

# CONSIDERAÇÕES ACERCA DA EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM E DA DISSECAÇÃO DE UMA SUPERFÍCIE DE PLATÔ – CONTAGEM-MG

Guilherme Taitson Bueno<sup>1</sup>  
Juliana de Souza Trindade<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Professor do Curso de Geografia com Ênfase em Geoprocessamento, PUC-Minas, Contagem-MG.  
[gtaitson@ig.com.br](mailto:gtaitson@ig.com.br)

<sup>2</sup> Graduanda do Curso de Geografia com Ênfase em Geoprocessamento, PUC-Minas, Contagem-MG.  
[js.trindade@yahoo.com.br](mailto:js.trindade@yahoo.com.br)

## Abstract

The landscape around Belo Horizonte shows zones of large and low declivity hills, separated by long channels with hydromorphic reaches, and zones of short and high declivity hills, separated by incised channels. These configurations can be interpreted as ordered stages of a dissection sequence of ancient flat surfaces. The altimetric differences to the baselevels are one of the controls of dissection intensity. Higher altimetric differences of baselevels in neighbor basins cause inequalities in the erosion potential of each basin channels. The aim here was to identify dissection stages of flat surfaces considering the evolution of drainage network and geomorphology of study area. Hydrographic and pedogeomorphic maps were constructed from topographic charts and aerial photographs. River profiles were elaborated from GoogleEarth images. Field works allowed the observation, description and photographic register of soil profiles in key points. Three main basins drain the area. One of them has low gradient streams and hydromorphic axes (first geomorphic unit). The other two have high gradient streams, dissected relieves and gullies (second geomorphic unit). There exist, then, high correlation between the limits of geomorphic units and the limits of hydrographic basins. Nevertheless, this relation does not exist in a small part of the study area: the limits of one of the hydrographic basins, associated to the second geomorphic unit extend towards the first geomorphic unit. It was interpreted that a part of the drainage network of this first compartment was pirated by the streams of the second compartment. This might have changed the baselevel of the pirated reach to a lower one and promoted an acceleration of erosion processes. The landscape of this small part of the first unit is being transformed into the landscape of the second geomorphic unit. Relictual geomorphic features and soil materials reinforce this interpretation.

Keywords: flat surfaces dissection, drainage network evolution, river piracy, hydromorphy

## Resumo

Na região metropolitana de Belo Horizonte encontram-se áreas de relevo de colinas amplas e de baixa declividade, separadas por canais fluviais extensos com zonas hidromórficas, e áreas colinas curtas com declividade forte, separadas por canais encaixados. Estas duas configurações podem ser interpretadas como estágios ordenados da seqüência de dissecação de antigos níveis de aplanamento. O desnível em relação aos níveis de base é um dos controladores da intensidade da dissecação dos relevos. Importantes diferenças altimétricas entre níveis de base de bacias adjacentes causam desigualdades no potencial de erosão dos canais de cada bacia. Buscou-se, aqui, identificar estágios de dissecação das superfícies aplanadas elaborando considerações sobre a evolução geomorfológica e da rede de drenagem na área de estudos. Foram feitos mapas de hidrografia e de aspectos pedo-geomorfológicos a partir de cartas topográficas e fotografias aéreas anteriores à urbanização da área.

Perfis fluviais foram elaborados usando imagens do GoogleEarth. Trabalhos de campo permitiram a observação, descrição e registro fotográfico de perfis pedológicos em pontos-chave. Três bacias hidrográficas principais drenam a área. Uma delas apresenta canais de fraco gradiente e eixos hidromórficos (primeira unidade geomorfológica). As outras duas têm canais de forte gradiente, relevo dissecado e voçorocas (segunda unidade geomorfológica). Existe, assim, forte correlação entre os limites das unidades geomorfológicas e os limites das bacias hidrográficas. Entretanto, esta relação não se verifica em uma pequena parte da área de estudos: os limites de uma das bacias hidrográficas, associada à segunda unidade geomorfológica, se estende para o interior da primeira unidade geomorfológica. Interpretou-se que uma parte da rede de drenagem da primeira unidade geomorfológica foi capturada por um canal da segunda unidade geomorfológica. Isso teria promovido uma mudança do nível de base da rede de drenagem capturada para um nível altimétrico menor e gerado uma aceleração dos processos erosivos. A paisagem desta pequena parte da primeira unidade geomorfológica se transforma na paisagem da segunda unidade geomorfológica. Formas de relevo e materiais pedológicos relictuais reforçam esta hipótese.

Palavras-chave: dissecação de superfícies aplanadas, evolução da rede de drenagem, captura fluvial, hidromorfia.

## **Introdução**

Relevos de superfícies planas sobrelevadas ou de colinas e interflúvios com topos de altitudes concordantes fazem parte das paisagens brasileiras. A gênese destes relevos é comumente explicada segundo o modelo de King (1956): elaboração de superfícies horizontalizadas (pediplanos), em clima semi-árido, e posterior dissecação destas superfícies em clima úmido, pela incisão da rede de drenagem. Os mecanismos de instalação da rede de drenagem e as etapas iniciais do processo de dissecação não são explicados por este modelo. Outros autores defendem que a dissecação de superfícies planas sobrelevadas em climas úmidos se inicia por erosão geoquímica hipodérmica (FILIZOLA & BOULET, 1994; LIMA & QUEIROZ NETO, 1996) e que a incisão física dos canais e o transporte mecânico superficial são importantes nas fases avançadas do processo. Resumidamente: um sistema de drenagem profundo se estabelece ao longo de discontinuidades da rocha e de padrões de fratura e a exportação das soluções do intemperismo por estes drenos promove o rebaixamento da superfície nos locais onde as perdas de matéria são mais intensas. Fraturas e interseções de fraturas são caminhos preferenciais para a exportação hipodérmica, o que dá origem a eixos de drenagem hidromórficos ou a depressões fechadas, na superfície. A rede de drenagem superficial é mal organizada e de fraco gradiente; as vertentes são longas e suaves. A continuidade das perdas geoquímicas promove a coalescência de depressões e o aprofundamento dos eixos de drenagem. A declividade das vertentes aumenta e, sobre as mesmas, pode se iniciar o transporte mecânico de material particulado. A rede de drenagem

se organiza e entalha, por erosão linear, a superfície aplanada; as depressões e os eixos hidromórficos são abertos. A paisagem passa a apresentar interflúvios alongados ou colinas separadas por vales.

A partir dos trabalhos de Davis (1902, citado por SCHUMM, 1993) difunde-se o uso do conceito de nível de base nas explicações dos processos de incisão da rede de drenagem e dissecação de superfícies aplanadas. Este conceito foi primeiramente formalizado por Powell, em 1875 (CHRISTOFOLETTI, 1981). Powell (1875, citado por CHRISTOFOLETTI, 1981 e SCHUMM, 1993) considera a existência tanto de um nível de base geral, como de níveis de base temporários e locais ou regionais. O nível de base geral é o nível do mar, fator último de controle da erosão continental; os níveis de base temporários são níveis efêmeros que limitam a erosão, resultantes, por exemplo, do afloramento de rochas resistentes nos cursos d'água; os níveis de base regionais e locais são, por exemplo, a superfície de lagos, represamentos a montante de séries de rochas mais duras, ou a posição da foz de tributários em confluências com um rio principal (CHRISTOFOLETTI, 1981). Como fatores que controlam o nível de base geral podem ser citados o eustatismo e os movimentos epirogenéticos e isostáticos (CHRISTOFOLETTI, 1981). Os níveis de base regionais e locais são influenciados por basculamentos, soerguimentos ou abatimentos de blocos, presença de rochas mais resistentes ao intemperismo e à erosão, capturas fluviais ou mesmo pelo corte de um meandro (SCHUMM, 1993).

Excetuando condições excepcionais, um rebaixamento do nível de base provocará uma onda erosiva remontante e um rejuvenescimento de toda a rede de drenagem (SCHUMM, 1993). Entretanto, o canal de drenagem, como um sistema de comportamento complexo, pode responder de várias maneiras a esse rebaixamento: alargamento do canal, mudança de padrão, aumento da rugosidade do leito, mudanças na sinuosidade, migração lateral, entalhamento do canal (SCHUMM, 1993). Se o rebaixamento do nível de base é pequeno, o ajuste do canal tende a ser feito por ajustes no padrão, na rugosidade, na morfologia e por migração lateral. Mudanças de maior magnitude no nível de base e em curtos espaços de tempo tendem a provocar a incisão do canal, com pequena migração lateral (SCHUMM, 1993), e promover uma retomada erosiva em toda a bacia. O aparecimento e o desenvolvimento de voçorocas, formas resultantes da aceleração de processos de erosão linear, podem estar fortemente condicionados a eventos de rebaixamento dos níveis de base (MENÉNDEZ-DUARTE et al., 2007).

Capturas fluviais podem ser responsáveis por mudanças abruptas no nível de base de parte de uma bacia hidrográfica. O canal capturado e seus tributários a montante da captura passam a escoar para um nível de base altimetricamente inferior ao nível de base inicial. Mather (2000) estudou o comportamento de canais e de uma rede de drenagem que, após um evento de captura fluvial, passou a ter um nível de base 90m abaixo do seu nível de base inicial. Este evento teria ocorrido há cerca de 100.000 anos, como resultado do soerguimento diferencial (MATHER, 2000). Neste caso, o sistema de drenagem experimentou um aumento de 10 vezes nas taxas de incisão no trecho próximo da captura e um aumento de cinco vezes nesta taxa nos trechos situados a mais de 13km a montante da captura (MATHER, 2000).

O objetivo deste trabalho foi identificar estágios de dissecação de uma superfície aplanada, verificar as relações entre a rede hidrográfica e a compartimentação geomorfológica e tecer considerações gerais sobre a evolução do relevo e da rede de drenagem na área de estudos.

### **A área de estudos**

A área estudada se situa na parte sudoeste do Município de Contagem-MG (44°00' a 44°05'W e 19°55' a 20°00'S), acerca de 20 km de Belo Horizonte, e sofreu uma aceleração do processo de urbanização a partir da década de 70. Encontram-se na área, atualmente, bairros residenciais e as unidades do Centro Industrial de Contagem (CINCO). Antes da urbanização a área era utilizada como pastagem.

O clima é tropical sub-quente e semi-úmido (com 4 a 5 meses secos) (IBGE, 2002), com precipitação média anual de cerca de 1490mm, concentrada nos meses de novembro a janeiro (INMET, 1992). Os meses mais secos são junho, julho e agosto (INMET, 1992). A temperatura média anual é de 21,1°C (INMET, 1992). A área se situa no compartimento geológico-geomorfológico denominado Depressão de Belo Horizonte. A rocha dominante é o gnaisse, localmente cortado por diques de rochas metabásicas (IGA, 1978). Segundo IGA (1977) o relevo é de colinas com vales dissecados e colinas com topos planos, nivelados a aproximadamente 960m de altitude (IBGE, 1976). Este relevo foi elaborado, segundo IGA (1977), pela dissecação fluvial de superfícies aplanadas do Terciário ou Pleistoceno. Os solos são o latossolo vermelho distrófico e o podzólico vermelho (IBGE, 1978a). A cobertura vegetal original é a floresta subtropical semicaducifólia (IBGE, 1978b).

A área estudada é drenada por três importantes bacias hidrográficas: a parte oeste pertence à bacia do Rio Paraopeba. A parte norte pertence à bacia do Ribeirão São João ou Sarandi, que deságua na Lagoa da Pampulha e é afluente indireto do Rio das Velhas. As partes sul e leste pertencem à bacia do Ribeirão Arrudas, principal eixo de drenagem da cidade de Belo Horizonte, e também afluente do Rio das Velhas.

## **Métodos**

Dois mapas de hidrografia e compartimentação geomorfológica foram elaborados. O primeiro, geral, a partir da carta topográfica Contagem, escala 1:50.000 (IBGE, 1976). O segundo, de detalhe, a partir de fotografias aéreas na escala de 1:25.000, da década de 60 (anteriores ao processo de urbanização da área). No segundo mapa foram também representadas formas indicadoras da condição de drenagem dos meios (voçorocas, como indicadoras de meios de drenagem desimpedida, e vales hidromórficos, como indicadores de meios de drenagem parcialmente impedida). Baseou-se, para a fotointerpretação, nos critérios morfológico e de tonalidade. Perfis longitudinais dos cursos d'água foram gerados com base em informações planimétricas e altimétricas obtidas no programa GoogleEarth. Trabalhos de campo permitiram a observação, a descrição e o registro fotográfico das formas de relevo e de perfis pedológicos.

## **Resultados**

Dois compartimentos de relevo foram identificados (Figuras 1 e 2): o primeiro é mais dissecado, com divisores de águas e colinas pouco extensas, vertentes de declividade média, alta densidade de drenagem. Será aqui referido como compartimento das colinas. O segundo tem colinas extensas e de baixa declividade, com topos de altitude aproximadamente concordante, e permite a reconstituição da superfície de um antigo platô. A rede de drenagem é menos densa, os vales são abertos e apresentam trechos hidromórficos. Será aqui referido como compartimento do platô.

Os limites entre os compartimentos de relevo possuem boa correspondência com os limites das bacias hidrográficas: o compartimento das colinas corresponde, aproximadamente, às bacias do Rio Paraopeba e do Ribeirão São João ou Sarandi (Pampulha). O compartimento do platô corresponde, aproximadamente, às terras drenadas pelo Ribeirão Arrudas. Entretanto, na parte noroeste da Figura 2, essa correspondência não se

verifica: os limites da bacia do Ribeirão São João ou Sarandi (Pampulha) se estendem para o interior do compartimento do platô. Nesta área, as zonas hidromórficas ao longo dos canais (Córregos A, B e C, Figura 2), quando existem, aparecem apenas próximos às nascentes. A jusante destas zonas de hidromorfia podem aparecer voçorocas.

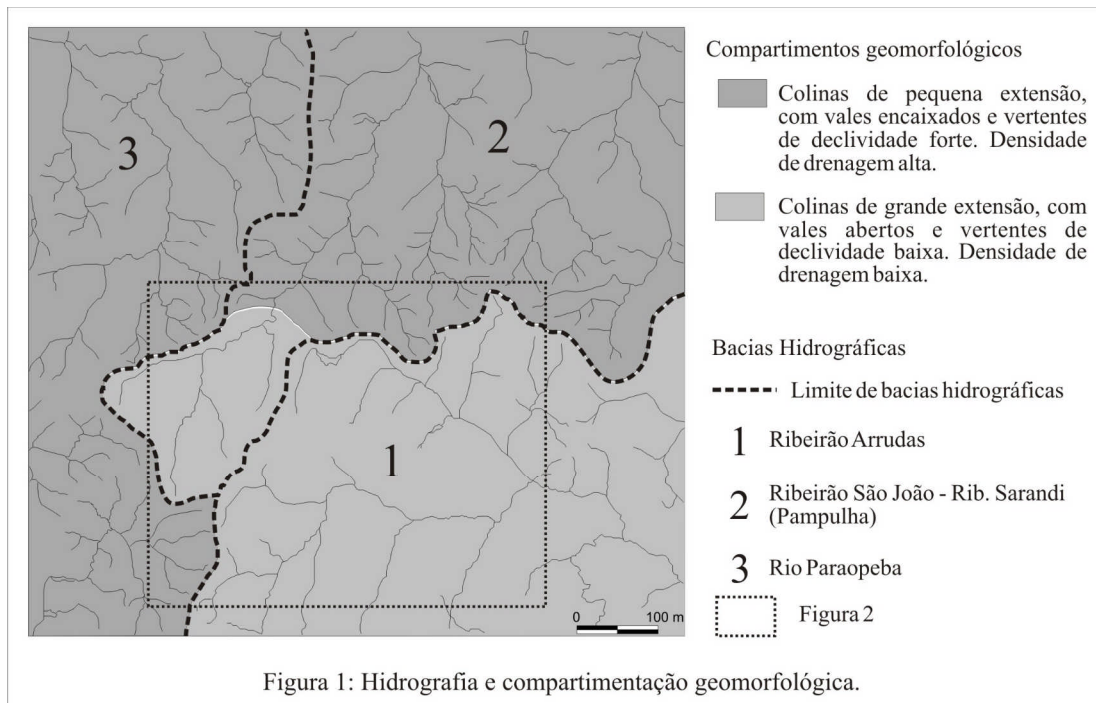


Figura 1: Hidrografia e compartimentação geomorfológica.

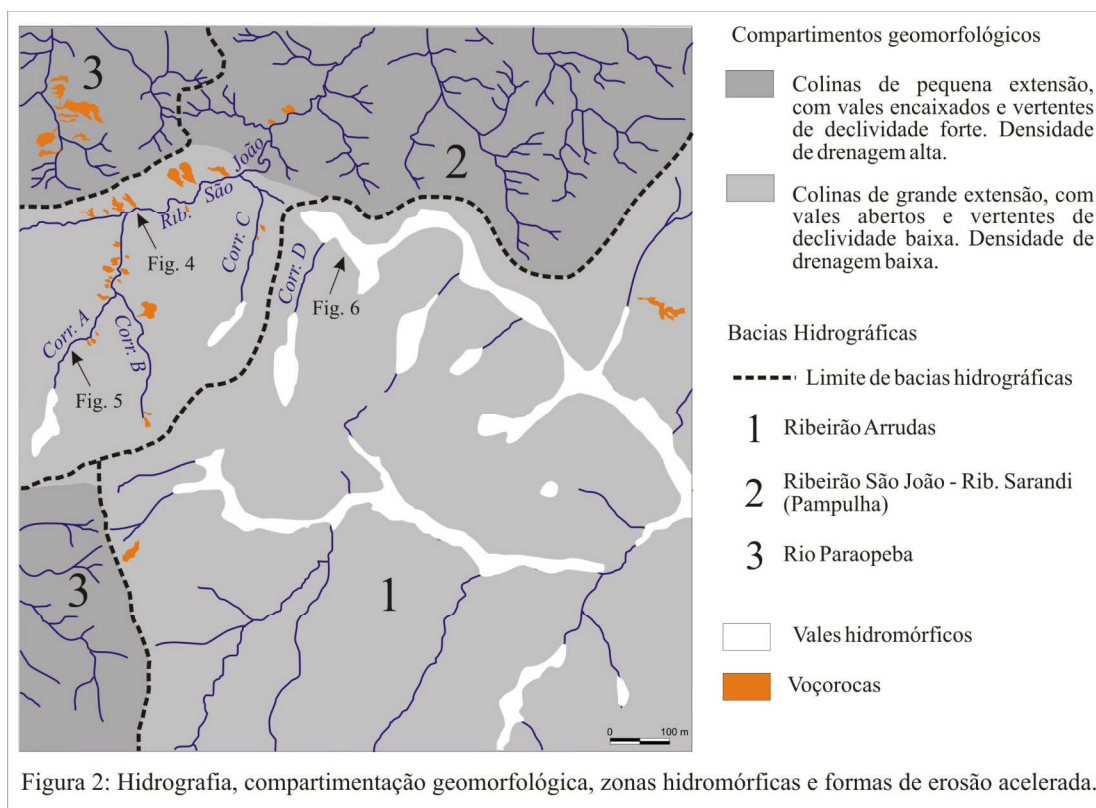
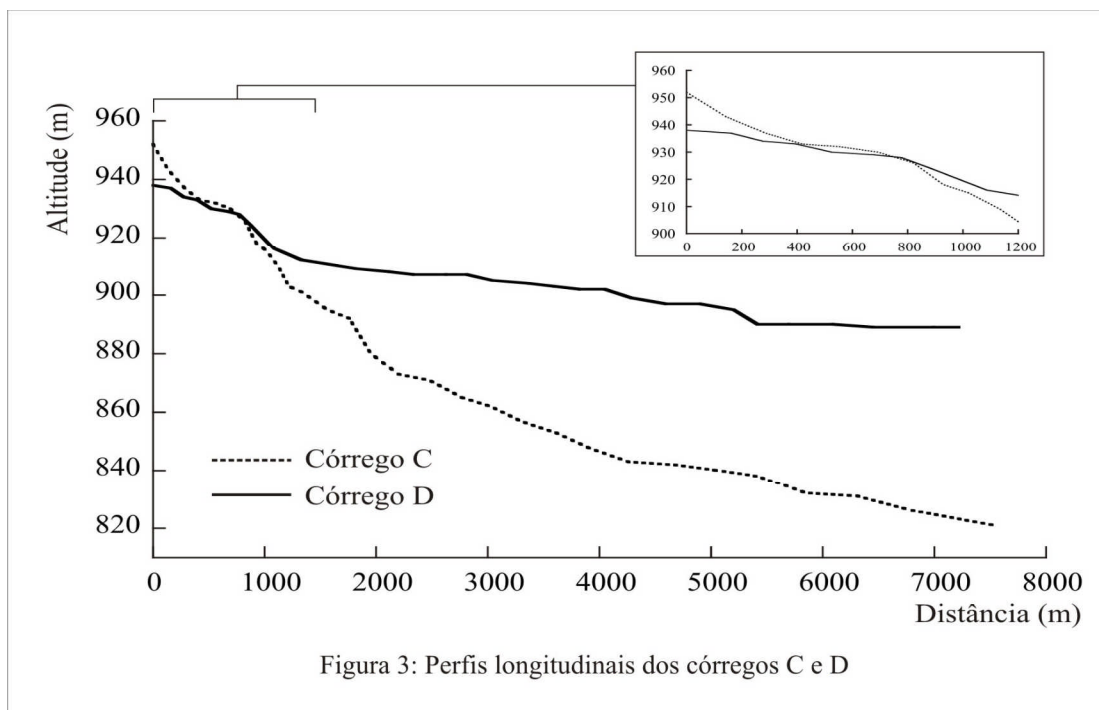


Figura 2: Hidrografia, compartimentação geomorfológica, zonas hidromórficas e formas de erosão acelerada.

Apenas 500m separam as nascentes dos córregos C e D (Figura 2). Ambos nascem no compartimento do platô, em condições muito semelhantes, e correm paralelos em seus trechos iniciais. O primeiro (Córrego C) drena para a bacia Ribeirão São João ou Sarandi (Pampulha) e o segundo (Córrego D) drena para a bacia do Ribeirão Arrudas. Apesar destas semelhanças, os perfis longitudinais são muito diferentes (Figura 3). As águas do Córrego C nascem a aproximadamente 953m de altitude e, percorridos 7200m, sua altitude é de cerca de 820m. As águas do Córrego D nascem a 940m e, percorrida a mesma distância, sua altitude é de 890m (Figura 3). Os gradientes dos dois canais para o trecho são, respectivamente, 16,6m/Km e 6,3m/Km. Essa diferença já se manifesta nos trechos correspondentes aos primeiros 1200m de cada canal: gradiente de 40,6m/Km para o Córrego A e de 20,8m/Km para o Córrego B (Figura 3).



As Figuras 4, 5 e 6 são fotografias obtidas em campo. Sua localização aparece na Figura 2. A primeira fotografia (Figura 4) foi feita próximo à margem direita do Ribeirão São João ou Sarandi. Mostra solo de cor acinzentada, o que indica ter se formado em ambiente hidromórfico. Este material encontra-se 10m acima do atual canal do Ribeirão São João, que tem atualmente escoamento desimpedido. Isto significa que esta hidromorfia já não é mais funcional e que, anteriormente, a circulação da água era impedida. A continuidade

lateral dos materiais hidromórficos relictuais (VIZIER, 1983) sugere que o canal já existia como um eixo mal-drenado, mas a de existência de uma seqüência de pequenas depressões ao invés de um canal não pode ser descartada. Solos esbranquiçados ou acinzentados, como o da fotografia são encontrados, ao longo do Ribeirão São João, apenas em seu trecho a montante da confluência com o Córrego C. A Figura 5 foi obtida em corte na margem direita de um afluente do Ribeirão São João (Córrego A, Figura 2). Mostra, também, um solo hidromórfico relictual. O material se encontra acerca de 8m sobre o nível atual das águas deste canal que, atualmente, também apresenta drenagem desimpedida neste trecho. Solos hidromórficos relictuais são encontrados, também, na parede de voçorocas da parte de jusante dos córregos A e B. O fato de esse padrão ser recorrente indica que a hidromorfia era generalizada ao longo do que hoje são os canais dos córregos A, B e C e na parte de montante do Rib. São João - Sarandi. A Figura 6 mostra uma área de drenagem parcialmente impedida e que possui solos de cores escuras ou acinzentadas, bem como nível de lençol a poucos centímetros de profundidade. Trata-se de solos hidromórficos atualmente funcionais. Esta área pertence à bacia do Ribeirão Arrudas (Figura 2), mas tem conexão lateral com as áreas hidromórficas relictuais pertencentes à bacia do Rib. São João - Sarandi.



Figura 4: solo hidromórfico relictual na margem direita do Córrego São João



Figura 5: solo hidromórfico relictual na margem direita do Córrego A.





Figura 6: zona hidromórfica em afluyente do Rib. Arrudas.

### **Interpretações**

O compartimento do platô corresponde a uma superfície originalmente plana que vem sendo dissecada pela rede de drenagem. Sobre esta superfície existem testemunhos dos primeiros estágios de dissecção das superfícies aplanadas: eixos pouco encaixados e hidromórficos, vales abertos com vertentes longas. Estes eixos têm, como nível de base, o Ribeirão Arrudas e apresentam fraco gradiente. Na parte norte e oeste da área de estudos a dissecção se encontra em estágios mais avançados: os vales são mais encaixados e os canais apresentam maior gradiente. Estes canais têm, como nível de base, o Ribeirão São João ou Sarandí e os afluentes do Rio Paraopeba, situados em posição altimétrica inferior à do Ribeirão Arrudas. A área onde se encontram os Córregos A, B e C e a parte de montante do Ribeirão São João é chave para interpretações genéticas. Nesta área, a bacia do Ribeirão São João - Sarandí se estende sobre o compartimento do platô. Os Córregos A e C apresentam configuração pouco comum: um curto trecho com drenagem parcialmente impedida e ambiente hidromórfico, na parte de montante, e um trecho com drenagem totalmente desimpedida e com formas indicadoras de processos erosivos acelerados (voçorocas), que se inicia a algumas dezenas de metros a jusante da zona hidromórfica. Os solos descoloridos em posição suspensa (hidromórficos relictuais) ao longo destes córregos e no trecho do Ribeirão São João a montante da confluência com o Córrego C sugerem que, no passado, a área sujeita

à hidromorfia era bem mais extensa. O Córrego D tem geometria semelhante à dos córregos A, B e C (Figura 2), mas é afluente do Ribeirão Arrudas. As condições de drenagem parcialmente impedida foram preservadas neste córrego, enquanto a drenagem se desimpede nos afluentes do Ribeirão São João. A geometria da rede de drenagem e a conexão lateral da hidromorfia (relictual nos Córregos A e C e no trecho do Ribeirão São João a montante da confluência com o Córrego C; atual no Córrego D e demais afluentes do Ribeirão Arrudas), permitem a interpretação de que a parte de montante do Ribeirão São João e seus afluentes (Córregos A, B e C) pertenciam, anteriormente, à bacia do Ribeirão Arrudas. Neste caso, a significativa diferença altimétrica entre níveis de base e entre os gradientes de canais de bacias vizinhas explicaria o redirecionamento dos fluxos hídricos de parte da bacia do Rib. Arrudas para a bacia do Rib. São João – Sarandi e a captura fluvial. Esse redirecionamento teria se dado, inicialmente, em subsuperfície para, posteriormente, se manifestar em superfície. A decorrente mudança do nível de base desta parte da bacia do Rib. Arrudas, após a captura fluvial, pode ser responsabilizada pela abertura dos meios hidromórficos da parte de montante do Ribeirão São João e de seus afluentes A, B e C e pelo desencadeamento dos processos erosivos acelerados (voçorocas) ao longo destes canais.

### **Considerações Finais**

A dissecação de superfícies aplanadas é mais acelerada onde os canais fluviais têm maior gradiente, em decorrência de maiores desníveis em relação aos seus níveis de base. Isso ocorre nas partes oeste e norte da área de estudos (bacias do Rio Paraopeba e do Ribeirão São João ou Sarandi – Pampulha). Nas partes leste e sul a dissecação é menos acelerada, pois o nível de base (Ribeirão Arrudas) encontra-se em posição altimétrica mais elevada e os gradientes de seus afluentes são menores. A dissecação do platô pode se acelerar quando um canal de forte gradiente e poder de entalhamento, associado a um nível de base em posição altimétrica inferior, captura parte da rede de drenagem de um canal de fraco gradiente e poder de entalhamento, associado a um nível de base altimetricamente superior. Disto resultam um redirecionamento dos fluxos hídricos do canal capturado para um nível de base altimetricamente inferior e uma aceleração dos processos erosivos ao longo do mesmo e dos seus afluentes. Isto ocorre na área de estudos onde canais hidromórficos do compartimento do platô, pertencentes à bacia do Ribeirão Arrudas, são capturados pelo Ribeirão São João, afluente da bacia da Pampulha. Os canais capturados sofrem um desimpedimento da

drenagem e uma aceleração dos processos erosivos. Estas transformações são responsáveis pela progressão de um compartimento geomorfológico (colinas) sobre o outro (platô).

O redirecionamento dos fluxos hídricos para níveis de base altimetricamente inferiores em decorrência de capturas ocorre de maneira abrupta, considerando a escala de tempo geológico. O entalhamento da rede de drenagem na parte a montante da captura é uma de suas conseqüências. Outros tipos de resposta dos canais afetados podem ser esperadas, mas é certo que ocorra um rejuvenescimento dos relevos a montante da captura.

Os resultados aqui apresentados serão complementados com investigações mais aprofundadas no quadro de um trabalho de conclusão de curso de graduação.

### **Referência bibliográfica**

- CHRISTOFOLETTI, A. (1981) Geomorfologia Fluvial. Edgard Blücher. 313p.
- FILIZOLA, H. F. A. & BOULET, R. (1994) Evolution and opening of closed depressions developed in quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin, São Paulo, Brazil, and analogy to the slope evolution. *Geomorphology*, 16: 77-86.
- IBGE (1976) Carta topográfica de Contagem-MG. 1:50.000.
- IBGE (1978a) Mapa de solos da bacia do Rio São Francisco. 1:600.000.
- IBGE (1978b) Mapa de vegetação da bacia do Rio São Francisco. 1:600.000.
- IBGE (2002) Mapa de clima do Brasil. 1:5.000.000.
- IGA (1977) Mapa Geológico. 1:500.000.
- IGA (1978) Mapa Geomorfológico. 1:500.000.
- INMET (1992) NORMAIS CLIMATOLÓGICAS – Brasil – de 1961 a 1990. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária – Departamento Nacional de Meteorologia.
- LIMA, S.C. & QUEIROZ NETO, J.P. (1996) As veredas e a evolução do relevo. Anais do I Simpósio Brasileiro de Geomorfologia – Uberlândia: 481-488.
- KING, L.C. (1956) A Geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia – Separata da Revista Brasileira de Geografia*, 2. 121p.
- MATHER, A.E. (2000) Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. *Geomorphology* 34: 271-289.
- MENÉNDEZ-DUARTE, R. MARQUÍNEZ, J; FERNÁNDEZ-MENÉNDEZ, R.S. (2007) Incised channels and gully erosion in northern iberian peninsula: controls and geomorphic setting. *Catena*, 71: 267-278.
- SCHUMM, S.A. (1993) River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology* 101: 279-294.
- VIZIER, F. (1983) Étude des phénomènes d'hydrographie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. *Orstom*. 294p.