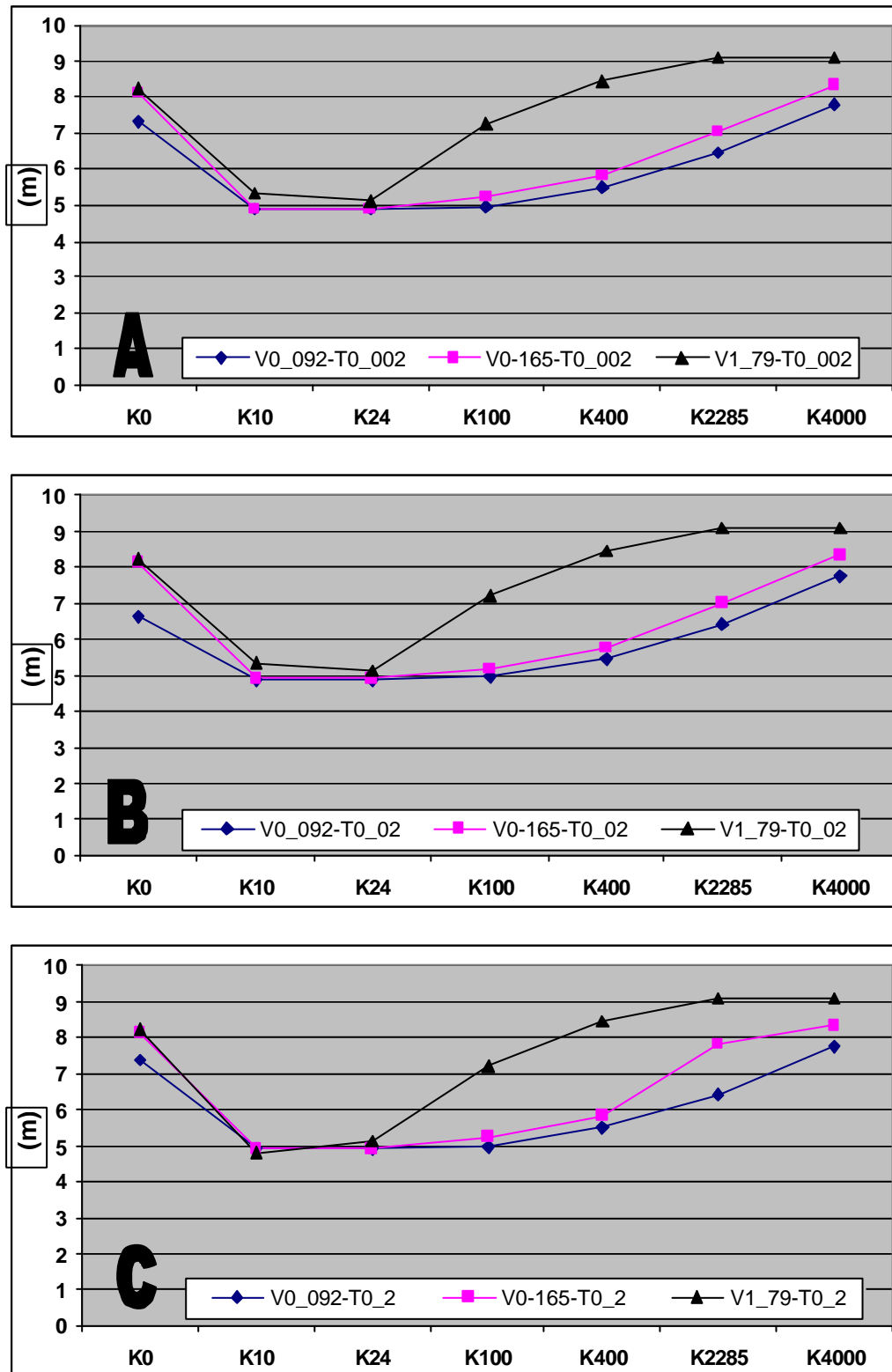


Figura 7.15- Gráficos de espessura máxima atingida pela corrida (m) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa.

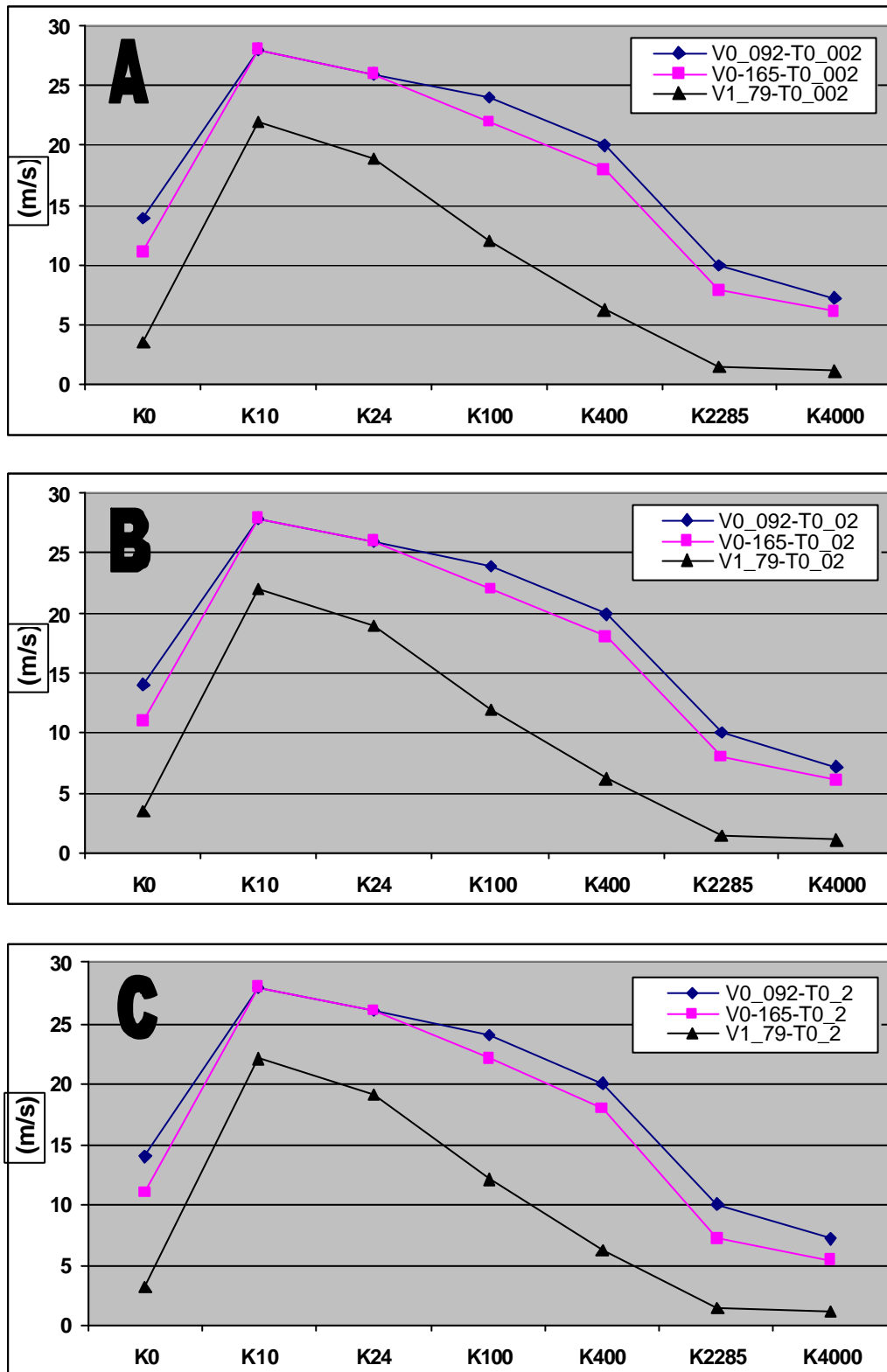


Figura 7.16- Gráficos de velocidade máxima atingida pela corrida (m/s) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa.

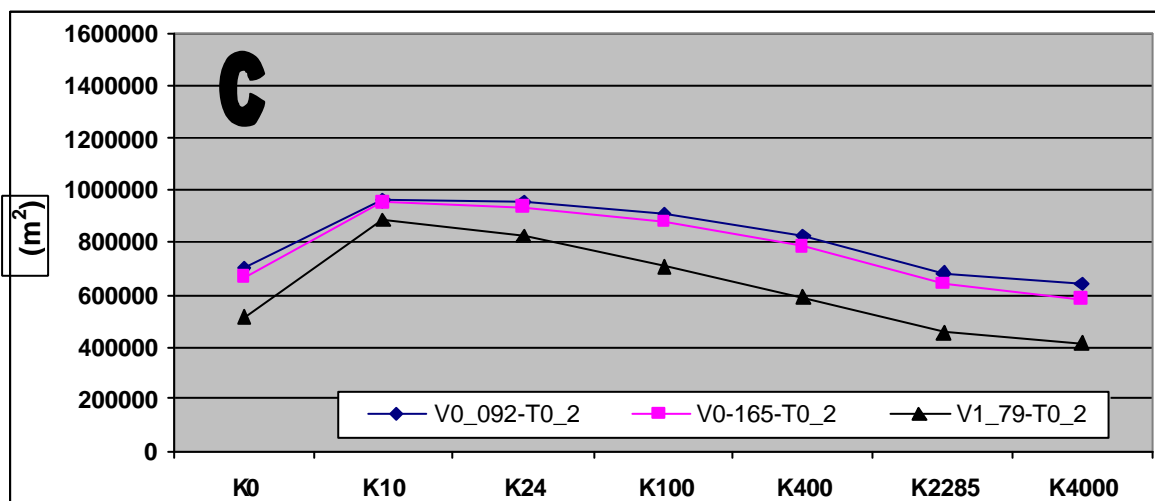
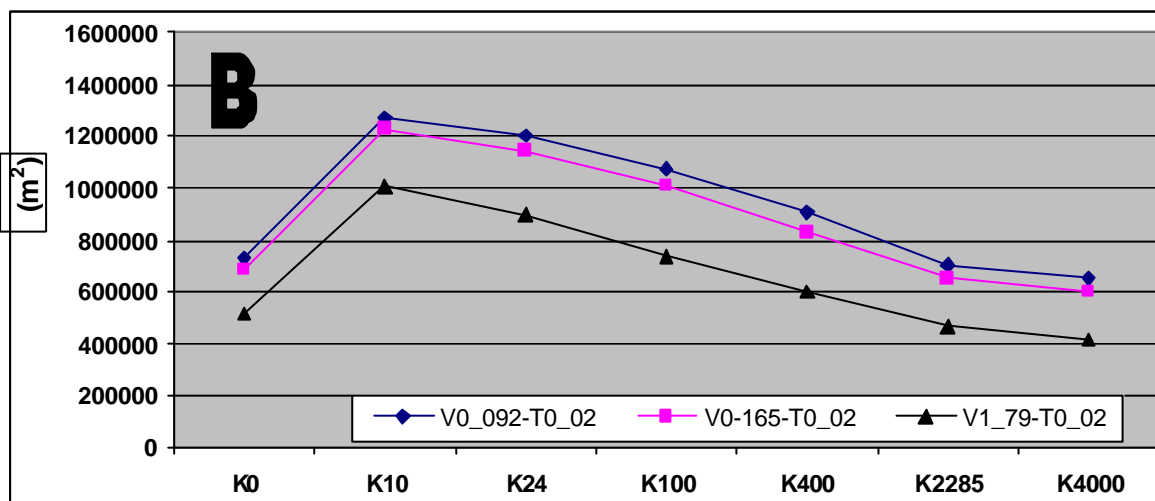
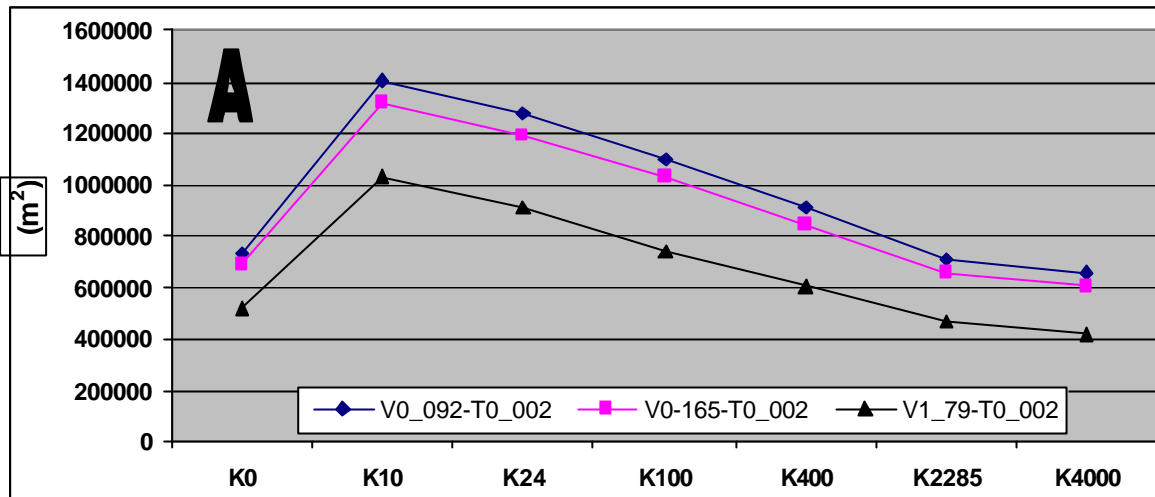


Figura 7.17- Gráficos de área total atingida pela corrida (m^2) variando K (eixo X) para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico). Em, (A) verifica-se os resultados para uma tensão de escoamento de 0.002 kPa, (B) para 0.02 kPa e, (C) para 0.2 kPa.

E por último, foram feitas simulações variando o tempo máximo de duração da corrida de massa (Figura 7.18). Nota-se que o tempo não vai influenciar nos resultados de velocidade máxima e espessura máxima atingida pelas corridas (Figura 7.18 A e B), ou seja, mesmo aumentando o tempo de simulação o valor de velocidade e de espessura máxima não vão se modificar. Diferentemente com relação à área atingida que aumenta linearmente com o aumento do tempo de duração da corrida. Nota-se neste gráfico (Figura 7.18 C) que o tempo de duração de corrida que chegou mais próximo ao valor da área mapeado foi com um tempo de 2 horas.

A partir de todas essas simulações, as que mais se aproximaram da área total mapeada (731539 m²) foram 5 (Tabela 7.1). Entretanto, nota-se que as simulações com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, K igual a 0 e, tensão de escoamento de 0.002 e 0.02 kPa (sombreadas em amarelo na Tabela 7.1) foram as que mais se aproximaram.

Tabela 7.1- Simulações que mais se aproximaram à área mapeada com seus respectivos valores de viscosidade, tensão de escoamento, K e tempo.

Nome do Arquivo	Viscosidade (kPa.s)	Tensão (kPa)	Resistência ao Fluxo Laminar (K)	Tempo de Duração (horas)	Area Total atingida pela Simulação (m ²)
V0_092T0_002K0	0.092	0.002	0	2	732900
V0_092T0_02K0	0.092	0.02	0	2	730400
V0_0829T0_02K0	0.0829	0.02	0	2	739600
V1_79T0_002K100	1.79	0.002	100	2	737200
V1_79T0_02K100	1.79	0.02	100	2	733900

Estas 5 simulações foram também analisadas em relação aos dados de espessura máxima atingida pela corrida verificados em campo pela GEORIO (1996), demonstrados na figura 7.8. Esta análise, também foi feita a partir do método estatístico de mínimos quadrados em que, os resultados com os menores valores são os que mais se aproximam do valor observado em campo (Figura 7.19). Nota-se novamente que, as simulações com viscosidade de 0.092 kPa.s, K igual a 0 e tensão de escoamento de 0.002 e 0.02 kPa, foram as que mais se aproximaram com os dados observados pela GEORIO, com valores de 0.3404 e 0.3403 respectivamente. A simulação com viscosidade de 0.0829, K igual a 0 e

tensão de escoamento de 0.02 kPa, também obteve um resultado muito próximo a das simulações anteriores (0.3470). A partir disso, as simulações com os valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, K igual a 0, tensão de escoamento de 0.002 e 0.02 kPa e tempo de simulação de 2 horas (Figura 7.20 e 7.21) foram escolhidas para serem testadas em conjunto com o resultado da modelagem de susceptibilidade a escorregamentos que será abordado no próximo tópico.

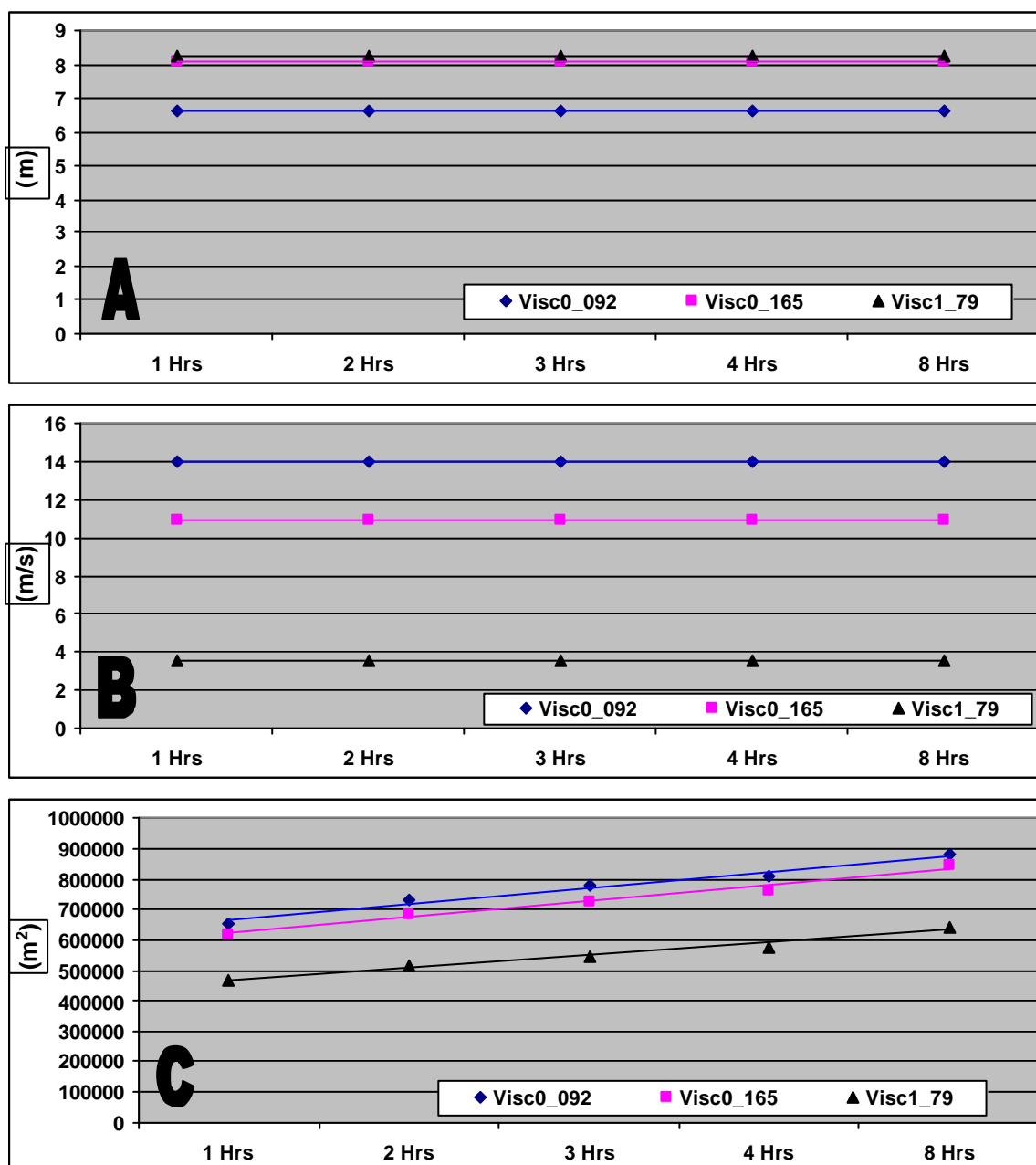


Figura 7.18- Gráficos de espessura máxima atingida pela corrida (m) em A, velocidade máxima (m/s) (B) e área total atingida (m²) (C). Em todos estes 3 gráficos o resultado é em função do tempo (eixo X) e para as viscosidade de 0.092, 0.165 e 1.79 kPa.s (linhas azul, rosa e preta da legenda do gráfico).

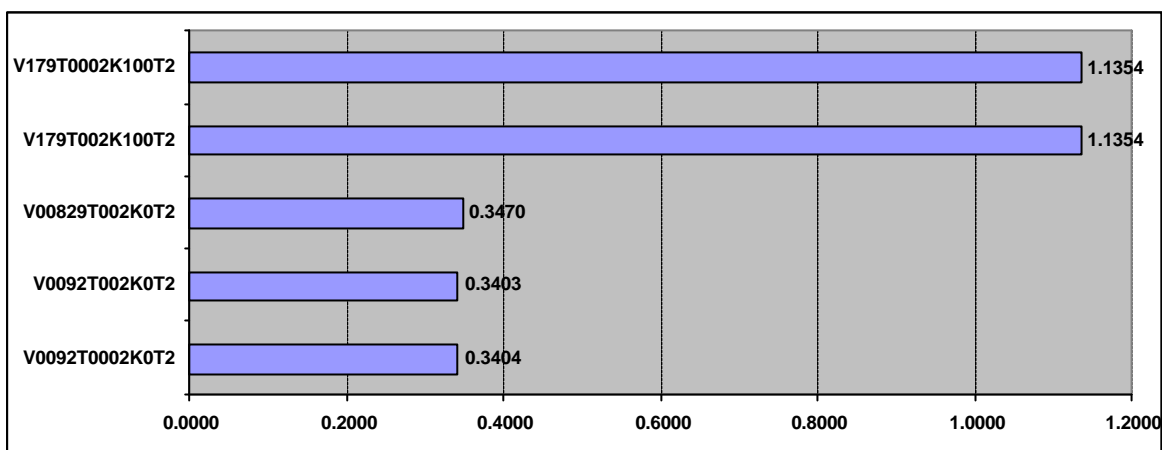


Figura 7.19- Gráfico dos valores obtidos pelo método de mínimos quadrados a partir dos pontos observados da GEORIO (1996). Os termos no eixo Y significam os valores de viscosidade, tensão do escoamento, K e tempo de duração de simulação da corrida. Em que, o termo V179T0002K100T2 significa que a simulação utilizou uma viscosidade de 1.79 kPa.s, tensão do escoamento de 0.002 kPa, coeficiente de resistência ao fluxo laminar igual a 100 e tempo de duração de 2 horas.

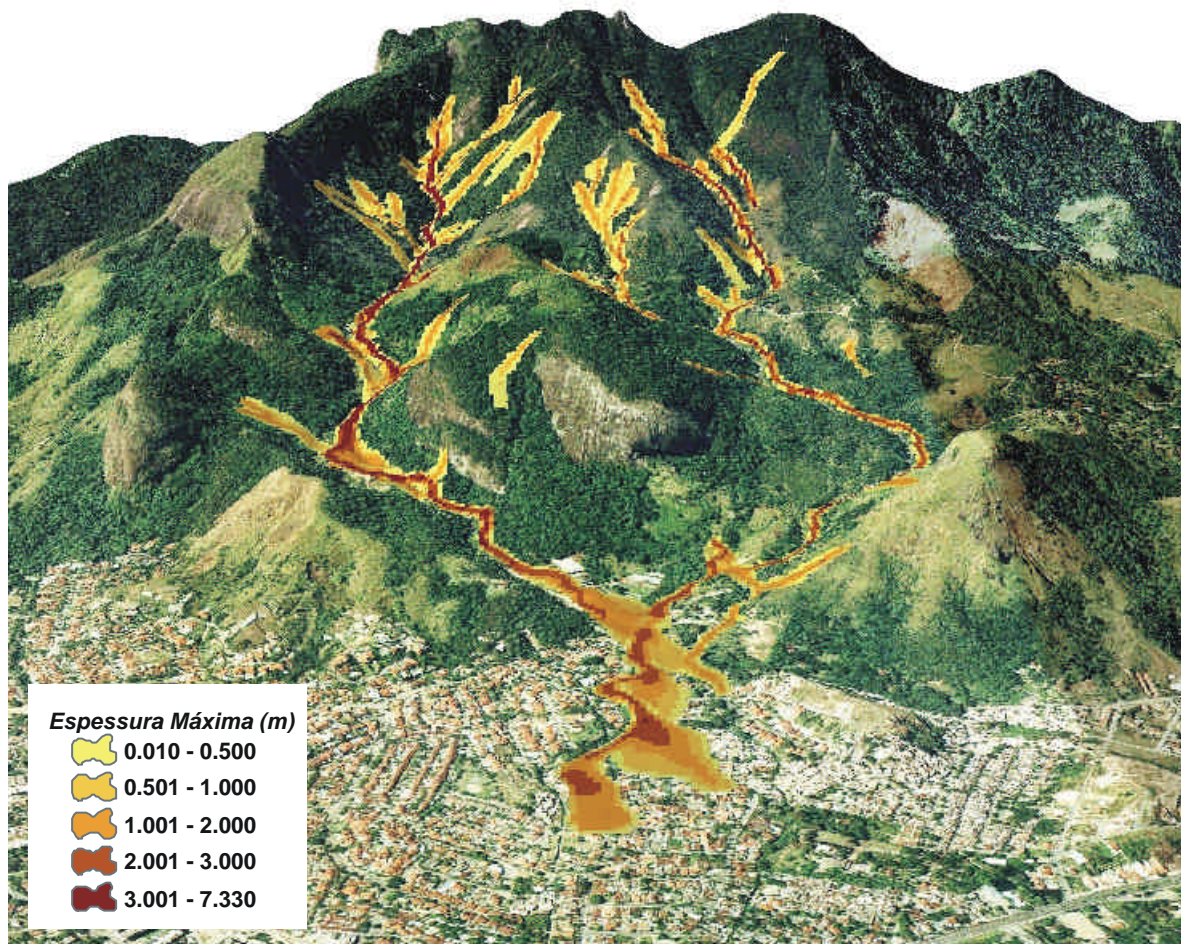


Figura 7.20- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas.

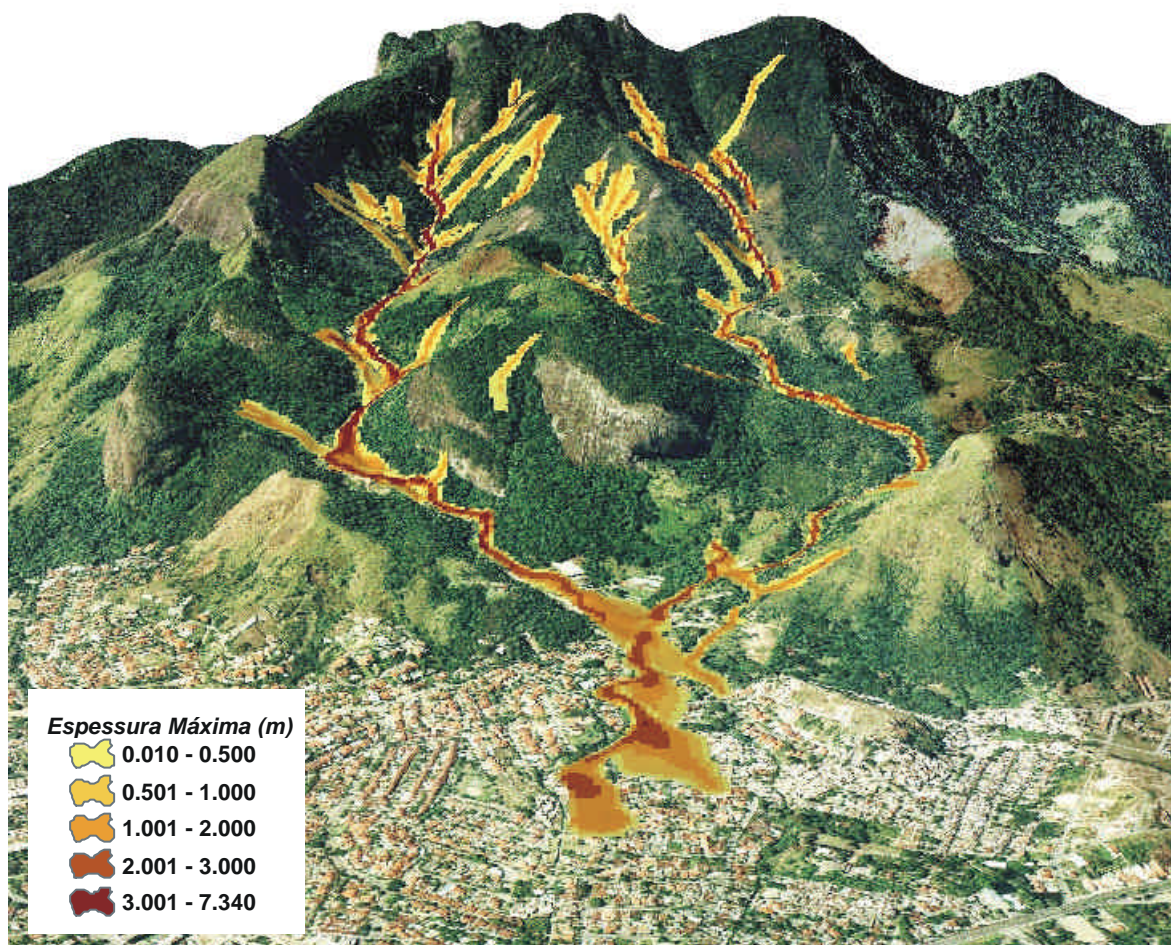


Figura 7.21- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.02 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas.

7.4- Simulação a Partir do Resultado do SHALSTAB

Diferentemente do tópico 7.3, neste tópico os dados de volume inicial serão dados pelo mapa de susceptibilidade a escorregamentos (Figura 5.6). Para definir a quantidade de volume, o resultado do SHALSTAB norteou a área a ser definida como susceptível ao escorregamento e posteriormente, ao desenvolvimento da corrida de massa (Figura 7.22). Determinado essas áreas, foi calculado o volume de cada área e posteriormente, os *pixels* responsáveis pelo começo da corrida, conforme definido no tópico 7.3. Definido as respectivas hidrógrafas de simulação utilizou-se os valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 e 0.02 kPa, resistência ao fluxo laminar (K) de 0 e, o tempo de duração da corrida de 2 horas. Estes valores foram obtidos a partir das simulações realizadas anteriormente e que se aproximam mais aos valores do que aconteceu.

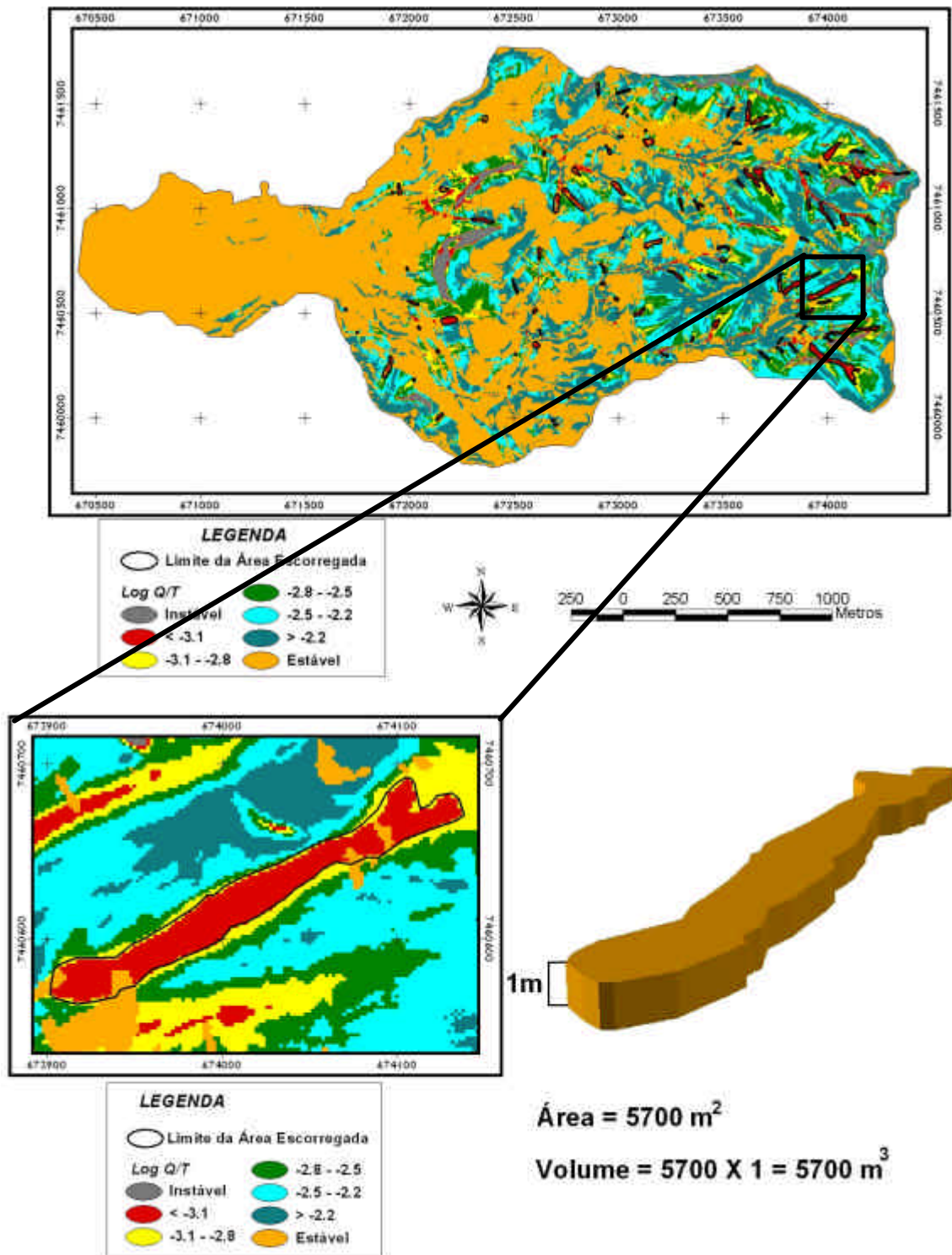


Figura 7.22- Esquema demonstrativo de como foi feita a delimitação da área definida pelo SHALSTAB, que será adotada como a quantidade de volume de entrada no FLO-2D.

Quando analisamos as simulações em valores de área total atingida verifica-se que a simulação que utilizou parâmetros de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento 0.02 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas (Figura 7.23) obteve um resultado mais próximo do que a outra simulação, com viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 kPa, K igual a 0 e tempo de simulação de 2 horas (Figura 7.24) (Tabela 7.2). Ao analisarmos os resultados a partir da espessura máxima atingida pela corrida com os dados de campo de GEORIO (1996), através dos mínimos quadrados (Figura 7.25), verifica-se que a simulação que utiliza o valor de tensão do escoamento igual a 0.02 kPa foi a que mais se aproximou da realidade.

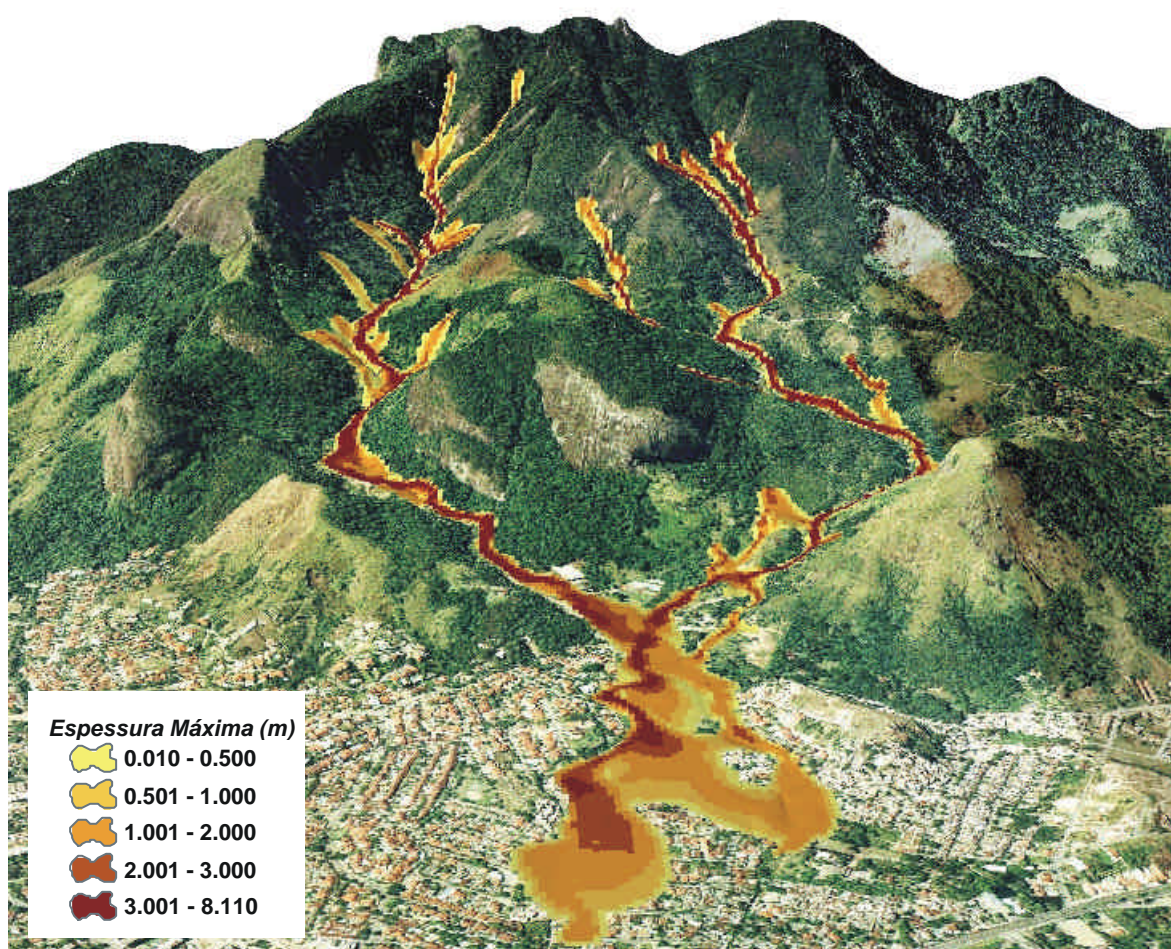


Figura 7.23- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com os resultados do SHALSTAB com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.002 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas.

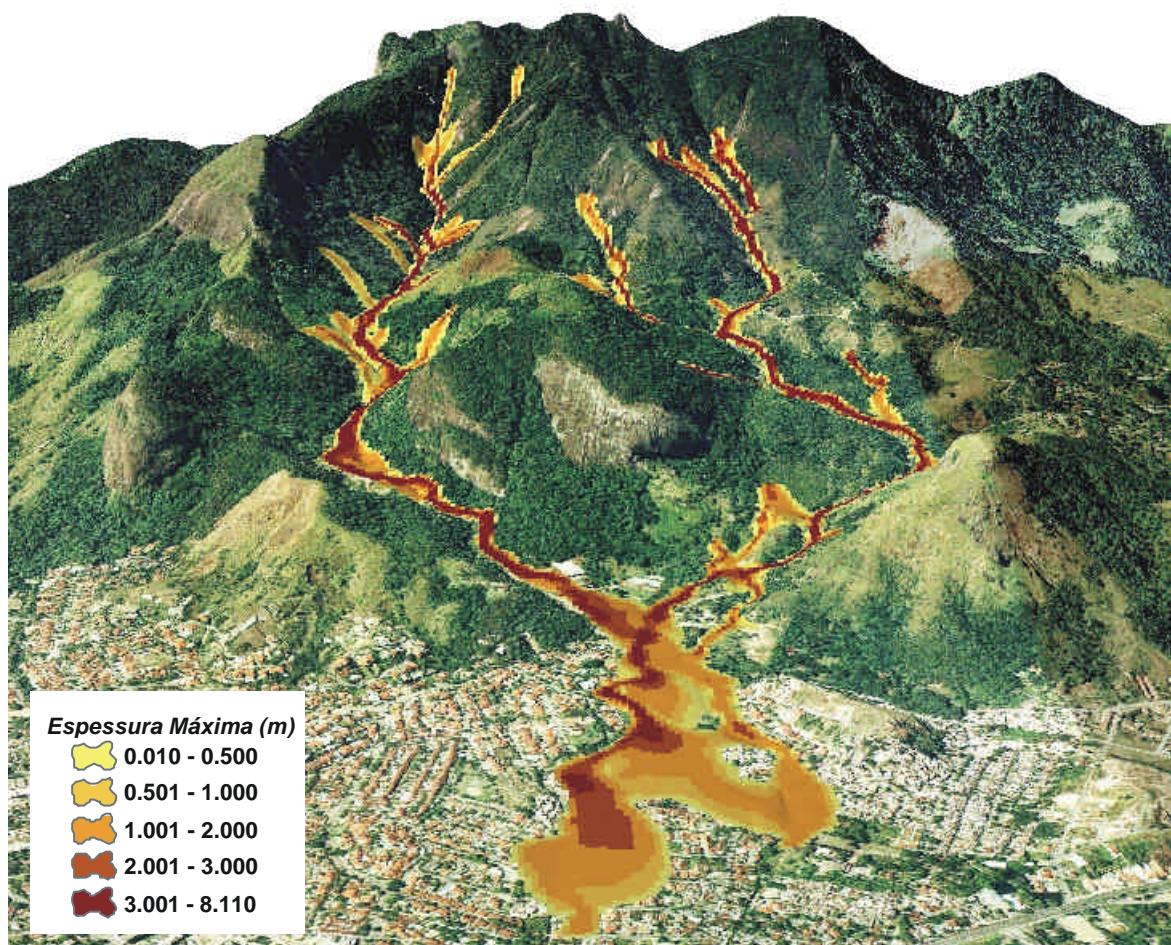


Figura 7.24- Espessura máxima atingida pela corrida a partir da simulação com os resultados do SHALSTAB com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de escoamento de 0.02 kPa, K igual a 0 e, tempo de simulação de 2 horas.

Tabela 7.2- Simulações a partir do resultado do SHALSTAB em que, a área total mapeada foi de 731539 m².

Nome do Arquivo	Viscosidade (kPa.s)	Tensão (kPa)	Resistência ao Fluxo Laminar (K)	Tempo de Duração (horas)	Área Total atingida pela Simulação (m ²)
V0_092T0_002K0	0.092	0.002	0	2	753800
V0_092T0_02K0	0.092	0.02	0	2	749600

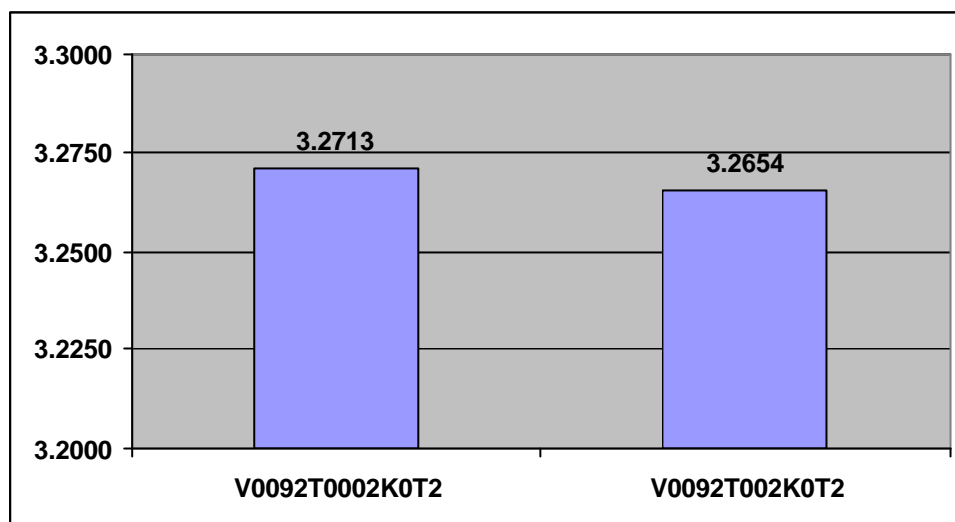


Figura 7.25- Gráfico do resultado de mínimos quadrados em relação aos pontos verificados em campo pela GEORIO (1996), em relação à espessura máxima atingida pela corrida.

8- CONSIDERAÇÕES FINAIS

O desenvolvimento de MDT poderá trazer resultados bastante distintos, conforme o método utilizado. Isto poderá desenvolver erros posteriores nos mapas derivados comprometendo o desenvolvimento do trabalho. Em metodologias de previsão e simulação de movimentos de massa, se torna essencial o desenvolvimento de MDT confiáveis, que se aproximem da realidade, pois estas metodologias, em sua grande maioria, se baseiam nos parâmetros morfológicos do relevo. A partir disso, a comparação de metodologias de desenvolvimento de MDT foi de suma importância, para que fosse possível a escolha que qual método a ser utilizado.

Com isso, o método TOPOGRID do *software* ArcInfo demonstrou ser o melhor método de geração de MDT a partir de cartas topográficas. Acredita-se aqui que o resultado do TOPOGRID se deve por este tipo de metodologia ser desenvolvido para hidrologia. Além disso, verificou-se que o método desenvolvido por Guimarães (2000), chamado de *Krigagem Multi-Direcional*, obteve um resultado excelente, obtendo um resultado melhor do que o método TIN, mesmo utilizando um *software* menos robusto. Isto demonstra que é possível o desenvolvimento de metodologias para MDT de baixo custo e menos robustas.

Com a definição do MDT a ser utilizado é possível o prosseguimento do desenvolvimento das metodologias de previsão de movimentos de massa. O mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos, a partir do modelo SHALSTAB, obteve um excelente resultado uma vez que o modelo desenvolvido levando em conta a coesão só não conseguiu prever um escorregamento de um total de 89, e o modelo sem levar em consideração a coesão do solo só mapeou duas cicatrizes como estáveis (cerca de 2%). A partir disso, verifica-se que a ocorrência dos escorregamentos está muito vinculada à forma do relevo, ou seja, a parâmetros morfológicos. Além disso, o mapeamento utilizando a coesão conseguiu fazer a previsão minimizando as áreas susceptíveis, e definindo com bastante exatidão quais são as áreas mais susceptíveis. Isto demonstra a

eficiência do modelo SHALSTAB em prever áreas susceptíveis a escorregamentos.

Devido a esse bom acerto do modelo de previsão de escorregamentos (na sua forma simples, sem coesão), foi possível identificar com precisão o começo das corridas de massa nas bacias dos rios Quitite e Papagaio, o que possibilitou simular os caminhos percorridos pelas corridas. Esta simulação permitiu definir os locais em que ocorreram os depósitos a partir das condições topográficas da região modelada, que coincidiram com os depósitos oriundos das corridas de massa ocorridas em 1996. O uso do modelo sem coesão nesta fase do trabalho se deveu devido a busca metodologias de fácil implementação e rápida execução na previsão de depósitos de corridas de massa, o que foi possível a partir da modelagem de previsão de escorregamentos acoplada a modelagem empírica de deposição de corridas.

O modelo de predição de iniciação de corridas de massa (modelagem de escorregamentos) acoplado à modelagem empírica de predição dos depósitos (modelagem empírica das corridas), permite definir na paisagem: as zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos, o caminhamento das corridas e os locais de depósito, sendo que muitas metodologias não consideram áreas de risco aquelas que estão localizadas nas áreas de baixadas, onde normalmente ocorre a deposição do material transportado. Desta forma, com esta metodologia se obtém um mapeamento completo, considerando causa e efeito dos fenômenos estudados, aumentando a acurácia para a realização de um planejamento do uso e ocupação do solo. Além disso, este tipo de metodologia empírica consegue de forma rápida e eficaz definir as áreas críticas a escorregamentos e a deposição de corridas de massa.

Já na modelagem de simulação de corridas verifica-se que o volume total calculado pelas cicatrizes ficou muito próximo ao definido pela GEORIO (1996). Isto se deveu ao mapeamento das cicatrizes, que foi feito logo após a ocorrência do evento, através das fotos aéreas e também pela determinação da espessura do solo de 1 metro. Esta precisão do volume calculado é de suma importância, pois o modelo FLO-2D é um modelo de conservação de massa, o que significa que o

volume de massa de entrada vai ser o mesmo volume de massa de saída. Além disso, a simulação fica o mais próximo possível do que aconteceu e pode-se variar os parâmetros de propriedades da corrida com mais confiabilidade.

A escolha dos valores a serem utilizados foi bastante significativa, pois foi possível empregar valores extremos de viscosidade e tensão, podendo-se verificar quais são os valores representativos numa simulação de corrida de massa. A partir disso, verifica-se que valores de viscosidade acima de 1.79 kPa.s começam a ser pouco representativos numa simulação de corrida de massa. Isto ocorre, devido a estes valores serem altos e começarem a representar não mais um material viscoso (típico de corrida), mas sim um material mais compacto, típico de grandes blocos. Além disso, nota-se também que valores abaixo de 0.001 kPa.s de viscosidade também tendem a se estabilizar, pois são valores próximos a uma viscosidade da água. Verifica-se também que a variação dos valores de tensão abaixo de 0.02 kPa são muito pouco significativos, tornando os resultados bem próximos mesmo diminuindo uma ou duas ordens de grandeza no valor de tensão. Com isso, acredita-se ter definido um faixa de valores que são representativos numa simulação de corrida de massa.

Cabe ressaltar que, o mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos e das corridas foi essencial para a validação dos modelos de previsão de áreas susceptíveis (tanto na sua forma simples, sem coesão, quanto na sua forma complexa, com coesão) e dos modelos de previsão de corrida de massa (principalmente, a partir da determinação da área total atingida). Além desse mapeamento, os dados coletados pela GEORIO (1996) foram essenciais para a validação final das simulações das corridas, através da altura máxima atingida pela corrida.

Com isso, foi possível determinar quais os valores de viscosidade, tensão, coeficiente de resistência do fluxo laminar e o tempo de duração da corrida em que, inicialmente foram determinadas 5 simulações a partir da área total atingida pela corrida. Posteriormente, a esta análise verificou-se a altura máxima da corrida em que, foram definidas 2 simulações como as que mais chegaram próximo ao que aconteceu.

Os valores de viscosidade, tensão, coeficiente de resistência do fluxo laminar e o tempo de duração da corrida, verificados nestas duas simulações foram então, utilizados para a simulação a partir da determinação das áreas críticas a escorregamentos (e de iniciação da corrida) pelo modelo SHALSTAB. No resultado destas duas novas simulações, verificou-se que a simulação com valores de viscosidade de 0.092 kPa.s, tensão de 0.02 kPa, K igual a 0 e tempo de duração da corrida de 2 horas foi a que mais se aproximou do que aconteceu, tendo um excelente resultado, tanto em termos de área total atingida como altura máxima da frente da corrida.

A partir disso, com este tipo de metodologia se obtém resultados bastante precisos para mapeamentos de área total atingida, altura máxima atingida pela frente da corrida máxima da corrida o que, possibilita o desenvolvimento de metodologias preventivas e de contenção dos movimentos de massa mais eficazes.

Desta forma, a combinação do uso de modelos de susceptibilidade a escorregamentos em conjunto com modelos de previsão de corridas de massa seja uma ferramenta de grande utilidade para administradores e órgãos públicos na gestão de áreas de risco.

9- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, M. G. & BARROSO, J. A., (1999) *Técnicas de Geoprocessamento Aplicado ao Diagnóstico de Impactos Ambientais e ao Uso do Solo*. Anais do IX Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, São Pedro (SP), CD-ROM.
- AMARAL, C. P. D. (1996) *Escorregamentos no Rio de Janeiro: inventário, condicionantes e redução do risco*. Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 262p.
- AMARAL, C. P. D. (1997) *Landslides disasters management in Rio de Janeiro*. IN: 2nd Pan-American Symposium on Landslides (II PSL)/2^a Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas (2^a COBRAE), Rio de Janeiro, 1, pp.209-212.
- ATKINSON, P. M. & MASSARI, R. (1998) *Generalized linear modeling of susceptibility to landsliding in the central Alpennines, Italy*. Computers and Geosciences, 24(4), pp.373-385.
- AUGUSTO FILHO, O. & VIRGILI, J. C. (1998) *Estabilidade de taludes*. IN: OLIVEIRA, A. M. D. S. & BRITO, S. N. A. D. (Eds.) Geologia de Engenharia, ABGE, São Paulo, pp. 243-269.
- BAGNOLD, R. A. (1954) *Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear*. IN: Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 225(1160), pp. 49-63.
- BARATA, F. E. (1969) *Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro*. IN: 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico, 2, pp. 507-516.
- BARROSO, J. A. & BARROSO, E. V., (1996) *O Meio Físico como Fator Indispensável ao Planejamento da Expansão das Cidades: O Caso de Niterói-RJ*. Revista Solos e Rochas, 19, pp.63-77.
- BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. (2002) *TRIGRS – A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis*. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424, 27p.
- BENDA, L. E. & CUNDY, T. W. (1990) *Predicting deposition of debris-flows in mountain channels*. Canadian Geotechnical Journal, 27, pp. 409–417.
- BENDA, L. E. & DUNNE, T. (1987) *Sediment routing by debris flow* International Association for Hydrological Sciences Publication, 165, pp. 213-223.

- BEVEN, K. J., & KIRKBY, M. J. (1979) *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*. Bulletin of Hydrological Sciences, 24(1), pp.43-69.
- BHERING, C.; GOMES, R. A. T.; VARGAS JÚNIOR, E. A.; FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. (2004) *Evaluation of mechanisms for debris-flows propagation through numerical methods: the example of Quitite basin in Rio de Janeiro, Brazil*. IN: Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides, Balkema Publishers, 2, pp.1447-1450.
- BINAGHI, E.; LUZI, L.; MADELLA, P.; RAMPINI, A. (1998) *Slope instability zonation: a comparison between certainty factor and fuzzy Dempster-Shafer approaches*. Natural Hazards, 17, pp. 77-97.
- BORGA, M.; DALLA FONTANA, G.; DA ROS, D.; MARCHI, L. (1998) *Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data*. Environmental Geology, 35(2-3), pp.81-88.
- BRUNSDEN, D.; DOORNKAMP, J. C.; FOOKES, P. G.; JONES, D. K. C.; KELLY, J. M. H. (1975) *Large scale geomorphological mapping and highway engineering design*. Quaternary Journal Engineering Geology, 8, pp. 227-253.
- BRUNSDEN, D. & PRIOR, D. B. (1984) *Slope instability*. John Wiley, Chichester, 381p.
- BURROUGHS, E. R. J., (1984) *Landslide hazard rating for portions of the Oregon Coast Range*. IN: Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability. University of Hawaii, Honolulu, pp. 265-274.
- BURTON, A. & BATHURST J. C. (1998) *Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale*. Environmental Geology, 35(2-3), pp. 89-99.
- CAMPBELL, R. H. (1973) *Isopleth map of landslide deposits, points dume quadrangle, Los Angeles County, California; an experiment in generalizing and quantifying areal distribution of landslides*. U. S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map: MF-535.
- CARRARA, A. (1983) *A multivariate model for landslide hazard evaluation*. Mathematical Geology. 15(3), pp. 403-426.
- CARRARA, A.; BITELLI, G.; CARLA, R. (1997) *Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*. International Journal of Geographical Information Science, 11(5), pp. 451-473.

- CARRARA, A. C. M.; DETTI, R.; GUZZETTI, F.; PASQUI, V.; REICHENBACH, P. (1991) *GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard*. Earth Surface Processes and Landforms, 16(5), pp. 427-445.
- CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. (1972) *Hillslope form and process*. Cambridge University Press, Cambridge, 475p.
- CASTRO, I. E. (1995) *O Problema da Escala*. IN: CASTRO, I. E.; GOMES, P. C. C. & CORRÊA, R. L. (Ed.). Geografia: Conceitos e Temas. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- CHEN, H. & LEE, C. F. (2003) *A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes*. Geomorphology, 51(4), pp. 269-288.
- CHEN, H. & LEE, C. F. (2004) *Geohazards of slope mass movement and its prevention in Hong Kong*. Engineering Geology, 76(1-2), pp. 3-25.
- CHRISTOFOLETI, A. (1999) *Modelagem de sistemas ambientais*. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 236p.
- COLÂNGELO, A. C. (1991) *Geomorfologia experimental aplicada ao estudo de estabilidade de vertentes*. IN: Anais do IV Simpósio de Geografia Física Aplicada, Porto Alegre, 1, pp. 267 – 274.
- COSTA NUNES, A. J. (1969) *Landslides in soils of decomposed rock due to intense rainstorms*. IN: VII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico, pp. 547-554.
- COSTA, J. E. (1984) *Physical geomorphology of debris flows*. IN: COSTA, J. E. & FLEISHER, P. J. (Eds.) Developments and Applications of Geomorphology, Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 268-317.
- COUSSOT, P. (1997) *Mudflow rheology and dynamics*. Ed. A.A. Balkema, Rotterdam, 86p.
- CHORLEY, R. J. & HAGGET, P. (1975) *Modelos físicos e de informação em geografia*. Ed. Universidade de São Paulo, São Paulo, 270p.
- CHUNG, C. J.; FABBRI, A.; Van WESTEN, C. J. (1995) *Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation*. IN: CARRARA, A. & GUZZETTI, F. (eds.) Geographical informations systems in assessing natural hazards. Kluwer Publications, Dordrecht, The Netherlands, pp.107-133.
- DAI, F. C.; & LEE, C. F. (2003) *A spatiotemporal probabilistic modelling of storm-induced shallow landsliding using aerial photographs and logistic regression*. Earth Surface and Landforms, 28(5), pp.527-545.

- DAI, F. C.; LEE, C. F.; XU, Z. W. (2001) *Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong*. Environmental Geology, 40(3), pp. 381-391.
- DAVIS, T. J. & KELLER, C. P. (1997) *Modelling uncertainty in natural resource analysis using fuzzy sets and Monte Carlo simulation: slope stability prediction*. International Journal of Geographical Information Science, 11(5), pp. 409-434.
- DeGRAFF, J. V. (1985) *Using isopleth maps of landslide deposits as a tool in timber sale planning*. Bulletin Association Engineering Geology, 38, pp. 61–71.
- DE GRAFF, J. V. & ROMESBURG, C. (1984) *Regional Landslide-Susceptibility Assessment for Wildland Management: a Matrix Approach*. In: Thresholds in Geomorphology, McGraw Hill, New York, 19, pp. 401-414.
- DeLEON, A. A. & JEPPSON, R. W. (1982) *Hydraulic and numerical solutions of steady-state, but spatially varied debris flow*. Hydraulics and Hydrology Series, UWRL/H-82/03, Utah State University at Logan, Utah.
- DIETRICH, W. E. & MONTGOMERY, D. R. (1998) *SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potencial*. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement (NCASI), Technical Report, 29p.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY D. R.; MCKEAN, J.; BAUER, R. (1992) *Erosion thresholds and land surface morphology*. Geology, 20, pp. 675–679.
- DIETRICH, W.; BELLUGI, D. & ASUA, R. R. (2001) *Validation of the Shallow Landslide Model, SHALSTAB, for Forest Management*. Water Science and Application, 2, pp. 195-227.
- DIETRICH, W. E. & DUNNE, T. (1978) *Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain*. Zeitschrift für Geomorphologie, 29, p. 191–206.
- FERNANDES, N. F. & AMARAL, C. P. (1996) *Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica*. IN: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Eds.) Geomorfologia e Meio Ambiente. Bertrand, Rio de Janeiro, pp. 123-194.
- FERNANDES, N. F., (1996) *Modelagem matemática em geomorfologia: potencialidades e limitações*. Revista Sociedade e Natureza, 8(15), pp. 222-227.
- FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. (2001) *Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: teoria, evidências de campo*

- e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis*. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2(1), pp. 51-71.
- FORMAN, R. T. T. & GORDON, M. (1986) *Landscape Ecology*. New York: Ed. John Wiley & Sons, 531 p.
- GAO, J. (1993) *Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia, U.S.A.* Earth Surface Processes and Landforms, 18, pp. 579-591.
- GEORIO (1991) *Mapa Indicativo do Risco de Escorregamentos no Município do Rio de Janeiro*. CD-ROM.
- GEORIO (1996) *Estudos geológicos-geotécnicos a montante dos condomínios Capim Melado e Vilarejo, Jacarepaguá*. Relatório Técnico, Rio de Janeiro, 96p.
- GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; FERNANDES, N. F. (2005) *Análise de um modelo de previsão de deslizamentos (SHALSTAB) em diferentes escalas cartográficas*. Revista Solos e Rocha, São Paulo, 28(1), pp. 85-97.
- GORSEVSKI, P. V.; GESSLER, P.; FOLTZ, R. B. (2000) *Spatial prediction of landslide hazard using logistic regression and GIS*. IN: 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research, Canadian. (CD-ROM).
- GORSEVSKI, P. V.; GESSLER, P.; JANKOWSKI, P. (2003) *Integrating a fuzzy k-means classification and a Bayesian approach for spatial prediction of landslide hazard*. Journal of Geographical Systems, 5(3), pp.223-251.
- GOUSIE, M. B. & FRANKLIN, W. R. (2003) *Constructing a DEM from grid-based data by computing intermediate contours*. GIS, (7-8), pp. 71-77.
- GRAMANI, M. & AUGUSTO FILHO, O. (2004) *Analysis of the triggering of debris flow potentiality and the run-out reach estimative: an application essay in the Serra Do Mar Mountain Range*. IN: Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, 1, pp. 1477-1483.
- GRITZNER, M. L.; MARCUS, W. A.; ASPINALL, R.; CUSTER, S. G. (2001) *Assessing landslide potential using GIS, soil wetness modeling and topographic attributes, Payette River, Idaho*. Geomorphology, 37, pp. 149-165.
- GUIDICINI, G. & NIEBLE, C. M. (1984) *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 142p.

- GUIMARÃES, R. F. (2000) *A modelagem matemática na avaliação de áreas de risco a deslizamentos: o exemplo das bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ)*. Tese de Doutorado, Depto. de Geologia. UFRJ, Rio de Janeiro, 157p.
- GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T., VIEIRA, B. C., FERNANDES, N. F. (1998) *Avaliação estatística de parâmetros fito-morfológicos nas cicatrizes dos movimentos de massa da bacia do rio Quitite, Jacarepaguá (RJ)*. IN: Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia, Minas Gerais, p.417.
- GUIMARÃES, R. F., MONTGOMERY, D. R., GREENBERG, H. M., GOMES, R. A. T., FERNANDES, N. F. (1999) *Application of a model for the topographic control on shallow landslides to catchments near Rio de Janeiro*. IN: Annual Conference of the International Association of Mathematical Geology (IAMG'99), Trondheim, Noruega, 1, pp. 349-354.
- GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. (2003) *Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro*. *Engineering Geology*, 69(1-2), pp. 99-108.
- GUZZETTI, F.; CARRARA, A.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. (1999) *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy*. *Geomorphology*, 31(1-4), pp. 181-216.
- HAGGETT, P. & CHORLEY, R. J. (1967) *Models, paradigmes and the new geography*. IN: CHORLEY, R. J. & HAGGETT, P. (Eds) *Models In Geography*. Methuen, London, pp. 19-41.
- HAMMOND, C.; HALL, D.; MILLER, S.; SWETIK, P. (1992) *Level I stability analysis (LISA) documentation for version 2.0*. Gen. Tech. Rep. INT-285, Forest Service, U. S. Department of Agriculture, Utah.
- HARVEY, D. W. (1969) *Explanation in geography*. Ed. Arnold, London, 521p.
- HOFMEISTER, R. J. & MILLER, D. J. (2003) *GIS-based modeling of debris-flow initiation, transport and deposition zones for regional hazard assessments in Western Oregon, USA*. IN: *Proceedings Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Milpress, Rotterdam, pp. 1141-1149.
- HUNGR, O.; MORGAN, G. C.; KELLERHALLS, R. (1984) *Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures*. *Canadian Geotechnical Journal*, 21, pp. 663-677.

- IPT (1991) *Ocupação de encostas*. Publicação IPT nº 1831, 216p.
- IVERSON, R. M. (2000) *Landslide triggering by rain infiltration*. *Water Resources Research*, 36(7), pp. 1897-1910.
- IVERSON, R. M.; REID, M. E.; LAHUSEN, R. G. (1997) *Debris-flow mobilization from landslides*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, pp. 85–138.
- IVERSON, R. M.; SCHILLING, S. P.; VALLANCE, J. W. (1998) *Objective delineation of lahar-inundation hazard zones*. *Geological Society American Bulletin*, 110, pp. 972-984.
- JUANG, C. H.; LEE, D. H.; SHEU, C. (1992) *Mapping slope failure potential using fuzzy sets*. *Journal Geotechnical Engineering, ASCE*, 118(3), pp. 475-493.
- JULIEN, P. Y. & LAN, Y. Q. (1991) *On the rheology of hyperconcentrations*. *Journal of Hydraulics Engineering*, 117(3), pp. 346-353.
- KIRKBY, M. J. (1994) *Process Models and Theoretical Geomorphology*. British Geomorphological Research Group Symposia Series. New York: John Wiley & Sons, 417p p. (British Geomorphological Research Group Symposia Series).
- LACOSTE, Y. (1988) *A Geografia - isso serve, em primeiro lugar, para fazer a guerra*. São Paulo, Ed. Papirus.
- LARA, A. A.; MARQUES, E. A. G.; ALMEIDA, L. C. R. (1997) *Mapeamento de risco de acidentes associados a escorregamentos – Morro da Serrinha, Rio de Janeiro, Brasil*. IN: 2nd Pan-American Symposium on Landslides (II PSL)/2^a Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas (2^a COBRAE), Rio de Janeiro, 2, pp.837-845.
- LARSEN, M. C. & TORRES-SANCHEZ, A. J. (1998) *The frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico*. *Geomorphology*, 24, pp. 309-331.
- LEE, S.; CHOI, J.; MIN, K. (2002) *Landslide susceptibility analysis and verification using the Bayesian probability model*. *Environmental Geology*, 43, pp. 120-131.
- LEICA (1992) *Digital Photogrametric Station: DVP Manual*. Leica Heerburgg Press, Heerburgg, Switzerland, 36p.
- LEROI, E. (1997) *Landslide risk mapping: problems, limitations and developments*. IN: CRUDEN, D. M. & FELL, R. (eds.) *Landslide risk assessment*. Balkema, Rotterdam, pp. 239-250.

- LU, P. & ROSENBAUM, M. S. (2003) *Artificial neural networks and grey systems for the prediction of slope stability*. *Natural Hazards*, 30(3), pp. 383-398.
- MACARTHUR, R. C. & SCHAMBER, D. R. (1986) *Numerical methods for simulating mudflows*. IN: *Proceedings of the 3rd International Symposium on River Sedimentation*, University of Mississippi, pp. 615-623.
- MACIAS, J.; AMARAL, C.; VARGAS JÚNIOR, E. (1997) *Retroanálise do comportamento mecânico das corridas de massa de 1996 no Rio de Janeiro: Determinação da velocidade de deslocamento e da viscosidade dos materiais envolvidos*. IN: *2nd Pan-American Symposium on Landslides (II PSL)/2^a Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas (2^a COBRAE)*, Rio de Janeiro, 1, pp.243-251.
- MAJOR, J. & PIERSON, T.C. (1992) *Debris flow rheology: experimental analysis of fine-grained slurries*. *Water Resources Research*, 28(3), pp. 841-857.
- MEIS, M. R. M. & SILVA, J. X. (1968) *Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro*. *Revista Brasileira de Geografia*, 30, pp. 55-72.
- MENDONÇA, M. B.; PEREIRA, G. I. M.; MARQUES, E. A. G. (1996) *Diagnóstico e Proposta para Tratamento de Áreas de Risco Geotécnico: Um Trabalho Desenvolvido em Encostas Urbanas de Niterói, RJ*. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia*, Rio de Janeiro (RJ), 2, pp. 439-449.
- MONTGOMERY, D. R. & DIETRICH, W. E. (1994) *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*. *Water Resources Research*, 30, pp. 1153-1171.
- MONTGOMERY, D. R. (1994) *Road surface drainage, channel initiation, and slope stability*. *Water Resources Research*, 30(6), pp. 1925-1932.
- MONTGOMERY, D. R.; WRIGHT, R.H.; BOOTH, T. (1991) *Debris flow hazard mitigation for colluvium-filled swales*. *Bulletin Association Engineering Geology*, 28, pp. 303-323.
- MOREIRA, I. C. (1999) *Avaliação das áreas de risco ambientais urbanos do vale do Quitite - Jacarepaguá- RJ*. Monografia, Depto. de Geociências, UFRRJ, Rio de Janeiro, 49p.
- MORRISSEY, M. M.; WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A. (2001) *A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia*. Open-File Report 01-0067, Report USGS, 16p.

- O'BRIEN, J. S. & JULIEN, P. Y. (1988) *Laboratory analysis of mudflows properties*. Journal of Hydraulics Engineering, 114(8), pp. 877-887.
- O'BRIEN, J. S. & JULIEN, P. Y. (2000) *Flo-2D. Users Manual*. Flo-Engineering, Version 2000.01, Nutrioso, Arizona (EUA), 170p.
- O'BRIEN, J. S., JULIEN, P. Y., FULLERTON, W. T. (1993) *Two-Dimensional water flood and mudflow simulation*. Journal of Hydraulics Engineering, 119(2), pp. 244-259.
- O'BRIEN, J. S. & JULIEN, P. Y. (1985) *Physical processes of hyperconcentrated sediment flows*. IN: Proceedings of the ASCE Specialty Conference on the Delineation of Landslides, Floods, and Debris Flow Hazards in Utah, Utah Water Research Laboratory, Series UWRL/g-85/03, pp. 260-279.
- OHLMACHER, G. C. & DAVIS, J. C. (2003) *Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA*. Engineering Geology, 69(3-4), pp. 331-343.
- OKIMURA, T. & ICHIKAWA, R. (1985) *A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in a surface soil layer*. Natural Disaster Science, 7, pp. 41-51.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1986) *Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis*. Water Resources Research, 22, pp. 794-804.
- ONU (1993) *Working party on world landslide inventory*. Bulletin of the IAEG, 41, pp. 5-12.
- PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. (1998) *Terrain stability mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00*. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, Canada, 68p.
- RENEAU, S. L. & DIETRICH, W. E. (1987) *Size and locations of colluvial landslides in a steep forested landscape*. IN: Proceedings of The International Symposium on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. IAHS Publisher, 165, pp. 39-48.
- ROGERS, C. T. & SITAR, N. (1994) *Integrating Expert Opinion and Empirical Data to Evaluate Landslide Hazard*. Proceedings of the First Panamerican Symposium on Landslides, 1, pp. 264-279.
- ROWBOTHAM, D. H. & DUDYCHA, D. (1998) *GIS modeling of slope stability in Phewa Tal watershed, Nepal*. Geomorphology, 26(1-3), pp. 151-170.

- SANTACANA, N.; De PAZ, A.; BAEZA, B.; COROMINAS, J.; MARTURI, J. (2003) *A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain)*. *Natural Hazards*, 30(3), pp. 281-295.
- SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W.; BAUM, R. L. (2003) *A model for spatially and temporally distributed shallow landslide initiation by rainfall infiltration*. IN: *Proceedings of the Third International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, Switzerland, Millpress, pp. 179-187.
- SCHAMBER, D. R. & MACARTHUR, R. C. (1985) *One-dimensional model for mudflows*. IN: *Proceedings of the ASCE Speciality Conference on Hydraulics and Hydrology in the Small Computer Age*, 2, pp. 1334-39.
- SEELEY, M. & WEST, D. O. (1990) *Approach to geologic hazard zoning for regional planning, Inyo, National Forest, California and Nevada*. *Bulletin of the Association of Engineering and Geologists*, 27, pp. 23-35.
- SELBY, M. J. (1993) *Hillslope materials & processes*. Oxford University Press, New York, 450p.
- SHAW, S. C. & JOHNSON, D. H. (1995) *Slope morphology model derived from digital elevation data*. IN: *Proceedings Northwest ARC/INFO Users Conference*, Cour d'Alene, Idaho.
- SILVA, T. M. D. A (2002) *Estruturação geomorfológica do planalto atlântico no estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 265 p.
- SILVA FILHO, E. P. (1992) *Movimentos de massa na vertente sul florestada do Maciço da Tijuca: casos de Fevereiro/1988 nas estradas Dona Castorina e Vista Chinesa*. Tese de Mestrado, Departamento de Geografia (UFRJ), Rio de Janeiro, 227p.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991) *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Longman Scientific & Technical, 537p.
- SUZEN, M. L. & DOYURAN, V. (2004) *A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate*. *Environmental Geology*, 45(5), pp. 665-679.

- TAKAHASHI, T. & NAKAGAWA, H. (1989) *Debris flow hazard zone mapping*. IN: Proceedings of the Japan - China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Japan, pp. 363-372.
- TAKAHASHI, T. & TSUJIMOTO, H. (1985) *Delineation of the debris flow hazardous zone by a numerical simulation method*. IN: Proceedings of the International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Japan, pp. 457-462.
- TAUD, H.; PARROT, J.-F.; ALVAREZ, R. (1999) *DEM generation by contour line dilation*. Computers & Geosciences, 25, pp. 775–783.
- TERLIEN, M.T.J.; VAN WESTEN, C.J.; VAN ASCH, T. W. J. (1995) *Deterministic Modelling in GIS-Based Landslide Hazard Assessment*. IN: CARRARA, A. & GUZZETTI F. (eds.) Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazard. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, pp. 57-78.
- VAN ASCH, T.; KUIPERS, B.; VAN DER ZANDEN, D. J. (1993) *An information system for large scale quantitative hazard analyses of landslide*. Zeitschrift für Geomorphologie, 87, pp. 133–140.
- VAN ASCH, Th. W. J.; BUMA, J.; VAN BEEK, L. P. H. (1999) *A view on some hydrological triggering systems in landslides*. Geomorphology, 30, pp. 25-32.
- VAN BEEK, L. P. H. & VAN ASCH, Th. W. J. (2003) *Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physical based modelling*. Natural Hazards, 31(1), pp. 289-304.
- VAN WESTEN, C. J. (1993) *Application of geographic information systems to landslide hazard zonation*. PhD Dissertation Technical University Delft. ITC-Publication, Number 15, ITC, Enschede, The Netherlands, 245p.
- VAN WESTEN, C. J. (2004) *Geo-information tools landslide risk assessment: an overview of recent developments*. IN: Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, 1, pp. 39-56.
- VAN WESTEN, C. J.; RENGERS, N.; SOETERS, R. (2003) *Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment*. Natural Hazards, 30(3), pp. 399-419.
- VIEIRA, B. C., VIEIRA, A. C. F., FERNANDES, N. F. & AMARAL, C. P. (1997) *Estudo comparativo dos movimentos de massa ocorridos em Fevereiro de 1996 nas bacias do Quitite e Papagaio (RJ): uma abordagem geomorfológica*.

- IN: II Pan- American Symposium on Landslides/II Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas (IIª COBRAE), Rio de Janeiro, 1, pp. 165-174.
- WARD, T. J.; LI, R. M.; SIMONS, D. B. (1981) *Use of a mathematical model for estimating potential landslide sites in steep forested drainage basins*. IN: Proceedings of The International Symposium on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. IAHS Publisher, 132, pp. 21–41.
- WIECZOREK, G. F. (1984) *Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction*. Bulletin Association of Engineering Geologists, 21(3), pp. 337-342.
- WOOD, J. (1996) *The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models*. PhD Thesis, Department of Geography, University of Leicester, UK. Internet: www.geog.le.ac.uk/jwo/research/dem_char/thesis/index.html.
- WOOD, J. D. & FISHER, P. F. (1993) *Assessing interpolation accuracy in elevation models*. IEEE Computer Graphics and Applications, March, pp. 48–56.
- WRIGHT, R. H.; CAMPBELL, R. H.; NIELSEN, T. H. (1974) *Preparation and use of isopleth maps of landslide deposits*. Geology, 2, pp. 483-485.
- WU, W. & SIDLE, R. C. (1995) *A distributed slope stability model for steep forested basins*. Water Resources Research, 31(8), pp. 2097-2110.
- XAVIER-DA-SILVA, J. (1988) *Paralelos e Reflexões*. Tese para Professor Titular, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 172 p.
- XAVIER DA SILVA, J., GOES, M. H. B., FERREIRA, A. L., BERGAMO, R. B. A. A., IERVOLINO, P., ROCHA, E. N., PACHECO, E. A., SILVEIRA, R. S., MACHADO, R. D. & COSTA, W. P. (1996) *Estimativa de riscos de deslizamentos/desmoroamentos no Maciço do Tinguá e Arredores*. IN: Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, 4, pp. 273-276.
- ZERKAL, S. V. & ZERKAL, O. V. (2004) *Simulation flow landslides by particle method*. IN: Ninth International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, 1, pp. 1427-1432.
- ZHANG, W. & MONTGOMERY, D. R. (1994) *Digital elevation model grid size, landscape representation, hydrologic simulations*. Water Resources Research. 30, pp. 1019-1028.

ANEXOS:

I - Artigo submetido à Revista Natural Hazards

II - Simulações elaboradas com o Flo-2D

ANEXO I:

Artigo submetido à Revista Natural Hazards

IDENTIFICATION OF THE AFFECTED AREAS BY MASS MOVEMENT

IDENTIFICATION OF THE AFFECTED AREAS BY MASS MOVEMENT THROUGH A PHYSICALLY BASED MODEL OF LANDSLIDE HAZARD COMBINED WITH AN EMPIRICAL MODEL OF DEBRIS FLOW

ROBERTO A.T. GOMES ⁽¹⁾, RENATO F. GUIMARÃES ^{(2)*}, OSMAR A.
CARVALHO JÚNIOR ⁽²⁾, NELSON F. FERNANDES ⁽¹⁾, EURÍPEDES A. VARGAS
JÚNIOR ⁽³⁾ and ÉDER S. MARTINS ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Dept. Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil

⁽²⁾ Dept. Geografia, Instituto de Humanas, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil

⁽³⁾ Dept. Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro, Brasil

⁽⁴⁾ Pedologia, EMBRAPA Cerrados, Planaltina, Distrito Federal, Brasil

* Author for correspondence: Departamento de Geografia, Instituto de Humanas, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, CEP.: 70910-900, Brasil. Tel.: +55-61-33072474, Fax: +55-61-32721909, E-mail : renatofg@unb.br

ABSTRACT

In tropical areas, mass movements are common phenomena, especially during periods of heavy rainfall, which frequently take place in the summer season. These phenomena have caused loss of life and serious damages to infrastructure and properties. The most prominent of these phenomena are landslides that can produce debris flows. Thus, this article aims at determining affected areas using a model to predict landslide prone areas (SHALSTAB) combined with an empirical model designed to define the debris flow travel distance and area of deposition. The methodology of this work consists of the following steps: a) elaboration of Digital Elevation Model (DEM), b) application of the deterministic SHALSTAB model to locate the landslide prone areas, c) identification of the debris flow travel distance and area of deposition and d) mapping of the affected areas (landslides and debris flows). This work was developed in an area in which many mass movements occurred after intense rainfall, during the summer season (February, 1996) in the state of Rio de Janeiro, southeast Brazil. All of the scars produced by that event were mapped allowing for validation of the applied models. The model results show that the mapped landslide locations can adequately be simulated by the model used.

Keywords: *Landslide Prediction; Topographic; DEM; Debris flow; GIS.*

INTRODUCTION

Natural disasters are one of the world's greatest socioeconomic problems, one of the most notable of which is that of mass movements, which are natural phenomena that change the relief and cause great damage to mankind. According to the UN (1993), these phenomena are responsible for deaths and huge financial losses worldwide.

In cities these losses may assume catastrophic proportions due to higher population density and changes in the natural landscape that may have caused mass movements (Brundsden & Prior, 1984; Silva Filho, 1992; Montgomery, 1994; Fernandes & Amaral, 1996; Larsen & Torres-Sanchez, 1998; Zerkal & Zerkal, 2004). Poorly planned landscape alterations may cause mass movements.

Mass movements can be classified by: type of material involved, velocity and mechanism of the movement, type of deformation, geometry of the displaced mass and the water content (Selby, 1993). Among the most accepted classifications in Brazil are those developed by Guidicini & Nieble (1984). They define mass movements as: creep and debris flow, landslides (shallow and deeper), subsidence and complex movements. This classification will be used in this work.

Amaral (1996) and Borga *et al.* (1998) point out that shallow landslides and debris flows are the most common mass movements in the study area. Shallow landslides mean the rapid downslope movement of slope material and the failure occurs along a well-defined shear plane (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1991). These movements are triggered during intense rainfall when high pore-pressure is produced at the contact between the soil mantle and a impermeable layer,

consequently, reducing the factor of safety due to soil saturation. Shallow landslides are transformed into debris flow due mainly to water infiltration (Borga *et al.*, 1998).

Debris flow are characterized by fast movements in which the displaced mass behaves as a highly viscous fluid (Guidicini & Nieble, 1984; IPT, 1991). Debris flows generate a significant volume of material. They reach long distances, velocity and high transport capacity, including large boulders (Gramani & Augusto Filho, 2004). It is essential not only to predict shallow translational landslides but also to predict debris flow occurrence and runout as a secondary effect.

Thus, the objective of this work is to propose an approach to predicting the occurrence of landslides and also to define the debris flows deposition produced from these landslides. This will result in a system that allows for the delineation of hazard zones and planning of hazard mitigation including evacuation plans in high risk areas.

PREDICTION MODEL

Landslide Prediction Model

A variety of methods are used to identify potentially unstable slopes. Perhaps the most common approach is to use a critical slope angle to designate areas of high hazard (Selby, 1993). Other approaches based on combining morphological aspects, vegetation, land use, lithology and geotechnical information have been applied in a wide variety of settings (Hollingsworth & Kovacs, 1981; Montgomery *et al.*, 1991; Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Gao, 1993; Larsen & Torres-Sanchez, 1998). Another approach relies on combining a topographically-

driven hydrological model with slope stability models to predict areas of high hazard (Okimura & Ichikawa, 1985; Dietrich *et al.*, 1993; van Asch *et al.*, 1993; Wu & Sidle, 1995; Pack *et al.*, 1998; Iverson, 2000; Baum *et al.*, 2002; Savage *et al.*, 2004; Baum *et al.*, 2005).

Montgomery & Dietrich (1994) have developed a prediction model for landslide susceptible areas based on the Digital Elevation Model (DEM), where a hydrological model is combined with a slope stability model. Subsequently, this model was automated by Dietrich & Montgomery (1998) and named SHALSTAB (Shallow Stability). It has presented very good results both in subtropical and tropical climate areas (Montgomery & Dietrich, 1994; Borga *et al.*, 1998; Dietrich & Montgomery, 1998; Rafaelli *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002; Guimarães *et al.*, 2003; Gomes *et al.*, 2005).

The slope stability model is based on the Infinite Slope concept that defines the normal and shear stresses on the shear plane and assumes no interslice forces (Carson & Kirkby, 1972). The infinite slope model has been widely applied to slope stability investigation, particularly where the soil thickness is much smaller than the slope length and where the shear plane is approximately parallel to the slope surface (Montgomery & Dietrich, 1994; Iverson, 2000).

The hydrological model, based on the criteria developed by O'Loughlin (1986), to estimate relative soil saturation based on the analysis of upslope contributing areas, slope and soil transmissivity:

$$W = \frac{a}{c} \frac{Q.a}{T.b.senq} \frac{\bar{\theta}}{\theta} \quad (1)$$

where: W represents the wetness index of the soil, a is the contributing area (m^2), b is the length of the grid size (m), T is the soil transmissivity (m^2/day), q is the local ground slope and Q is the steady-state rainfall intensity.

The model assumes that flow infiltrates towards a lower conductivity layer and follows a path determined by topography. The hypothesis of a flow parallel to the slope is adopted due to the development of shallow failures at the soil-rock contact (Reid & Iverson, 1992; Dietrich & Montgomery, 1998).

According to Montgomery & Dietrich (1994), the simplifying assumption is that the saturated conductivity is invariant with depth results in $W = h/z$ for $W = 1$ (Dietrich *et al.*, 1995), where h is the water table height and z the soil thickness. Thus, the combination of these two models allows for predicting the critical ratio of the steady-state rainfall to the soil transmissivity necessary to trigger landslide (Q/T):

$$\frac{Q}{T} = \frac{\sin \alpha}{(a/b) \cdot r_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \alpha \cdot \tan \alpha} \cdot \frac{C'}{r_w} + \frac{r_s}{r_w} \cdot \frac{1 - \tan \alpha}{\tan \alpha} \quad (2)$$

where: Q is the rainfall (m), T is the soil transmissivity (m^2/day), α is the slope (degrees), a is the upslope contributing area (m^2), b is the contour length across which flow is accounted for (m), C' is the soil cohesion (Pa), α is the friction angle (degrees), r_s is the saturated bulk density of the soil (kg/m^3), g is the gravitational acceleration (m/s^2), z is the soil thickness (m) and, r_w is the density of water (kg/m^3).

According to Reneau & Dietrich (1987), the lateral root strength model shows that greater root strength is more required for the lateral than the infinite-slope model. Thus, the root strength should have poor contribution in roots in which it does not reach the basal failure surface (Montgomery *et al.*, 1998).

Since the cohesion in the soil is very low, in saturated soil condition, this model can be simplified in a way that does not take into account the soil cohesion (C), resulting in equation 3. According to Guimarães *et al.* (2003) this kind of model, despite being more simplified, provides excellent results, which allows for the elimination of parameters such as cohesion (C) and soil thickness (z), both being difficult to determine in the field. We also infer that the better performance of the simple model reflects a strong topographic control on shallow landslide initiation in the Rio de Janeiro area. The significant predictive power of a single topographic driven model of shallow landslide initiation in a tropical environment reinforces the general importance of topographic controls on mass movement.

$$\frac{Q}{T} = \frac{\sin \alpha}{(a/b)} \frac{r_s}{r_w} \frac{1}{\tan \theta} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \theta} \right) \quad (3)$$

Model for Prediction of Debris Flow Deposition

A variety of approaches have been developed and applied in studies of debris flow deposition. O'Brien & Julien (2000) developed a hydraulic model to simulate the debris flow and define the deposition areas in a drainage basin. Franzini & Bianco (2001) proposed a probabilistic method to calculate debris flow volume.

Ghilardi *et al.* (2001) developed a mathematical model that considers erosion and deposition processes and its different classes of sediment in the mixture. Pasuto & Soldati (2004) evaluated areas in a landscape from a multidisciplinary approach including historical, geomorphological, geostructural, meteorological, pedological, and forest-management aspects.

Models for the prediction of debris flow deposition are generally based on empirical, physical, or numerical methods (Glade, 2005). Numerical and physical models require great topographic detail, as well as the determination of parameters related to the fluid material properties. This methodology demands the elaboration of huge amounts of data, which lowers the processing speed.

Empirical models, on the other hand, require fewer initial parameters and smaller processing times to determine the debris flow deposition. Some studies have developed empirical models to predict debris flow deposition (Hungri *et al.*, 1984; Benda & Cundy, 1990; Iverson *et al.*, 1998). This kind of models analyses the dynamics of the transported material from morphometric data.

The importance of hollows in the initiation of debris flow has been noticed by several authors (Dietrich & Dunne, 1978; Reneau & Dietrich, 1987). Many of these hollows have average slope angles of 45 degrees, which are susceptible areas for occurrence of mass movements (Benda & Dunne, 1987). According to Benda & Cundy (1990), the deposition of debris flows usually occurs in channels where the slope gradually diminishes. The second topographic factor that influences the deposition is the junction angle between tributary channels. The junction angle, according to Benda & Cundy (1990), is defined as the angle between the tangent lines drawn from the intersection of the two paths followed by the debris flow.

Benda & Cundy (1990) have developed methodology to estimate the debris flow deposition through the analysis of the topographic parameters (slope and junction angle of the tributaries). Initially, these authors define that all areas with a slope exceeding 20° do not present deposition. The debris flow deposition will only occur in areas that: a) present a slope below 3.5°; and, b) have junction angles between them greater than 70° and a slope between 3.5 and 20°. According to these authors, this model is easily implemented and the results are very satisfactory for a regional hazard analysis.

STUDY AREA

The study area is located in the west slope of Maciço da Tijuca, involving the Quitite and Papagaio river basins, in the Jacarepaguá neighbourhood in Rio de Janeiro, in a total area of approximately 5km² (**Figure 1**). In 1996, this area was affected by intense rainfall that resulted in several landslides which transformed into debris flows that reached the lowland region of Baixada de Jacarepaguá, previously considered as a low hazard region (GEORIO, 1991).

The climate is classified as sub-equatorial (Vieira *et al.*, 1997) and during the storm of the 12th and 13th of February 1996 rainfall amounts of 250mm/48 hours were registered (GEORIO, 1996). In general, soils are relatively thin (less than 1-2m thick) in the upper portions of the two basins, becoming thicker (2-4 m) in the lower slopes, typically characterized as oxisols (Vieira *et al.*, 1997). The area is underlain by Precambrian high-grade metamorphic rocks (biotite gneisses) cut by a variety of acid and basic intrusions.

Regarding geomorphology while the Quitite river basin is characterized by a narrow symmetric valley, the Papagaio basin has a higher drainage density and shows a non-symmetric valley, specially in its lower portion. Topography is gentle at the confluence of the two rivers and elevation ranges from 20 to about 1000 meters in the two basins.

Human occupation in the area is sparse and consequently, the possible associated impacts. In Quitite river basin there used to be farming and mining activities (which were discontinued after the events of debris flow) while in the Papagaio river basin there are small properties running agricultural activities that can still be found. In the lower portions of the basins, areas with gentle relief, anthropogenic elements such as houses and streets were constructed over previous debris flow deposits. Examination of 1:20,000 scale aerial photographs shows that native forest is the dominant vegetation in the basins headwaters, while grasslands and secondary forest dominate in other steep areas.

METHODOLOGY

The methodology was divided in two parts: the modelling for predicting of areas susceptible to landslides and, afterwards, the modelling for debris flow deposition. For these two stages it was necessary to construct a Digital Elevation Model (DEM) for the studied basin.

This DEM (**Figure 2**), with 2m resolution, was generated from the topography and the drainage network of the study area. This base was made for a 1:10,000 scale from aerial photos taken in April 1996 (at the scale 1:20,000).

Landslide scars were mapped to validate both the landslide prediction and the debris flow deposition models.

For the generation of the landslide susceptibility map it is necessary to obtain geomorphological parameters (e.g. slope and contributing area), directly obtained from the DEM and soil properties parameters (e.g. friction angle and bulk density). In this work it will not be necessary to obtain the parameters cohesion and soil thickness because, as mentioned above, the simple susceptibility model was adopted.

The soil friction angle and bulk density were considered constants for the whole basin and their values taken from previous works developed for a region with similar characteristics. In this study, the friction angle was considered to be 45° and the soil bulk density 2000 kg/m^3 (Costa Nunes, 1969; DePloey & Cruz, 1979).

The instability potential varies within a single slide scar. Each landslide was classified as associated with the minimum log Q/T class within its boundary while comparable numbers of landslides are associated with unconditionally unstable areas.

Despite the empirical model used here to identify debris flow deposition hazard has been developed to Pacific Northwest of the USA, the its catchments have similar characteristics and debris flow behaviour with the study area. The debris flow deposition happened in the hollows with gentle slope and also at tributary junctions.

To define the debris-flow deposition, we picked a single value of Q/T to define unstable ground inside each scar from SHALSTAB model results (**Figure 3**).

This point will be adopted as the beginning of the debris flow. From this identification is determined the path to be followed by the flow considering the flow direction parameters and the accumulated flow which are generated from the DEM.

By defining the places to be followed by the debris flow, regions which contain slope angles between 3.5° and 20° throughout the flow can be identified. In these regions it is measured the angle formed by the two flows in which, if higher than 70° , there will be deposition. Besides that, all the areas with slope smaller than 3.5° will allow deposition to occur. This methodology can be visualised in the flowchart presented in **Figure 4**.

RESULTS

The correspondence between observed landslides, from the scars map, and the potentially unstable sites, was useful to analyze the effectiveness of the SHALSTAB model.

The classes of $\log Q/T$ are shown in **Figure 5A** as well as the landslide scars. Although 50% of the total area was predicted unstable by the model, about 40% of these unstable areas are composed of bedrock outcrops represented by dark areas mainly located in the middle of **Figure 5A**. In **Figure 5B** each landslide scar was classified as associated with the minimum $\log Q/T$ class within its boundary. Only two landslides occurred at the unconditionally stable category and 76% of the 89 landslide scars are associated with $\log Q/T$ values < -2.8 , and 97% until values < -2.5 . The results show that the prediction of areas susceptible to landslides was extremely accurate.

Many scars fall within the areas predicted to be potentially unstable. In some scars the areas of predicted instability are located basically in the middle of the scar, suggesting that landslide initiation has taken place in this spot and moved upward.

Based on the results obtained with the SHALSTAB model, we used the points of highest instability in each scar to determine the exact route of the debris flow. The result for the empirical modelling for debris flow deposition was effective in identifying lower plain areas, which were seriously affected by debris flow in 1996, and according to GEORIO (1991) were considered to be low risk areas. Besides, it can also be verified in **Figure 6** that the debris flow was deposited not only in the lower basin areas, but also along its paths.

In the two basins, 12 places were identified as deposition areas; 3 in Quitite basin and 9 in the Papagaio basin. This resulted from the fact that, unlike Papagaio basin, Quitite basin has a narrow valley. The Papagaio basin has a higher drainage density which allows for more intersections between the rivers, favouring debris flow deposition.

CONCLUSIONS

The mathematical modelling applied in the GIS environment has great potential for landslide prediction. The SHALSTAB model combined with the deposition prediction model allowed the definition of: the landslides prone susceptible zones, the flow paths and the deposition areas in the landscape. Many methodologies, however, do not regard as hazardous those areas located in downslope regions, where the deposition of transported material normally occurs.

With the methodology presented here, a complete system of hazard mapping can be obtained.

The proposed methodology in the Quitite and Papagaio river basin identified hazardous areas in the upper and lower portions of the basins. The results obtained by the proposed model agreed with the debris flow deposition and landslides that happened after the heavy summer rainfall event of 1996. We believe that the approach used here can contribute to make land use and occupation planning more accurate, faster, simpler and more effective.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are thankful to the financial support from Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos (FINATEC), Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq); and to Arthur M. C. Souza for his support in the writing of the English version of this article.

REFERENCES

- Amaral, C. P. D.: 1996, *Escorregamentos no Rio de Janeiro: Inventário, Condicionantes e Redução do Risco*. Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996. 262p.
- Baum R. L., Savage W. Z., Godt J. W.: 2002, *TRIGRS-A FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis*. US Geological Survey Open-File Report 02-0424.

Baum, R. L.; Coe, J. A.; Godt, J. W.; Harp, E. L.; Reid, M. E.; Savage, W. Z.; Schulz, W. H.; Brien, D. L.; Chleborad, A. F.; McKenna, J. P.; Michael, J. A.: 2005, Regional landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. *Landslide* **2**, 266 - 279.

Benda, L. E. and Cundy, T. W.: 1990, Predicting deposition of debris flow in mountain channels. *Can. Geot. Journ.* **27**, 409 – 417.

Benda, L. E. and Dunne, T.: 1987, Sediment routing by debris flow. *Intern. Assoc. for Hydrol. Sci. Pub.* **165**, 213-223.

Borga, M., Dalla Fontana, G., Da Ros, D. and Marchi, L.: 1998, Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Envir. Geol.* **35**(2–3), 81-88.

Brunsden, D. and Prior, D. B.: 1984, *Slope Instability*. John Wiley, Chichester, 627p.

Carrara, A. A.: 1983, Multivariate Model for Landslide Hazard Evaluation. *Math. Geol.* **15**(3), 403-426.

Carrara, A. C. M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. and Reichenbach, P.: 1991, GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surf. Proc. and Landf.* **16**(5) 427-445.

Carson, M. A. and Kirkby, M. J.: 1972, *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press, Cambridge, 475p.

Costa Nunes, A. J.: 1969, Landslides in soils of decomposed rock due to intense rainstorms. In: *Proc. VII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico, 547-554.

De Ploey, J. and Cruz, O.: 1979, Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena*, **6**, 111-122.

Dietrich, W.E. and Dunne, T.: 1978, Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitsc. fur Geomorp.* **29**, 191– 206.

Dietrich, W. E. and Montgomery, D. R.: 1998, *SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential*. NCASI Technical Report, 29p.

Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R. and Mckean, J.: 1993, Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. *The Journ. of Geol.* **101**, 259-278.

Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M. L., Montgomery, D. R.: 1995, A process-based model for colluvium soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrol. Proc.* **9**, 383-400.

Fernandes, N. F. and Amaral, C. P.: 1996, Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: A. J. T. Guerra and S. B. Cunha (Eds.), *Geomorfologia e Meio Ambiente*, Ed. Bertrand, Rio de Janeiro, 123-194.

Franzi, L. and Bianco, G.: 2001, A Statistical Method to Predict Debris Flow Deposited Volumes on a Debris Fan. *Phis. Chem. Earth* **26(9)**, 683-688.

Gao, J.: 1993, Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia, U.S.A. *Earth Surf. Proc. and Landf.* **18**, 579-591.

GEORIO: 1991, Mapa Indicativo do Risco de Escorregamentos no Município do Rio de Janeiro, (CD-ROM).

GEORIO: 1996, *Estudos Geológicos-Geotécnicos a Montante dos Condomínios Capim Melado e Vilarejo, Jacarepaguá*. Relatório Técnico, 96p.

- Ghilardi, P.; Natale, L.; Savi, F.: 2001, Modeling Debris Flow Propagation and Deposition. *Phys. Chem. Earth* **26(9)**, 651-656.
- Glade, T.: 2005, Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology. *Geomorph.* **66**, 189-213.
- Gomes, R. A. T., Guimarães, R. F., Carvalho Júnior, O. A. and Fernandes, N. F.: 2005, Análise de um modelo de previsão de deslizamentos (Shalstab) em diferentes escalas cartográficas. *Rev. Solos e Rocha*, **28(1)**, 85-97.
- Gramani, M. and Augusto Filho, O.: 2004, Analysis of the triggering of debris flow potentiality and the run-out reach estimative: an application essay in the Serra do Mar mountain range. In: *Proc. Ninth International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, Brasil. 1, 1477-1483.
- Guidicini, G. and Nieble, C. M.: 1984, *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. Edgard Blücher, São Paulo, 142p.
- Guimarães, R. F., Montgomery, D. R., Greenberg, H. M., Fernandes, N. F., Gomes, R. A. T.; Carvalho Júnior, O. A.: 2003, Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Eng. Geol.* **69(1-2)**, 99-108.
- Hollingsworth, R. and Kovacs, G. S.: 1981, Soil Slumps and Debris Flows: Prediction and Protection. *Bul. of the Assoc. of Eng. Geolog.* **18**, 17-28.
- Hungr, O., Morgan, G. C. and Kellerhalls, R.: 1984, Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Can. Geot. Journ.* **21**, 663-677.
- IPT: 1991, *Ocupação de Encostas*. Publicação IPT nº 1831, 216p.
- Iverson, R. M.: 2000, Landslide triggering by rain infiltration. *Water Res. Res.* **36(7)**, 1897-1910.

Iverson, R. M. and Major, J. J.:1987, Rainfall, ground water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: physical interpretation of empirical relations. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **99**, 579–594.

Iverson, R. M., Schilling, S. P. and Vallance, J. W.: 1998, Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **110**, 972-984.

Larsen, M. C. and Torres-Sanchez, A. J.: 1998, The frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico. *Geomor.*, **24**, 309-331.

Montgomery, D. R.: 1994, Road surface drainage, channel initiation, and slope stability. *Water Res. Res.* **30**(6), 1925-1932.

Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E.: 1994, A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Res. Res.* **30**, 1153-1171.

Montgomery, D. R., Sullivan, K., Greenberg, M. H.: Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrol. Proc.* **12**, 943-955.

Montgomery, D. R., Wright, R.H. and Booth, T.: 1991, Debris flow hazard mitigation for colluvium-filled swales. *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, **28**, 303–323.

O’Brien, J. S. and Julien, P. Y.: 2000, *Flo-2D. Users Manual*. Flo-Engineering, Version 2000.01, Nutrioso, Arizona (EUA), 170p.

Okimura, T. and Ichikawa, R.: 1985, A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in a surface soil layer. *Nat. Dis. Sci.* **7**, 41–51.

O’Loughlin, E. M.: 1986, Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Res. Res.* **22**, 794-804.

Pack, R. T., Tarboton, D. G. and Goodwin, C. N.: 1998, *Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00*. Terratech Consulting Report 4114-0.

Pasuto, A. and Soldati, M.: 2004, An integrated approach for hazard assessment and mitigation of debris flows in the Italian Dolomites. *Geomorph.* **61**, 59-70.

Rafaelli, S. G., Montgomery, D. R. and Greenberg, H. M.: 2001, A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. *Journ. of Hydrol.* **244**(1-2), 33-42.

Ramos, V. M., Guimarães, R. F., Redivo, A. L., Gomes, R. A. T., Fernandes, N. F. and Carvalho Júnior, O. A.: 2002, Aplicação do modelo SHALSTAB, em ambiente Arcview, para o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos na região do Quadrilátero Ferrífero - MG. *Rev. Espaço & Geografia*, **5**(1), 49-67.

Reid, M. E. and Iverson, R. M.: 1992, Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential, effects of slope morphology, material properties, and hydraulic heterogeneity. *Water Res. Res.* **28**, 939–950.

Reneau, S. L. and Dietrich, W. E.: 1987, The importance of hollows in debris-flow studies; examples from Marin County, California. In: J. E. Costa and G. F.

Wieczorek, (eds). *Debris flow/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Reviews in Engineering Geology*. Geological Society of America, Boulder, 7, pp.165– 180.

Savage W. Z., Godt J. W., Baum R. L.: 2004, Modeling time-dependent aerial slope stability. In: W. A. Lacerda, M. Erlich, S. A. B. Fontoura, A. S. F. Sayao (eds) *Landslides-Evaluation and stabilization*, Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides, vol 1. Balkema, London, pp 23-36.

Selby, M. J.: 1993, *Hillslope Materials & Processes*. Oxford University Press, New York, 450p.

Silva Filho, E. P.: 1992, Movimentos de Massa na Vertente Sul Florestada do Maciço da Tijuca: Casos de Fevereiro/1988 nas Estradas Dona Castorina e Vista Chinesa. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 227p.

UN: 1993, Working Party on World Landslide Inventory. Bulletin of the IAEG, n.41, 5-12.

van Asch, T., Kuipers, B. and van Der Zanden, D. J.: 1993, An information system for large scale quantitative hazard analyses of landslide. *Zeitsc. für Geomorp.* **87**, 133–140.

Vieira, B. C., Vieira, A. C. F., Fernandes, N. F. and Amaral, C. P.: 1996, Estudo comparativo dos movimentos de massa ocorridos em fevereiro de 1996 nas bacias do Quitite e Papagaio (RJ): Uma abordagem geomorfológica. In: *Proc. II Pan-American Symposium on Landslides/II Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas*, Rio de Janeiro, Brasil, 1, 165-174.

Wu, W. and Sidle, R. C.: 1995, A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Res. Res.* **31**(8), 2097-2110.

Zerkal, S. V. and Zerkal, O. V.: 2004, Simulation flow landslides by particle method. In: *Proc. Ninth International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, Brasil, 1, 1427-1432.

FIGURES

Figure 1- Location map for the Quitite e Papagaio basins.

Figure 2- A 2-m grid digital elevation model generated from digital contour coverage from a 1:10,000 scale topographic map and interpolated using the Topogrid module of ARC/INFO.

Figure 3- (A) Identification of the most unstable pixel of each scar; (B) Debris flows initial point; (C) Debris flows paths from each scar.

Figure 4- Flow chart of a hazard assessment method for deposition of debris flow (Modified from Benda and Cundy, 1990).

Figure 5- (A) Map of landslide scars overlaid on the SHALSTAB model results showing that many landslides scars occurred in areas predicted to be unstable. (B) Number of landslides associated with each log Q/T class. Each landslide was classified as associated with the minimum log Q/T class within its boundary.

Figure 6- Map results for predicting deposition of debris flow with hypsometric values.

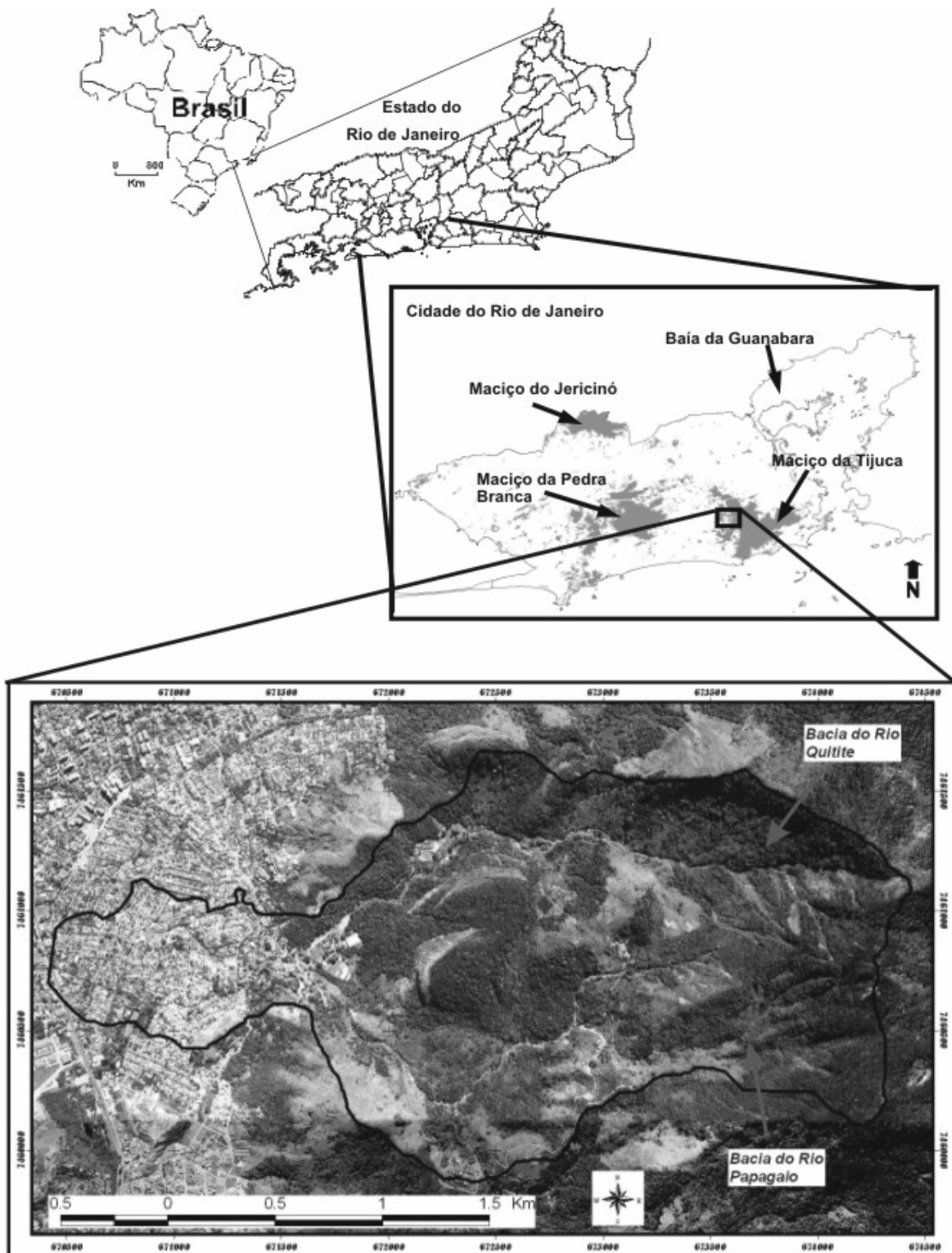


Figure 1

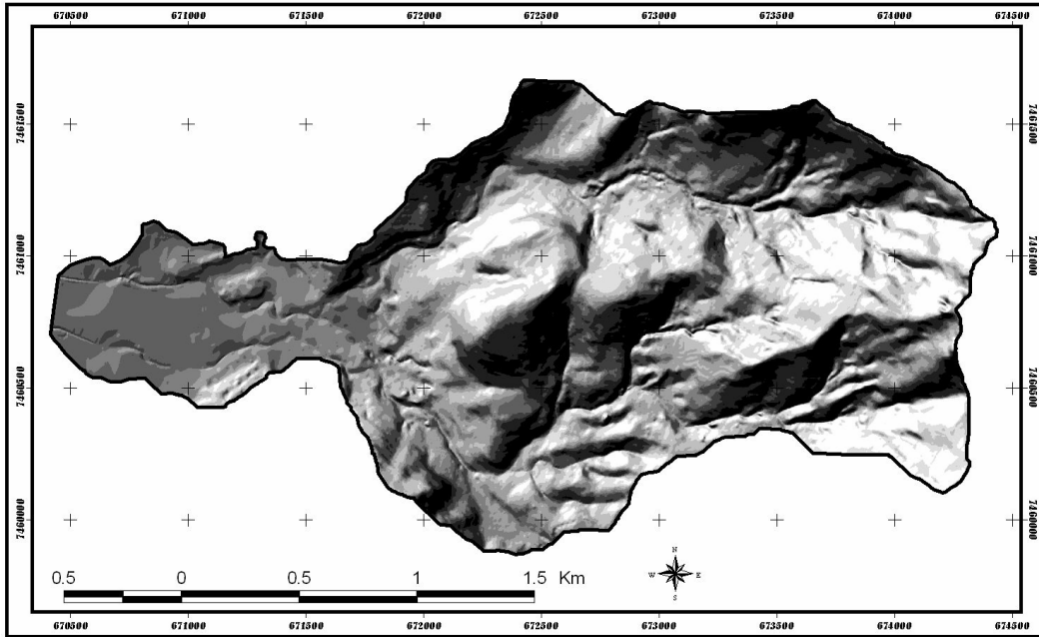


Figure 2

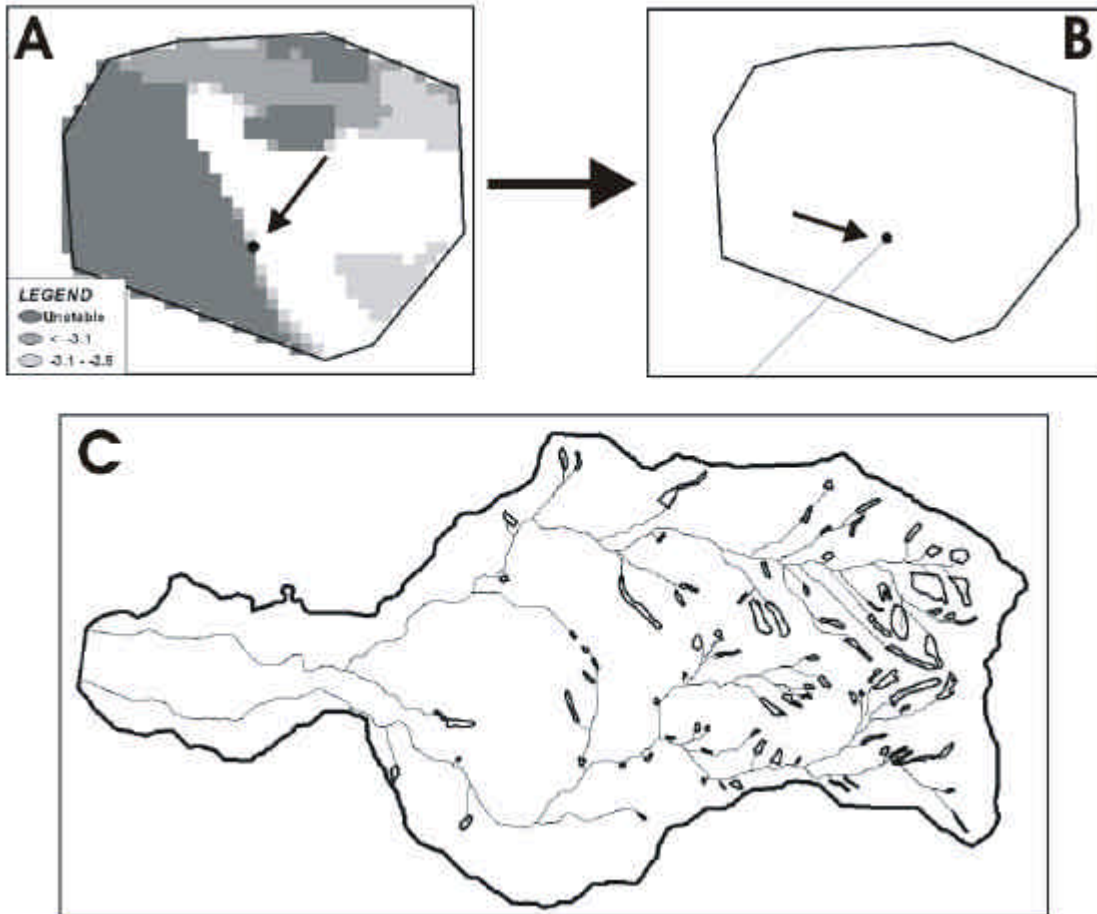


Figure 3

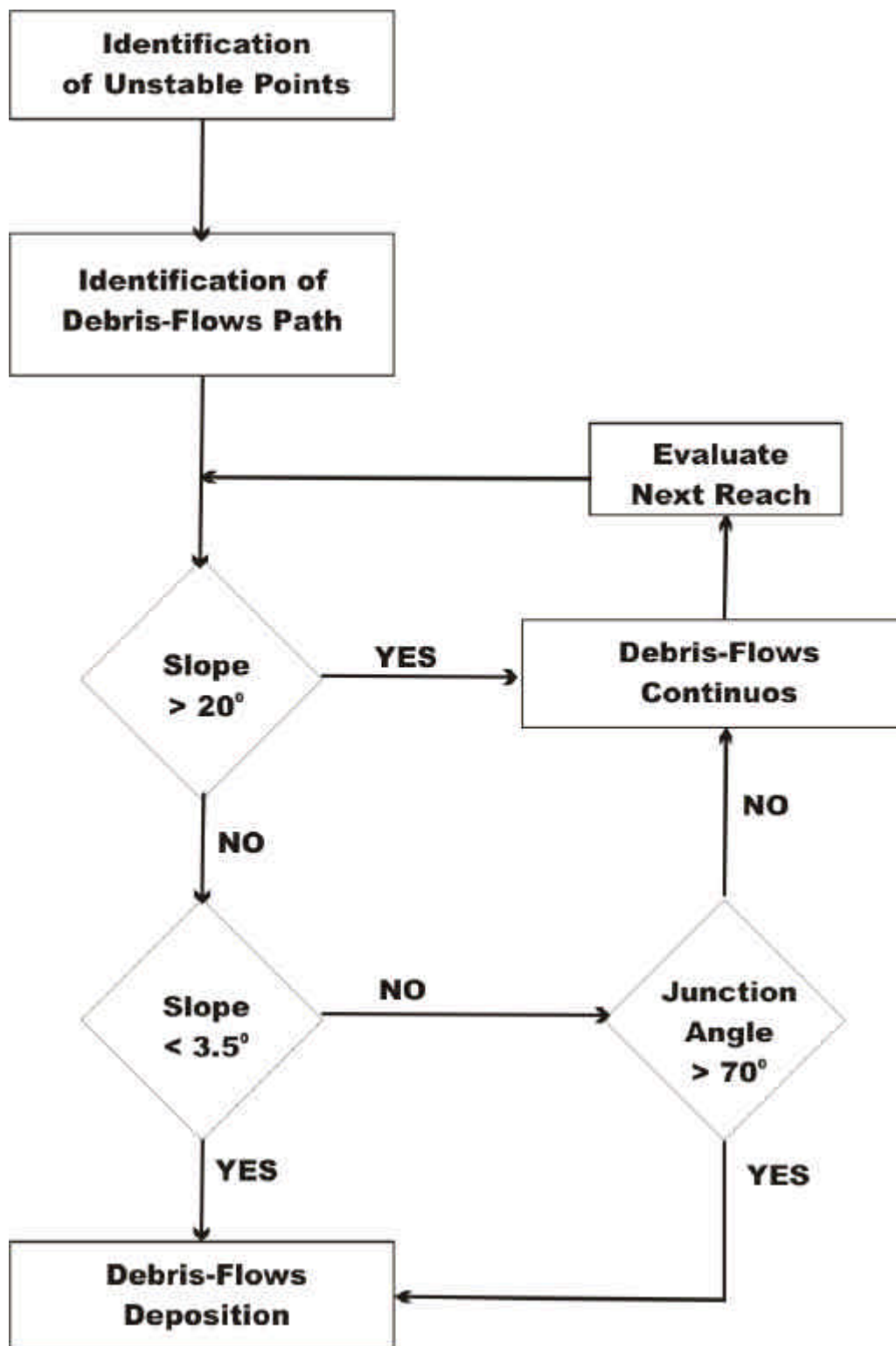


Figure 4

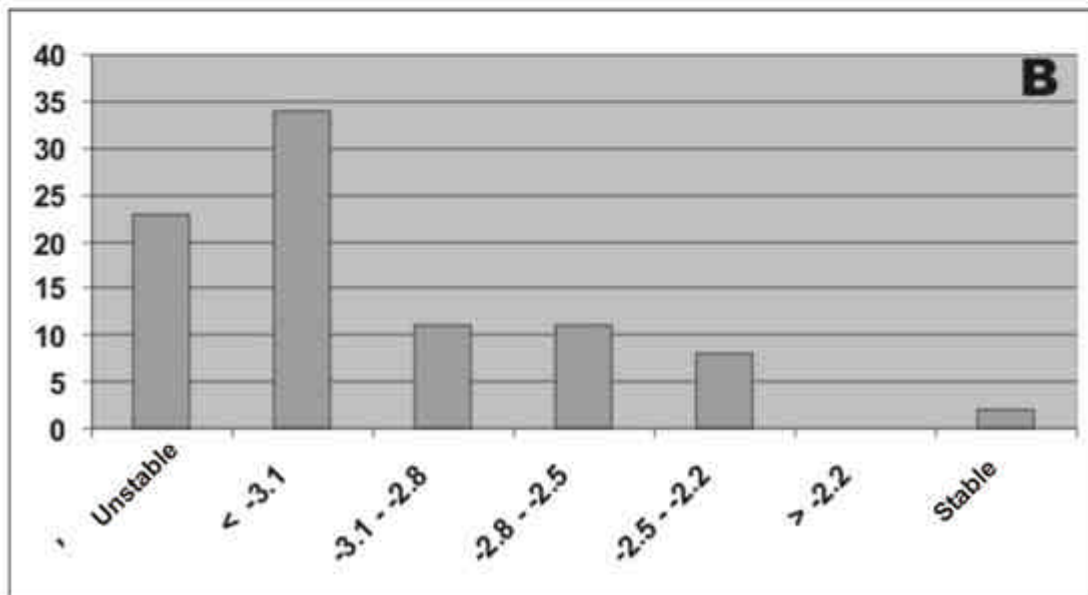
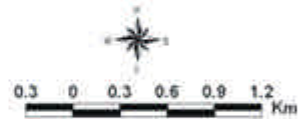
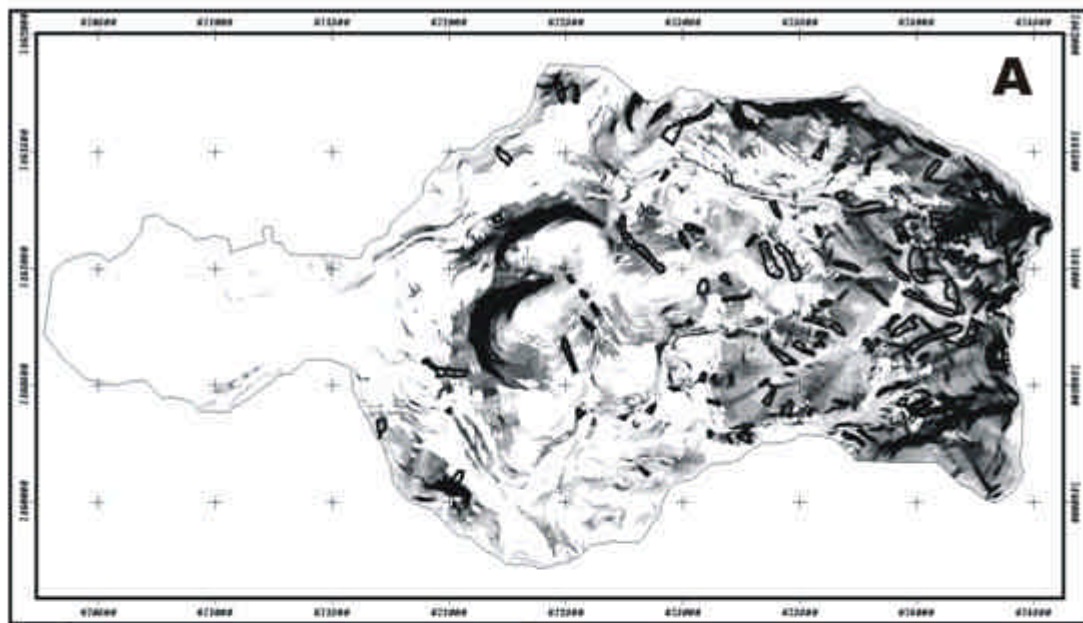


Figure 5

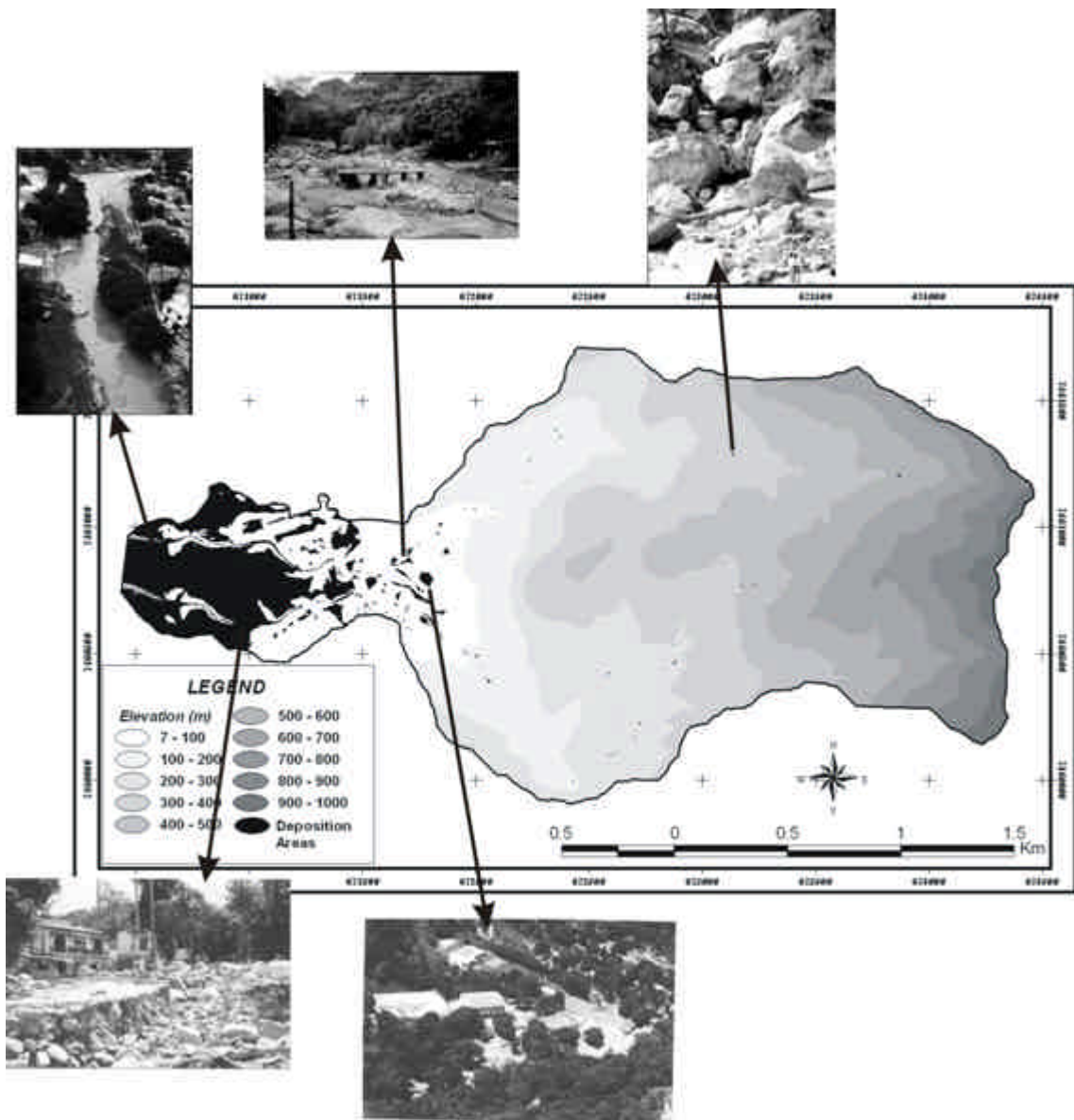


Figure 6

ANEXO II:

Simulações elaboradas com o Flo-2D:

- (a) Simulação com duração de 2 horas e, com os dados de tensão e viscosidade variando e K igual a 0;**
- (b) Simulação com duração de 2 horas com os valores intermediários de viscosidade (com tensão de 0.002, 0.02, 0.2 e, K igual a 0);**
- (c) Simulação com duração de 2 horas variando K (com tensão de 0.002, 0.02, 0.2 e, viscosidade de 0.092, 0.165, 1.79);**
- (d) Simulação variando o tempo de duração (com tensão de 0.02, viscosidade de 0.092, 0.165, 1.79 e, K igual a 0);**

ANEXO II:

Simulações elaboradas com o Flo-2D:

- (a) Simulação com duração de 2 horas e, com os dados de tensão e viscosidade variando e K igual a 0;**

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.0002; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	5.52	28	958000	28.95
Visc0_05	6.14	18	792000	8.62
Visc0_0829	7.3	15	743400	5.00
Visc0_092	6.61	14	732700	12.85
Visc0_165	8.11	11	685900	4.27
Visc1_79	8.22	3.49	520300	2.16
Visc3_44	8.89	2.57	485700	3.85
Visc5_	9.41	2.28	461300	3.71
Visc10_	11	1.55	410300	3.55

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.002; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	5.52	28	955200	25.14
Visc0_05	6.14	18	791800	16.79
Visc0_0829	7.3	15	743300	9.20
Visc0_092	7.33	14	732900	8.97
Visc0_165	8.11	11	685800	11.38
Visc1_79	8.22	3.49	520100	5.69
Visc3_44	8.88	2.57	485700	3.84
Visc5_	9.41	2.27	461200	1.40
Visc10_	11	1.39	410200	2.10

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.02; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	5.52	28	940400	48.22
Visc0_05	6.14	18	787400	24.51
Visc0_0829	7.31	15	739600	13.01
Visc0_092	6.61	14	730400	4.88
Visc0_165	8.11	11	683800	4.24
Visc1_79	8.22	3.49	519600	2.17
Visc3_44	8.88	2.57	485300	3.92
Visc5_	9.41	2.28	460500	1.40
Visc10_	11	1.55	409800	1.36

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.2; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	5.54	28	833400	21.47
Visc0_05	6.84	18	745600	9.39
Visc0_0829	7.3	15	709400	7.66
Visc0_092	7.36	14	702500	6.06
Visc0_165	8.12	11	664300	7.44
Visc1_79	8.22	3.13	513000	6.92
Visc3_44	8.87	2.57	478400	3.85
Visc5_	9.41	2.29	454600	3.55
Visc10_	11	1.39	406700	2.42

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-2; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	5.81	26	559200	11.31
Visc0_05	6.97	17	559600	18.73
Visc0_0829	7.44	14	554600	7.93
Visc0_092	7.59	14	553800	10.11
Visc0_165	8.21	11	539400	5.85
Visc1_79	8.29	3.36	454100	4.56
Visc3_44	8.74	2.63	427500	4.17
Visc5_	9.46	2.26	410400	3.37
Visc10_	11	1.53	371000	2.49

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-12.06; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	7.36	22	261700	9.63
Visc0_05	7.84	14	254300	4.71
Visc0_0829	7.98	12	252400	8.19
Visc0_092	8.01	12	252400	6.48
Visc0_165	7.25	10	250000	1.98
Visc1_79	8.3	3.4	245000	3.01
Visc3_44	9.01	2.22	243500	3.16
Visc5_	9.87	2.22	240500	3.27
Visc10_	11	1.5	234400	3.43

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-24.42; Visc-variando e K=0

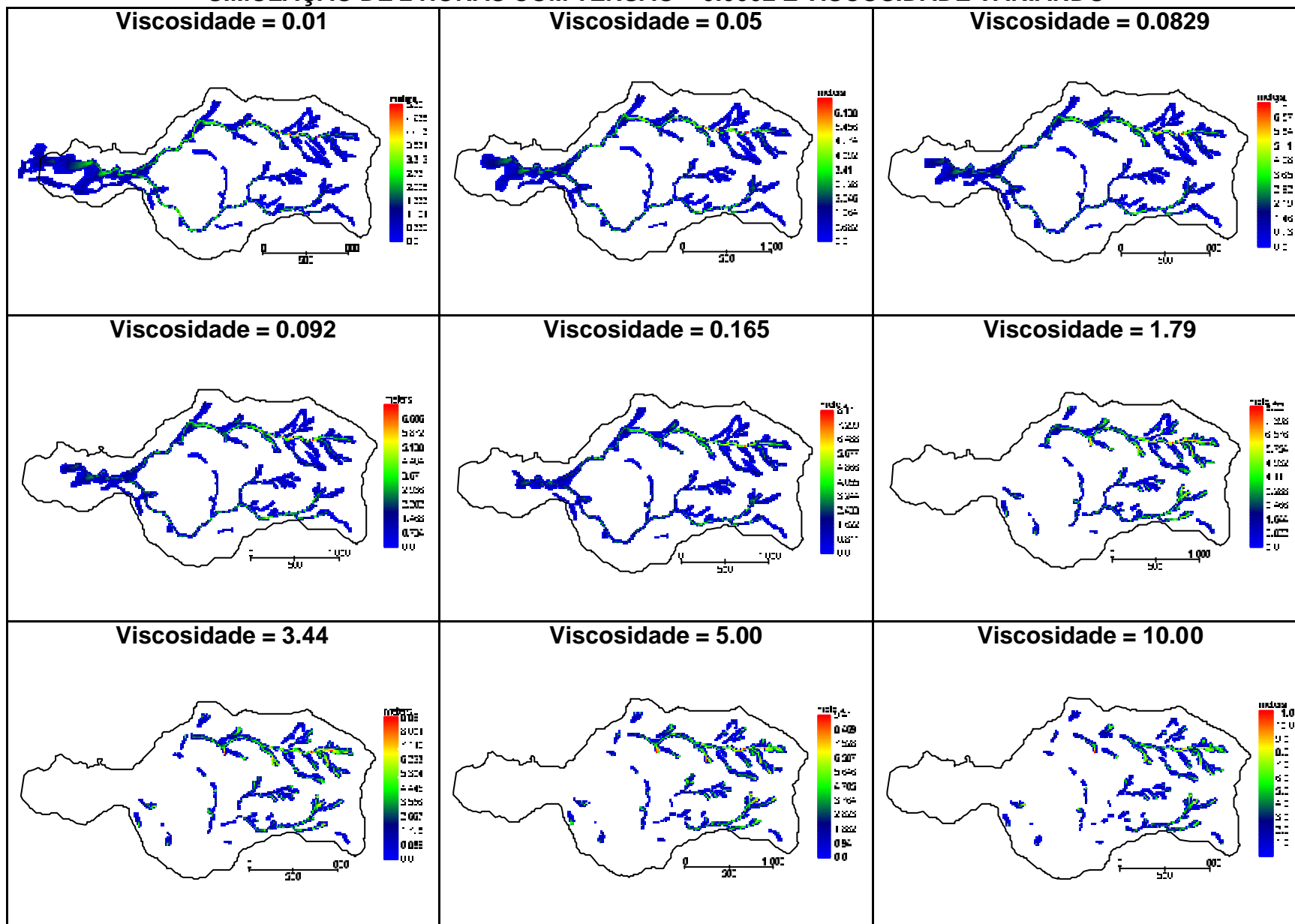
Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	8.71	22	193200	8.88
Visc0_05	8.34	19	171800	7.72
Visc0_0829	7.96	15	166600	6.89
Visc0_092	7.9	15	165900	6.68
Visc0_165	7.92	12	164000	5.31
Visc1_79	8.67	3.04	159100	2.81
Visc3_44	9.71	2.21	159900	3.30
Visc5_	10	2.08	160000	1.98
Visc10_	12	1.34	160900	1.22

DEM10-BACIA

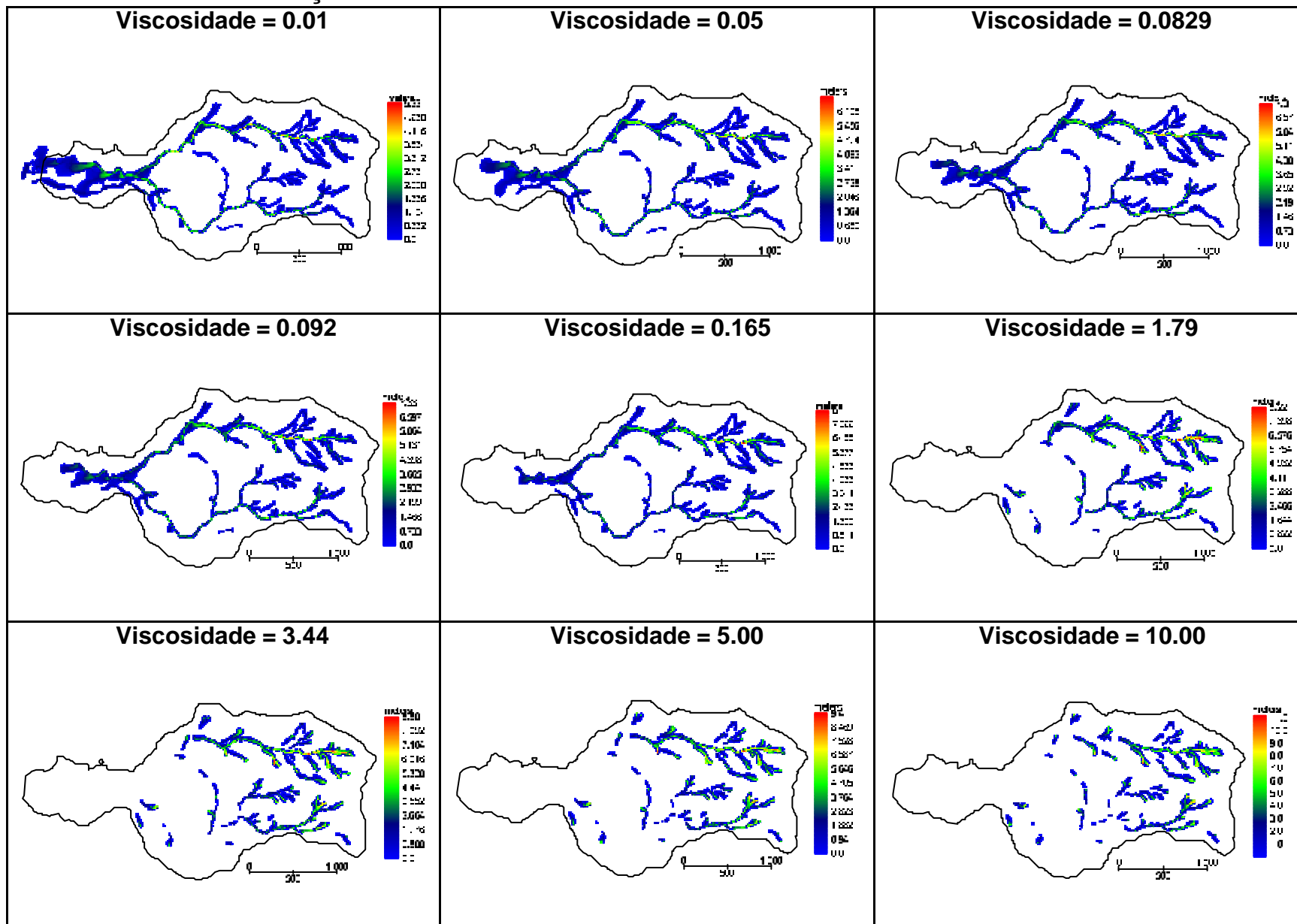
2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-48; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)	Tempo de Simulação (Hrs)
Visc0_01	8.52	24	147200	4.98
Visc0_05	9.63	13	127600	4.33
Visc0_0829	9.35	10	119300	2.19
Visc0_092	9.34	10	117900	7.17
Visc0_165	9.21	11	108300	1.70
Visc1_79	10	3.5	99700	3.32
Visc3_44	11	2.3	100200	1.71
Visc5_	11	2.11	100200	1.55
Visc10_	13	1.5	100800	1.15

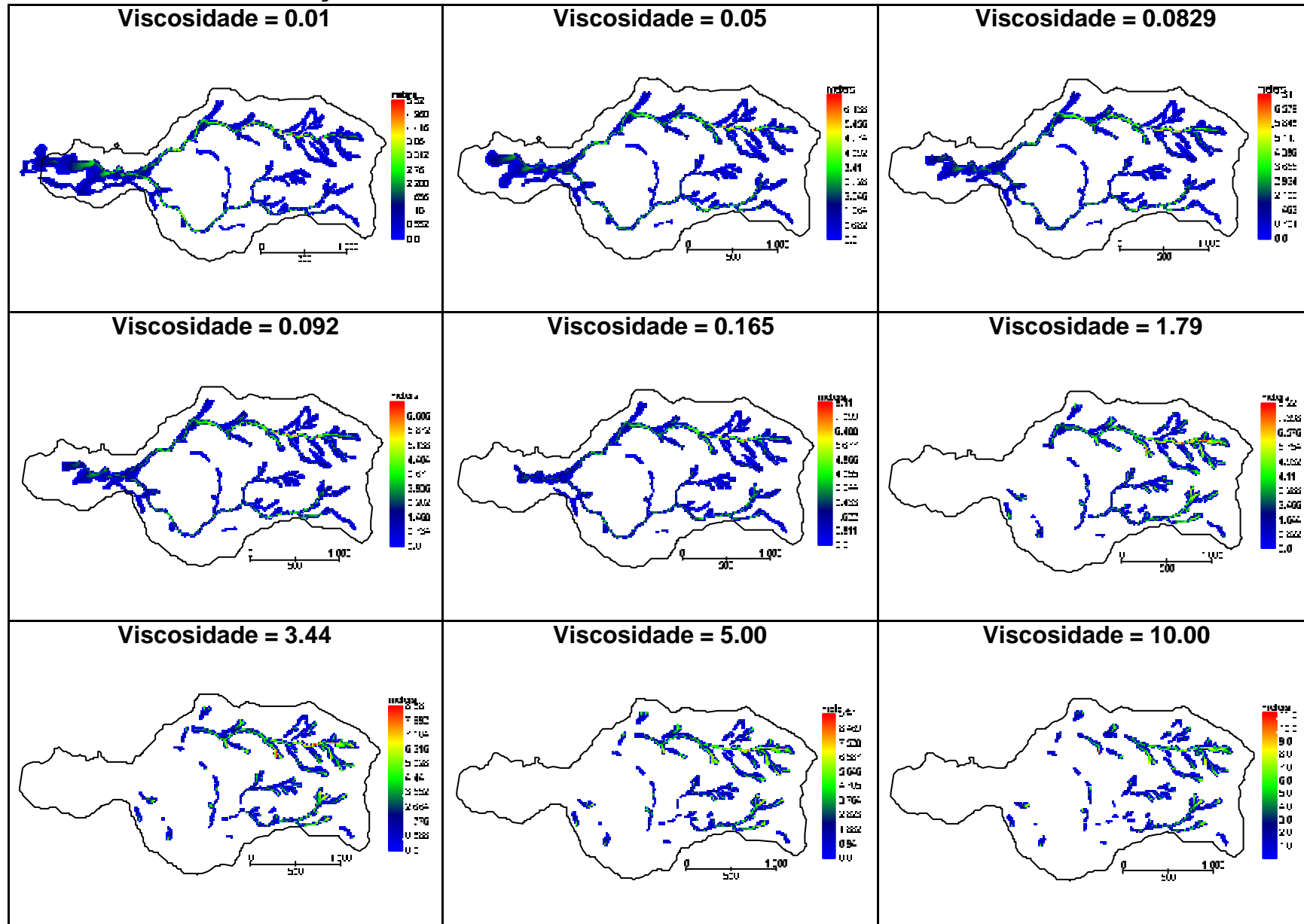
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.0002 E VISCOSIDADE VARIANDO



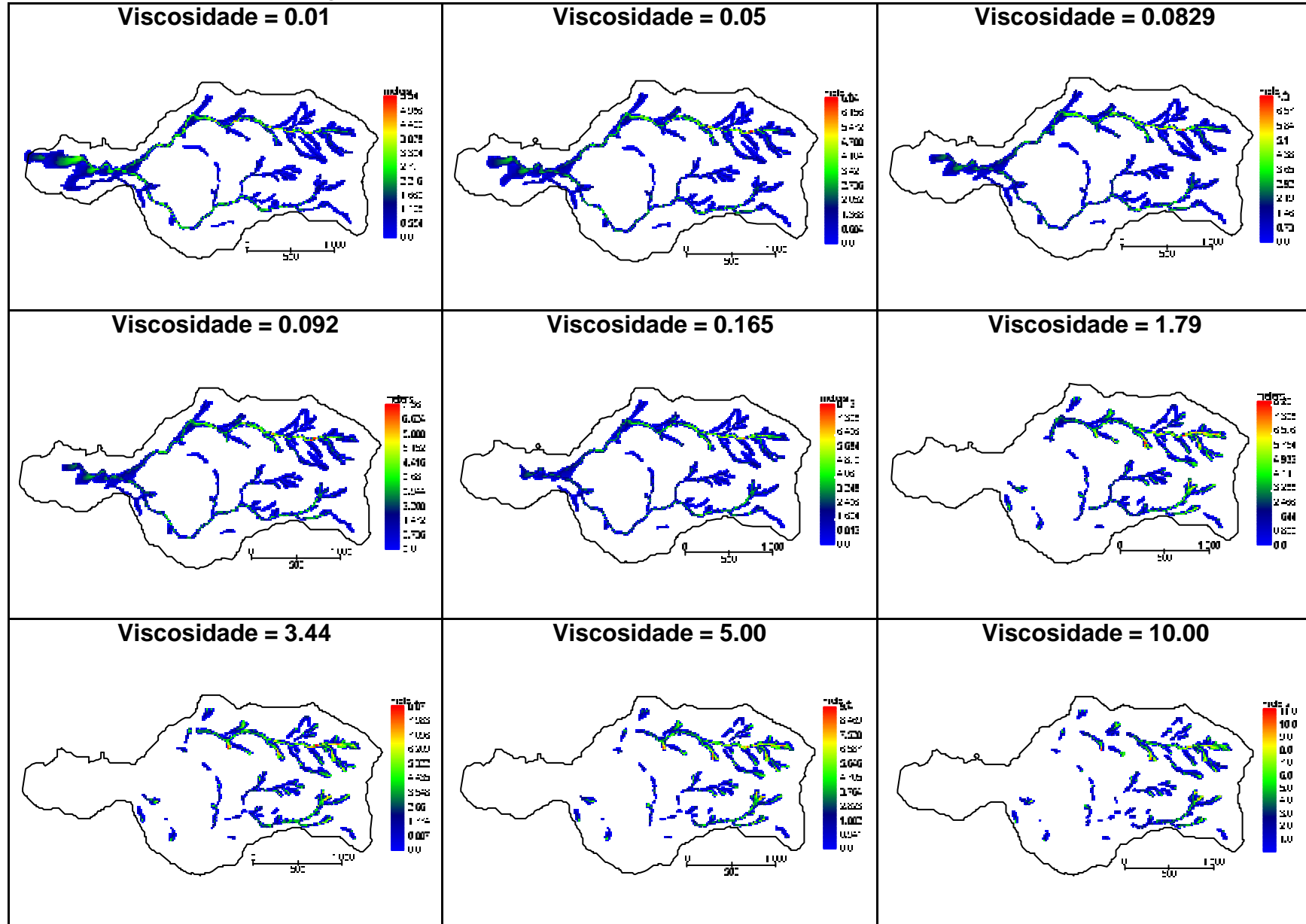
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.002 E VISCOSIDADE VARIANDO



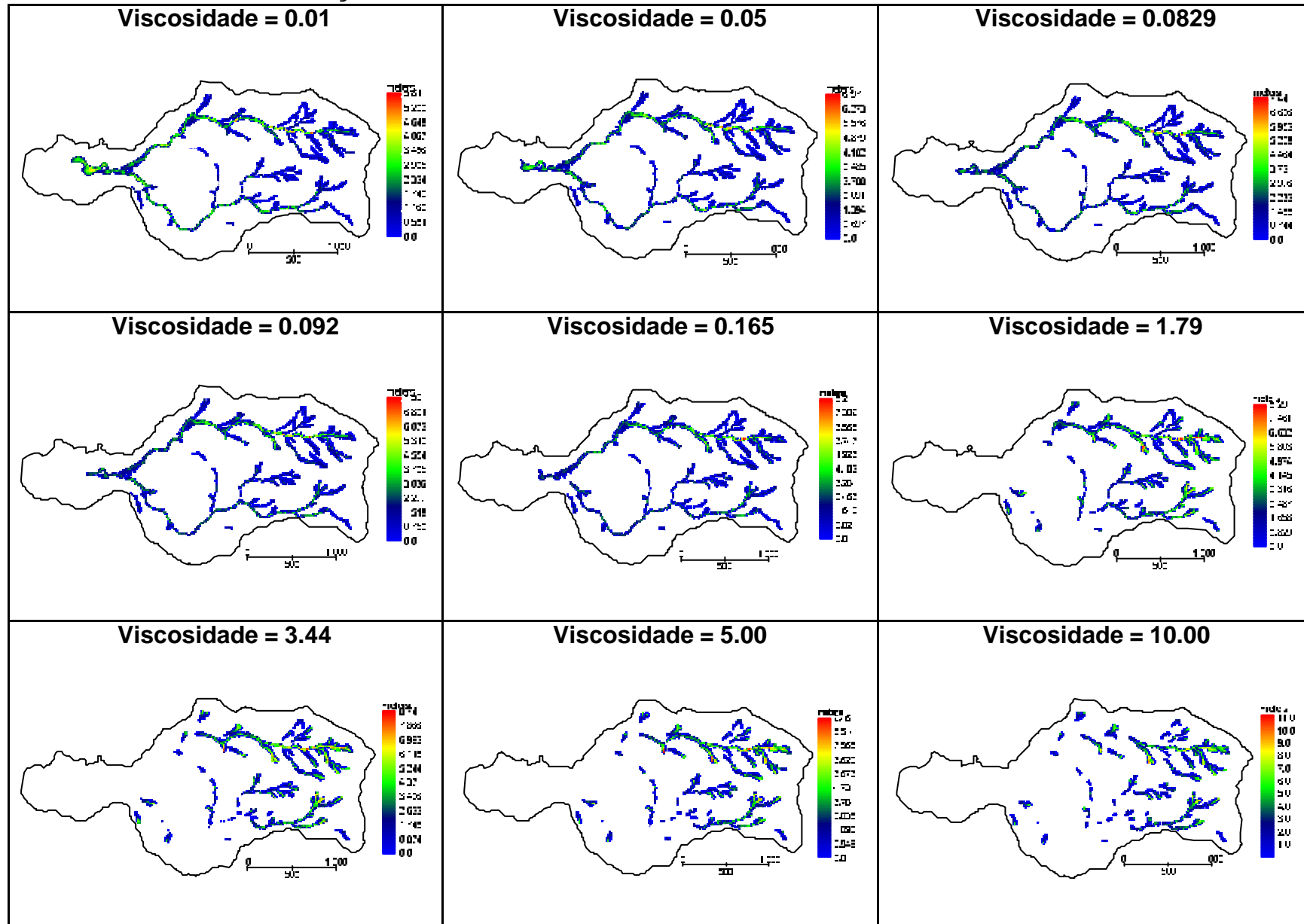
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.02 E VISCOSIDADE VARIANDO



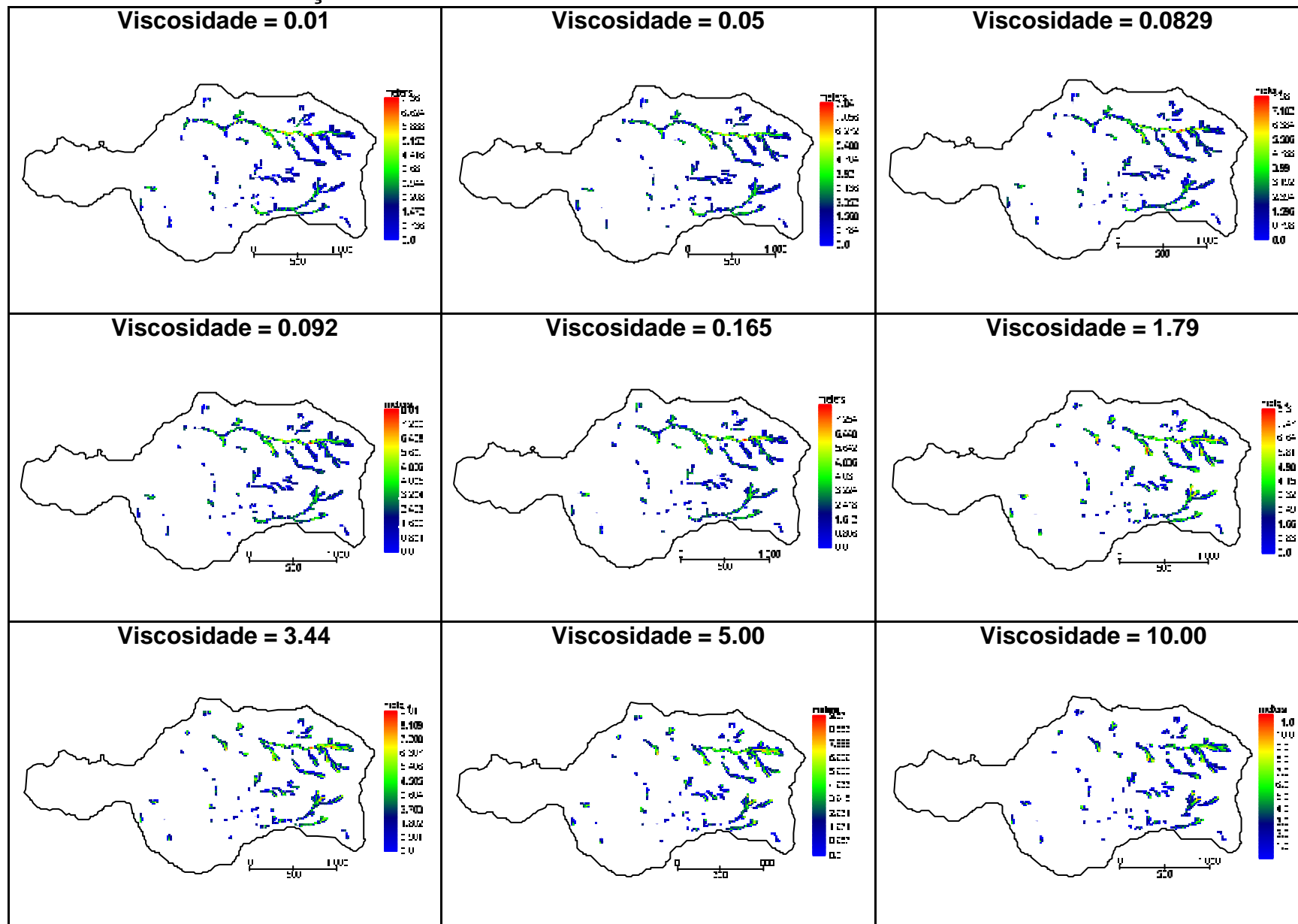
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.2 E VISCOSIDADE VARIANDO



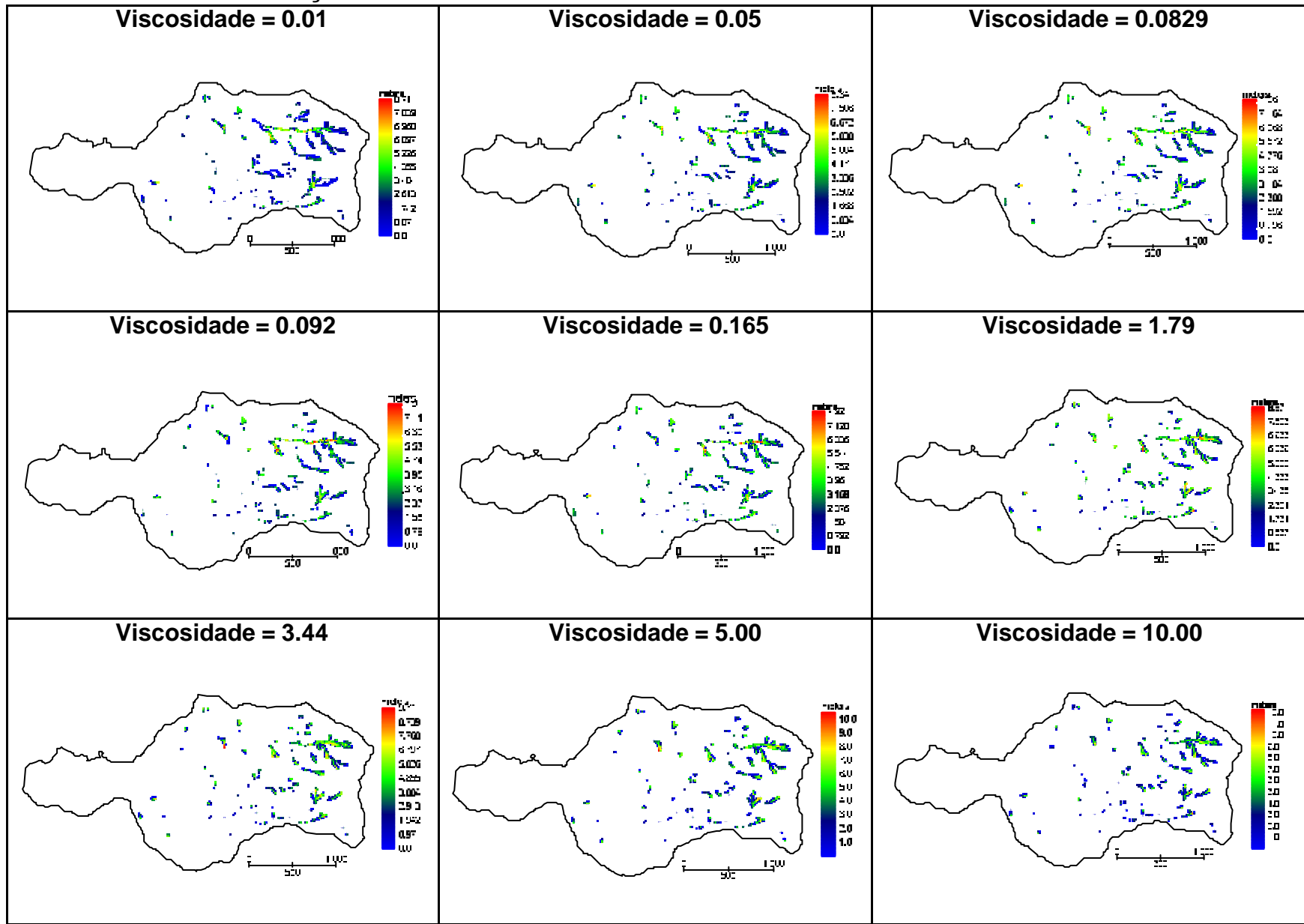
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 2 E VISCOSIDADE VARIANDO



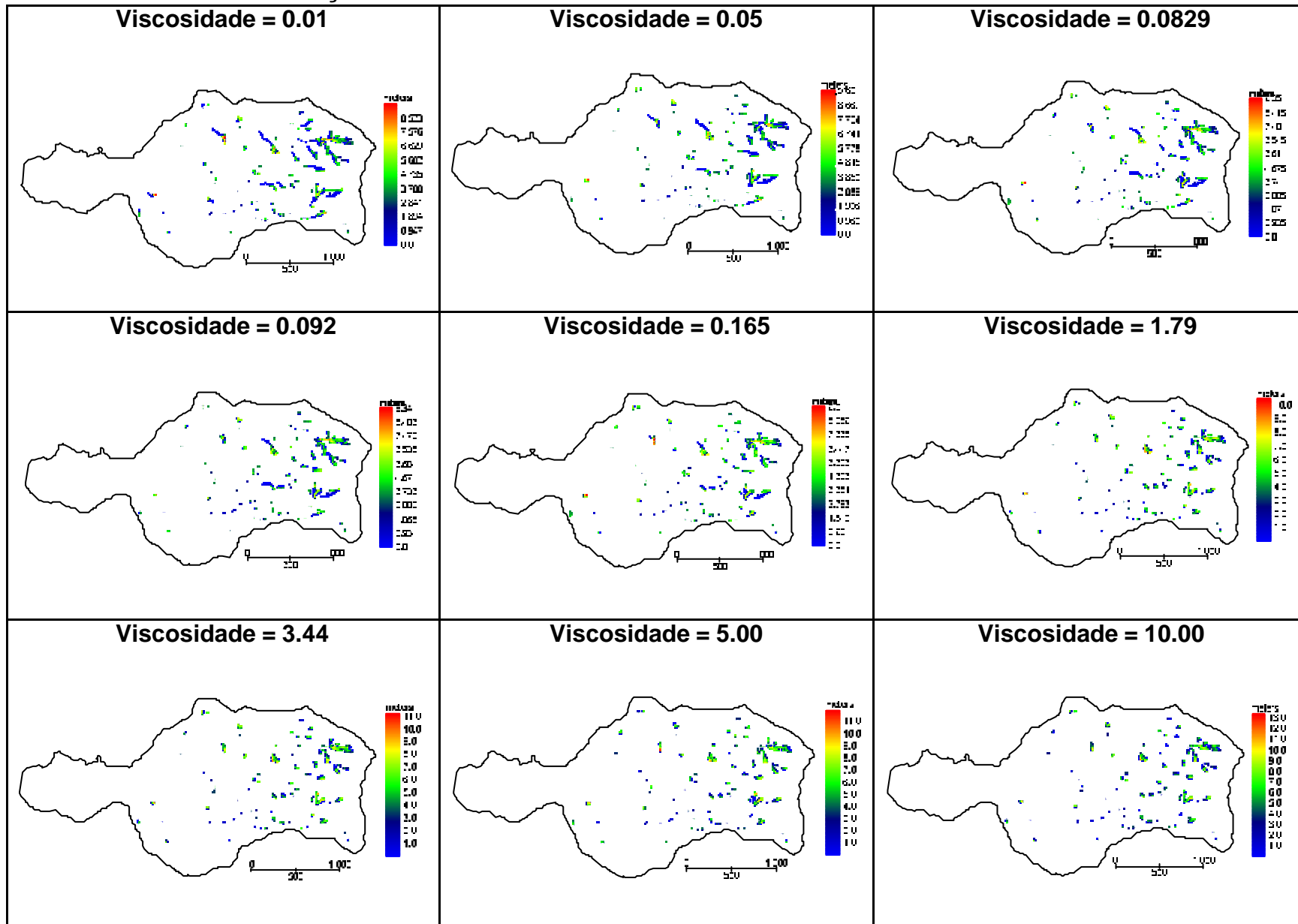
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 12.06 E VISCOSIDADE VARIANDO



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 24.42 E VISCOSIDADE VARIANDO



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 48 E VISCOSIDADE VARIANDO



ANEXO II:

Simulações elaboradas com o Flo-2D:

- (b) Simulação com duração de 2 horas com os valores intermediários de viscosidade (com tensão de 0.002, 0.02, 0.2 e, K igual a 0);**

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.002; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)
Visc0_001	4.96	28	766000
Visc0_571	8.03	6.37	432400
Visc0_977	8.96	5.35	407500
Visc1_383	8.81	3.63	398400

DEM10-BACIA

2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.02; Visc-variando e K=0

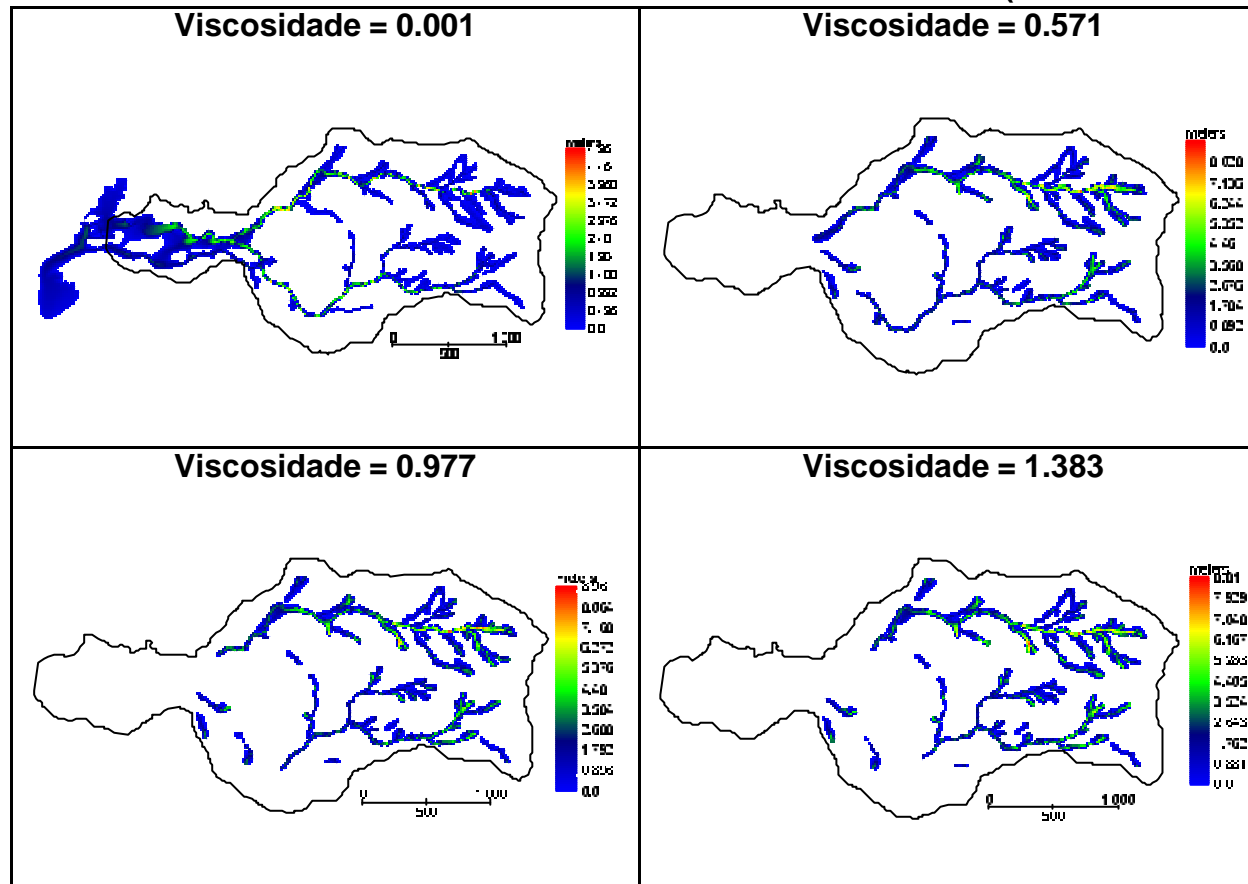
Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)
Visc0_001	4.96	28	738200
Visc0_571	8.03	6.35	431700
Visc0_977	8.96	5.35	409100
Visc1_383	8.8	3.63	396200

DEM10-BACIA

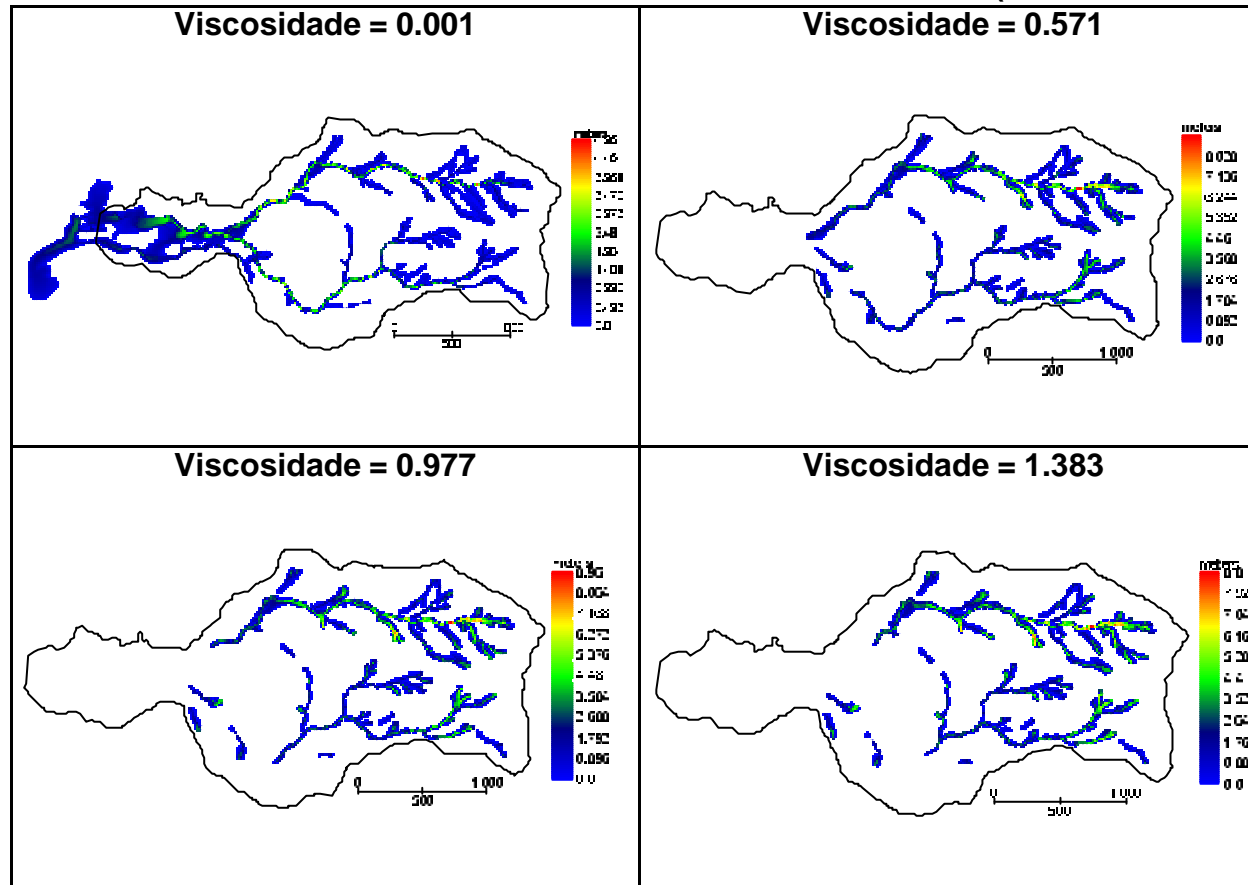
2 hr de Simulação a partir de dados de Tensão-0.2; Visc-variando e K=0

Arqs	MFD (m)	MV (m/s)	AREA (m2)
Visc0_001	4.49	28	632800
Visc0_571	8.91	7.12	426600
Visc0_977	8.94	5.34	402500
Visc1_383	8.78	4.01	391000

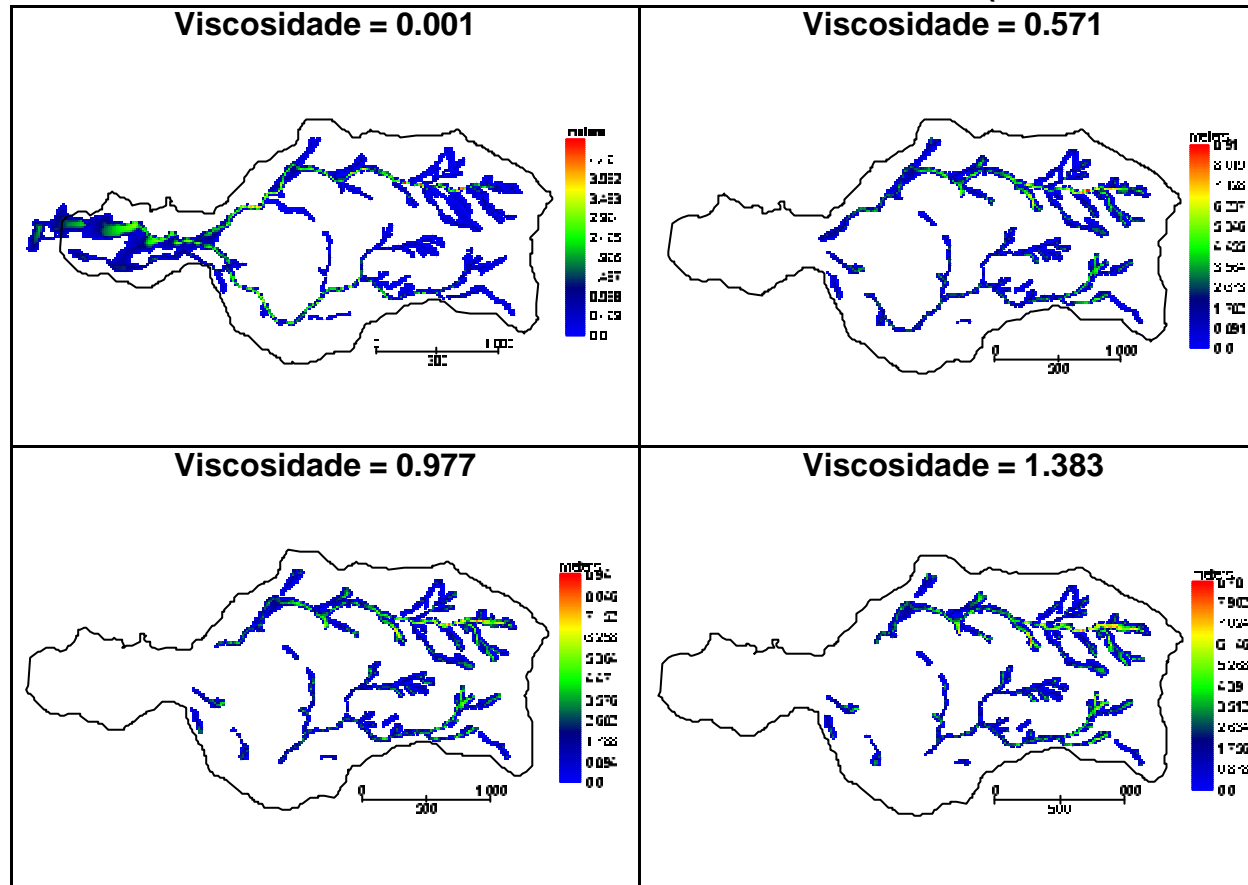
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.002 E VISCOSIDADE VARIANDO (VALORES INTERMEDIÁRIOS)



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.02 E VISCOSIDADE VARIANDO (VALORES INTERMEDIÁRIOS)



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.2 E VISCOSIDADE VARIANDO (VALORES INTERMEDIÁRIOS)



ANEXO II:

Simulações elaboradas com o Flo-2D:

- (c) Simulação com duração de 2 horas variando K (com tensão de 0.002, 0.02, 0.2 e, viscosidade de 0.092, 0.165, 1.79);**

DEM 10 da Bacia com uma simulação de 2hrs variando K

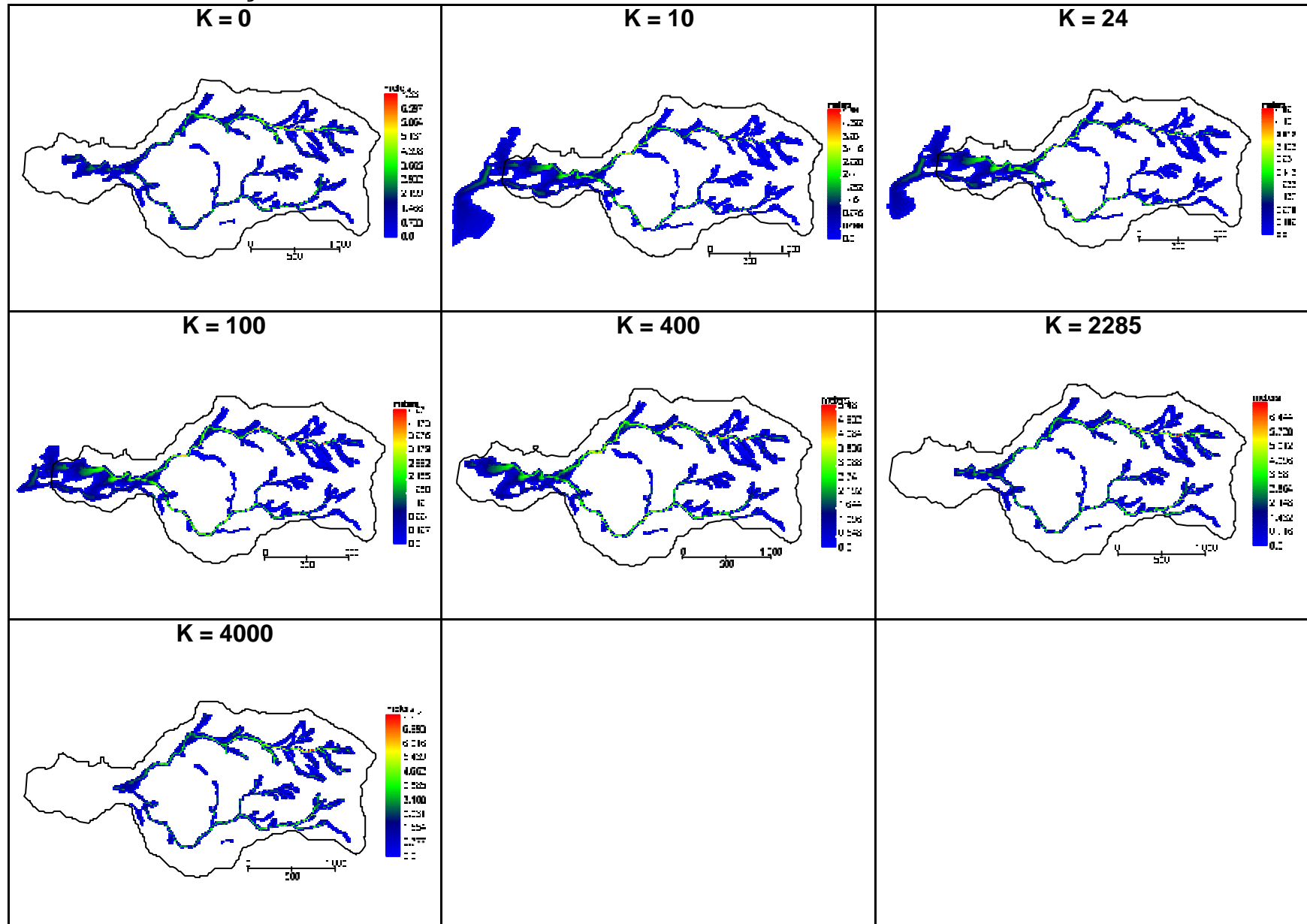
MFD (m)	V0_092-T0_002	V0-165-T0_002	V1_79-T0_002	V0_092-T0_02	V0-165-T0_02	V1_79-T0_02	V0_092-T0_2	V0-165-T0_2	V1_79-T0_2
K0	7.33	8.11	8.22	6.61	8.11	8.22	7.36	8.12	8.22
K10	4.88	4.90	5.33	4.88	4.91	5.33	4.91	4.94	4.82
K24	4.89	4.91	5.13	4.89	4.91	5.13	4.91	4.94	5.14
K100	4.97	5.19	7.24	4.98	5.19	7.24	5.00	5.22	7.24
K400	5.48	5.80	8.44	5.48	5.80	8.44	5.49	5.82	8.45
K2285	6.44	7.03	9.09	6.44	7.03	9.09	6.44	7.82	9.07
K4000	7.77	8.35	9.11	7.77	8.35	9.11	7.78	8.35	9.09

MV (m/s)	V0_092-T0_002	V0-165-T0_002	V1_79-T0_002	V0_092-T0_02	V0-165-T0_02	V1_79-T0_02	V0_092-T0_2	V0-165-T0_2	V1_79-T0_2
K0	14.00	11.00	3.49	14.00	11.00	3.49	14.00	11.00	3.13
K10	28.00	28.00	22.00	28.00	28.00	22.00	28.00	28.00	22.00
K24	26.00	26.00	19.00	26.00	26.00	19.00	26.00	26.00	19.00
K100	24.00	22.00	12.00	24.00	22.00	12.00	24.00	22.00	12.00
K400	20.00	18.00	6.20	20.00	18.00	6.19	20.00	18.00	6.18
K2285	10.00	7.91	1.42	10.00	7.91	1.42	10.00	7.09	1.42
K4000	7.16	6.06	1.11	7.16	6.06	1.11	7.14	5.44	1.11

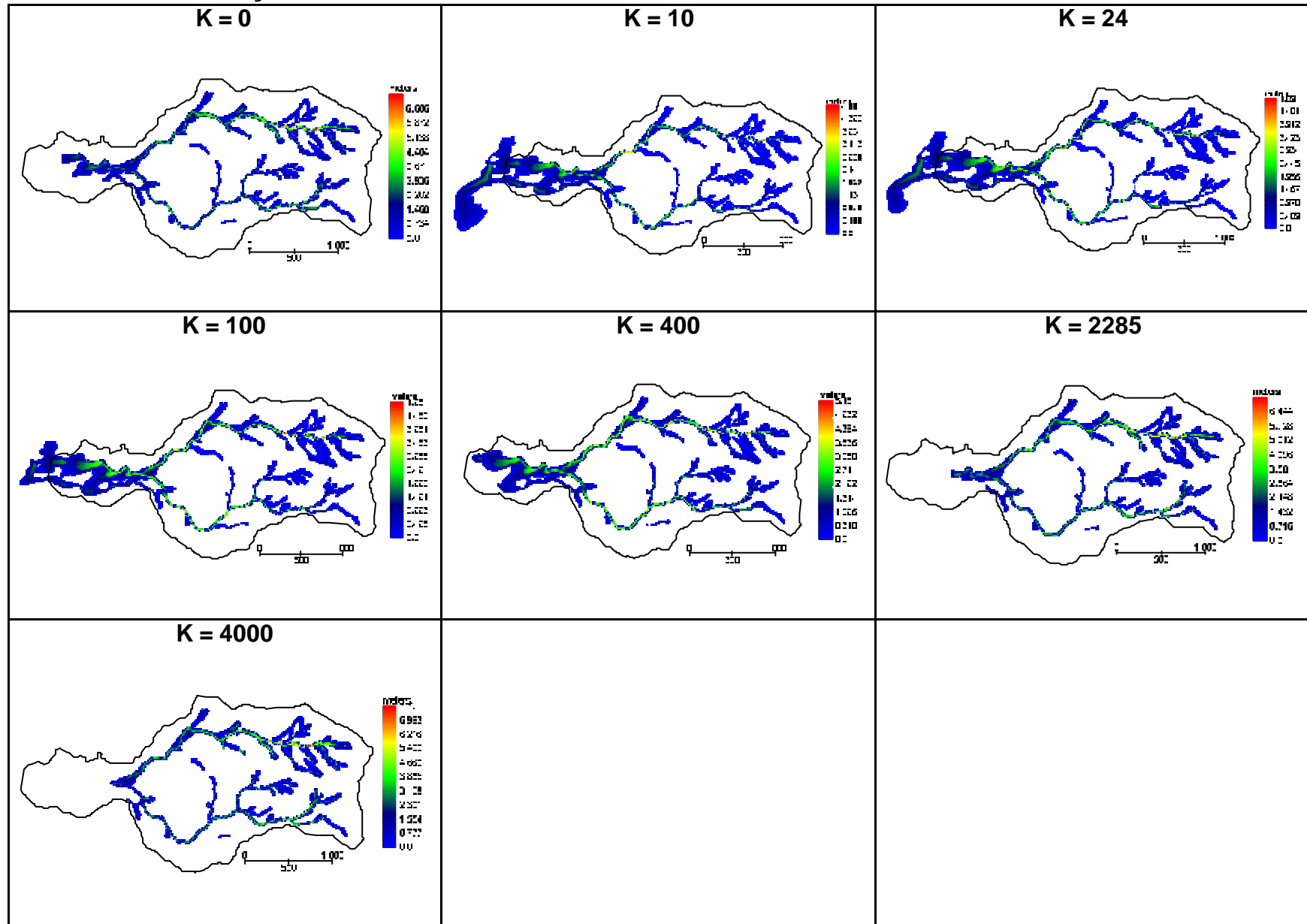
AREA (m2)	V0_092-T0_002	V0-165-T0_002	V1_79-T0_002	V0_092-T0_02	V0-165-T0_02	V1_79-T0_02	V0_092-T0_2	V0-165-T0_2	V1_79-T0_2
K0	732900	685800	520100	730400	683800	519600	702500	664300	513000
K10	1400300	1321000	1030900	1273300	1226400	1010300	958800	953100	881000
K24	1273100	1195600	910300	1199300	1147000	898600	947700	935900	822700
K100	1100000	1028400	737200	1072300	1007900	733900	905400	879700	706200
K400	912100	840200	603300	902600	832800	602000	823300	780600	587200
K2285	706400	655200	464500	703700	653600	463600	681100	636600	457400
K4000	654900	600300	419400	653300	598700	418900	636400	585200	414600

Tempo de Simulação (Hrs)	V0_092-T0_002	V0-165-T0_002	V1_79-T0_002	V0_092-T0_02	V0-165-T0_02	V1_79-T0_02	V0_092-T0_2	V0-165-T0_2	V1_79-T0_2
K0	8.97	11.38	5.69	4.88	4.24	2.17	6.06	7.44	6.92
K10	57.01	36.65	40.78	72.93	38.88	28.18	67.42	34.12	30.57
K24	50.69	42.65	29.62	57.85	46.04	21.61	31.77	35.15	12.29
K100	63.56	24.15	4.32	46.80	24.63	11.50	30.73	26.28	5.10
K400	30.52	13.85	7.09	21.16	13.97	7.09	32.04	24.55	6.68
K2285	3.97	5.23	1.68	7.49	8.81	3.59	9.98	3.23	3.63
K4000	8.66	2.64	1.35	8.78	6.95	3.52	3.21	2.55	3.49

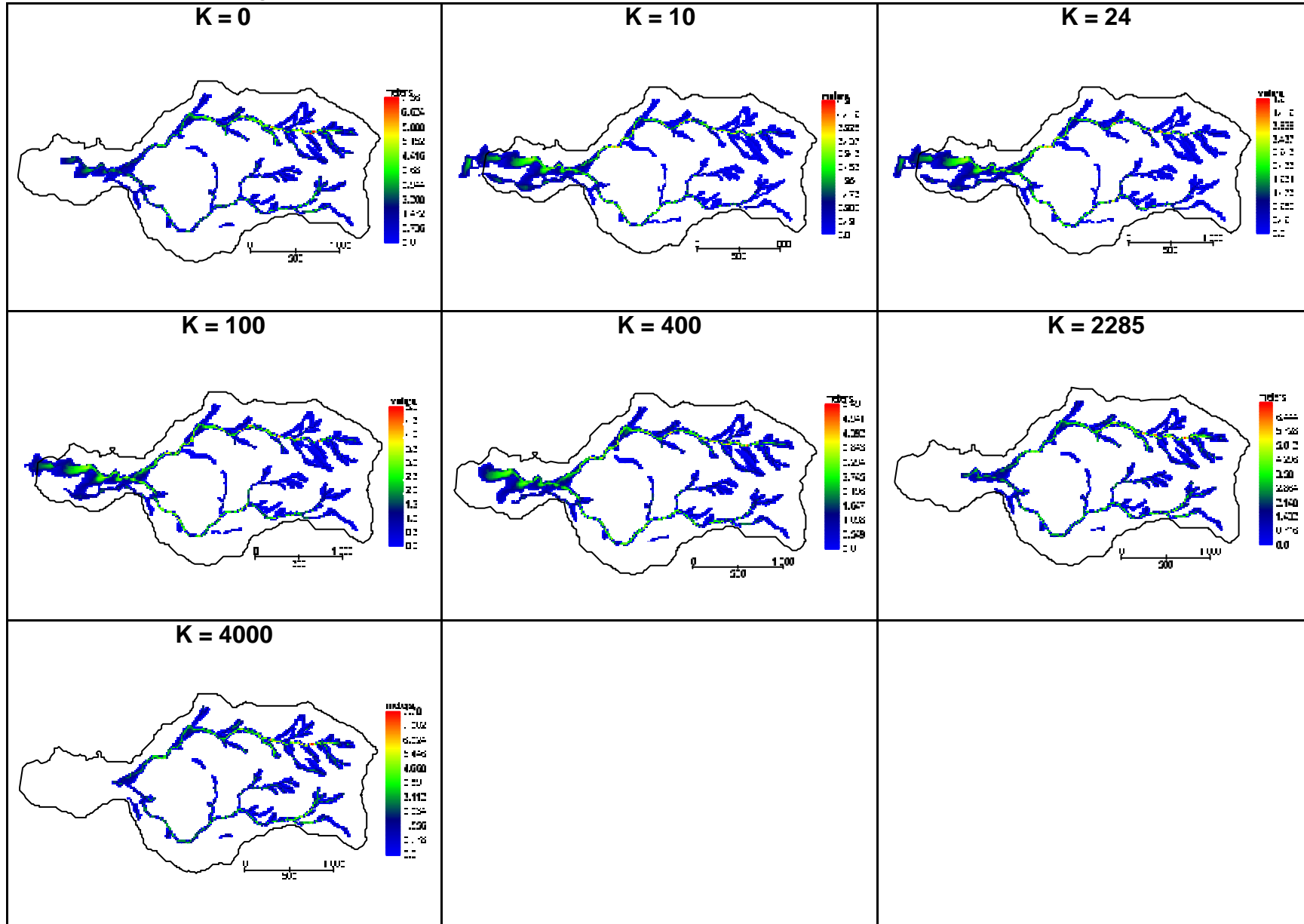
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.002 E VISCOSIDADE = 0.092 E K VARIANDO



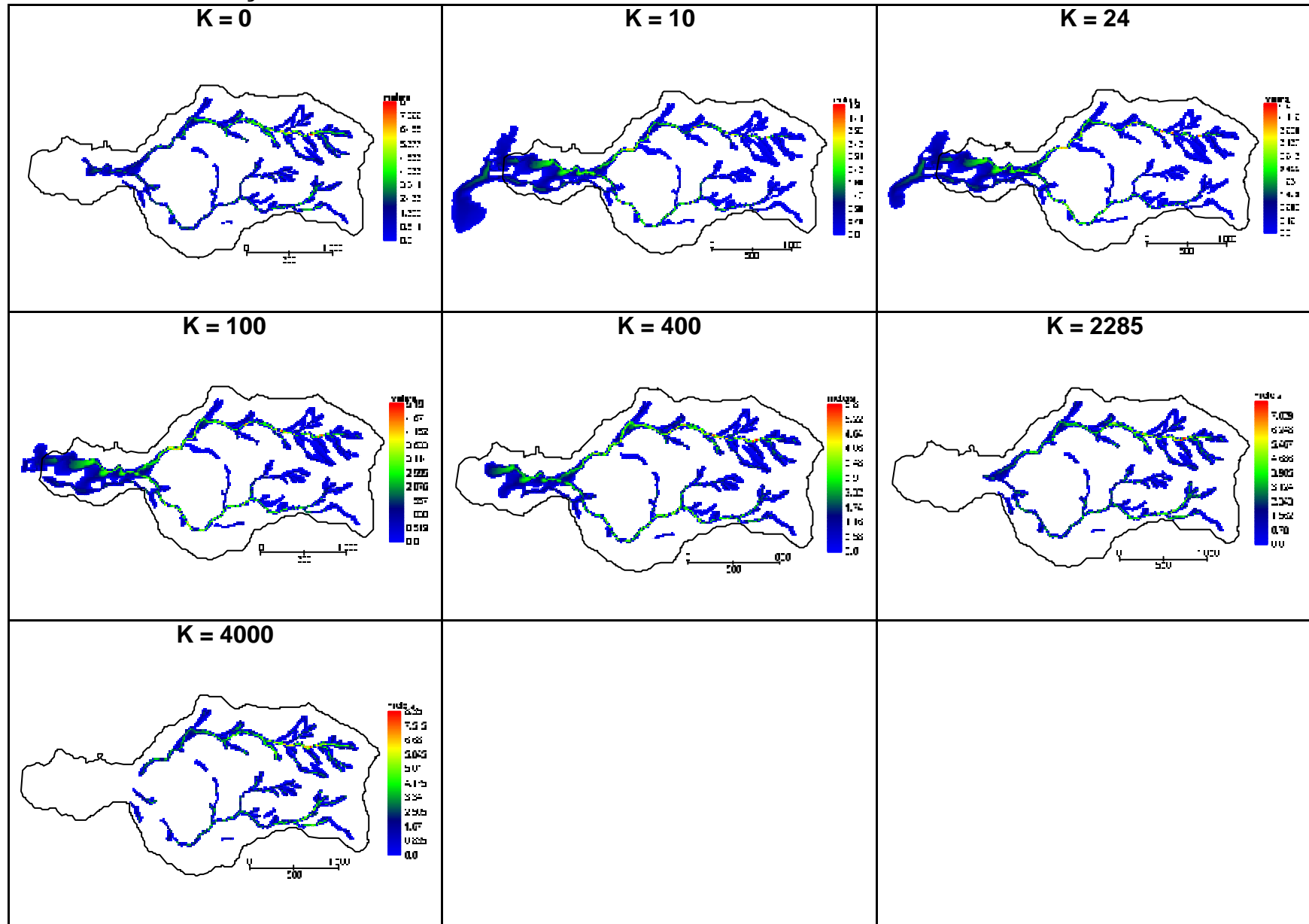
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.02 E VISCOSIDADE = 0.092 E K VARIANDO



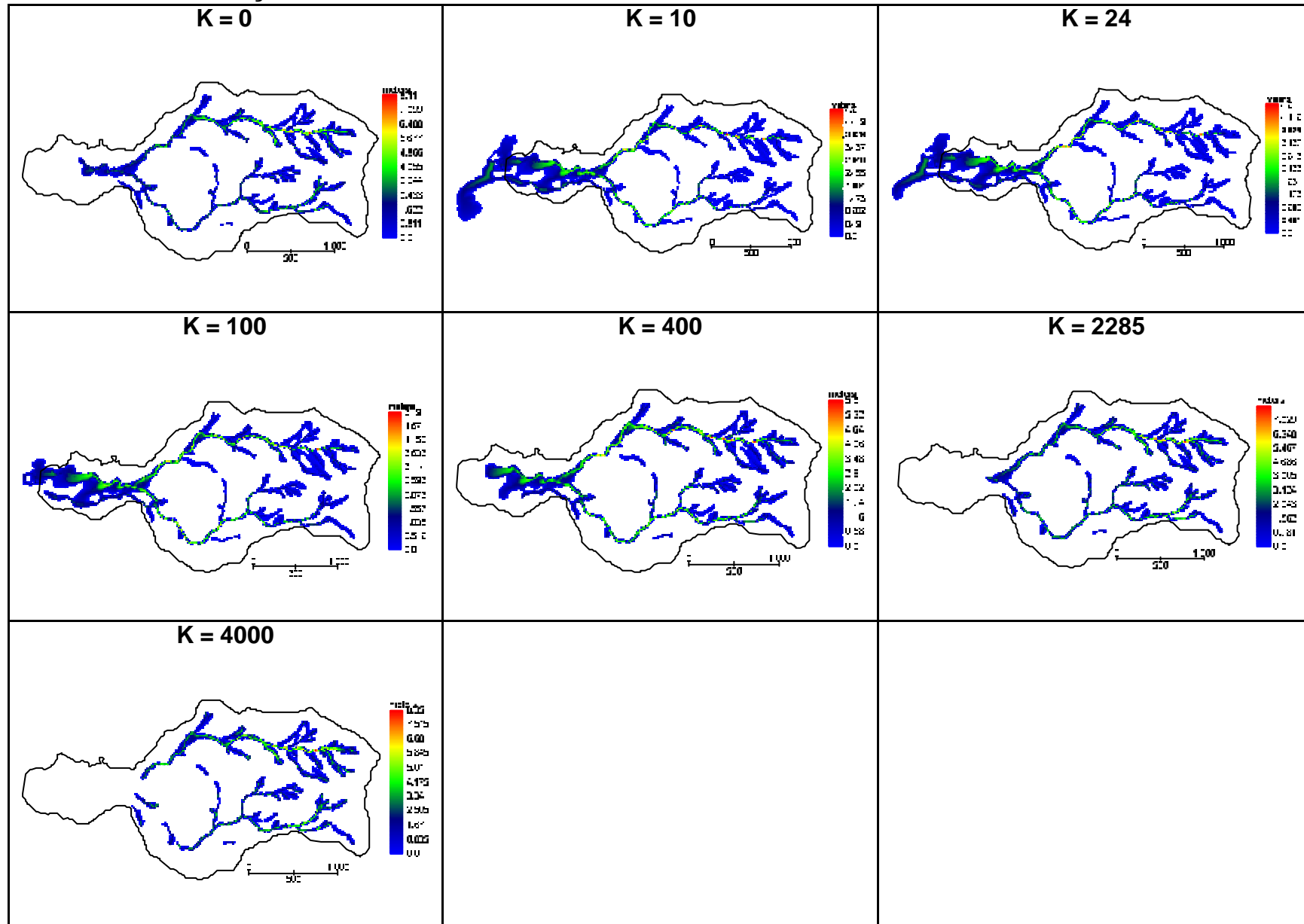
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.2 E VISCOSIDADE = 0.092 E K VARIANDO



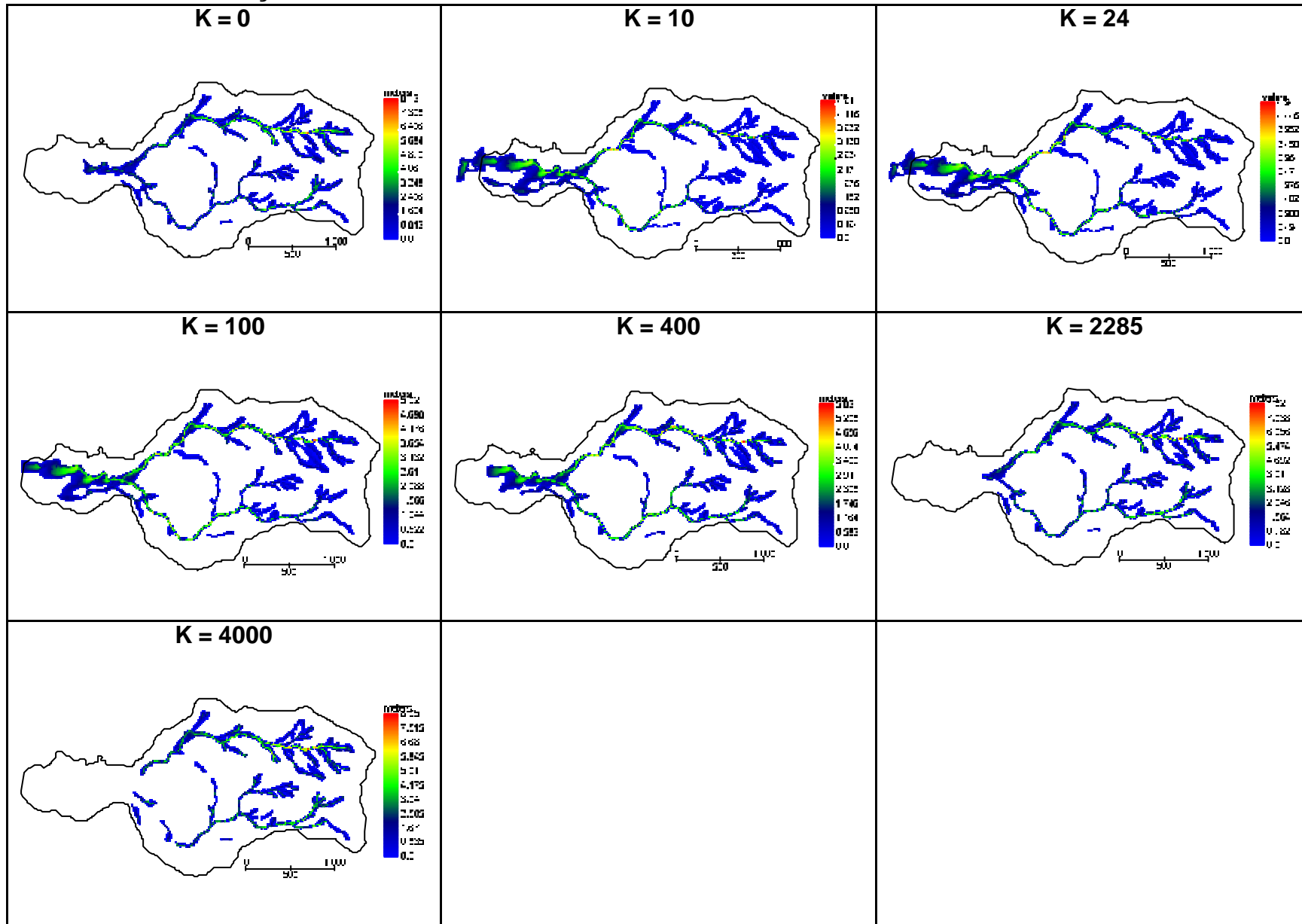
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.002 E VISCOSIDADE = 0.165 E K VARIANDO



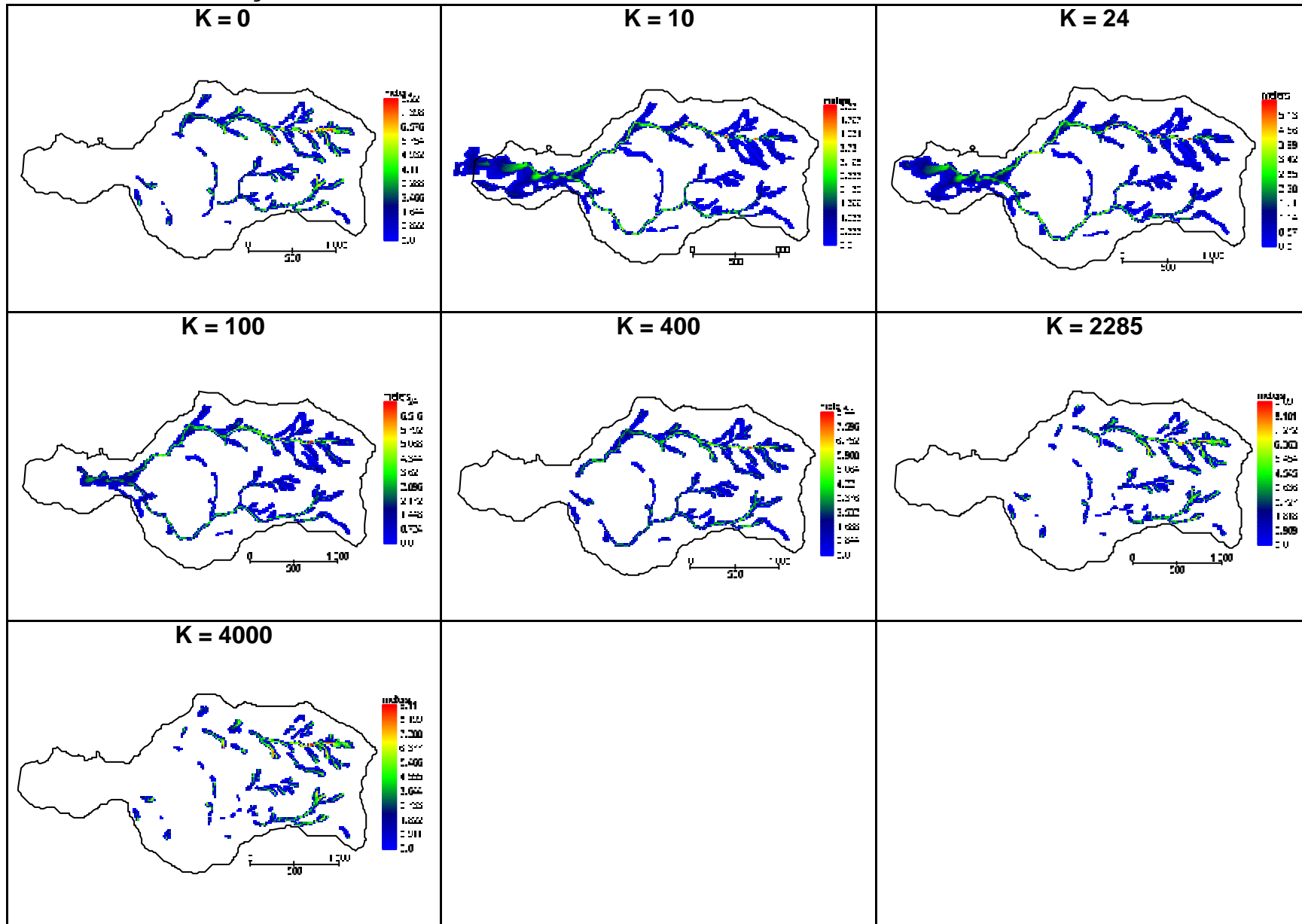
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.02 E VISCOSIDADE = 0.165 E K VARIANDO



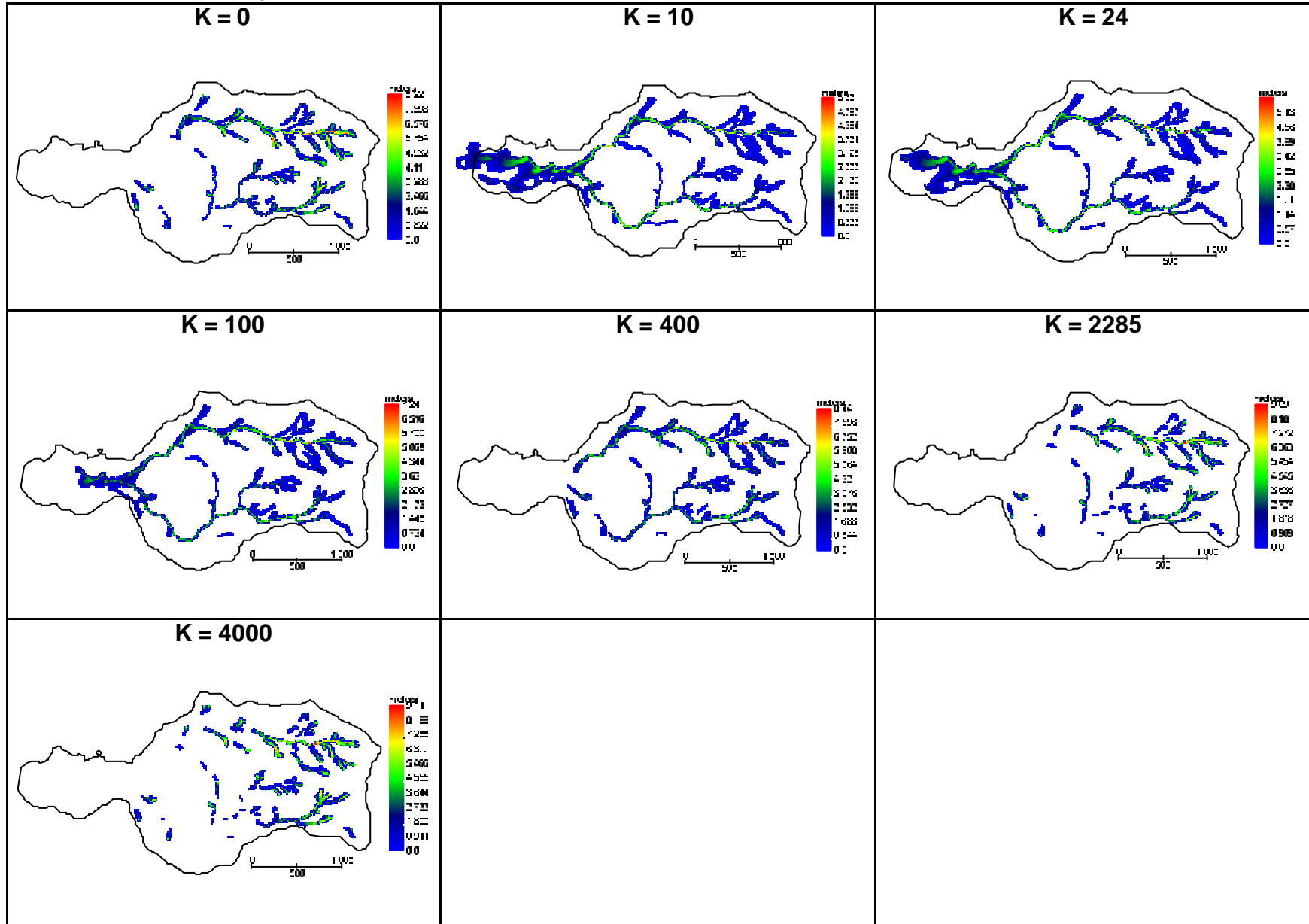
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.2 E VISCOSIDADE = 0.165 E K VARIANDO



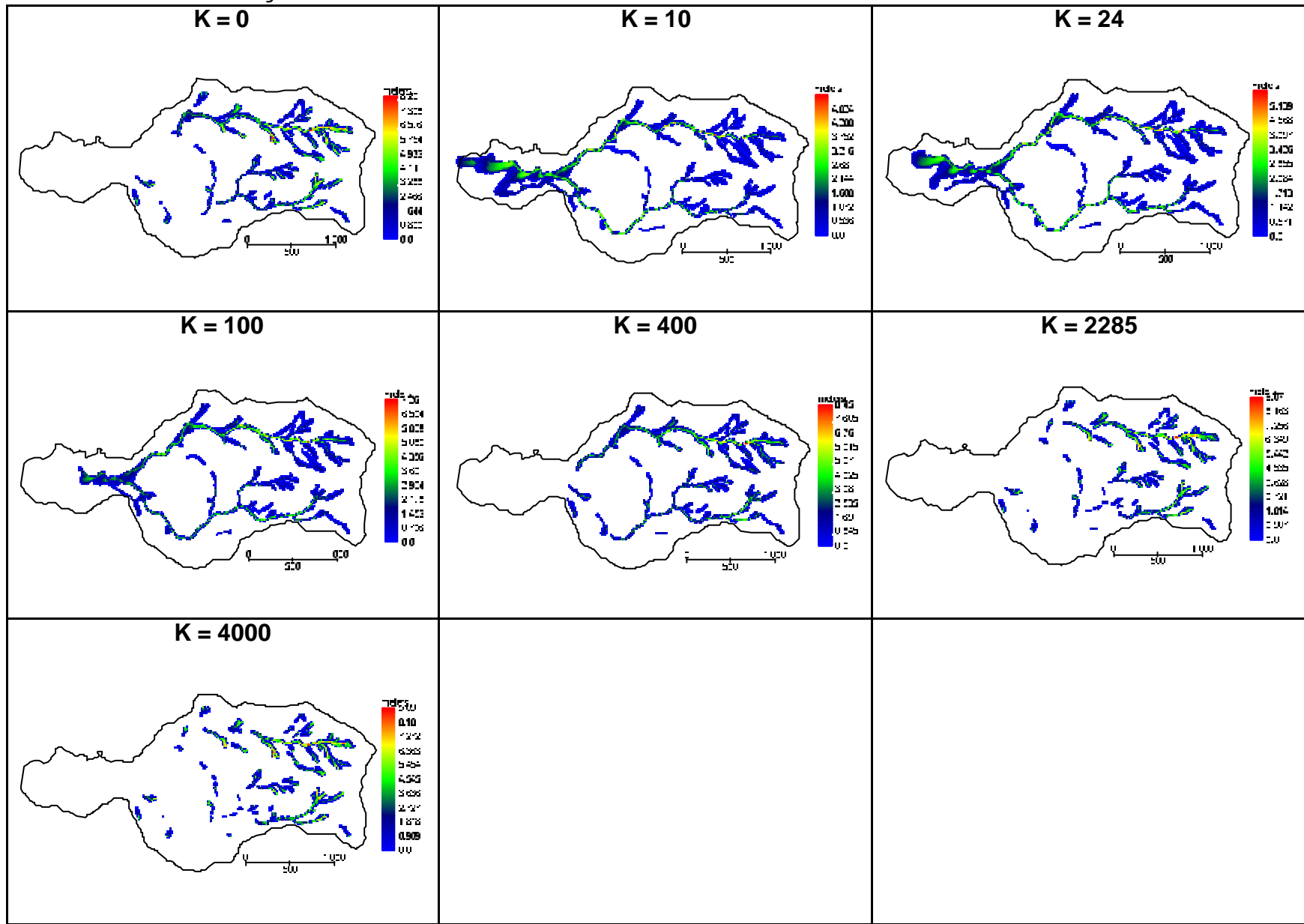
SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.002 E VISCOSIDADE = 1.79 E K VARIANDO



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.02 E VISCOSIDADE = 1.79 E K VARIANDO



SIMULAÇÃO DE 2 HORAS COM TENSÃO = 0.2 E VISCOSIDADE = 1.79 E K VARIANDO



ANEXO II:

Simulações elaboradas com o Flo-2D:

- (d) Simulação variando o tempo de duração (com tensão de 0.02, viscosidade de 0.092, 0.165, 1.79 e, K igual a 0);**

DEM10 da Bacia variando tempo de simulacao a partir de dados de K=0 e Tensão=0.02

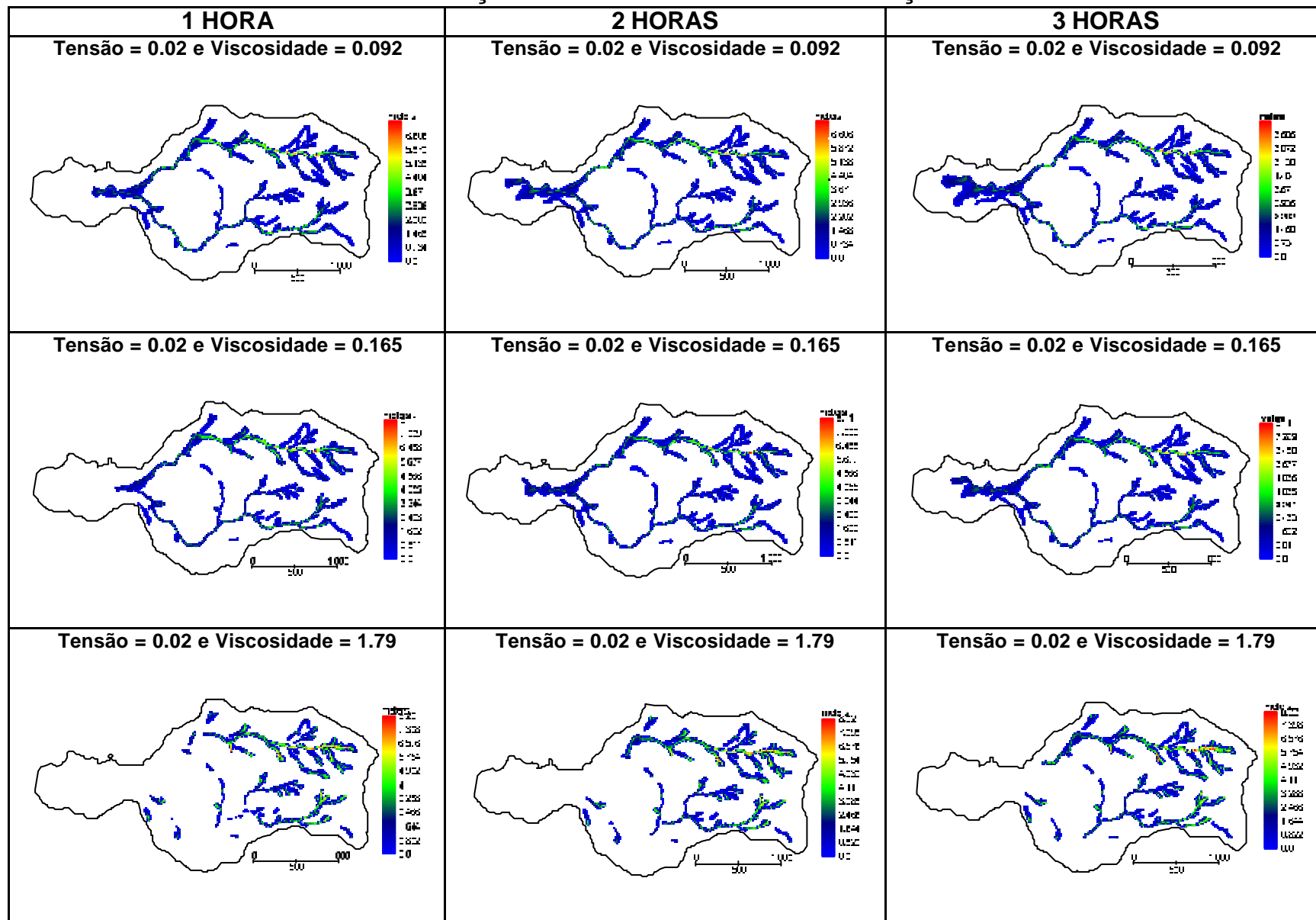
MFD (m)	1 Hrs	2 Hrs	3 Hrs	4 Hrs	8 Hrs
Visc0_092	6.61	6.61	6.61	6.61	6.61
Visc0_165	8.11	8.11	8.11	8.11	8.11
Visc1_79	8.22	8.22	8.22	8.22	8.22

MV (m/s)	1 Hrs	2 Hrs	3 Hrs	4 Hrs	8 Hrs
Visc0_092	14	14	14	14	14
Visc0_165	11	11	11	11	11
Visc1_79	3.49	3.49	3.49	3.49	3.49

AREA (m2)	1 Hrs	2 Hrs	3 Hrs	4 Hrs	8 Hrs
Visc0_092	657100	730400	778200	808000	879000
Visc0_165	621300	683800	726000	760300	843000
Visc1_79	470100	519600	549300	578100	644900

Tempo de Simulação	1 Hrs	2 Hrs	3 Hrs	4 Hrs	8 Hrs
Visc0_092	6.58	4.88	14.21	8.81	10.71
Visc0_165	9.11	4.24	12.38	13.01	9.74
Visc1_79	1.61	2.17	7.63	7.00	6.49

SIMULAÇÃO VARIANDO O TEMPO DE DURAÇÃO



SIMULAÇÃO VARIANDO O TEMPO DE DURAÇÃO

