

SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL DA EVOLUÇÃO DO RELEVO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS: EROSIÃO, SEDIMENTAÇÃO, TECTÔNICA E PROCESSOS DE ENCOSTAS

Alonso J. Carbono^{a,b}, Luiz F. Martha^{a,b}, Alexandre Lopes^c

^a *Tecnologia em Computação Gráfica (Tecgraf), Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio), Rio de Janeiro – RJ, Brasil*

^b *Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio), Rio de Janeiro – RJ, Brasil*

^c *Senac Rio, Rio de Janeiro – RJ, Brasil*

Palavras-chave: Geomorfologia, Modelagem Geológica, Evolução do Relevo, Erosão, Sedimentação, Processos Fluviais, Computação Gráfica.

Resumo. A superfície da terra é formada por processos geológicos que geram as rochas, assim como por processos naturais de degradação e de erosão. A erosão destrói as estruturas que compõem o solo e seu transporte é feito pela ação da água da chuva, do vento, da gravidade e até do gelo. A origem e evolução das bacias sedimentares, dentre outros fenômenos, é estudada pela geologia sedimentar, a qual trata do estudo dos processos físicos, químicos e biológicos atuantes na superfície da terra desde o seu início até os dias atuais. Na atualidade, o uso de modelos que permitam analisar processos de escoamento superficial, desprendimento de partículas e de transporte e deposição de sedimentos em bacias hidrográficas, é cada vez mais freqüente. O uso e análise desses modelos demonstra que para escalas relativamente pequenas, e áreas não muito extensas, o rebaixamento do perfil dos rios está diretamente ligado aos processos de deformação tectônica. Por outro lado, modelos de previsão de evolução do relevo associados com intemperismo, erosão e deposição de sedimentos, considerando escalas espaciais do tipo regional ou continental, e escalas de tempo relativamente grandes (10^5 anos), devem ser desenvolvidos acoplando tanto efeitos tectônicos como morfológicos. Neste trabalho é apresentado um modelo computacional, que permite analisar a evolução na mudança do relevo de bacias hidrográficas, em pequena e grande escala, assim como estimar a produção de sedimento resultante do processo erosivo. O algoritmo de análise será escrito na linguagem de programação C++ e considera a simulação de diferentes cenários, que incluem deformação tectônica, processos de encosta (difusão e movimentos de massa), e processos de incisão fluvial, dando-se particular atenção à formação e evolução da rede fluvial de drenagem. Para a análise de resultados, o programa oferece a visualização 3D de diferentes superfícies: distribuição dos sedimentos, evolução da rede fluvial, mudanças topográficas do relevo, etc.

1 INTRODUÇÃO

Na atualidade, o uso de modelos de base física, ou modelos *runoff-erosion*, que permitem analisar processos de escoamento superficial e de transporte e deposição de sedimentos é cada vez mais freqüente. O termo runoff não se refere a um único processo, ele na verdade é um processo mais complexo que envolve vários sub-processos que agem conjuntamente e culminam com o fluxo no canal de uma dada bacia.

No Brasil, o número desses estudos tem aumentado muito nos últimos anos. Santos et al (2000) desenvolveram uma equação empírica, baseada nos resultados de um modelo hidrossedimentológico, que calcula a perda de solo para a região semi-árida do nordeste brasileiro. Da Silva e Santos (2008) aplicaram um modelo chamado KINEROS (*Kinematic Runoff and Erosion Model*) para estimar a vazão e a produção de sedimentos na bacia do rio Pirapama, localizada na região litorânea do estado de Pernambuco. O grupo de Tecnologia em Computação Gráfica da Puc-Rio, Tecgraf, desenvolveu nos últimos anos um simulador stratigráfico chamado STENO. Esse programa utiliza um algoritmo para transporte de sedimentos fazendo uma simulação numérica 3D para processos deposicionais nos ambientes de plataforma, taludes e bacias hidrográficas.

Uma consideração importante na representação da rede fluvial é a diferenciação do tipo de canal que será formado durante o processo erosivo. Na literatura, são encontrados vários trabalhos que classificam os canais em dois grandes grupos: canais com transporte limitado pela produção de sedimentos, ou *detachment-limited rivers*; e canais limitados pela capacidade de transporte da corrente, ou *transport-limited rivers*. Os primeiros são aqueles nos que a quantidade de material transportado é inferior à capacidade de transporte da corrente. Os segundos são limitados pela capacidade efetiva de transporte do fluxo. Uma boa opção é considerar a formação alternada desses dois tipos de canais, já que em uma rede fluvial é comum encontrar canais com trechos com o leito rochoso exposto, seguidos por trechos cobertos com sedimento aluvial. Neste trabalho, será considerada a formação alternada de canais limitados tanto pela produção de sedimentos como pelo transporte.

De maneira geral, um modelo fluvial ideal a grande escala deve estar baseado em uma matriz de células. As células que representem um canal de ordem elevada deverão estar rodeadas por células de contribuição da área de drenagem. A dimensão das células deverá variar entre 1 e 10 Km^2 (Howard et al, 1994). Os eventos importantes deverão ser uma caracterização da erosão em uma sub-escala do *grid* e da contribuição de sedimentos, do roteamento da rede fluvial para o transporte, das taxas de erosão do leito do canal ou de deposição, da deformação tectônica, das mudanças espaciais e temporais entre os tipos de canais, da direção do fluxo e das condições iniciais e de contorno.

Neste trabalho é apresentado um modelo computacional, que permita estudar as mudanças e evolução do relevo de bacias, assim como quantificar o volume de sedimento produzido nos processos de erosão fluvial, comumente predominantes em bacias hidrográficas. Nessa modelagem, a chuva será considerada o principal agente erosivo e serão utilizados modelos numéricos que permitam simular o desprendimento e o transporte de sedimentos através da rede fluvial.

2 MODELAGEM COMPUTACIONAL

Nesta seção serão descritas as principais características do modelo computacional proposto. Serão apresentadas as principais rotinas computacionais, assim como os modelos matemáticos utilizados na simulação dos processos anteriormente mencionados.

2.1 Modelagem da superfície do relevo

A superfície do relevo será representada por um modelo digital de terreno (MDT), ou de elevação. Um MDT pode ser representado por equações analíticas, ou por um conjunto de pontos na forma de um *grid* regular ou irregular. Neste trabalho, a superfície do terreno é representada por uma matriz de células, na forma de um *grid* regular. A entrada de dados será feita através de um arquivo de texto, contendo o número de pontos que conformam a superfície e as coordenadas X, Y e Z de cada um deles. O arquivo poderá conter todos os pontos da superfície, ou só alguns. Nesse último caso, o programa fará uma interpolação para calcular as coordenadas dos demais pontos do *grid*. A dimensão das células, Δx e Δy , poderá ser especificada no início da modelagem.

A Figura 1 mostra um MDT de uma região localizada no sudeste brasileiro, delimitada pelas coordenadas: (-24.669133,-48.922721), (-24.669133,-48.750141), (-48.750141,-24.524462) e (-24.524462,-48.922721).

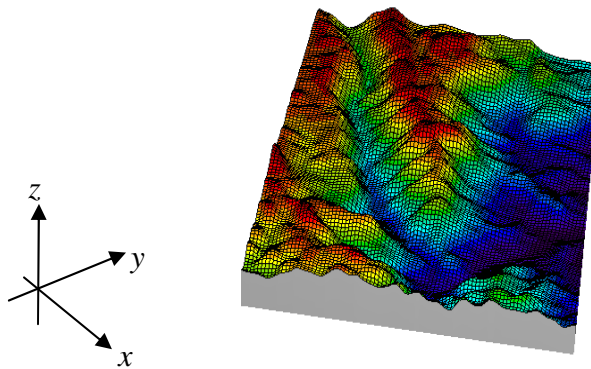


Figura 1 – Topografia de uma região do sudeste brasileiro modelada com o aplicativo desenvolvido.

2.2 Modelagem da rede fluvial

Para determinar a rota de drenagem, deve ser calculado o gradiente máximo para cada uma das células do *grid*. Neste trabalho, será utilizado o conceito da máxima inclinação ou *steepest descent* (Tucker e Slingerland, 1994), ver Figura 2.

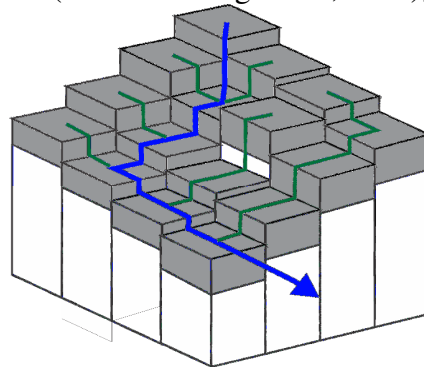


Figura 2 – Modelo de drenagem *steepest descent*.

Nesse modelo, o fluxo de uma célula parte para a célula vizinha com maior inclinação. Sendo assim, o cálculo da direção é uma função da diferença de alturas entre a célula de referência e as oito células adjacentes:

$$\begin{aligned} S &= (\Delta z / \Delta y) \\ S &= (\Delta z / \Delta x) \\ S &= \left(\Delta z / \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

Onde Δx e Δy representam as dimensões da célula e Δz é a diferença de elevação entre as células vizinhas.

Para dar início ao processo erosivo, é necessário criar uma hierarquização da rede fluvial. Para isto, foi utilizado o método de ordenação sugerido por Strahler (Gleyzer et al, 2004), ver Figura 3. Método que classifica todos os canais que não possuem tributários como sendo de ordem 1. Os canais de ordem 2 nascem da confluência de dois ou mais canais de ordem 1. Dessa forma, cada vez que dois ou mais canais de ordem k convergirem, darão origem a um novo canal de ordem $k+1$.

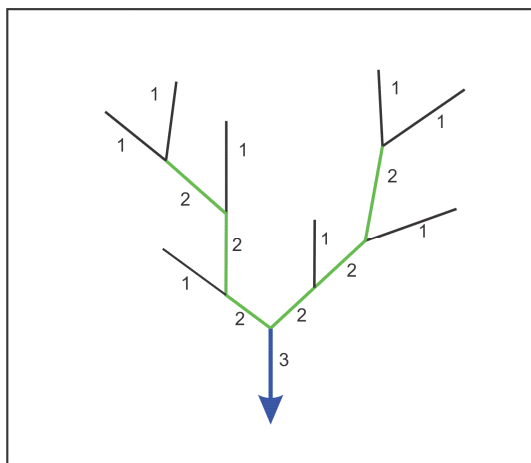


Figura 3 – Classificação da ordem de canais de uma bacia – método de Strahler.

Para a modelagem da rede fluvial, foi desenvolvido um algoritmo que cria e posteriormente ordena os canais, levando em consideração o critério de ordenação citado acima. O algoritmo pode ser descrito, de forma geral, em duas etapas: a) criação dos canais fluviais em qualquer ordem, daqui em diante chamados de linhas de erosão – LE; b) hierarquização e ordenação das linhas de erosão.

a) *Criação das linhas de erosão*

O *grid* é percorrido célula a célula para calcular a direção do fluxo e os ângulos máximos locais (Equação (1)). Nesta etapa, não importa a ordem de criação das linhas, o mais importante é determinar a rota que o fluxo tomará. Portanto, inicialmente será atribuído o valor de ordem 1 a todas as linhas de erosão.

Desde o ponto de vista de implementação, as linhas de erosão serão uma classe, que contém uma lista dos índices das células que a conformam e a ordem de hierarquização que as classificará dentro da rede fluvial. A Figura 4 ilustra o processo de criação das linhas de erosão de um pequeno *grid*, formado por 25 células.

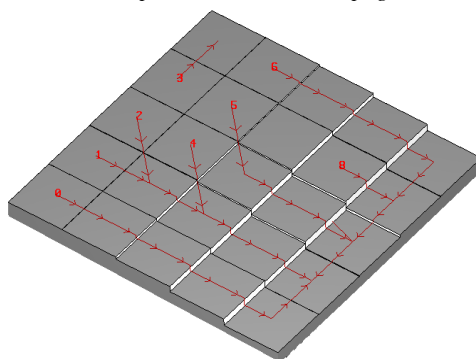


Figura 4 – Criação das linhas de erosão. Os números correspondem aos índices atribuídos internamente pelo programa às LE's.

Uma vez criadas as linhas de erosão, é possível passar ao seguinte passo, que é a ordenação e estabelecimento da hierarquia delas dentro da rede fluvial. Esse passo é muito importante na modelagem, já que com base nessa ordem será feito o processo erosivo-deposicional. As linhas sem tributários, ou de ordem 1, serão as primeiras a erodir, seguidas pelas linhas de ordem 2, e assim por diante.

b) Ordenação das linhas de erosão

Para a ordenação das linhas de erosão, é necessário percorrer as células do *grid*, procurando por aquelas que são compartilhadas por duas ou mais linhas de erosão. É aqui onde será aplicado o conceito de ordenação de Strahler, isto é, se duas ou mais linhas de ordem k chegam a uma célula, uma nova linha será formada, e a esta será atribuída a ordem $k+1$. Como o algoritmo permite que só uma linha atravessasse a célula compartilhada, essa linha será dividida em duas. A nova linha partirá da célula encontrada e terá como célula final a mesma da antiga linha. A célula encontrada passará a ser a nova célula final da linha que foi dividida. Este procedimento pode ser visto com maior detalhe na Figura 5.

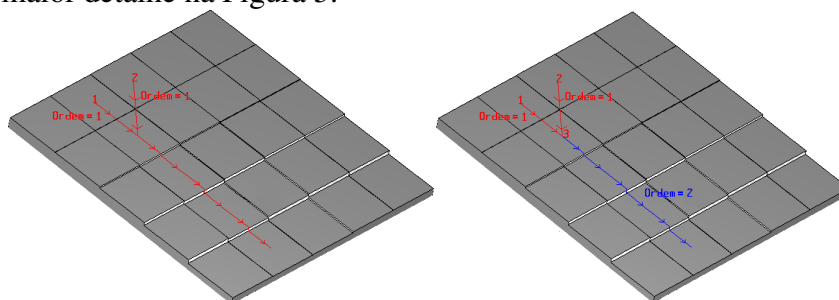


Figura 5 – Ordenação das linhas de erosão. a) Linhas antes da ordenação; b) Linhas após a ordenação.

2.3 Modelagem do transporte de sedimentos

Os modelos numéricos para o transporte de sedimentos, disponíveis na literatura, basicamente estudam o poder que o fluxo tem para produzir o desprendimento das partículas da base do canal para depois transportá-las para as células vizinhas. A Tabela 1 mostra uma relação dos principais modelos numéricos, indicando o autor, para simular a incisão fluvial no leito rochoso.

Autor	Modelo	Valores
Schlunegger (2002)	$\frac{\partial z}{\partial t} = U - KS^n A^m \quad (2)$	$m \sim \frac{1}{3};$ $n \sim \frac{2}{3};$ $K \rightarrow$ Erodibilidade fluvial do substrato
Tucker e Slingerland (1996)	$\frac{\partial h_b}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} - U = k_b Q^m S^n \quad (3),$ $Q = P.A$	Linear: m e $n = 1$
Seidl e Dietrich (1992)	$-\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right) = KA^m S^n \quad (4)$	Varição linear $\frac{m}{n} \cong 1$
Howard e Kerby (1983)	$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_1 (\tau - \tau_c)^b \quad (5)$	$K \rightarrow$ Erodibilidade do substrato; $b \rightarrow 1 - 2$, Expoente de tensão cisalhante
Howard et al (1994)	$1. \frac{\partial y_b}{\partial t} = -K_t K_z A^{0.6e(1-b)} S^{0.7} \quad (6)$ 1. Shear Stress Model 2. Stream Power Model	--
Howard (1998)	$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_t (\varphi - \varphi_c)^\zeta \quad (7)$	$\varphi_c \rightarrow$ Tensão crítica, depende do tipo de solo; $K_t \rightarrow$ Erodibilidade do substrato; $\zeta \sim 1$, Expoente de tensão cisalhante
Tucker e Slingerland (1994)	$\frac{\partial R}{\partial t} = U - [E_w + E_{MF} + E_{BR}] \quad (8)$	$U \rightarrow$ Soerguimento $f(x, y, t)$ $E_w \rightarrow$ Erosão por intemperismo; $E_{MF} \rightarrow$ Erosão de sedimentos (aluvial); $E_{BR} \rightarrow$ Incisão da rocha.

Tabela 1: Comparação de modelos propostos para simulação de incisão em rocha.

Em resumo, todos esse modelos estabelecem que o poder do fluxo, para causar incisão na rocha, é uma função direta da inclinação local, S , e da descarga efetiva do canal, Q . A escolha dos valores dos expoentes m e n , correspondentes às equações

apresentadas na Tabela 1, determinará qual modelo será adotado. O modelo *shear stress* assume valores de $m = 0.33$ e $n = 0.67$; já o modelo *stream power* estabelece uma variação linear com valores de $m = n = 1$.

Neste trabalho, para avaliar a taxa de incisão da rocha será utilizada uma equação geral, que permita considerar todos esses parâmetros e especificar diferentes valores, dependendo do modelo desejado. Portanto, a equação para calcular a parcela correspondente à variação da elevação devido à incisão de rocha terá a seguinte forma (Tucker e Slingerland, 2001):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} \quad (9)$$

Onde k_r , ($1/L$ para *stream power*), mede a erodibilidade da rocha, k_t é um coeficiente de tensão cisalhante adimensional, W , (L), é a largura do canal, S é a inclinação do terreno, m_r e n_r correspondem aos termos m e n analisados no parágrafo anterior, τ_{c_r} é a tensão cisalhante mínima necessária para haver desprendimento de partículas e b_r é uma constante, geralmente assumida como 1 na maioria dos modelos.

Por outra parte, a parcela correspondente à variação na elevação de depósitos sedimentares, para canais aluviais ou canais mistos, está relacionada com a capacidade de transporte do fluxo. A Equação (10) relaciona essa capacidade de transporte à variação da altura da base sedimentar e garante a continuidade de massa da carga de sedimentos gerada no processo erosivo.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{\partial q_s / W}{\partial x} \quad (10)$$

Onde q_s (L^3/T) é a capacidade do fluxo para transportar os sedimentos e pode ser calculada de acordo com a Equação (11).

$$q_s = W k_f \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_s} S^{n_s} - \tau_{c_s} \right)^{b_s} \quad (11)$$

Onde k_t é o mesmo coeficiente presente na Equação (9), que é também conhecido como coeficiente de tensão cisalhante. O termo k_f é o coeficiente fluvial de transporte de sedimentos e é adimensional, τ_{c_s} é a tensão cisalhante mínima necessária para haver erosão da camada de sedimento, m_s , n_s e b_s são constantes. A Equação (10) pode ser escrita também da seguinte forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{q_{s_in} - q_{s_out}}{WL} \quad (12)$$

Onde L é a distancia percorrida pelo sedimento, neste caso, a distância entre o centro de cada uma das células (Δx , Δy , ou $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$), q_{s_in} e q_{s_out} representam a carga de sedimento entrando e saindo da célula, respectivamente. Se q_{s_out} for maior que q_{s_in} , quer dizer que o fluxo tem uma capacidade maior que a carga de sedimento que está sendo transportada, portanto haverá erosão. Se for menor, quer dizer que a capacidade do fluxo não é o suficientemente alta para transportar a carga de sedimento, havendo nesse caso deposição de material. Note-se que no primeiro caso o resultado será um valor negativo, que é o esperado no caso de existir erosão.

No referente aos processos de encostas, para a avaliação do volume de sedimento erodido será utilizada a equação de difusão linear (Equação (14)). Mas para isso, se faz necessário definir um critério de diferenciação entre o que será um processo de incisão fluvial e o que será um processo de encosta. Neste trabalho, o parâmetro que ajudará a diferenciar entre essas duas alternativas será a área de contribuição. Para isto, será assumido que nas linhas de erosão de ordem 1 predominará um transporte difusivo, já que são as linhas que possuem menor área de drenagem em comparação das linhas de erosão de ordem superior. Outra consideração importante, na hora de calcular a parcela da erosão devido ao processo difusivo em encostas, é a existência de sedimento disponível para ser transportado. Isto é, só existirá erosão de encostas, no caso difusivo, se existir algum depósito sedimentar. Neste trabalho, todo o sedimento criado por intemperismo será distribuído pelo processo difusivo das encostas. Sendo assim, o transporte de material proveniente dos processos difusivos de encostas estará limitado pela quantidade de sedimento criado no processo de intemperismo. Para o cálculo desse material, será aplicada a Equação (13) (Dietrich et al, 2003).

$$\left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} = -\varepsilon_0 e^{-\alpha H} \quad (13)$$

Onde $\varepsilon_0 (L/T)$ é uma constante de erosão por intemperismo, $\alpha (1/L)$ é um parâmetro que pode variar, segundo alguns autores, entre 0.02 e 0.042 (1/m) e H é a espessura de sedimento perpendicular à superfície da rocha.

Finalmente, a parcela correspondente à variação da elevação do terreno devido a processos de encostas é expressada como:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \nabla q_d = k_d \nabla^2 z \leq \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} \quad (14)$$

Em vários trabalhos podem ser encontradas soluções analíticas, lineares e não-lineares, para a Equação (14). Dietrich et al (2003) propõem uma aproximação não-linear, envolvendo um termo crítico, ou *threshold*, para a inclinação do terreno (S_c), que pode ser escrita da seguinte maneira:

$$q_d = \frac{k_d S}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \quad (15)$$

A equação geral para calcular a variação da elevação da superfície do terreno pode ser determinada a partir da seguinte expressão:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \quad (16)$$

Finalmente, a elevação total, z , de uma célula qualquer, no tempo $n + 1$, pode ser calculada aplicando a Equação (17).

$$z^{n+1} = z^n + \Delta t \left(U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \right) \quad (17)$$

Onde Δt é o passo de tempo máximo de simulação.

2.4 Processos tectônicos

A maioria dos modelos computacionais apresenta certas restrições na hora de modelar os processos de movimentos tectônicos. O modelo Golem, por exemplo, apresenta várias funções para a simulação do soerguimento, tais como *block*, *plateau*, *tiltblock*, *dynamic*, *errfunc*, dentre outras (Tucker e Slingerland, 1994), mas só consegue aplicar dentre todas elas uma única função por vez na modelagem. Com o modelo desenvolvido procura-se simular fenômenos simultâneos, ou intercalados, que envolvam a movimentação de blocos de células, tendo como referência uma linha de falha previamente definida. A Figura 6 ilustra uma situação na que os blocos se movimentam com relação a uma falha estabelecida e com taxas de deslocamentos nas direções x e z.

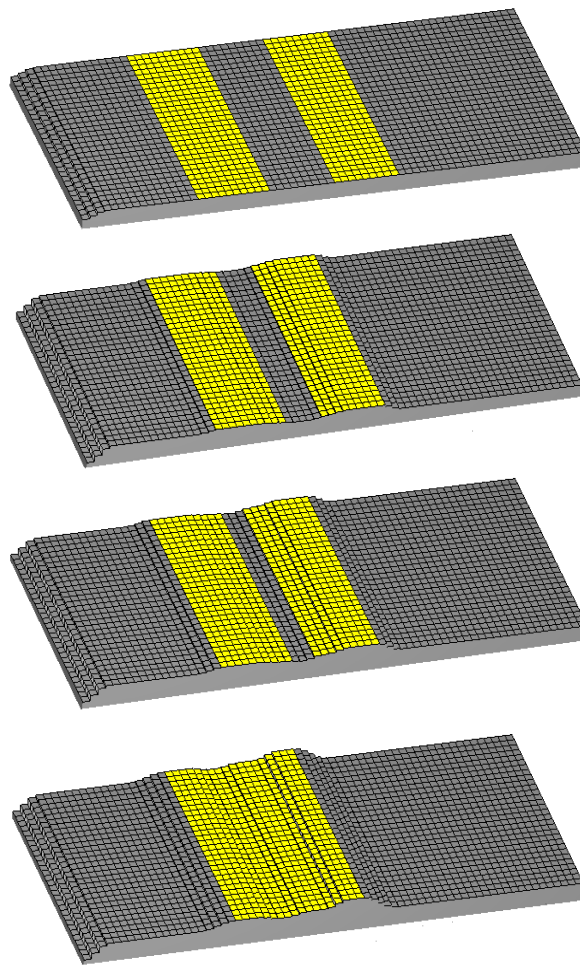


Figura 6 – Simulação do deslocamento simultâneo de dois blocos com taxa de soerguimento e taxa de deslocamento na direção x.

2.5 Movimentos de massa

Para a modelagem dos movimentos de massa em encostas e deslizamentos o aplicativo possui um módulo que utiliza um modelo numérico 1D baseado no sistema de equações de Saint Venant (Equação (18)) (Audusse *et al*, 2000), que é o sistema hiperbólico de equações comumente utilizado para a simulação numérica de vários

problemas geofísicos de fluxos de águas rasas, tais como rios, lagos, ou áreas costeiras, ou inclusive avalanches e deslizamentos, quando completados com os termos apropriados. Desta forma, o programa utiliza o sistema de linhas de erosão criado pelo algoritmo descrito em seções anteriores e aplica as equações encarregadas de modelar esses processos, sempre que o usuário defina alguns critérios de aplicação. Vale a pena ressaltar que esse módulo só simula o processo de *runout* (fases de movimento e de parada do fluxo), o volume de material envolvido no processo deverá ser fornecido pelo usuário.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(hu^2 + \frac{gh^2}{2} \right) + gh \frac{\partial Z}{\partial x} = 0 \quad (18)$$

O sistema de equações é resolvido pelo método das diferenças finitas.

2.6 Resumo do algoritmo

Uma vez definidos os valores iniciais, tais como passo de tempo (Δt), tempo total de simulação (t_{Total}), assim como as condições iniciais e de contorno, os passos do algoritmo se resumem em:

1. Cálculo do número total de passos de simulação, $nPassos = t_{Total} / \Delta t$;
2. Para cada passo da simulação $i = 1 .. nPassos$;
 - a. Aplica-se taxa de soerguimento, se existir.
 - b. Calculam-se as linhas de erosão: Criação e ordenação.
 - c. Percorrem-se as linhas de erosão em ordem ascendente e calcula-se a erosão para todas as células.
 - i. Linhas de erosão de ordem 1 – Verifica-se se é ultrapassado o valor crítico de inclinação S_c (Equação (15));
 1. Não, calcula-se a parcela correspondente à erosão difusiva de encostas, Equação (15).
 2. Sim, simula-se deslizamento, Equação (18).
 - ii. Linhas de erosão de ordem superior a 1 – Processo de incisão fluvial, Equação (16).
 - d. Atualizam-se valores: elevação das células e taxa de erosão.
3. Verifica-se se $i < nPassos$;
 - a. Sim, volta ao passo 2.a.
 - b. Não, fim do processo.

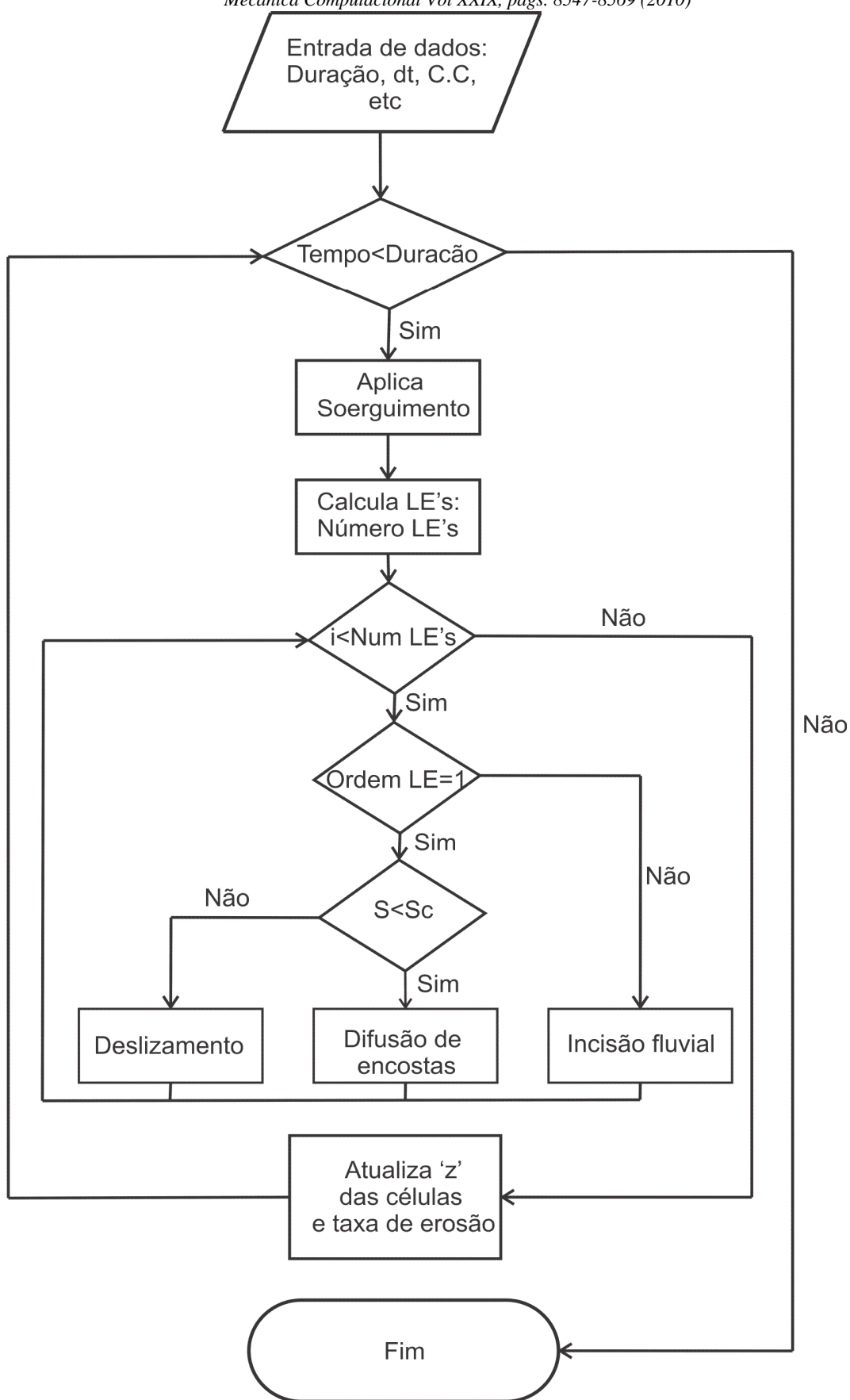


Figura 7 – Fluxograma do algoritmo.

3 ESTUDO DE CASOS E VALIDAÇÃO DO MODELO

Para validar o modelo foram estudados 4 casos envolvendo um ou mais dos processos estudados nas seções anteriores. No primeiro, o modelo é aplicado na modelagem da rede fluvial de uma bacia; no segundo e terceiro caso são analisados os efeitos de erosão por incisão fluvial e por difusão linear; por último, o quarto caso estuda a evolução nas mudanças do relevo de uma bacia e mede a descarga volumétrica de sedimento produzido no final do processo erosivo, identificando também os pontos de aporte. No último caso foram considerados processos tectônicos, mediante a aplicação de taxas de soerguimento.

3.1 Modelagem da rede fluvial

Neste primeiro exemplo é testado o módulo encarregado da modelagem da rede fluvial. É analisada a criação e ordenação dos rios de uma bacia localizada na Suíça. Para isto, será utilizado o trabalho desenvolvido por Schlunegger (2002). Nele, o autor estuda a influência dos processos de encostas na eficiência erosional de bacias hidrográficas, considerando longos períodos de tempo (milhares de anos). É apresentado um exemplo de uma pequena bacia, localizada nos Alpes centrais da Suíça, a qual tem experimentado uma erosão superficial significativa sob as condições climáticas predominantes da região. O autor propõe uma comparação da resposta erosional da bacia para diferentes combinações de processos de incisão fluvial e difusivos.

A Bacia de drenagem “Fischenbach”, utilizada para este caso de estudo, encontra-se localizada ao norte dos Alpes suíços, delimitada pelas coordenadas (47° 0' 54", 8° 6' 35"), (47° 0' 54", 8° 10' 24"), (46° 57' 38", 8° 10' 24") e (46° 57' 38", 8° 6' 35"), possui 10 km² de área e compreende três tributários constantes que drenam as partes ocidental, central e oriental dela. Cada um desses tributários abrange áreas de drenagem similares, de 3 – 4 km².

A condição inicial utiliza a topografia glacial restaurada. Um modelo de elevação digital do terreno, com um tamanho de 128 x 94 células, com resolução de 30 m, é empregado. A Figura 8a mostra a localização da área em estudo. Na Figura 8b são visualizados os rios principais da bacia.

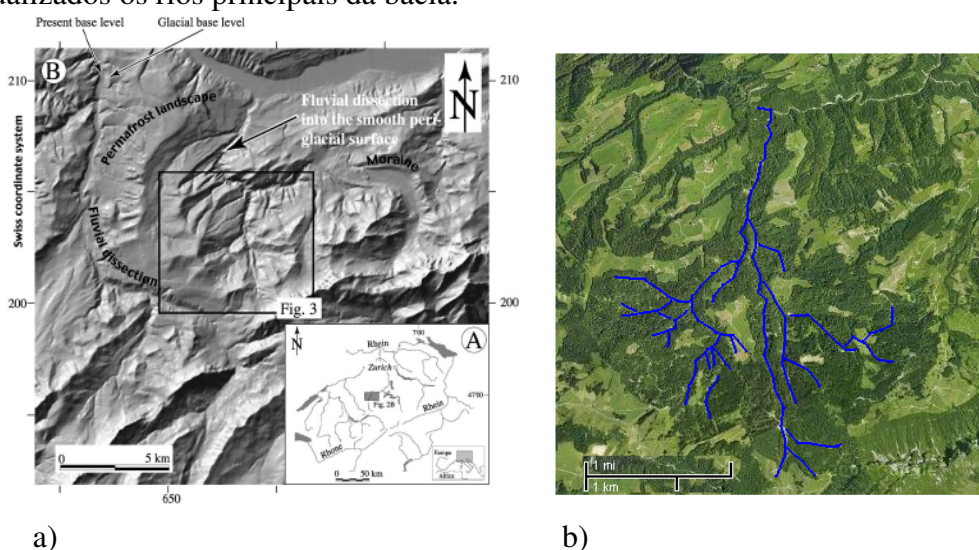


Figura 8 – Foto aérea da bacia Fischenbach, nos Alpes Suíços. a) localização, tomada de Schlunegger (2002), b) foto satelital google maps.

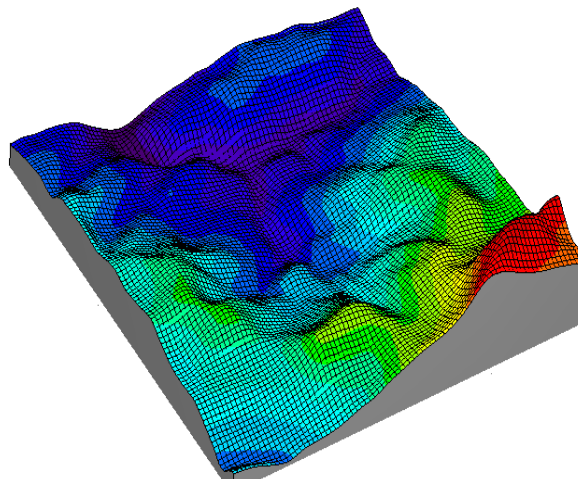
Resultados:

Figura 9 – Modelagem da bacia Fischenbach, na Suíça.

A topografia da bacia foi modelada com um grid regular com células de 30x30 m (Figura 9). As linhas de erosão foram criadas e ordenadas de acordo com os critérios adotados neste trabalho, descritos na seção 2. As Figuras 10 e 11 comparam a configuração final da rede fluvial obtida com o modelo com a apresentada no trabalho acima citado e com a rede real observada.

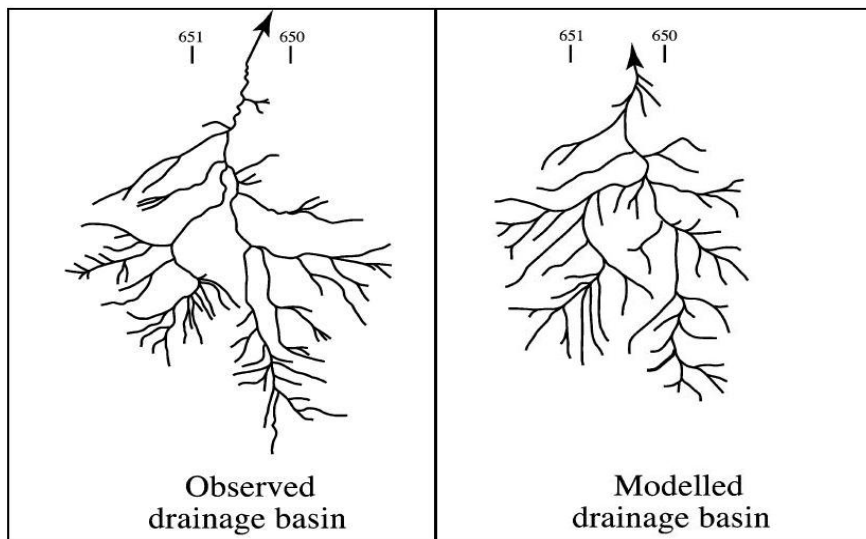


Figura 10 – Configuração observada e modelada por Schlunegger (2002).

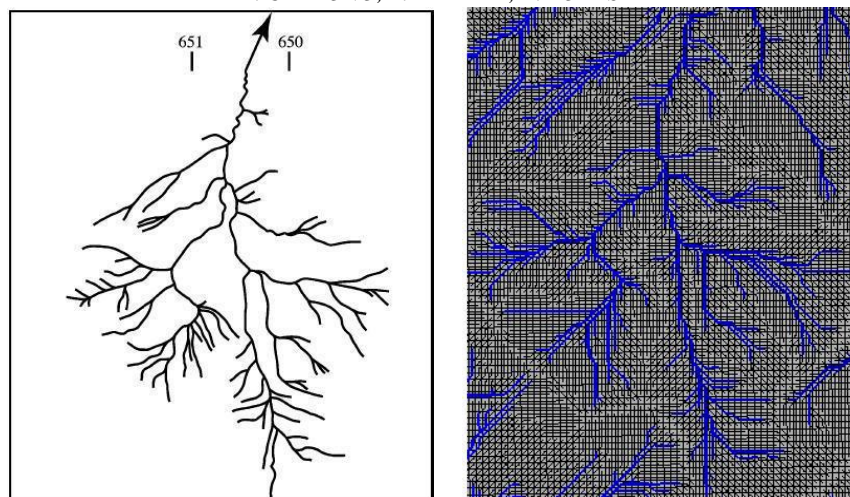


Figura 11 – Configuração observada e obtida com o modelo desenvolvido.

3.2 Incisão fluvial

O segundo caso, tomado do trabalho desenvolvido por Tucker e Slingerland (1996), corresponde a um platô com um rifte continental de alta elevação e tem como objetivo principal analisar o recuo erosivo de uma borda escarpada. A configuração inicial do problema é ilustrada na Figura 12.

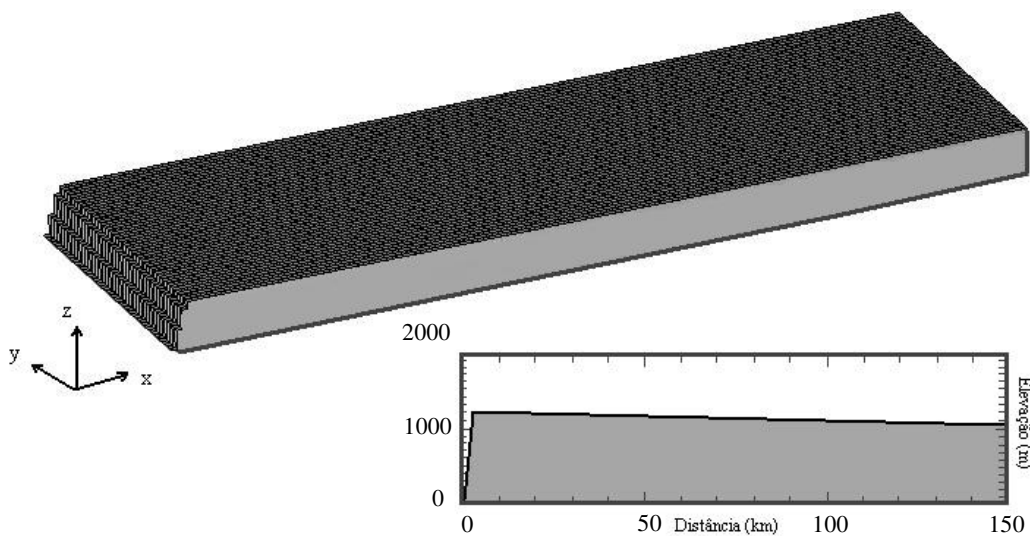


Figura 12 – Configuração inicial do caso 3.2.

O experimento consiste em aplicar uma única lei de erosão, neste caso a de erosão devido à incisão fluvial. A topografia utilizada como condição inicial consiste de um platô com uma leve inclinação para o leste de (1m/km, ou $\sim 0.06^\circ$), terminando com uma inclinação acentuada do lado oeste, de (600 m/km, ou $\sim 31^\circ$). O borde oeste, na coordenada $x = 0$, representa uma linha de costa sem progressão, isto é, permanecerá fixa ao longo da simulação. A elevação máxima do platô é 1200 m. O processo de incisão fluvial na rocha é simulado utilizando o modelo *stream power*, isto é, $m=n=1$, na Equação (17).

A capacidade de transporte do fluxo é calcula aplicando a Equação (19):

$$q_s = k_f Q^m S^n \quad (19)$$

Onde Q (L^3/T) é a descarga efetiva do canal, k_f é a constante de transporte fluvial do solo e é adimensional, S é a inclinação local, m e n são coeficientes unitários, como é o caso do modelo *stream power*.

O *grid*, de 150 por 50 células, é formado por células de 1 km^2 e os bordes superior e inferior são tratados como sendo adjacentes um do outro. O tempo total de simulação é de 1.6 Ma. Os valores de k_r e k_f utilizados são 10^{-5} m^{-1} e 0.1, respectivamente.

Resultados:

Para a simulação deste caso foi adotado um passo de tempo inicial mínimo, Δt , de 100 anos. Após o tempo total de simulação, 1.6 Ma, com mais de 16000 iterações, a borda principal, $x = 0$, apresentou um recuo erosivo de aproximadamente 100 km. As comparações podem ser observadas nas Figuras 13 e 14.

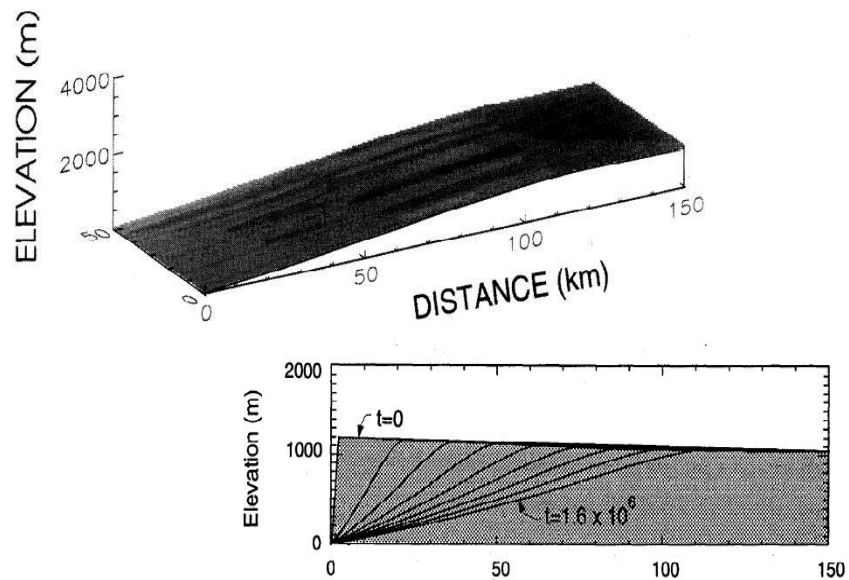


Figura 13 – Configuração final segundo Tucker e Slingerland (1994). 1.6 Ma de erosão contínua (incisão em rocha).

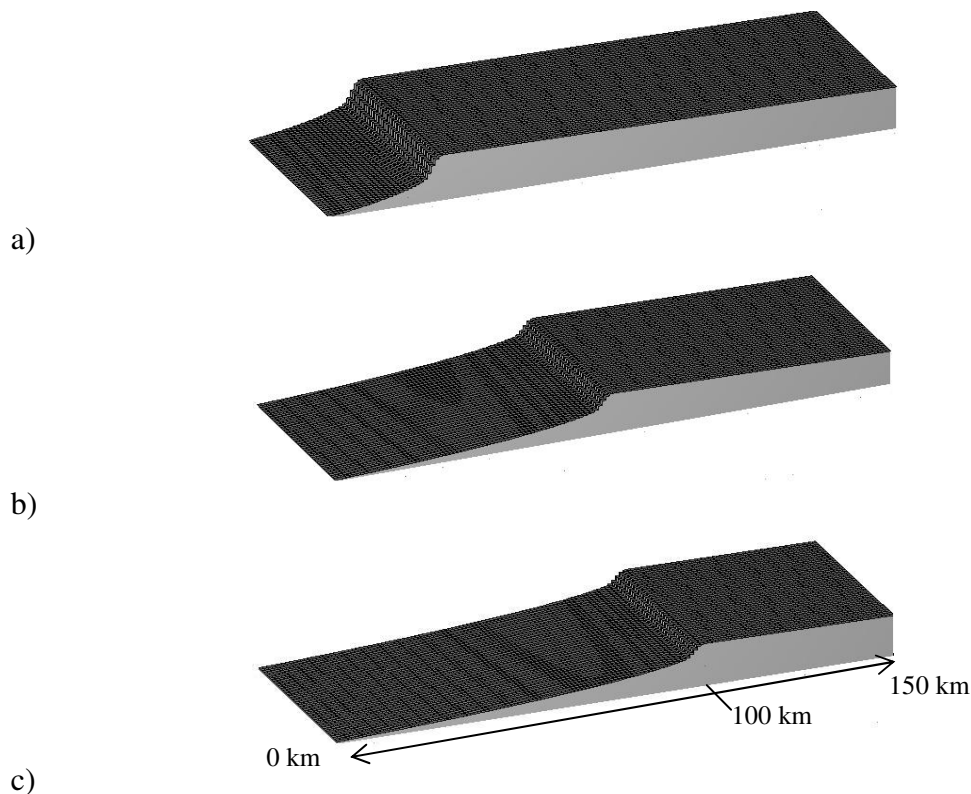


Figura 14 – Recuo de borda devido a incisão em rocha para a) 0.5 Ma, b) 1Ma e c) 1.6 Ma. Recuo total de aproximadamente 100 km.

3.3 Difusão linear

O terceiro caso estudado corresponde a um platô com a mesma configuração inicial do caso anterior. O platô da Figura 12 foi submetido a um processo de erosão, mas nesta ocasião o único fenômeno atuante é a difusão linear. Para isto, foram utilizadas as equações (13), (14) e (15).

O valor de ε_0 utilizado foi de 5×10^{-5} m/ano. Como os autores não especificam o α utilizado, neste exemplo será atribuído um valor que pode variar entre 0.02 e 0.042 m^{-1} (Dietrich *et al*, 2003). O S_c , ou inclinação crítica, terá um valor de 0.7, que o máximo utilizado pelos autores. Finalmente, será obedecida a restrição de que o volume de material transportado por difusão não poderá exceder em nenhuma situação o volume de material criado por intemperismo. O tempo total de simulação utilizado pelos autores foi de 32 Ma, no entanto, para este caso foi considerado um tempo menor de simulação, 16 Ma, que possui também dados suficientes para serem comparados com os obtidos na simulação.

Resultados:

Os autores apresentam um gráfico com diferentes perfis, correspondentes à evolução do relevo em diferentes tempos de simulação (Figura 15). Para o tempo de 16 Ma pode ser apreciado um recuo erosivo de aproximadamente 70 km.

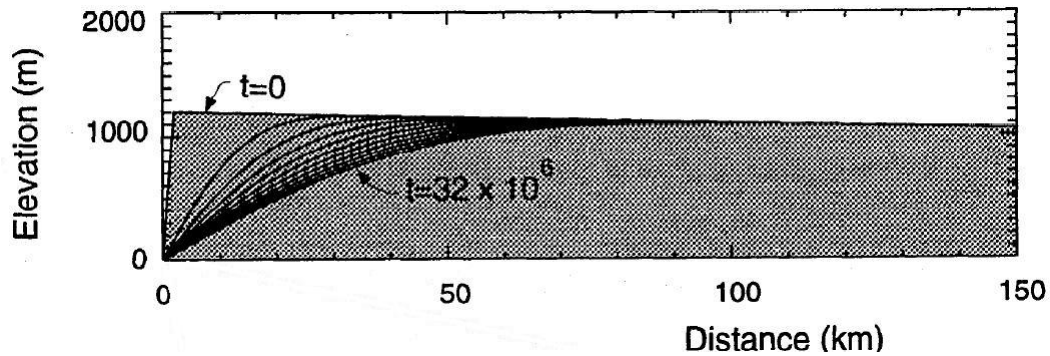


Figura 15 – Evolução do relevo devido a difusão linear do caso número 3.3, segundo Tucker e Slingerland (1994)

Após o tempo total de simulação foi obtido um recuo de borda, devido à erosão por difusão, de aproximadamente 72 km (Figura 16). Pode ser observado também, em ambas figuras, como os perfis desenvolveram formas convexas, característica predominante em relevos submetidos a esse tipo de processo.

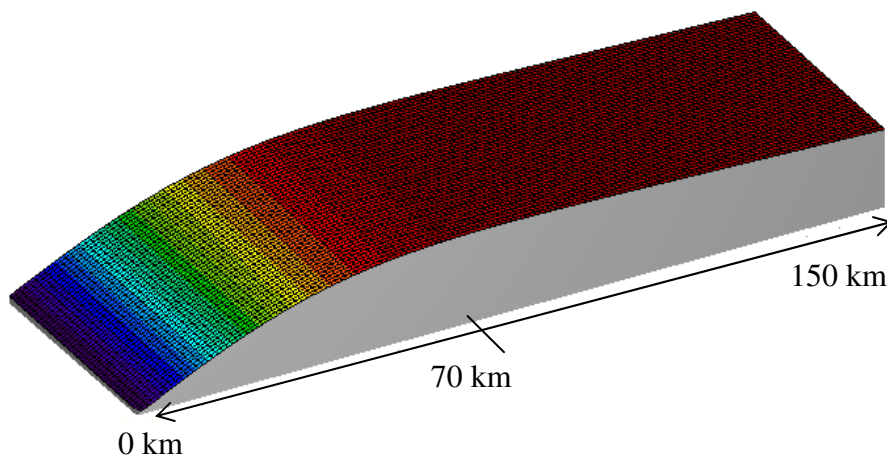


Figura 16 – Recuo de borda do caso 3.3 devido a erosão por difusão linear. Imagem obtida com o modelo proposto.

3.4 Aporte de sedimentos e recuo erosivo de uma borda de falha

O objetivo principal deste exemplo é analisar o recuo de uma borda de falha e quantificar o volume total de sedimento produzido em uma bacia submetida a um processo de erosão contínuo, com uma determinada taxa de precipitação, durante um dado período de tempo, assim como identificar as células, pertencentes à linha de costa, que receberão esse material e passarão a ser os pontos principais de aporte. Os dados utilizados para comparação serão tomados da Figura 17, nas que as informações são o resultado da pesquisa elaborada pelo grupo de pesquisadores do Cenpes (Centro de pesquisa da PETROBRAS) do departamento de geologia (Carvalho, 2002).

DESCARGA VOLUMÉTRICA POR FRAÇÃO SEDIMENTAR														
Tipo de Rio / Costa	Descarga Sedimentar Total (milhões ton/ano)	Concentrações Parciais de Sedimentos (%)					Descargas Volumétricas (milhões de Km ³ /ano)					Valores Finais		
		ARG	SLT	AFN	AMD	AGR	ARG	SLT	AFN	ARM	AGR	ARG	SLT	ARFIA
São Francisco	220	72	7	7	7	1	59	6	6	6	1	59	6	22
		79	16	2	2	1	65	13	2	2	1	65	13	4
Amazonas	600	45	23	22	5	5	101	52	50	11	11	101	52	72
		58	29	6	6	1	130	66	14	14	2	130	66	29
		79	16	2	2	1	177	36	5	5	2	177	36	11
Orinoco	100	50	25	23	1	1	19	9	9	0	0	19	9	9
		79	16	2	2	1	29	6	1	1	0	29	6	2
Ganges (Índia)	2180	62	31	6	1	1	504	255	49	8	8	504	255	66
		79	16	2	2	1	643	132	16	16	0	643	132	41
Austrália	60	43	43	6	4	4	10	10	1	1	1	10	10	3
		79	16	2	2	1	18	4	0	0	0	18	4	1
Mar do Norte	40	32	17	17	17	17	5	3	3	3	3	5	3	8
		56	11	11	11	11	8	2	2	2	2	8	2	5
Labrador	40	56	11	11	11	11	8	2	2	2	2	8	2	5
		72	7	7	7	7	11	1	1	1	1	11	1	3
Alasca	40	39	19	19	19	4	6	3	3	3	1	6	3	6
		62	12	12	12	2	9	2	2	2	0	9	2	4
DADOS DE DENSIDADE (g/cm ³)		Argila					2,60							
		Silte					2,65	Fontes : Hansen & Poulein (1995) e Harris & Coleman (1993)						
		Aresia					2,65							

Figura 17 – Composição percentual de sedimentos (Carvalho, 2002)..

Para a configuração inicial da bacia analisada nesta simulação foi considerado um platô modelado com um *grid* de 50 x 50 km, com células quadradas com resolução de 0.5 km. O platô apresenta entre as coordenadas 0<x<5 km uma inclinação de (180m/km ou ~10°), logo entre as coordenadas 5<x<50 km a elevação permanece constante com 0.9 km, as células entre as coordenadas 0<x<3 km encontram-se por debaixo do nível do mar. A Figura 18 mostra a configuração inicial.

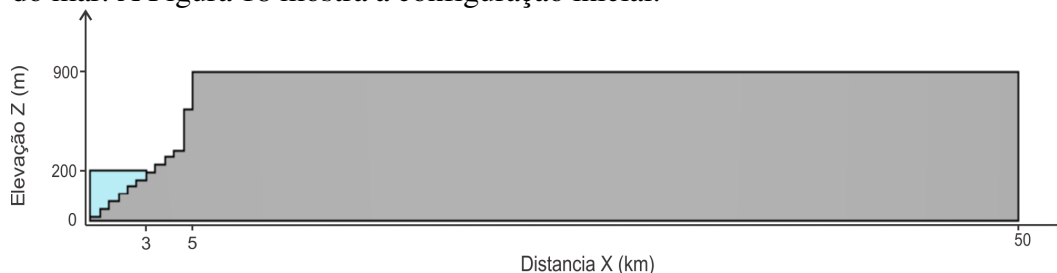


Figura 18 – Configuração inicial do caso 3.4.

Para o processo erosivo foi aplicado o modelo de poder da corrente, ou *Stream Power Model*, para a incisão fluvial e para a erosão em encostas foram considerados os efeitos de difusão linear. Foi simulado um fenômeno de subducção oceânica, onde a linha de costa foi tomada como referência, isto é, a linha de costa representa uma falha a partir da qual todas as células localizadas no seu lado direito foram submetidas a uma taxa de soergimento contínuo, durante toda a simulação. A Figura 19 mostra as células submetidas à taxa de soergimento em cor amarela.

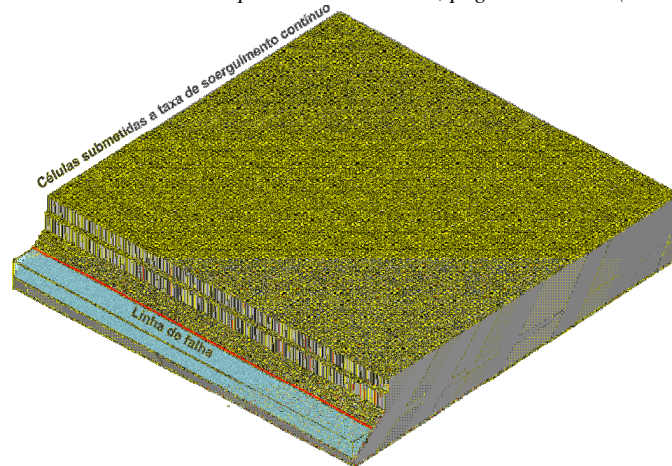


Figura 19 – Visualização de células submetidas à taxa de soerguimento.

Para que a rede fluvial e a criação dos canais não se concentrasse em um único caminho durante toda a simulação, foi considerada uma taxa de precipitação variável, para isto foram definidos dois limites, um mínimo e outro máximo, entre os quais essa taxa poderia variar de maneira aleatória para cada uma das células do *grid*. Para a definição dos principais parâmetros relacionados com os modelos erosivos e envolvidos na simulação, tais como o coeficiente de erodibilidade da rocha, k_r , coeficiente de difusividade, k_d , e o coeficiente de capacidade de transporte do fluxo, k_f , foram tomados como referência trabalhos disponíveis na literatura (Tucker e Slingerland, 1994, 1996; Schlunegger, 2002). Já os valores de taxas de precipitação foram definidos de acordo com valores apresentados no trabalho de Carvalho (2002). O valor de k_r especificado na simulação é de extrema importância, pois é ele quem estabelece diretamente a capacidade de incisão na rocha e, portanto, a descarga volumétrica de sedimento que, neste caso particular, estará sendo transportada até o oceano. Para esta simulação, optou-se por trabalhar com um valor relativamente baixo comparado com os encontrados nas referências acima citadas.

Dados de entrada:

Tempo de Simulação: 3.2 Ma;

$\Delta t = 100$ anos;

$k_r = 1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$;

$k_f = 0.01$;

$k_d = 0.001 \text{ m}^2/\text{ano}$;

$k_w = 1 \times 10^{-4} \text{ m/ano}$;

$U = 0.0000265 \text{ m/Ma}$;

Taxa de precipitação mínima (P_{min}) = 600 mm/ano;

Taxa de precipitação máxima (P_{max}) = 1200 mm/ano;

Resultados:

Após 3.2 Ma de simulação foi calculada uma descarga volumétrica de sedimentos de $\sim 0.02 \text{ km}^3/\text{ano}$, o qual é um valor aceitável quando se trata de uma bacia como a que foi modelada neste caso (2500 km^2). A Tabela 2 mostra a descarga volumétrica de alguns dos maiores rios do mundo com suas respectivas áreas de drenagem.

Rio	Área 10^3 km^2	Descarga Volumétrica (km^3/ano)	Taxa de erosão (m/ano)* <small>*calculada com base nos dados da Figura 16</small>
Amazonas	6000	225	0.038
Orinoco	1039	38	0.037
Ganges	956	820	0.85
Alaska	1500	15	0.01
Austrália	-	22.5	-

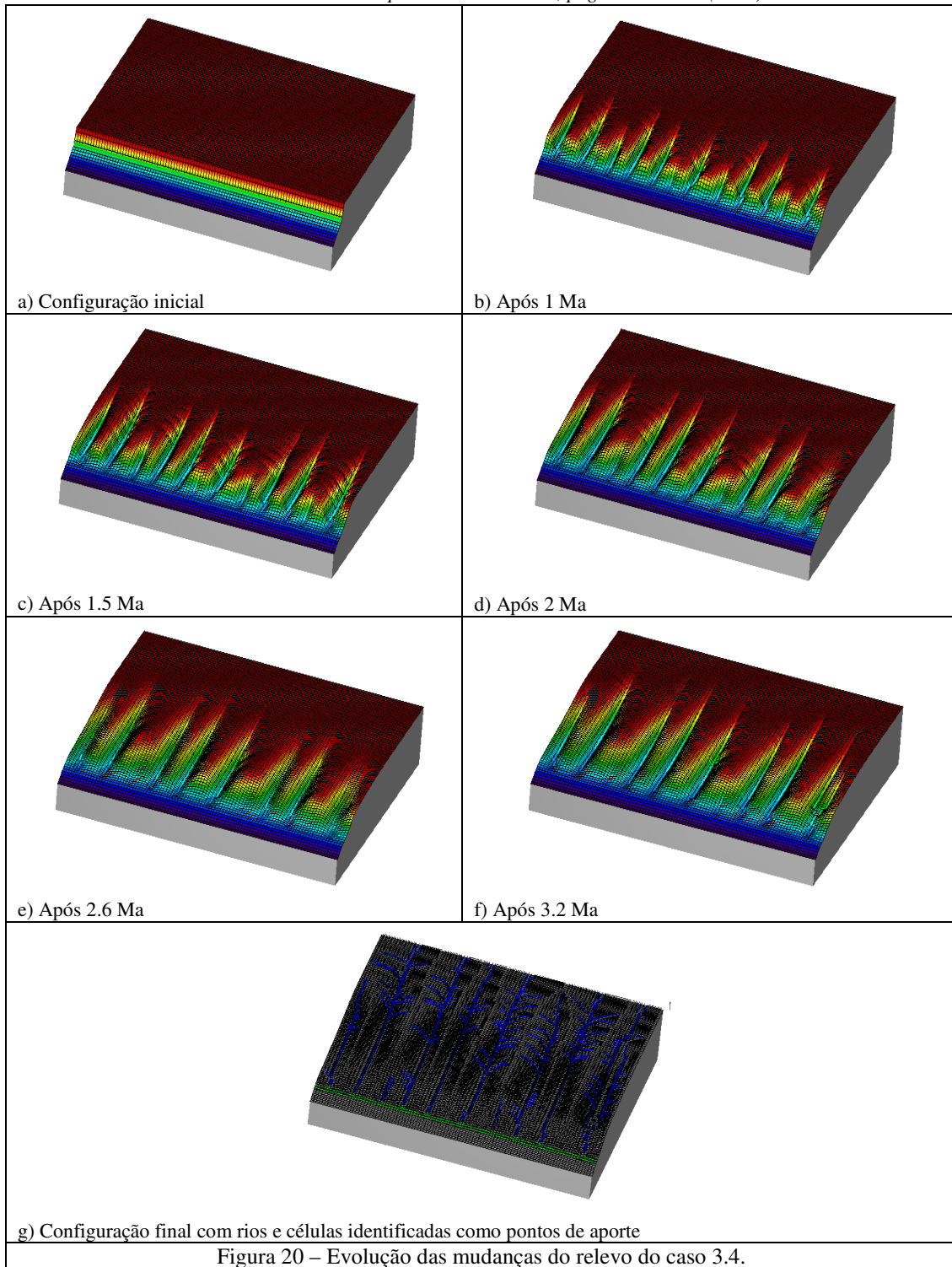
Tabela 2: Descarga volumétrica dos maiores rios do mundo (Carvalho, 2002).

O valor da densidade do sedimento utilizado para o cálculo da descarga volumétrica foi de 2.66 g/cm^3 (Carvalho, 2002). Com os valores definidos para a simulação dos processos erosivos e a configuração inicial adotada obteve-se uma taxa de erosão de 0.008 m/ano . Com base nesses resultados é sugerido que sejam utilizados para este tipo de simulações valores de $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} < k_r < 5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, tratando-se do modelo *stream power* ($m=n=1$).

A Figura 20 ilustra a evolução do processo erosivo ao longo do tempo e a identificação dos pontos de aporte de sedimentos. A Tabela 3 mostra o volume de sedimento correspondente às células identificadas como pontos de aporte (células na cor verde da Figura 20g). No total, foram identificadas 200 células, mas são apresentados só os valores mais representativos.

Índice da célula	Volume (10^2 Km^3)
206	1.99
506	33.87
1406	6.58
2006	40.95
2007	10.10
2906	37.06
2907	7.28
3706	9.69
4806	41.08
4807	7.65
5406	3.65
6006	42.57
6906	41.45
7606	13.16
8606	46.62
9506	33.54

Tabela 3: Aporte de sedimento por células, caso 3.4.



4 CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou um modelo computacional que permite analisar a evolução da mudança da topografia e quantificar o volume de sedimento produzido pelos processos erosivos de bacias hidrográficas. O modelo é capaz de simular diferentes fenômenos relacionados com o transporte e deposição de sedimentos, assim como processos de deformação tectônica, dentre outros. Na modelagem o principal agente erosivo é a chuva, pelo que a definição de taxas anuais de precipitação é de extrema

importância para obter resultados satisfatórios. Como pode ser visto no primeiro caso estudado, na seção 3, o modelo conta com um algoritmo que cria de forma detalhada a rede de drenagem de uma bacia hidrográfica e hierarquiza, segundo o método de ordenação de Strahler, os rios principais e seus tributários, definindo assim a ordem na qual será feito o processo erosivo.

Os casos 2 e 3 foram utilizados para validar de forma separada os dois principais modelos erosivos utilizados pelo aplicativo, que são a erosão por incisão fluvial e a erosão devido a difusão linear em encostas. Uma característica do modelo computacional desenvolvido, que vale a pena ser ressaltada, é a forma como são empregados esses dois modelos. O principal parâmetro para determinar qual deles será utilizado é a área de drenagem, isto é, rios com áreas de drenagem relativamente pequenas são considerados linhas de erosão de encostas, já nos rios com uma área de drenagem alta predominarão os efeitos de incisão do substrato rochoso. Logo, devido a maneira como é ordenada a rede fluvial, isto é, rios de ordem 1 (sem tributários), ordem 2 (com pelos menos 1 tributário de ordem 1), e assim por diante, o modelo facilmente diferencia e identifica os rios que são considerados como linhas de erosão de encosta ou linhas de erosão com incisão fluvial.

No último caso estudado foram mostrados dois características importantes do modelo: a primeira se refere à forma como o modelo permite acompanhar graficamente a evolução do relevo durante toda a simulação, sendo possível obter perfis longitudinais e transversais de diferentes seções em diferentes estágios do processo erosivo; a segunda diz respeito a como o modelo é capaz de quantificar a descarga volumétrica de sedimento transportada pelos rios até uma linha de costa e, além disso, identificar os principais pontos de aporte desse material calculado. Nesse caso estudado, foram comparadas as taxas de erosão e de denudação total disponíveis com a obtida no final da simulação. Onde essa última foi menor quando comparada com os valores da Tabela 2. No entanto, os valores de descarga volumétrica, de denudação total e da taxa de erosão mostram coerência em relação a área da bacia modelada (2500 km^2). Com base nesse exemplo (e em outras simulações não apresentadas no presente trabalho), é sugerido que para esse tipo de modelagens, isto é, para grandes escalas de tempo e espaço, sejam utilizados valores de $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} < k_r < 5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, tratando-se do modelo *Stream Power*.

Finalmente, no referente a trabalhos futuros, os autores encontram-se desenvolvendo um modelo 2D que, baseado no sistema de equações de Saint Venant, permita analisar o efeito de processos catastróficos, tais como deslizamentos em encostas, e de curta duração (horas/dias), sobre a evolução do relevo a longo prazo (milhares de anos).

5 AGRADECIMENTOS

O primeiro autor é aluno de doutorado do Departamento de Engenharia Civil da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro e agradece o apoio financeiro do grupo de Tecnologia em Computação Gráfica da PUC-Rio (TECGRAF).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Audusse, E., Bristeau, M., Perthame, B., Kinetic schemes for Saint-Venant equations with source terms on unstructured grids. *Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique*. 3989:1-44, 2000.
- Carvalho, C.V., Simulação de transporte e deposição de sedimentos siliciclásticos em ambientes de plataforma, talude e bacia. *Tese de doutorado. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro*. 131p, 2002.

- Da Silva, M.R., Santos, C.A., Estimativa da produção de Sedimentos mediante o uso de um modelo hidrossedimentológico acoplado a um SIG. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental*, 12:520-526, 2008.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D.G., Sklar, L.S., Stock, J.D., Geomorphic transport laws for predicting landscapes form and dynamics. *Prediction in geomorphology, geophysical monograph*, 135:103-132, 2003.
- Gleyzer, A., Denisyuk, M., Rimmer, A., Salingar, Y., A fast recursive GIS algorithm for computing Strahler Stream Order in braided and nonbraided networks. *Journal of American water resources association*, 937-946, 2004.
- Howard, A.D., Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. *Geophysical Monograph*, 107: 297-319, 1998.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99:971-986, 1994.
- Howard, A.D., Kerby, G., Changes channels in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 739-752, 1983.
- Santos, C.A., Suzuki, K., Watanabe, M., Sirinivasan, V.S., Influência do tipo de cobertura vegetal sobre a erosão no semi-árido paraibano. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 4:92-96, 2000.
- Schlunegger, F., Impact of hillslope-derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps of Switzerland. *Geomorphology*, 46: 285–305, 2002.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., The Problem of Channel Erosion into Bedrock. *Catena supplement*, 23: 101-124, 1992.
- Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Bras, R., The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD), 1-20, 2001.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., Erosional dynamics, flexural isostasy and long-lived escarpments: a numerical modeling study, *Journal of Geophysical Research*, v:99:229-243, 1944.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research*, 8: 329–349, 1996.