



www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 16, nº 1 (2015)



DESENVOLVIMENTO DE REDES DE CANAIS E PIRATARIA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA: BACIA DO RIO DO BANANAL (RJ/SP)

GROUNDWATER PIRACY AND CHANNEL NETWORK DEVELOPMENT: BANANAL RIVER BASIN (RJ/SP)

Paulo Jorge Vaitsman Leal

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CEP: 21941-916, Brasil
Email: pjvleal@hotmail.com*

Ana Luiza Coelho Netto

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CEP: 21941-916, Brasil
Email: ananetto@acd.ufrj.br*

André de Souza Avelar

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, CEP: 21941-916, Brasil
Email: andreavelar@acd.ufrj.br*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
27/01/2014
Data de Aprovação:
05/03/2015

Palavras-chave:

Vales de Cabeceiras de Drenagem; Crescimento de Rede de Canais; Pirataria de Água Subterrânea.

Keywords:

Headwater Valleys; Channel Network Growth; Groundwater Piracy.

Resumo:

Desde 1982, a bacia do rio do Bananal (512 km²), que drena o reverso da escarpa Atlântica da serra do Mar (localmente denominada serra da Bocaina), constituiu-se em área-laboratório de pesquisas de campo de natureza hidro-geomorfológica e geoecológica, fornecendo subsídios para a modelagem funcional e histórica da expansão de redes de canais em vales de cabeceiras de drenagem. Ao longo das últimas três décadas foram conduzidas mensurações do crescimento de um caso típico de canal inciso (tipo voçoroca) resultante da erosão por exfiltração de água subterrânea. Enquanto o canal-tronco permaneceu relativamente estável nesse período, observou-se o crescimento de dois canais-dígitos, um dos quais bifurcou próximo à cabeça do canal-tronco, mostrando aceleração das taxas de recuo com a aproximação do divisor. Este último fato contrariou o esperado na medida em que a literatura apontava que a redução da área de contribuição a montante da cabeça de canal tenderia a desacelerar a atividade erosiva até sua estabilização final. Isto abriu a hipótese de que estaria ocorrendo migração de fluxo do vale de cabeceira vizinho, o que foi traduzido como “pirataria” de água subterrânea. Neste trabalho buscou-se testar tal possibilidade, visando compreender melhor a relação entre a expansão da rede de canais e o comportamento da rede de fluxos d’água subterrânea local. Para tanto, utilizou-se a modelagem numérica de fluxos subterrâneos, arbitrando-se uma profundidade limite da rocha impermeável em 25 m por aproximação aos dados de campo. Alguns cenários foram reproduzidos

a partir do conhecimento sobre a evolução geomorfológica da região. Os resultados da modelagem mostraram que o crescimento da rede de canais promove mudanças na orientação da rede de fluxos d'água subterrânea, podendo concentrar parte da rede de fluxos dos vales de cabeceiras vizinhas, configurando-se uma "pirataria de água subterrânea". Além disso, os resultados confirmam a "pirataria" de água subterrânea do vale de cabeceira adjacente ao canal dígito em crescimento acelerado durante um período, assim como a perda de água subterrânea do vale de cabeceira em estudo para os demais vales ao seu redor, apontando um caráter móvel do aquífero em resposta ao desenvolvimento da rede de canais. Vale ressaltar, entretanto, que, dadas as condições atuais do nível de base associado ao canal principal (rio Piracema, principal tributário do rio do Bananal) e sob o atual regime regional de chuvas, o canal erosivo estudado e seus pequenos canais dígitos alcançaram a estabilidade desde 2001.

Abstract:

Since 1982, studies conducted in the Bananal river basin, middle Paraíba do Sul river valley, have been providing subsidies for functional and historical modeling of the growth of channel network in headwater valleys. Over the past three decades, measurements of a typical erosive channel (gully) were conducted, pointing on the one hand, to the stability of the main trunk channel and on the other hand, to the acceleration of one of the tip channels as it approximates to the divide. These findings were contrary to the expected, with the reduction in the contribution area upstream of the head of this channel. This fact lead to the hypothesis that a migration of groundwater flows from the neighboring valley heads could occur, what was translated as "groundwater piracy". This study sought to test this possibility, seeking to better understand the relationship between channel network expansion and the behavior of the local groundwater flows. Groundwater flows numerical modeling was used, setting the depth of the bedrock at 25 m in approximation to field data. Several scenarios were simulated based on the region's geomorphological evolution knowledge. Modeling results showed that the channel network growth strongly controls the direction of groundwater flows and the distribution of flows between the neighboring headwater valleys analyzed. Furthermore, the results confirm the "groundwater piracy" between adjacent headwater valleys, pointing to a mobile character of the aquifer in response to the channel network development. It is noteworthy, however, that, given the current conditions of base level associated with the main channel (Piracema River, the major tributary of the Bananal River) and under the current regional rainfall regime, the studied erosive channel and their digit channels have reached stability since 2001.

1. Introdução

Os modelos sobre a expansão de redes de canais se desenvolveram a partir do reconhecimento dos padrões espaciais desde Glock (1931), o qual, através da observação em base topográfica, idealizou as fases de evolução que chamou de ciclo dinâmico (*dynamic cycle*), incluindo as fases de extensão e integração.

Na década seguinte, Horton (1945) associou o desenvolvimento de canais com a concentração de fluxos d'água superficiais e o aprofundamento de sulcos erosivos por mecanismos de micro-pirataria (*micro-piracy*) entre sulcos adjacentes e gradação lateral. Nesse modelo, a extensão máxima do canal dominante não ultrapassaria uma distância crítica dos divisores à montante, na qual existiria uma zona não erosiva (*no erosion belt*).

A modelagem numérica do crescimento de redes

de canais evoluiu bastante desde a década de 1960, quando o crescimento de redes era concebido como aleatório. Howard (1971) propôs um modelo em que a probabilidade de crescimento dos canais dependeria da posição do canal, assim como dos demais canais, simulando uma competição entre canais. Smart e Moruzzi (1971a e 1971b) consideraram o tamanho da área de contribuição no modelo de crescimento regressivo de rede de canais. Por sua vez, Dunkerley (1977) simulou o crescimento de canais, ponderando a densidade de drenagem que as áreas do modelo assumiam, enquanto a resistência dos materiais foi posteriormente introduzida por Stark (1991). Mais tarde, os processos de encostas, que vinham sendo modelados em separado, foram integrados à modelagem das redes de canais e geraram modelos de evolução de bacias de drenagem, como fizeram Wilgoose *et al.* (1991a e 1991b), Howard (1994) e Fagherazzi *et al.* (2002), entre outros.

Levando em conta que a grande maioria das pesquisas até a década de 1980 enfocava mais as taxas e os padrões de crescimento dos canais, Dunne (1980) formulou uma explicação física para a progressão remontante de canais em regiões úmidas, tomando por base a formação e o crescimento das redes de canais associados aos mecanismos erosivos detonados pelo excesso de poro pressão em faces de exfiltração de água subterrânea (*spring sapping*). Assim como o modelo de Horton (1945), Dunne (1980) apontou a existência de uma área de contribuição mínima acima da cabeça do canal a partir da qual as descargas na face de exfiltração se tornariam insuficientes à continuidade da erosão, de tal modo que os canais tenderiam a estabilizar.

Estudos conduzidos na costa oeste norte-americana (DIETRICH *et al.*, 1986; MONTGOMERY e DIETRICH, 1989; DIETRICH E DUNNE, 1993) mostraram que a área de contribuição acima da cabeça dos canais de drenagem diminui com o aumento do gradiente topográfico dos vales daquela região. Na região sudeste do Brasil, entretanto, estudos conduzidos na bacia do rio do Bananal, que drena a vertente da serra da Bocaina em direção ao médio curso do rio Paraíba do Sul, não apontaram esta tendência e, por outro lado, indicaram que as cabeças de canais também podem iniciar muito próximas aos divisores topográficos (FREITAS *et al.*, 1995).

Coelho Netto (2003) propôs que os vales de cabeceira próximos ou sobre os divisores topográficos teriam sua origem associada à abertura de depressões fechadas resultantes de subsidência geoquímica e controlada por fraturas verticais. A autora denominou estas depressões fechadas de proto-vales, os quais tenderiam a abrir, ou não, a partir da incisão de pequenos canais ao longo de fraturas e na porção inferior destas formas de denudação química, reafeiçoadas progressivamente pela denudação mecânica. Estas formas singulares, controladas pela estrutura da rocha subjacente, tenderiam a se ajustar topograficamente com a rede principal de canais em decorrência da própria incisão do canal e/ou evolução regressiva da rede. Fonseca *et al.* (2008) ressaltam que o avanço regressivo de canais incisos (tipo voçoroca) sobre os vales de cabeceiras tende a provocar o descalçamento da encosta superior mais íngreme, favorecendo a detonação de movimentos de massa (de tipo translacional ou rotacional) e promovendo, por conseguinte, o recuo e o rebaixamento dos divisores.

A modelagem matemática da evolução do relevo

depende do conhecimento sobre os processos dominantes (WILLGOOSE, 2005) e, neste sentido, considera-se de igual importância o monitoramento de campo de longa duração, embora estes ainda estejam pouco documentados na literatura geomorfológica.

Este trabalho prende-se a uma área de estudo de longa duração, a qual se insere em um vale de cabeceira de drenagem (Anfiteatro Bela Vista), que drena para o rio Piracema, tributário do rio do Bananal, afluente pela margem direita do médio vale do rio Paraíba do Sul. Desde 1982, o crescimento regressivo de um canal do tipo voçoroca no vale de cabeceira Bela Vista vem sendo monitorado. Esse canal inciso avançou ao longo do eixo principal do vale, e bifurcou em dois canais-dígitos de expansão da rede em direção aos vales de cabeceiras de ordem hierárquica inferior, como descrito por Coelho Netto *et al.* (1988). Coelho Netto e Fernandes (1990) e Coelho Netto (2003) observaram menores taxas de erosão na cabeça do canal principal, apesar de sua maior área de contribuição em comparação ao canal dígito tributário, ora denominado de canal dígito ativo, o qual apresentou maiores taxas de erosão e recuo regressivo no período de 1982 a 1999, antes de estabilizar a partir de 2001, como indicado por Rocha-Leão (2005).

O aumento das taxas de recuo no canal dígito ativo evidenciou que a descarga crítica dos fluxos d'água subterrânea não seria proporcional a sua área de contribuição delineada, topograficamente, a montante da cabeça do canal erosivo. Assim, abriu-se a hipótese de uma contribuição adicional por transferência de água subterrânea de fora dos limites topográficos do vale sob a expansão de sua rede de canais (no caso, o Anfiteatro Bela Vista). Esta hipótese respaldou-se em estudos anteriores de Coelho Netto e Fernandes (1990), nos quais os pesquisadores propuseram um mecanismo similar de transferência de fluxos d'água subterrânea entre vales adjacentes com desnivelamento topográfico entre si, configurando-se como mecanismo de "pirataria de água subterrânea" (Figura 1). O mesmo tipo de mecanismo foi observado por Pederson (2001), em associação com o processo de captura de canais (*stream piracy*). Welch e Allen (2012) se referem à pirataria de água subterrânea, então denominada *cross-watershed groundwater flux*, em bacias montanhosas do Canadá e vales de cabeceiras adjacentes hipotéticos. Segundo esses autores, as diferenças topográficas entre vales adjacentes favoreceria esta pirataria, podendo incrementar em até 10% o fluxo de base da cabeceira receptora de fluxos.

Cabe ressaltar, entretanto, que o fenômeno da pirataria de água subterrânea ora focalizado se diferencia da “transferência de água subterrânea entre bacias” citada por outros autores como Genereaux *et al.* (2002),

Winter *et al.* (2004) e Genereaux e Jordan (2006), os quais se referem às redes de fluxos de extensão regional, como preconizados por Toth (1962) e independentes de variações topográficas locais.

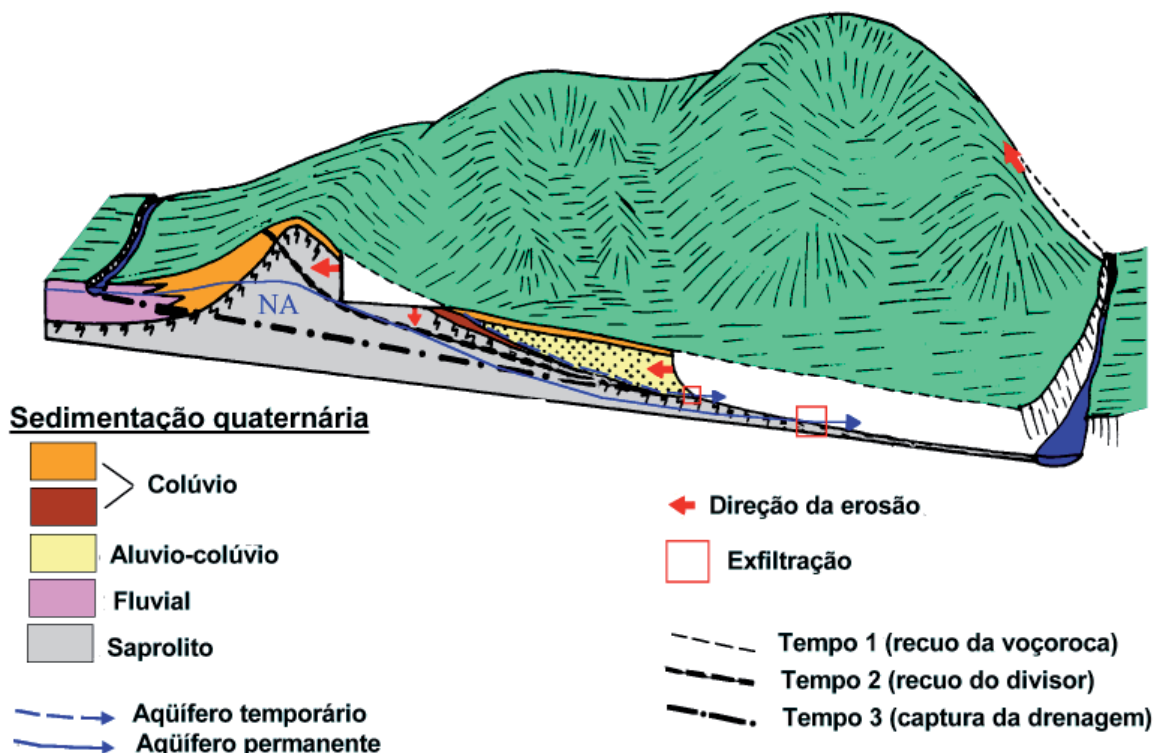


Figura 1 - Esquema que indica a exfiltração dos aquíferos suspensos (temporário) na base do depósito Quaternário e artesianos regional (via fratura) em associação ao avanço regressivo de voçorocas (tempo 1) desconectadas ou conectadas da rede regional de canais, e ao recuo do divisor (tempo 2) em associação à captura de fluxos subterrâneos (tempo 3) e do canal que drena o vale vizinho (suspensão) ao canal captador (Fonte: Coelho Netto e Fernandes, 1990).

Neste trabalho busca-se testar o modelo de pirataria de água subterrânea em associação ao crescimento da rede de canais, levando-se em conta o conhecimento científico advindo dos estudos pretéritos sobre a evolução da bacia do rio do Bananal em tempo geológico recente (DIETRICH *et al.*, 1991; COELHO NETTO *et al.*, 1994), assim como dos estudos sobre os processos atuais de crescimento regressivo de canais do tipo voçoroca, citados anteriormente.

2. Área de Estudo

A área de estudo (3,7 km²), ora denominada Estação Experimental da Bela Vista (EEBV), situa-se entre as coordenadas 22°35' e 22°38' S e 44°16' e 44°19' W e drena para o rio Piracema (Figura 2), incluindo um conjunto de vales (V) de cabeceiras de drenagem adja-

centes ao Anfiteatro Bela Vista: V1 é o vale de cabeceira central (Anfiteatro Bela Vista), drenado por um canal do tipo voçoroca (450 m de comprimento; 40 m de largura média e profundidades de até 15 m) a partir do qual se desenvolveram pequenos canais-dígitos; V2, V3 e V4 são vales de cabeceiras adjacentes ao anfiteatro Bela Vista e V5 é o único vale de cabeceira não-adjacente ao anfiteatro Bela Vista.

A geologia é composta por rochas metamórficas de alto grau de idade pré-cambriana, incluindo o embasamento pré-1,8 Ga (orthognaisses), a sequência metassedimentar do Grupo Paraíba do Sul e granitóides, todas orientadas no sentido NE-SW e mergulhando 20° a 40° NW, como mostraram Silva *et al.* (1993) e Almeida *et al.* (1991; 1993). A área de estudo está sob unidades descritas por estes autores como:

- Unidade São João (metassedimentar) - Sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaiss com intercalações de níveis ou lentes de rochas calciossilicáticas, gondito, mármore e de sillimanita-muscovita-biotita xisto.
- Unidade Campinho (granitóide) - Biotita-Hornblenda gnaiss granitóide, muito homogênea, mesocrática e de granulometria média a grossa, apresentando lentes centimétricas, anfibolíticas e dioríticas.

Estudos estratigráficos e datações absolutas realizadas ao longo do rio do Bananal e seus principais tribu-

tários mostraram a ocorrência de um ciclo de agradação sincronizada no vale fluvial principal e nos vales de cabeceiras adjacentes entre 10.000 e 8.000 anos atrás (DIETRICH *et al.*, 1991; COELHO NETTO *et al.*, 1994). Os depósitos da planície de inundação foram correlacionados às alterações trazidas pelo ciclo do café, entre o final do século XVIII e o final do século XIX. O Anfiteatro Bela Vista representa um exemplo típico de interface entre a sedimentação fluvial e das encostas, onde a areia fluvial e a argila orgânica são sobrepostas por espessos pacotes alúvio-colúviais incoesos e altamente permeáveis, alternando bandas de materiais finos e grosseiros.

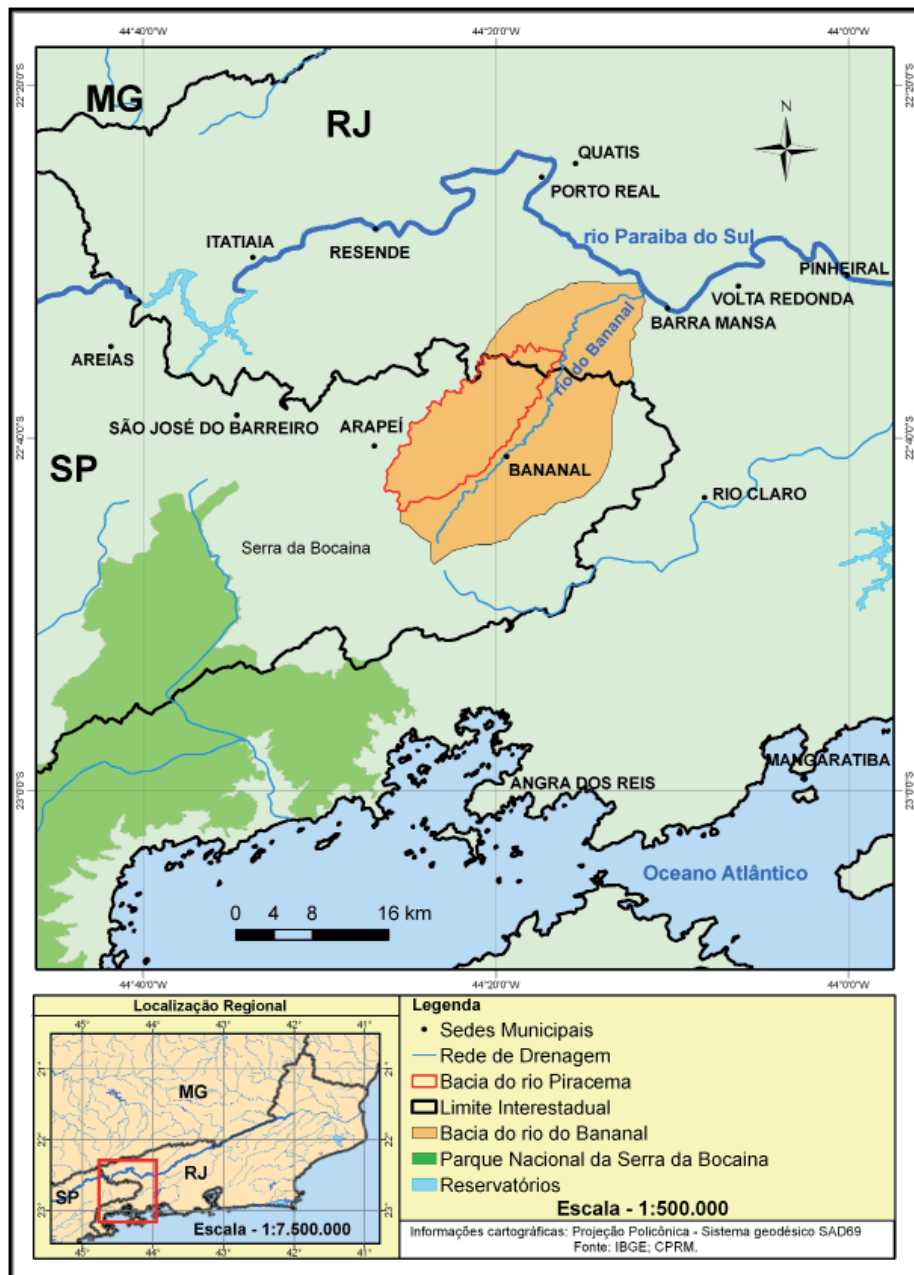


Figura 2 - Localização regional da bacia do rio do Bananal, da bacia do rio Piracema e da EEBV.

No médio vale do rio Paraíba do Sul, a Floresta Atlântica ainda não era presente até 9.000 anos A.P., portanto considera-se que o ambiente florestal atlântico passou a dominar esta região a cerca de 8.000 anos atrás (BARROS, 2003) e foi devastada a partir da segunda metade do século XVIII com a expansão regional do ciclo cafeeiro. Posteriormente, a partir do século XX, as plantações de café foram sendo substituídas por pastagens que ainda prevalecem na paisagem atual. A área de estudo abrange uma matriz dominada pelas pastagens com alguns pequenos fragmentos florestais.

Atualmente, a área é dominada pelo clima tropical do tipo Aw, de acordo com a classificação de Köppen. A pluviosidade média anual no domínio montanhoso da serra da Bocaina é da ordem de 1.990 mm/ano (dados de 1983-2002), e no domínio de colinas, 1.355 mm/ano (1939-2008). As chuvas mensais são concentradas no verão, quando os valores extremos podem alcançar 630 mm/mês nas áreas montanhosas e 500 mm/mês no domínio colinoso. Os totais diários podem alcançar valores superiores a 130 mm, especialmente nos meses de temperaturas mais elevadas, entre dezembro e fevereiro.

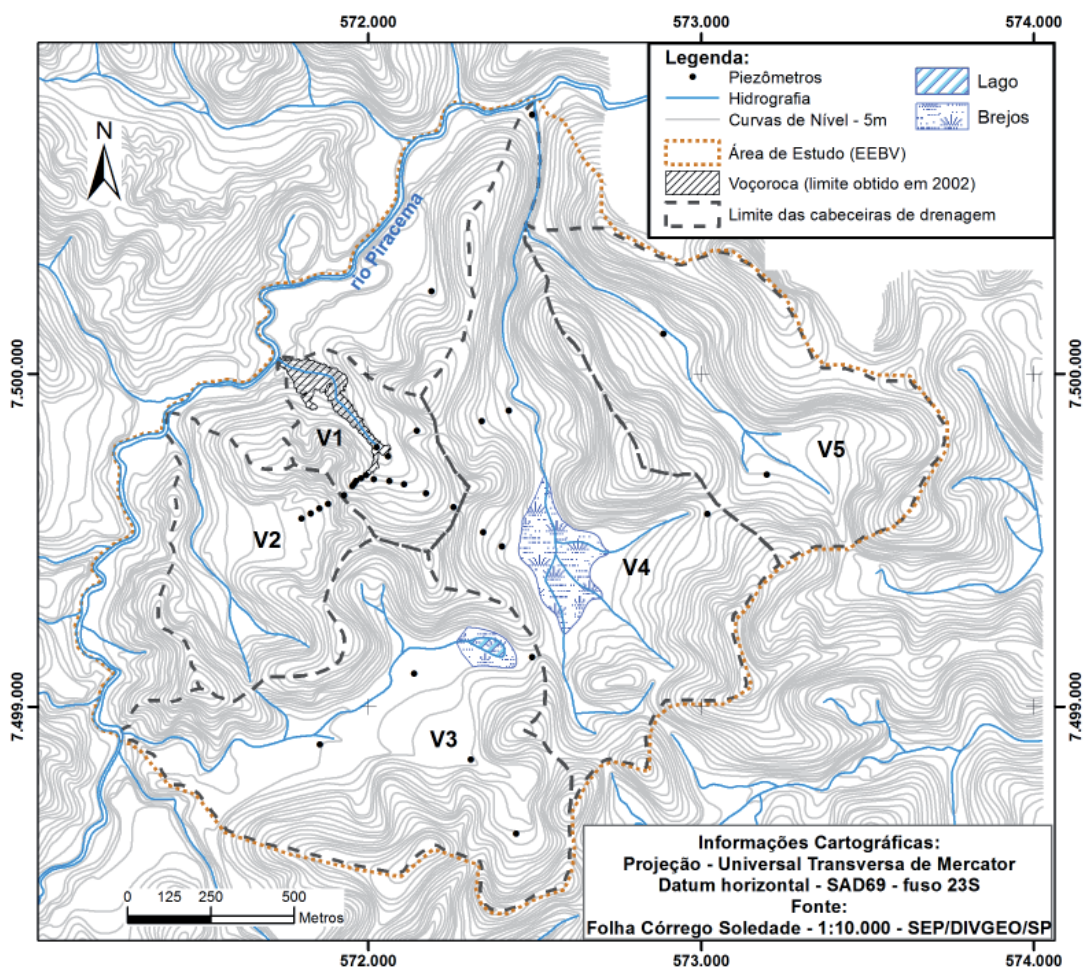


Figura 3 - Mapa da EEBV, mostrando os limites topográficos das cabeceiras de drenagem e localização dos aparelhos do monitoramento hidrológico.

O Anfiteatro Bela Vista vem sendo dissecado por extenso voçorocamento que se desenvolve em paralelo à orientação dos principais conjuntos de fraturas presentes no substrato geológico: o tronco principal segue a orientação NW-SE e os digitos tributários avançam na direção NE-SW. Essas fraturas são vias de fluxos artesianos, assim como observado em outros eixos dos

vales de cabeceiras de drenagem da bacia do rio do Bananal (AVELAR e COELHO NETTO, 1992a; 1992b e FONSECA *et al.*, 2006). Os autores citados, assim como Rocha-Leão (2005), mostraram que as variações de cargas piezométricas apresentam atraso em relação às entradas de chuva da ordem de 2 a 5 meses.

3. Materiais e Métodos

As análises foram conduzidas através de uma ferramenta computacional para modelagem tridimensional dos fluxos da água subterrânea. Para tanto, utilizou-se o programa *Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System* – FEFLOW 5.3. Este programa emprega o método de solução numérica por elementos finitos para a resolução das equações diferenciais parciais, em duas ou três dimensões, visando simular o fluxo de calor e massa em meios porosos. No presente trabalho, o FEFLOW foi usado apenas na simulação do fluxo subterrâneo da água; assim, o programa resolve a equação de Richards, aplicando os termos próprios para os fluxos saturados. Maiores detalhes sobre a teoria, as formulações matemáticas e os modelos paramétricos utilizados pelo FEFLOW podem ser consultados em Diersch (2005).

O conhecimento sobre o funcionamento e a evolução do sistema geomorfológico, focalizado e descrito sucintamente no item anterior, com as devidas referências bibliográficas, orientaram os procedimentos de aplicação do programa FEFLOW. Esse modelo possibilitou a inserção dos dados de topografia (carta topográfica Córrego Soledade, na escala 1:10.000 do Estado de São Paulo) e o limite da área de estudo; a profundidade da rocha sã (estimada a partir de sondagens e observação de campo); a carga hidráulica dos canais de drenagem (mensurados em campo com auxílio de uma estação total Leica TC 403L); a localização (obtida através de DGPS Ashtech Promark 2) e a profundidade dos piezômetros; a condutividade hidráulica saturada média dos solos foi obtida por meio de “Slug test” de injeção. Os dados foram previamente digitalizados e importados a partir do programa ArcGIS 9.2.

O domínio de fluxo (Figura 4) foi construído com base na definição da malha e do número de camadas. A malha triangular foi ajustada automaticamente a partir da geometria da área e dos pontos dos segmentos de canais. A altura da célula define a profundidade das camadas do modelo, portanto foram definidas seis camadas de 5 m cada uma, totalizando 30 m de regolito (profundidade definida com base nas observações de campo). A camada superior foi configurada como freática (ou seja, como aquífero livre com malha fixa), com restrição para que as cargas não pudessem ter valor acima da superfície do terreno. A camada inferior que simula a rocha sã, impermeável, foi configurada como

fixa (ou seja, camada confinante com malha fixa) e as camadas intermediárias foram configuradas como indeterminadas, ou seja, que se adaptam automaticamente de acordo com as camadas superiores. Como a camada inferior (de 5 m) é impermeável, o domínio de fluxos do modelo possui 25 m de profundidade. As variações sazonais observadas nos níveis dos poços e piezômetros instalados na área de estudo e o reconhecimento de campo permitiram definir o fluxo modelado como sendo transiente, em aquífero livre e em meio saturado. O modelo simulou um período de 810 dias, entre janeiro de 2006 e março de 2008, com intervalo de tempo de análise de um dia.

Como os valores de condutividade hidráulica saturada obtidos em campo são pontuais, optou-se por utilizar o valor médio dos ensaios realizados em campo ($4,47 \times 10^{-3}$ cm/s) para toda a área da camada superior do domínio. A partir da segunda camada (5 a 10 m de profundidade), um valor de condutividade hidráulica muito baixa (1×10^{-12} cm/s), representando uma condição de rocha sã, foi inserido nas proximidades dos canais de drenagem, já que estes correm sobre a rocha ou muito próximos a ela (DANTAS, 1995). A área de aplicação da condutividade hidráulica relativa à rocha sã foi aumentando com a profundidade, sempre seguindo a topografia do terreno, de forma a simular uma topografia subterrânea, como pode ser observado na Figura 5.

Para minimizar os efeitos da condição inicial de distribuição das cargas hidráulicas, foi realizada uma simulação inicial por longo período (1.200 dias) usando os valores da topografia, menos 5 m, como carga inicial. Nessa simulação inicial, em condições de estado permanente, foi aplicada a recarga média anual de precipitação, sem variação durante todo o período. O tempo de simulação necessário para que as cargas se tornassem constantes (461 dias) foi observado, e as cargas hidráulicas resultantes foram então salvas. A simulação em estado permanente foi realizada apenas para a obtenção dos valores a serem utilizados como carga hidráulica inicial nas demais simulações para regimes transientes. A partir da obtenção das cargas iniciais, os valores de precipitação para os 810 dias simulados foram utilizados como recarga.

Estudos anteriores mostraram que, no Anfiteatro Bela Vista (V1), as cargas piezométricas observadas nos piezômetros variam com recargas acumuladas de 2 a 4 meses (Leal, 2009). Análises estatísticas realizadas por Sato (2012) em estudos na bacia do rio Sesmaria,

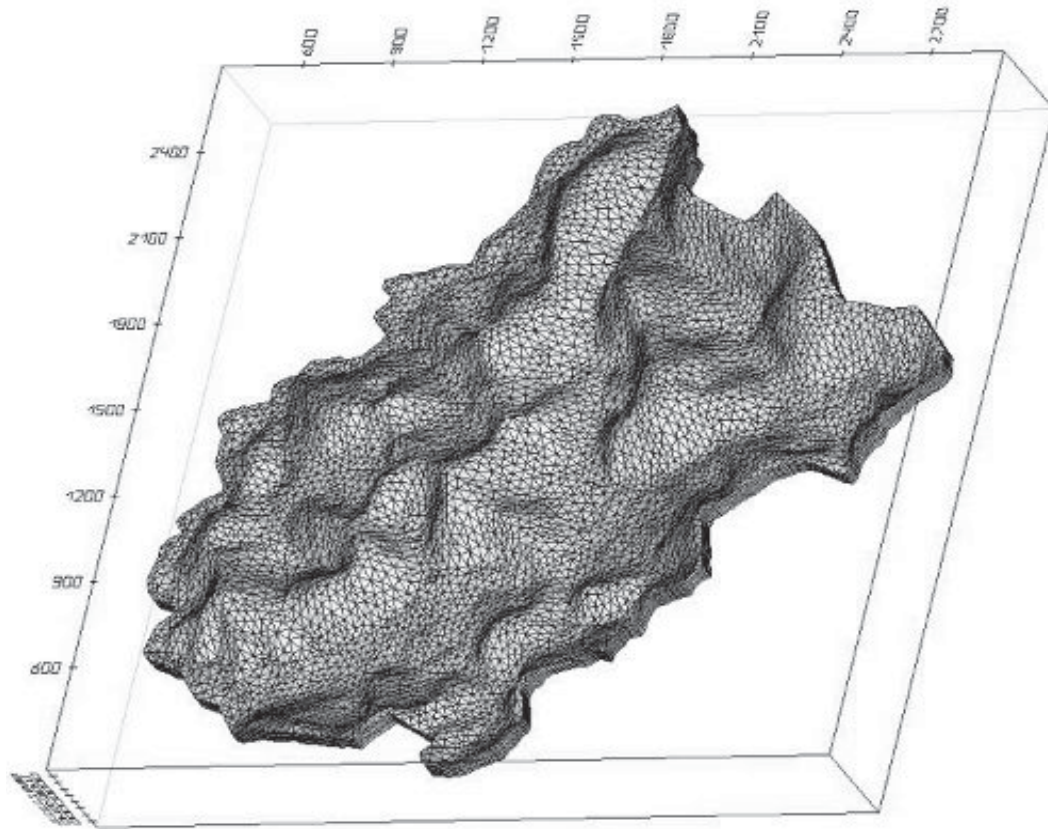


Figura 4 - Domínio de fluxo gerado no programa FEFLOW.

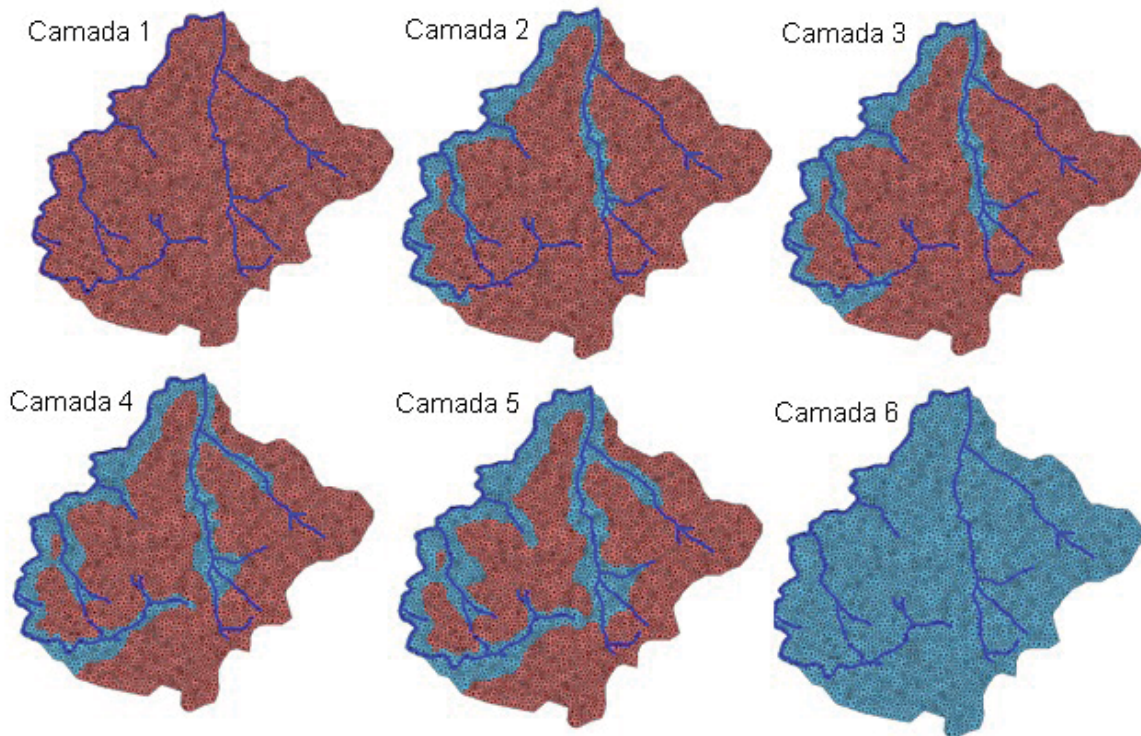






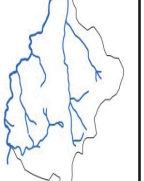
Figura 5 - Distribuição espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) utilizada nos Cenários 2, 3, 4 e 5. Na área clara $K_{sat} = 4,47 \times 10^{-3}$ cm/s e na área escura $K_{sat} = 1 \times 10^{-12}$ cm/s.

vizinha à bacia do rio do Bananal, indicaram que o melhor ajuste de resposta do aquífero às chuvas regionalmente distribuídas ocorre em 4 meses ($R^2= 0.92$). Este intervalo também confere com os estudos de Fonseca *et al.* (2006) em outro vale de cabeceira tributário do rio do Bananal. Assim sendo, nas simulações realizadas no presente estudo, as chuvas acumuladas de quatro

meses foram consideradas como condição de recarga do aquífero.

Foram simulados cinco cenários, sintetizados na Tabela 1. A descrição sucinta de cada um dos cenários é feita junto com a apresentação e a discussão dos resultados.

Tabela 1: Síntese das condições impostas à modelagem matemática, em cada um dos cenários simulados.

	CENÁRIO 1	CENÁRIO 2	CENÁRIO 3	CENÁRIO 4	CENÁRIO 5
Chuva imposta	Chuva acumulada de 4 meses.	Chuva acumulada de 4 meses.	Chuva acumulada de 4 meses.	Chuva acumulada de 4 meses.	Chuva acumulada de 4 meses.
Estágio de evolução geomorfológica	Correspondente ao ciclo erosivo-deposicional, entre 10,000 e 8.000 anos atrás, responsável pela acumulação de espessos pacotes de sedimentos fluviais (nos vales principais) e alúvio-coluviáis (nos vales de baixa ordem hierárquica) que provocaram o afogamento da rede de canais de drenagem.	Condição após o ciclo erosivo-deposicional. Esse estágio representa a fase de incisão do canal do rio Piracema até o nível atual no substrato rochoso.	Condição reconhecida em campo e através de foto-interpretação (ano 1973): com os canais dos vales de cabeceiras V4 e V5 já estabilizados e com vegetação arbórea, enquanto nas demais cabeceiras os canais iniciavam o crescimento.	Condição próxima da atual rede de canais, com exclusão dos dígitos secundários observados na cabeceira de drenagem do anfiteatro Bela Vista (V1).	Condição atual da rede de canais estendendo o canal dígito da voçoroca até bem próximo do divisor topográfico entre os vales V1 e V2.
Topografia utilizada	A topografia foi redesenhada, de modo que a atual planície de inundação do rio Piracema fosse elevada ao nível do terraço de 20 metros e a incisão da rede de canais fosse suavizada, simulando a agradaciação dos fundos de vale acima indicada.	Topografia atual.	Topografia atual.	Topografia atual.	Topografia atual.
Condutividade hidráulica	Conforme figura 6	Conforme figura 5	Conforme figura 5	Conforme figura 5	Conforme figura 5
Rede de canais utilizada					

Para o Cenário 1, como a topografia foi modificada, a distribuição espacial dos valores de condutividade hidráulica saturada sofreu alterações e, nas três primeiras camadas (até 15 m), a condutividade média mensurada em campo (Figura 6) foi considerada para toda a área. Para todos os demais cenários, as áreas associadas a cada valor de condutividade hidráulica estão representadas na Figura 5.

4. Cenários Simulados e Discussão dos Resultados

As figuras a seguir mostram os resultados de simulações dos fluxos d'água subterrâneos a 20 m de profundidade no vale de cabeceira do Anfiteatro Bela Vista (V1). Em cada figura incluiu-se um quadro de referência espacial que mostra a localização da área-foco na Estação Experimental Bela Vista e a rede de

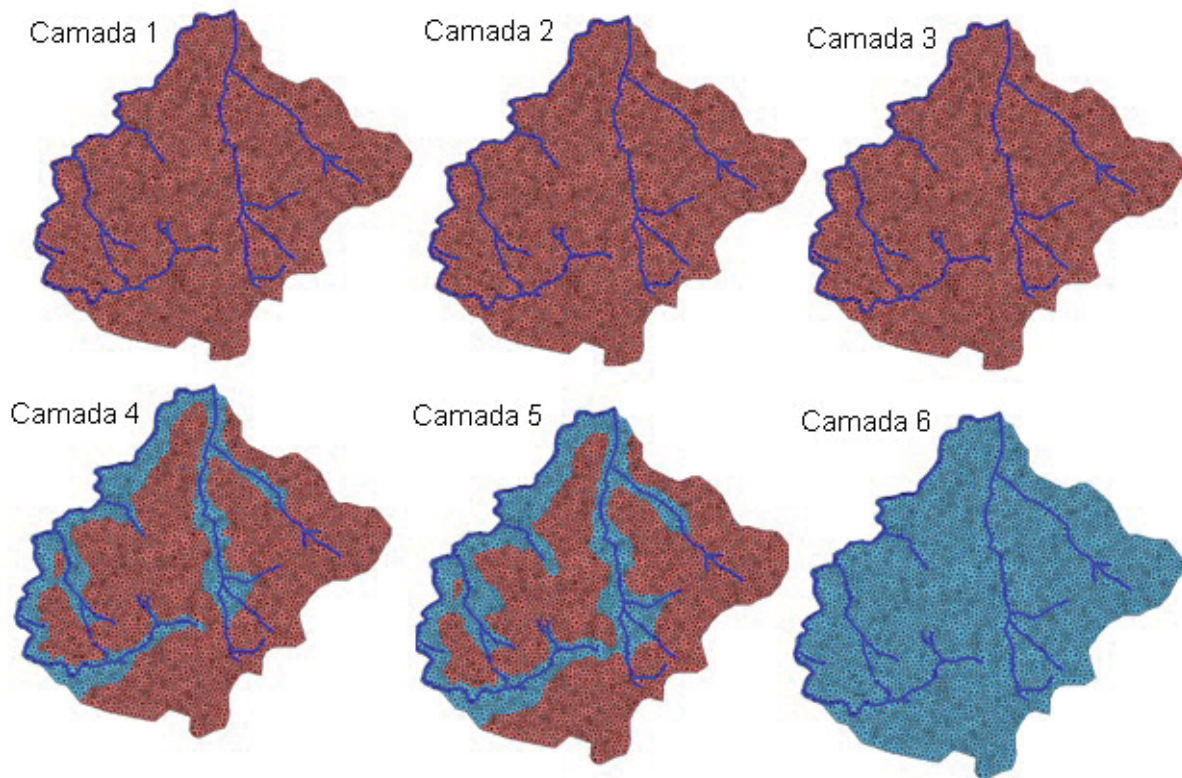


Figura 6 - Distribuição espacial dos valores da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) utilizada no Cenário 1. Na área clara $K_{sat} = 4,47 \times 10^{-3}$ cm/s e na área escura $K_{sat} = 1 \times 10^{-12}$ cm/s.

canais considerada em cada simulação da modelagem numérica. Os vetores indicam a direção dos fluxos, e o tamanho de cada vetor é proporcional à velocidade do fluxo (m/dia). Os cenários considerados incluem:

Cenário 1 – Construído a partir do conhecimento sobre a evolução geomorfológica local, focaliza como tempo zero o período correspondente ao ciclo erosivo-deposicional (entre 10.000 e 8.000 anos atrás) que afogou os fundos de vales fluviais com a acumulação de espessos pacotes sedimentares ($> 20m$) e reteve a sedimentação de encosta nos vales de cabeceiras tributárias, eliminando, portanto, os canais de drenagem (COELHO NETTO, 1999).

A topografia foi redesenhada no programa ArcGIS, de modo que a planície de inundação do rio Piracema fosse elevada e a incisão nos vales principal e tributários fosse suavizada, simulando a agradação dos fundos de vale. No programa FEFLOW, as cargas que representam o rio Piracema foram elevadas em 20 m, já que os depósitos fluviais relativos a esse período têm espessura próxima a esta e, além disso, apenas as cargas do rio Piracema foram inseridas, excluindo,

portanto, os canais tributários. Desse modo, através da alteração das curvas de nível e das cargas hidráulicas, o canal principal foi elevado, assim como o eixo das suas cabeceiras tributárias.

Neste cenário, que representa a condição de nível de base suspenso por agradação do fundo do vale, o papel da topografia no controle da rede de fluxos d'água subterrânea, a qual converge dos divisores para o eixo central do vale V1, ficou evidente, como observado na Figura 7.

Cenário 2 – A segunda simulação foi feita a fim de entender o comportamento da rede de fluxos frente às mudanças posteriores ao ciclo deposicional do Holoceno, durante o período de estabilidade morfodinâmica regional, quando os canais principais retomaram o aprofundamento gradual do seu leito. A incisão dos canais tornou-se mais acentuada quando a floresta tropical original foi substituída por extensas plantações de café em todo o vale do Paraíba. Para essa simulação, o rio Piracema foi inserido no seu nível atual, ou seja, rebaixado em relação ao Cenário 1; os canais tributários não foram inseridos nesta primeira fase de incisão da

rede de canais. Nesta simulação assim como em todas as seguintes, as curvas de nível adotadas foram as da topografia atual.

Com o rebaixamento do nível de base pela incisão do canal principal (rio Piracema), até alcançar o seu nível de base atual, a rede de fluxos d'água subterrâ-

nea começa a se desviar dos divisores topográficos: é o início da pirataria de água subterrânea da cabeceira V1. Pode-se observar essa condição na Figura 8: o vale V1 perde água subterrânea para os vales V2 e V4 (nas áreas A, B e C da Figura 8).

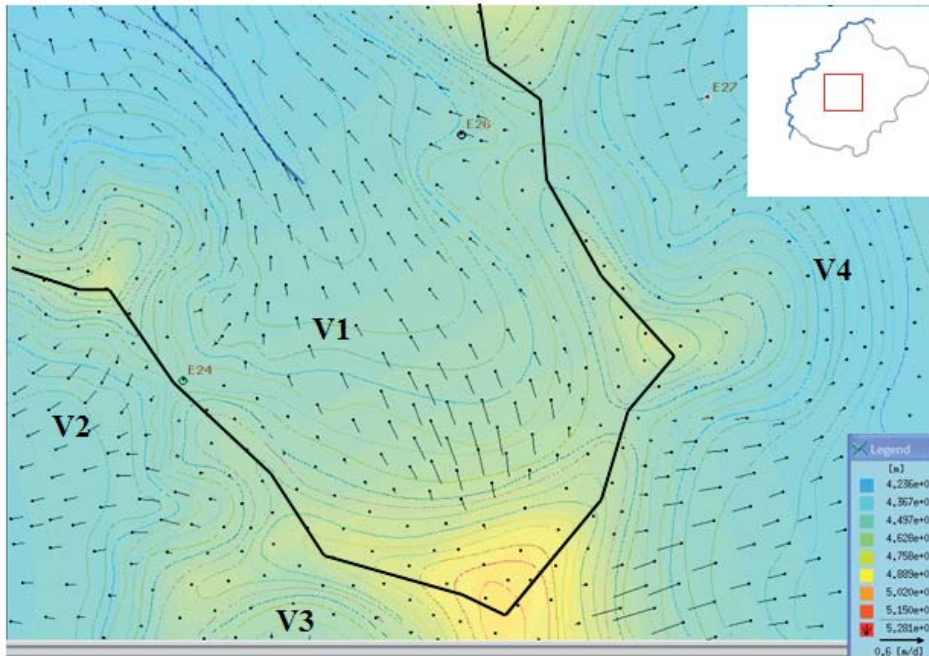


Figura 7 - Simulação com o rio Piracema elevado, a 20 m de profundidade. A linha preta mostra o limite topográfico do Anfiteatro Bela Vista.

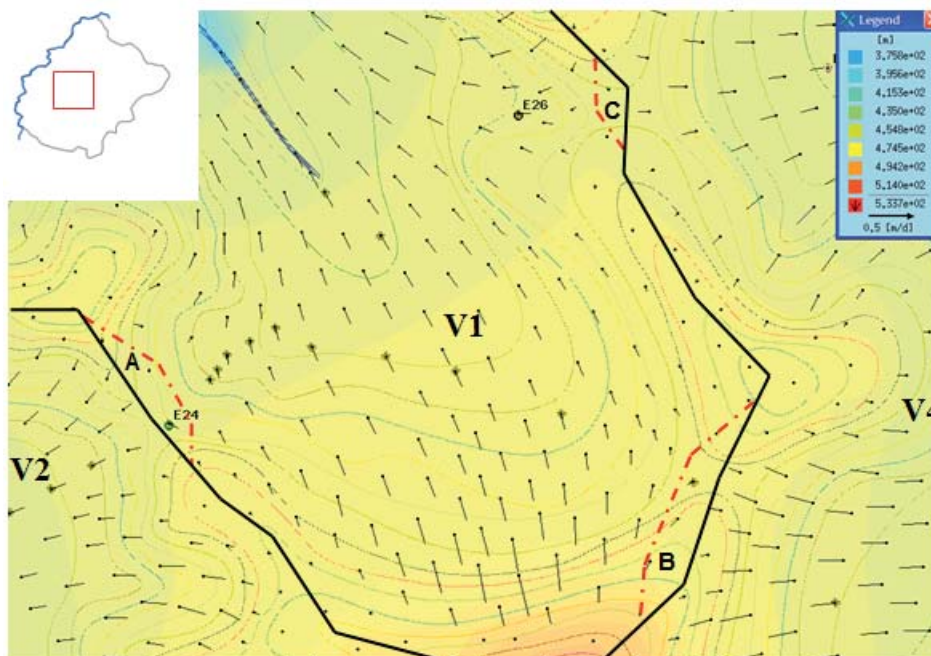


Figura 8 - Simulação do rebaixamento do rio Piracema, a 20 m de profundidade. A linha preta mostra o limite topográfico do Anfiteatro Bela Vista e a linha tracejada, o divisor de águas subterrâneas.

Cenário 3 – Os resultados indicados no Cenário 2 mostraram que a cabeceira V4 concentrou grande parte dos fluxos, portanto considerou-se que esta teria mais condições para o desenvolvimento de canais. Com efeito, por meio de fotografias aéreas de 1973, observou-se que, naquela época, as drenagens dos vales V4 e V5 já se encontravam estabilizadas, enquanto a drenagem do vale V1 apenas iniciava o seu crescimento. Assim, foram incluídos neste cenário apenas os canais do Rio

Piracema e seus canais tributários desenvolvidos nos vales V4 e V5, em estágio de crescimento próximo ao encontrado na atualidade.

Com o crescimento dos canais tributários nos vales de cabeceiras a jusante do Anfiteatro Bela Vista (vales V4 e V5) percebe-se a intensificação da pirataria de água subterrânea pelos vales V4 e V2, que capturam fluxos d'água do vale V1, principalmente nas áreas A, B e C (Figura 9).

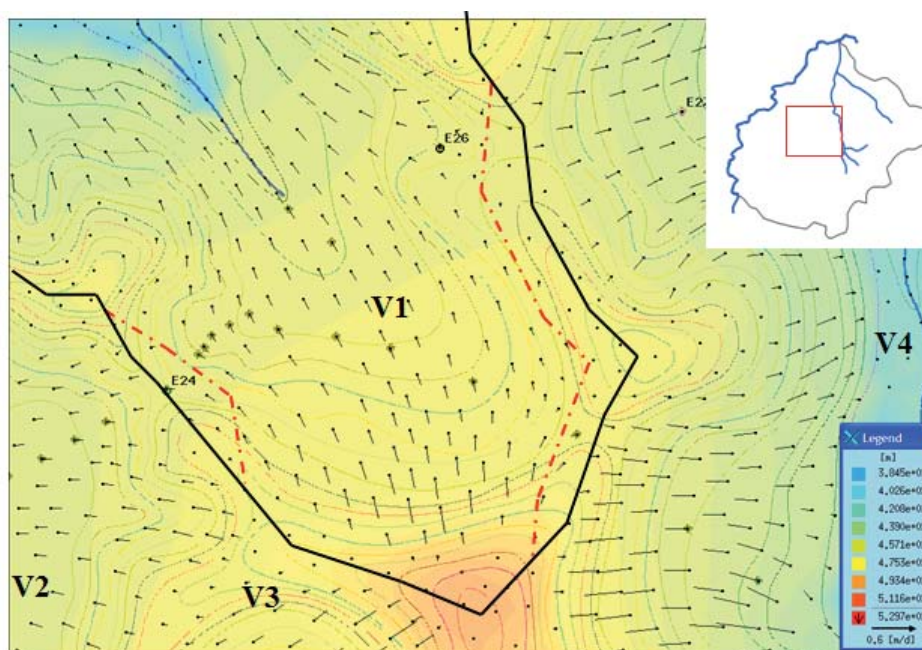


Figura 9 - Simulação do crescimento dos canais das cabeceiras V4 e V5, a 20 m de profundidade. A linha preta mostra o limite topográfico do Anfiteatro Bela Vista e a linha tracejada, o divisor de águas subterrâneas.

Cenário 4 – A rede de fluxos d'água subterrânea foi simulada considerando-se a rede atual de canais na área de estudo, mas excluindo, neste estágio, os dígitos secundários (com fluxo d'água intermitente) observados atualmente na cabeceira de drenagem V1.

O comportamento dos fluxos subterrâneos muda quando é inserida toda a rede de canais observada na atualidade, exceto os pequenos canais dígitos. A simulação evidencia que, sob tais condições, ocorre uma *reversão de fluxo d'água subterrânea* entre as cabeceiras V1 e V2, configurando a pirataria de água da cabeceira no sentido inverso dos cenários 3 e 2, ou seja, aumentando a descarga do fluxo que converge na direção do futuro canal dígito ativo (Figura 10).

Cenário 5 – Foi simulado o crescimento do dígito principal do voçorocamento até as proximidades do divisor topográfico entre os vales V1 e V2. Ressalta-se que esse crescimento é maior do que o crescimento observado na atualidade. Essa simulação foi realizada para se observar a influência do crescimento do canal na mobilidade dos divisores de água subterrânea.

Ao simular o crescimento do canal dígito ativo, localizado na cabeceira V1, percebe-se o aumento em velocidade e em área dos fluxos que se direcionam da cabeceira V2 para a V1, os quais já podiam ser observados no Cenário 4 (Figura 11). Tal fato explicaria a aceleração das taxas de erosão associadas ao recuo deste canal dígito, como indicado nos estudos anteriores de Rocha-Leão *et al.* (2005).

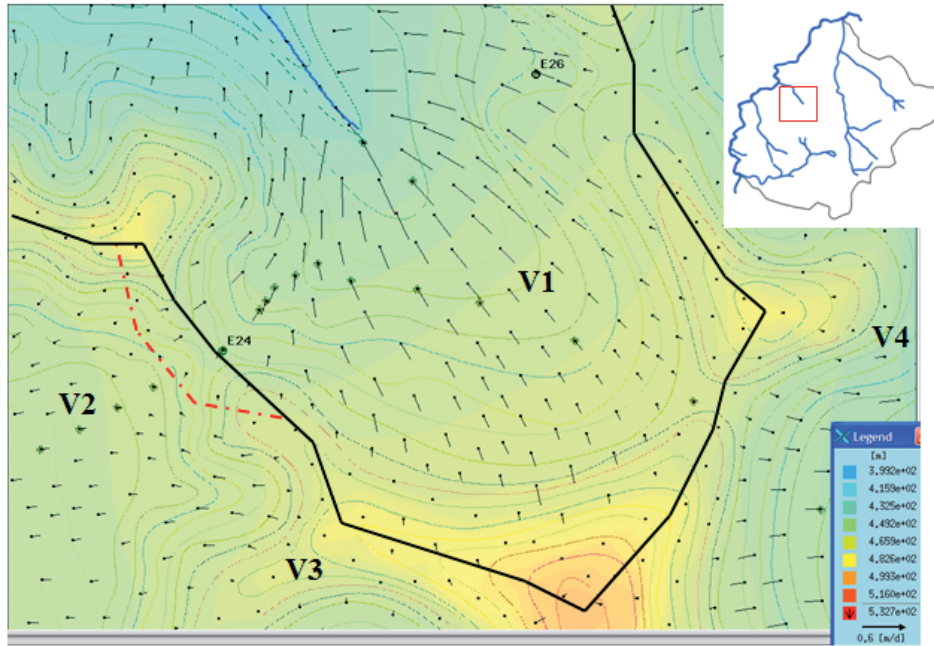


Figura 10 - Simulação feita da rede de drenagem atual, a 20 m de profundidade e com a recarga acumulada de 4 meses. A linha preta mostra o limite topográfico do Anfiteatro Bela Vista e a linha tracejada, o divisor de águas subterrâneas.

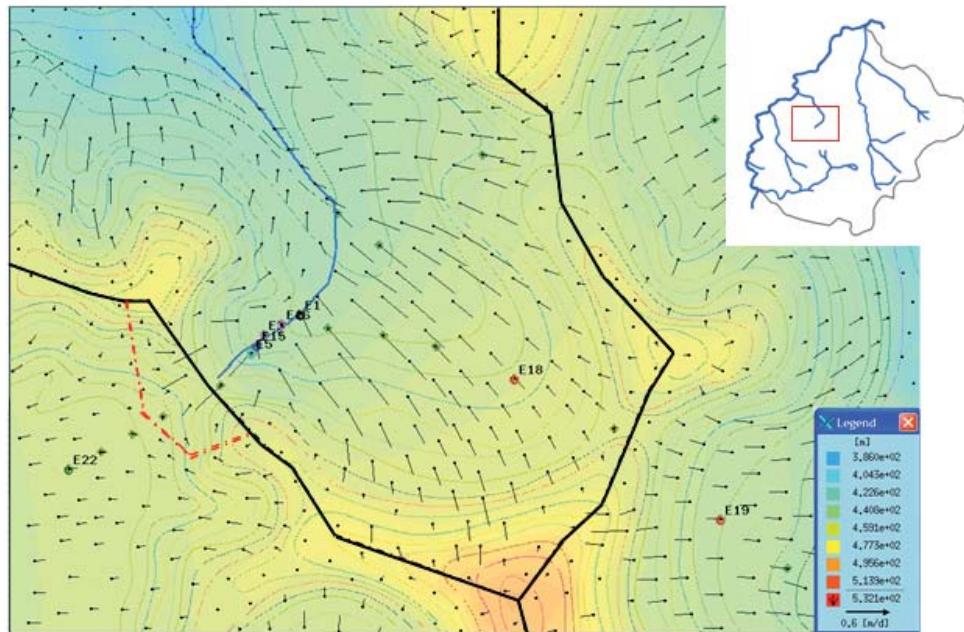


Figura 11 - Simulação do crescimento do dígito ativo do canal erosivo, a 20 m de profundidade e com a recarga acumulada de 4 meses. A linha preta mostra o limite topográfico do Anfiteatro Bela Vista e a linha tracejada, o divisor de águas subterrâneas.

5. Conclusões

A reconstituição de cenários com base no conhecimento da evolução recente das encostas e do entendimento dos mecanismos atuantes e das variáveis que controlam o recuo remontante do voçorocamento e a extensão da rede através da bifurcação de novos canais

dígito evidenciaram o papel diferencial da topografia no controle da rede de fluxos subterrâneos. O pleno controle da topografia sobre a rede de fluxos d'água subterrâneos ocorreu apenas na condição de afogamento da rede de canais pela acumulação de espessos pacotes de sedimentação fluvial e de encosta, tal como sucedeu

durante o ciclo erosivo-deposicional da transição Pleistoceno-Holoceno na bacia do rio do Bananal.

Outro destaque deste estudo foi a relação entre a variabilidade espaço-temporal da rede de canais e a flutuação lateral da rede de fluxos d'água subterrânea, onde, à incisão de canais adjacentes e pretéritos, a expansão do canal-voçoroca Bela Vista correspondeu uma perda de água do vale da Bela Vista para os vales então canalizados. A este fato pode-se associar o relativo aumento de gradiente topográfico favorável aos vales dissecados e ajustados topograficamente ao rio Piracema, coletor principal desta localidade.

Embora o presente estudo tenha focado apenas na expansão de canais erosivos do tipo voçoroca, estes reproduziram conexões internas do sistema de drenagem passíveis de ocorrerem em outros níveis hierárquicos da rede de canais, ou seja, em bacias de ordem superior, mas sob condições operacionais internas similares, como sugeridas por Coelho Netto e Fernandes (1990). Entretanto, e como foi ressaltado anteriormente por Leal (2009), mesmo entre vales de cabeceiras com baixo desnivelamento altimétrico, a pirataria de água subterrânea igualmente pode acontecer, dependendo apenas da quantidade de água disponível no sistema. As variações internas de gradientes hidráulicos entre vales adjacentes podem ser tão efetivas nos ganhos ou nas perdas de fluxos d'água subterrâneos, indicando que nem sempre haverá correspondência entre os divisores topográficos dos fluxos d'água superficiais e os divisores de fluxos d'água subterrâneos. Vale destacar, finalmente, que a pirataria de água subterrânea pode ocorrer em diferentes escalas espaço-temporais do desenvolvimento das redes de canais e, portanto, da evolução de bacias de drenagem.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO SILVA, L. G. A.; AVELAR, A.S. Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na Região de Bananal - S.P. In: **Anais do 2º Simp. Geol. Sudeste, São Paulo**, p.509-513, 1991.

ALMEIDA, J.C. H.; EIRADO SILVA, L. G. A.; VALLADARES, C. S. O Grupo Paraíba do Sul e as rochas granitóides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: **Anais do 3º Simp. Geol. Sudeste, São Paulo**, p.155-160, 1993.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A.L. Fraturas e

desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. **Rev. Bras. de Geociências**, v.22, n.2, p.222-227, 1992a.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A.L. Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo. **Anais da 1ª Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas / COBRAE, ABMS e SBGE, Rio de Janeiro**; v.2, p.709-719, 1922b.

BARROS, M. A. **Pleistoceno superior e transição Pleistoceno/Holoceno, médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): Uma abordagem palinológica**. 2003. 210p. Tese de Doutorado – Programa de Pós-graduação em Geologia – UFRJ, Rio de Janeiro. 2003.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DEUS, C. E. Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau: Bananal, SP. **IAHS Publ.**, n.174, p.35-42, 1988.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N.F. Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal, SP. **IAHS Publ.**, n.192, p.174-182, 1990.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DANTAS, M. E.; DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R.; DAVIS, J.C.; PROCTOR, I.; VOGEL, J.; SOUTHIN, J. (1994). 14C MAS Evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brazil: stratigraphy and stratigraphy inversion. In: **Abstracts of the 14th International Sedimentological Congress, Recife**, p.29-30, 1994.

COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Geografia Física e Dinâmica Quaternária**, Itália, v.3, n.3, p.21-48, 1999.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, n.2, p.118-167, 2003.

DANTAS, M. E. **Controles naturais e antropogênicos na sedimentação fluvial, espacialmente não uniforme, na bacia do rio Bananal (SP/RJ): médio vale do rio Paraíba do Sul**. 1995. 142 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRJ. Rio de Janeiro, 1995.

DIERSCH, H. J. **Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System, Reference Manual**. FEFLOW Version 5.3. WASY GmbH. Berlin, Alemanha, 2005. 292p.

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D.; COELHO NETTO, A. L.; MOURA, J.R.S. Evidence for regional aggradation starting

- in the Early Holocene in southeastern Brazil and for degradation due to deforestation. **Am. Geoph. Union, Fall Meet., San Francisco, USA/EOS**, v. 70(43):1.124, 1991.
- DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. *In*: Beven, K.; Kirkby, M. J. (eds.), **Channel Network Hydrology**, John Wiley & Sons, p. 175-219, 1993.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; RENEAU, S. L. Hollows, colluviums and landslides in soil-mantled landscapes. *In*: Abrahams, A. D. (ed.). **Hillslope Processes**. Allen & Unwin, Winchester, Mass., 362-388, 1986.
- DUNKERLEY, D.L. Frequency distributions of stream link lengths and the development of channel networks. **J. Geol.** 85:459-470, 1977.
- DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. **Prog. Phys. Geogr.**, n.4, 221-239, 1980.
- FAGHERAZZI, S.; HOWARD, A.D.; WIBERG, P.L. An implicit finite-difference method for drainage-basin evolution. **Water Resour. Res.** v.38, n.7, p.21, 2002.
- FONSECA, A. P.; LACERDA, W. A.; COELHO NETTO, A. L. C. Instrumentação de escorregamentos causados por uma voçoroca. *In*: **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, COBRAMSEG, Curitiba**, 2006.
- FONSECA, A. P.; LACERDA, W. A.; COELHO NETTO, A. L. C. Sliding in Weathered Banded Gneiss due to Gullying in Southern Brazil. *In*: **X International Symposium on Landslides, Xi'an, China**, 2008.
- FREITAS, M. M.; PATRÍCIO, R.S.S.; COELHO NETTO, A.L. Condicionantes morfológicos e lito-estruturais da iniciação de canais, médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal, SP. *In*: **Anais do VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada, Goiânia**, v.1, p.222-227, 1995.
- GENEREUX, D.P.; WOOD, S.; PRINGLE, C.M. Chemical tracing of interbasin groundwater transfer in the lowland rainforest of Costa Rica. **Journal of Hydrology**, 258, p.163-178, 2002.
- GENEREUX, D.P.; JORDAN M. Interbasin groundwater flow and groundwater interaction with surface water in a lowland rainforest, Costa Rica: A review. **Journal of Hydrology**, 320, p.385-399, 2006.
- GLOCK, W.S. The development of drainage systems and the dynamic cycle. **The Ohio Journal of Science**, v.31, p.309-334, 1931.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.56, p.144-152, 1945.
- HOWARD, A.D. Simulation model of stream capture. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 82, p.1.355-1.376, 1971.
- HOWARD, A. D. (1994). A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v.30, 7:2.261-2.285.
- LEAL, P. J. V. **Crescimento de redes de canais e pirataria de água subterrânea em vales de cabeceiras de drenagem**. 2009. 213p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências da UFRJ, Rio de Janeiro. 2009.
- MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. Source areas, drainage density and channel initiation. **Water Resources Research**, 26, p.1.907-1.918, 1989.
- PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: a groundwater - sapping solution. **GSA Today**, p.4-10, 2001.
- ROCHA-LEÃO, O. M.; LEAL, P. J. V.; COELHO NETTO, A. L. Expansão da rede de canais e a hidrologia subterrânea em cabeceiras de drenagem: mecanismos erosivos associados aos voçorocamentos em cabeceiras de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul. *In*: **XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, São Paulo, 2005.
- ROCHA-LEÃO, O. M. (2005). **Evolução regressiva da rede de canais por fluxos de água subterrânea em cabeceiras de drenagem**: bases geo-hidroecológicas para recuperação de áreas degradadas com controle de erosão. Tese de doutorado – Rio de Janeiro: UFRJ. 247 p.
- SATO, A. M. **Respostas geo-hidroecológicas à substituição das pastagens por plantações de eucalipto no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**: a interface biota-solo-água. 2012. 177p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRJ, Rio de Janeiro, 2012.
- SILVA, L. G. E.; DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (Knickpoints) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *In*: **Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste**, Rio de Janeiro, p.96-102, 1993.
- SMART, J. S.; MORUZZI, V. L. Computer simulation of Clinch mountain drainage networks. **J. Geol.**, 79, p.572-584, 1971a.
- SMART, J. S.; MORUZZI, V. L. Random-walk model of stream network development. **Journal of Research Development, IBM**, 15, p.197-203, 1971b.

STARK, C.P. An invasion percolation model of drainage network evolution. **Nature**, 352, p.423-425, 1991.

TÓTH, J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *In: Proceedings of Hydrology Symposium*, n. 3, **Groundwater**, 75-96, Ottawa, Canada, 1962.

WELCH, L. A.; ALLEN, D. M. Consistency of groundwater flow patterns in mountainous topography: Implications for valley bottom water replenishment and for defining groundwater flow boundaries. **Water Resources Research**, v.48, 2012.

WILLGOOSE, G. R., BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A physically based coupled network growth and hillslope

evolution model: 1. Theory. **Water Resources Research**, 27(7), p.1.671-1.684, 1991a.

WILLGOOSE, G. R., BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Results from a new model of river basin evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, 16, p.237-254, 1991b.

WILLGOOSE, G. Mathematical modeling of whole landscape evolution. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 33(1), p.443-459, 2005.

WINTER, T.C.; ROSENBERY, D. O.; LABAUGH, J. W. Where Does the Ground Water in Small Watersheds Come From? **Ground Water**, 41, n.7, p.989-1.000, 2004.