



ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL DO ALTO/MÉDIO RIO GRANDE - MG: GÊNESE DE RUPTURAS DE DECLIVE E DISTRIBUIÇÃO DE REGISTROS SEDIMENTARES

Éric Andrade Rezende^(a), Paulo de Tarso Amorim Castro^(b)

^(a) Departamento de Geologia/Universidade Federal de Ouro Preto, ear.88@hotmail.com

^(b) Departamento de Geologia/Universidade Federal de Ouro Preto, ptacastro@gmail.com

EIXO: SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS: ESTRUTURAS, DINÂMICAS E PROCESSOS

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo identificar as principais zonas de ruptura no perfil longitudinal do alto/médio Rio Grande, sul de Minas Gerais. Pretende-se analisar os possíveis condicionantes da gênese dessas feições, seus reflexos na distribuição de antigos registros sedimentares aluviais e na diferenciação entre as formas de relevo. Foram identificadas quatro zonas de ruptura que possuem origens distintas e marcante influência sobre as características geomorfológicas das áreas drenadas a montante e a jusante. A origem das quatro rupturas está relacionada aos seguintes fatores: (1) controle litológico; (2) superimposição sobre quartzitos; (3) controle litológico e tectônico, (4) retração erosiva. Variações na intensidade do entalhamento são condicionadas principalmente pela proximidade de soleiras geomórficas quartzíticas. A quarta zona de ruptura é a que mais claramente separa domínios geomorfológicos com diferentes níveis de rejuvenescimento. A montante ocorre o Graben de Ijaci, que concentra a maioria dos depósitos fluviais encontrados ao longo do vale.

Palavras chave: nível de base, incisão fluvial, terraços fluviais, morfotectônica, litoestrutura

1. Introdução

A gênese de rupturas de declive no perfil longitudinal de cursos fluviais pode estar associada basicamente a três condicionantes distintos: contraste litológico (BULL, 2007), movimentos tectônicos (LARUE, 2008; BURBANK & ANDERSON, 2011) e retração erosiva a partir de um rebaixamento do nível de base (SCHUMM 2005; CHARLTON, 2008; OLIVETTI *et al.* 2016). No primeiro caso a presença de uma rocha mais resistente à erosão fluvial a montante de uma rocha mais friável pode criar um desnível entre elas. Ou seja, a rocha mais resistente atua como uma soleira geomórfica. O segundo caso corresponde a um degrau gerado por uma falha com movimentação vertical relativamente recente. Já o terceiro caso pode resultar do rebaixamento do nível de base provocado por um dos processos anteriormente mencionados, e corresponde a uma vaga erosiva que se propaga para montante aproveitando-se de um gradiente localmente acentuado. Uma possibilidade alternativa é a gênese de rupturas a partir da superimposição de um canal sobre uma estrutura rochosa resistente que anteriormente encontrava-se recoberta por materiais mais suscetíveis à erosão. Uma combinação entre os diferentes tipos de gênese também pode ocorrer.



Cada um desses tipos de ruptura de declive resulta em dinâmicas fluviais diferenciadas entre os segmentos a montante e a jusante e, conseqüentemente em padrões de relevo também distintos. Nas rupturas controladas litologicamente, a rede de drenagem a montante tende a ser mais estável, com incisão pouco pronunciada ou agradação (BULL, 2007). Já no caso de controle tectônico, o bloco soerguido, a montante, tende a ter sua rede de drenagem rejuvenescida por incisão, enquanto no bloco a jusante a sedimentação pode se sobrepor (SCHUMM, 2005). Na retração de rupturas de declive, a passagem da vaga erosiva tende a deixar como registro um relevo dissecado, enquanto os compartimentos a montante permanecem mais estabilizados (SCHUMM, 2005; OLIVETTI *et al.*, 2016). Neste contexto, o presente trabalho tem como objetivo identificar as principais zonas de ruptura no perfil longitudinal do Rio Grande, a montante da usina hidrelétrica de Furnas, no sul de Minas Gerais (Figura 1). Além disso, pretende-se analisar os possíveis condicionantes da gênese dessas feições, seus reflexos na distribuição de antigos registros sedimentares aluviais e na diferenciação entre as formas de relevo.

A alta/média bacia do Rio Grande está localizada no contato entre a borda sul do Cráton do São Francisco e a zona de interferência entre os orógenos Brasília (NNW-SSE) e Ribeira (NE-SW), ambos desenvolvidos durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana, ocorrida no Neoproterozoico (HEILBRON *et al.*, 2004; TROUW *et al.*, 2013). Na região, o Rio Grande cruza por rochas cristalinas do embasamento paleoproterozoico-arqueano, metassedimentos proterozoicos dos grupos São João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Araxá, Canastra e Bambuí, além de granitoides neoproterozoicos (CAMPOS NETO *et al.*, 2004; HEILBRON *et al.*, 2004; ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012). De acordo com Saadi *et al.* (1998), a bacia do Rio Grande tem sua evolução geomorfológica ligada a variações do nível de base ocorridas desde o soerguimento pós-cretácico da Serra da Mantiqueira, que corresponde ao seu limite sul/sudeste.

2. Procedimentos metodológicos

O perfil longitudinal foi gerado no *software* ArcGis 10.3 tendo como base o modelo digital de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial de 30 m (USGS). Em seguida o perfil foi manipulado em planilha eletrônica, onde foi possível inserir a posição de limites litológicos, estruturas geológicas e níveis deposicionais mapeados em campo. Foi utilizado como base o Mapa Geológico de Minas Gerais (PINTO & SILVA, 2014), apoiado por mapas geológicos na escala de 1:100.00. Posteriormente foram identificados os diferentes segmentos do rio que encontram-se limitados pelas rupturas de declive. Também foram analisados os possíveis fatores associados a gênese das principais rupturas de declive e o papel destas como níveis de base que controlam a intensidade da incisão



fluvial. Para isso foi utilizado como apoio o trabalho de Rezende & Castro (2016), que representou cartograficamente a distribuição espacial do entalhamento fluvial na bacia do Rio Grande.

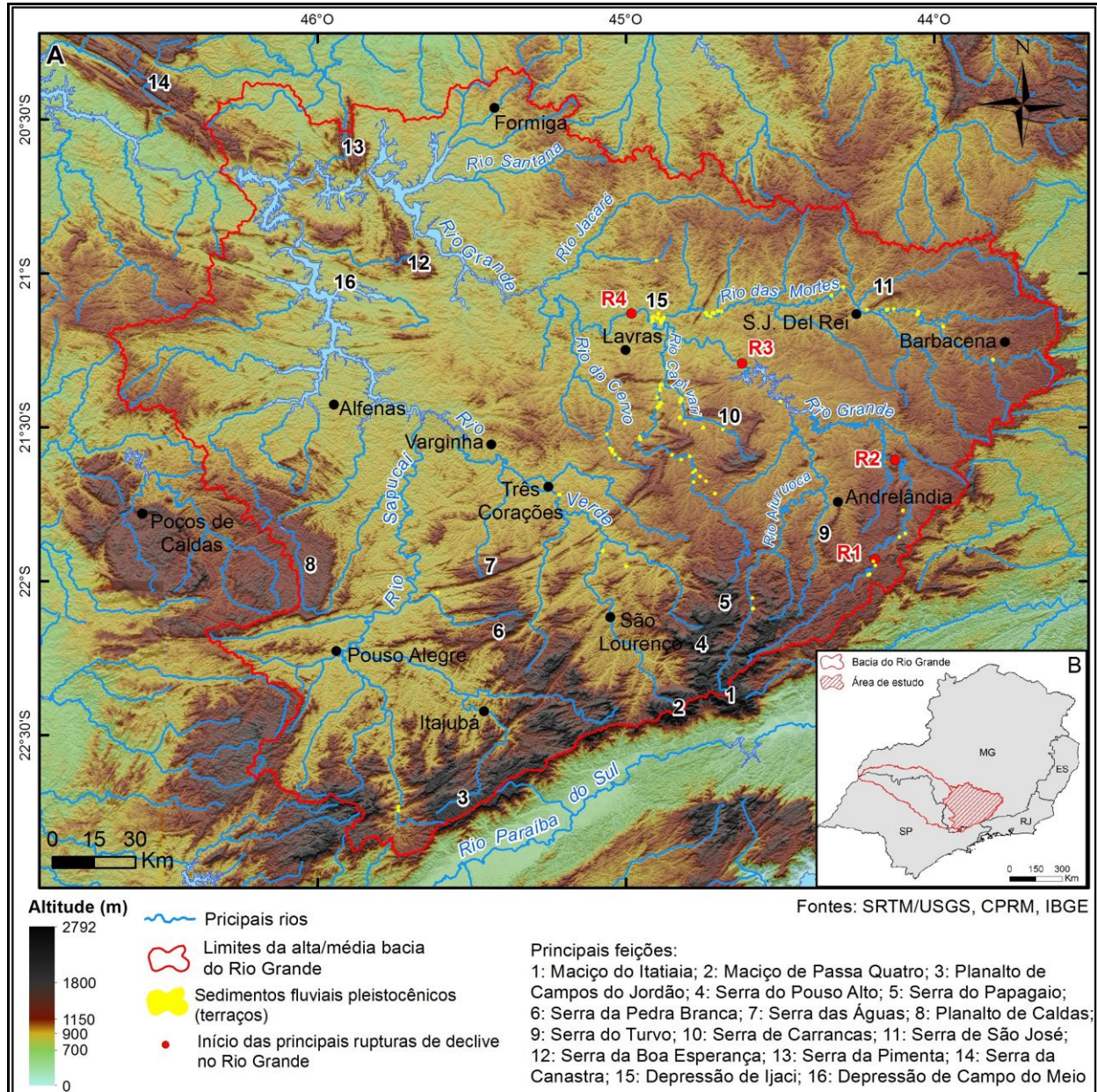


Figura 1 – Localização da área de estudo. A) Modelo digital de elevação com limites da bacia do Rio Grande a montante da barragem de Furnas e localização das principais zonas de ruptura no Rio Grande (R1, R2, R3, R4); B) Localização da bacia do Rio Grande no sudeste brasileiro.

Com o intuito de identificar a localização de possíveis rupturas de declive atualmente encobertas pela represa de Furnas foram consultados mapas antigos elaborados pela Secretaria de viação e obras públicas de Minas Gerais (1939). Nestes mapas (folhas Guapé e Alpinópolis) consta a localização das



principais cachoeiras e/ou corredeiras do Rio Grande na região de Guapé. No entanto, não há mapas topográficos anteriores ao represamento que permitam uma reconstituição fidedigna do perfil longitudinal na área inundada.

3. Resultados e discussões

O percurso do Rio Grande até a barragem de Furnas totaliza 722 km de extensão e um desnível de aproximadamente 1500 m desde a sua nascente na Serra da Mantiqueira. Há predomínio de um baixo gradiente na maior parte do seu trajeto, conforme mostra a Figura 2. Seu perfil longitudinal aponta a presença de quatro zonas de ruptura principais e pode ser dividido em seis segmentos (Tabela 1). O ponto inicial de cada ruptura está representado na Figura 1. Nenhuma delas está associada à desembocadura de grandes tributários que possam causar um significativo aumento local da vazão.

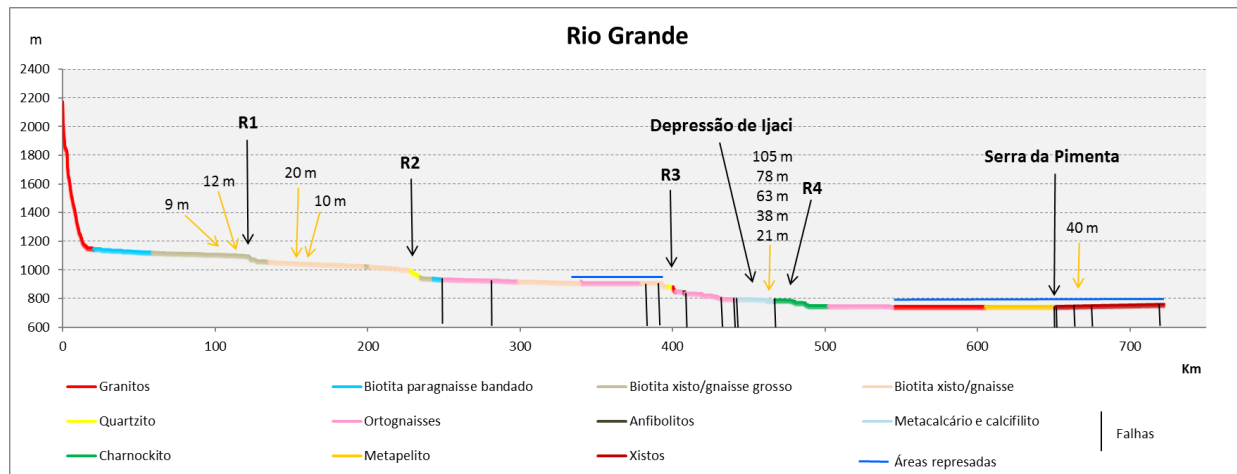


Figura 2 – Perfil longitudinal do Rio Grande com localização das principais rupturas (R1, R2, R3, R4). Setas laranjas indicam a localização de antigos depósitos aluviais e suas respectivas alturas aproximadas em relação ao canal. Observações: Falhas traçadas verticalmente para representação simplificada. Áreas represadas (sob traço azul) não refletem a altitude real do leito. Faixas muito estreitas de determinadas litologias não foram representadas por questão de escala. Fonte das informações geológicas: Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (PINTO & SILVA, 2014), com apoio de mapas na escala de 1:100.000.

Nos 14 primeiros quilômetros há um desnível de 995 m, que se traduz em um gradiente muito elevado (71 m/km). Nesse trecho inicial o rio encontra-se adaptado a uma falha de direção ENE e assume a forma de corredeiras sobre leito rochoso granítico. As cristas que limitam o vale chegam a superar 2000 m de altitude em diversos pontos. Portanto, é um trecho com predomínio absoluto dos processos erosivos sobre os deposicionais, o que resulta na total ausência de antigos registros sedimentares aluviais. Os únicos depósitos existentes são os oriundos dos movimentos de massa que afetam as vertentes escarpadas adjacentes. A ausência de marcadores impede uma avaliação precisa do entalhamento processado pelo Rio



Grande ao longo do Quaternário. No entanto, o vale em V, as vertentes escarpadas e o acentuado gradiente sugerem uma intensa incisão fluvial. Esse cenário é compatível com os resultados obtidos por Rezende & Castro (2016), onde as cabeceiras do Rio Grande aparecem como uma das áreas potencialmente mais soerguidas da bacia. Rezende *et al.* (2013) estimaram a taxa média de denudação dessa porção da alta bacia do Rio Grande através da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be em sedimentos fluviais. A taxa calculada foi de $14,53 \pm 0,5$ mm/ka e posteriormente revisada para $17,2 \pm 0,7$ mm/ka, em um período de integração correspondente a 32,1 mil anos (Salgado *et al.* 2016). Trata-se de uma taxa que reflete a média dos processos denudacionais em toda a área a montante do ponto de amostragem. As características geomorfológicas da área sugerem que a taxa de incisão quaternária desse trecho do Rio Grande deva ser consideravelmente superior à taxa média de denudação mensurada.

Após os 14 quilômetros iniciais o Rio Grande passa a apresentar um gradiente muito baixo associado a um padrão meandrante e a uma ampla planície de dimensões anômalas. Essa brusca mudança em relação ao segmento anterior ocorre próxima ao contato entre granitos, a montante, e paragneisses, a jusante (Figura 2). O segmento de baixo gradiente (0,74 m/km) persiste até a primeira zona de ruptura no perfil longitudinal, localizada a 122 km da nascente, logo a jusante da cidade de Bom Jardim de Minas. A atual colmatção do vale é resultado do grande aporte sedimentar oriundo das cabeceiras montanhosas somado à presença de uma soleira quartzítica que atua como um nível de base regional junto à primeira ruptura de declive. O contraste entre vales entulhados e encostas declivosas ($> 25\%$) sugere uma mudança relativamente recente nos processos fluviais predominantes, onde a deposição se sobrepôs à incisão. Um controle tectônico local na forma de pequenos grabens pode ter acentuado essa tendência deposicional recente, como sugerem as frequentes facetas triangulares em parte das escarpas que limitam o vale. O paralelismo com as estruturas ENE do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI *et al.*, 2004) e a presença de estruturas cenozoicas de mesma direção ali mapeadas pelo NEOTEC (MORALES *et al.*, 2014) reforçam essa hipótese. Apenas após os 100 km iniciais surgem os primeiros depósitos fluviais cascalhosos dispostos em terraços pouco acima da planície e com desnível crescente em relação à calha (10 a 18 m).

A primeira zona de ruptura possui um desnível de aproximadamente 21 m ao longo de 920 m de corredeiras (Figura 3A). Está sobre a formação Arantina, composta predominantemente por gnaisses e xistos. Na margem direita há um contato mapeado com a Formação São Tomé das Letras, composta por quartzitos. Localmente, os quartzitos que afloram nos trechos de corredeiras não deixam dúvida sobre o controle litológico na formação da ruptura. Sua maior resistência em relação aos gnaisses/xistos, situados a jusante, é responsável pela formação do degrau no perfil longitudinal. A leste desse trecho do rio



(margem direita) os quartzitos sustentam serras com altitudes superiores a 1500 m (serras do Governo e São Pedro). Não há falhas mapeadas nas proximidades da ruptura.

Tabela I – Extensão, gradiente, litologia e amplitude do vale nos segmentos identificados (inclui zonas de ruptura)

Segmento	Gradiente total do segmento	Litologia principal	Registros sedimentares/ amplitude de relevo
1 (0 a 14 km)	71 m/km (2173 – 1178 m)	Granito	Leito rochoso. Ausência de planície e de terraços fluviais. Amplitude de relevo do vale acima de 200 m.
2 (14 a 122 km)	0,74 m/km (1178 – 1098 m)	Gnaisse	Ampla planície aluvial na maior parte do segmento. Um nível deposicional com ocorrências esparsas entre 10 e 18 m acima da calha atual. Amplitude de relevo do vale entre 100 e 200 m, em média.
3 (122 a 228 km)	0,94 m/km (1098 – 998 m)	Xisto/gnaisse e quartzito	Planície de dimensão restrita ou ausente. Dois níveis deposicionais com ocorrência restrita a 20 m e 10 m acima do canal atual. Amplitude de relevo do vale entre 50 e 100 m, em média.
4 (228 a 400 km)	0,74 m/km (998 – 870 m)	Quartzito, xisto/gnaisse, gnaisse e ortognaisses	Planície de dimensão restrita, ausente ou represada. Ausência de terraços fluviais (apenas um depósito no baixo curso de um afluente a ~ 23 m acima do canal). Amplitude de relevo do vale entre 50 e 100 m, em média.
5 (400 a 479 km)	1,08 m/km (870 – 785 m)	Quartzito, granito, ortognaisse, metacalcário/calcifilito, charnockito	Planície de dimensão restrita ou ausente e terraços ausentes a montante e a jusante da Depressão de Ijaci. Ampla planície e cinco níveis deposicionais na Depressão de Ijaci. Amplitude de relevo do vale entre 50 e 100 m, em média.
6 (479 a 722 km)	0,47 m/km (785 – 670 m)	Charnockito, ortognaisse, granito, metapelito, xisto, quartzito	Planície ausente, restrita ou represada. Amplitude de relevo do vale entre 60 e 120 m, em média.

Logo após, o Rio Grande adentra um novo segmento de baixo gradiente que perdura até a segunda zona de ruptura, localizada a 228 km da nascente (Figura 2), a jusante da cidade de Santana do Garambéu. A área drenada por esse seguimento apresenta um relevo mais suave que a área a montante, o que indica uma maior estabilidade do nível de base durante o Neocenoico (REZENDE & CASTRO, 2016). Contudo, registros sedimentares também são raros, a exemplo do que ocorre no segmento anterior. Apenas dois depósitos aluviais foram encontrados, a 20 m e 10 m acima da calha atual. A planície passa a ter dimensões mais modestas e em alguns trechos deixa de ocorrer.

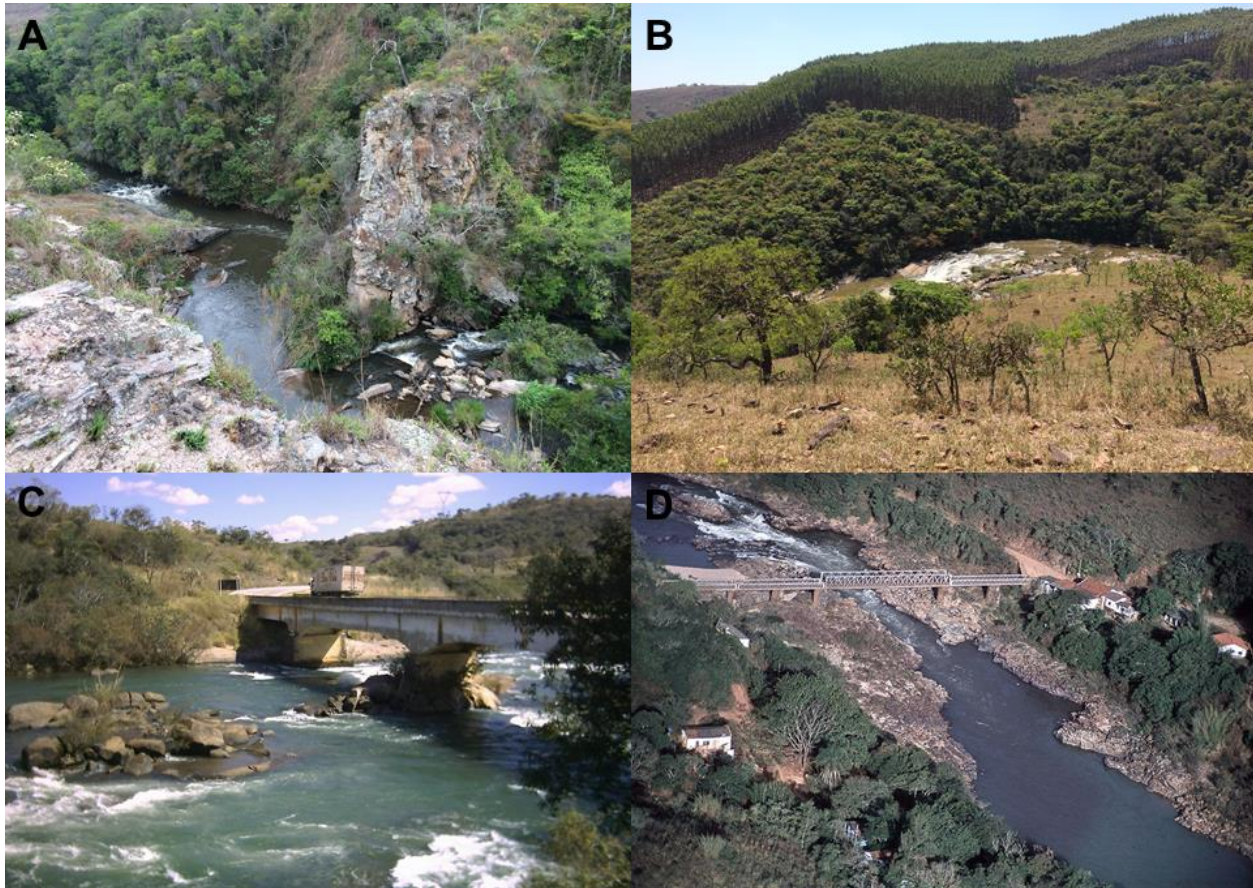


Figura 3 – Fotos das quatro principais zonas de ruptura no alto/médio Rio Grande. A) Primeira ruptura – Bom Jardim de Minas; B) Parte da segunda ruptura – Santana do Garambéu; C) Parte da terceira ruptura – BR-265, Nazareno/Itutinga; D) Parte da quarta ruptura – antiga ponte do Funil hoje submersa – Lavras/Perdões. Autoria das fotos: A e B: próprias; C: Paulo Nogueira; D: Ana Nogueira.

A segunda zona de ruptura possui um desnível de 50 m e estende-se por 7,8 km de corredeiras descontínuas (6,4 m/km) entre a Serra dos Cataguases (Figura 3B). Não está relacionada diretamente a nenhum contato litológico e também não há falhas mapeadas em sua extensão. Está em sua maior parte sobre quartzitos, o que sugere que as corredeiras são uma resposta do rio a maior necessidade de energia para erodir tais rochas. O estabelecimento do canal transversalmente a serra quartzítica constitui uma anomalia cuja origem deve estar relacionada à superimposição do Rio Grande e de seus afluentes sobre as estruturas dobradas e falhadas ao sul do Cráton do São Francisco. O declive gradual da zona de ruptura indica um processo já bastante avançado de desgaste erosivo. A falha mapeada mais próxima está cerca de 19 km a jusante, no contato entre o Sistema de *Nappes* Andrelândia e o embasamento Paleoproterozoico/Arqueano (TROUW *et al.*, 2013). Um recuo erosivo a partir de uma possível reativação desta falha também pode ter contribuído para a gênese das corredeiras. O papel dos quartzitos como



soleira é relativamente limitado, já que não há acumulação aluvial significativa a montante da garganta/ruptura.

O quarto segmento também é caracterizados por um baixo gradiente que persiste até a usina hidrelétrica de Itutinga, próximo a cidade homônima e a 400 km da nascente. A construção das usinas hidrelétricas de Itutinga e, principalmente, de Camargos (36 m de altura) na década de 50 inundou boa parte desse segmento do Rio Grande. Esse fato prejudica tanto análise do perfil longitudinal gerado a partir de MDE, como a identificação de possíveis depósitos sedimentares. Contudo, o predomínio de colinas de baixa amplitude indica que esse é o segmento do Rio Grande onde a incisão fluvial foi menos intensa (REZENDE & CASTRO, 2016).

A soleira formada pelo quartzito Itutinga deve ser a principal responsável pela relativa estabilidade do nível de base no trecho em questão. Curiosamente não foram encontrados depósitos fluviais diretamente associados ao Rio Grande, o que dificulta a avaliação da incisão no trecho. O único depósito encontrado está no baixo curso do Ribeirão do Clemente, um afluente da margem esquerda, a cerca de 23 m acima do canal (atualmente represado). Contatos entre ortognaisses, granitoides e xistos/gnaisses não condicionam nenhuma ruptura no perfil longitudinal.

Não é possível localizar o início da terceira zona de ruptura (Figura 3C) com precisão devido aos represamentos. No entanto, seu topo aparenta estar associado ao contato entre quartzitos da Formação Itutinga e granitos/granodioritos, no local da antiga “Cachoeira de Itutinga” e logo a jusante de uma pequena garganta onde o rio cruza a Serra do Ouro Grosso. Essa zona declivosa sobre leito rochoso ocorre na forma de corredeiras descontínuas que se estendem por 30 km e cortam ortognaisses, anfíbolitos, dioritos e gabros, assim como a zona de cisalhamento de Nazareno (ENE). O desnível total é de aproximadamente 60 m (2 m/km). A continuidade das corredeiras por vários quilômetros indica também um processo de rejuvenescimento ativo provocado por um rebaixamento do nível de base no “Graben de Ijaci”, que será detalhado à frente. O desequilíbrio do trecho pode ainda ter sido acentuado por movimentações recentes da zona de cisalhamento de Nazareno, como já sugerido por Rezende & Castro (2016). Portanto, a morfologia atual da extensa zona de ruptura é um resultado da conjunção de controles litológicos, tectônicos e erosivos.

O quinto segmento possui uma extensão de 48 km e é caracterizado por um baixo gradiente no perfil longitudinal após as corredeiras iniciais. Há um notável decréscimo nas altitudes em relação à área drenada pelo segmento anterior (Figura 1), o que reforça o papel da terceira ruptura como um importante nível de base. A maior parte desse segmento está inserida em uma pequena depressão situada na região de Ijaci, junto à desembocadura de dois importantes afluentes: os rios Capivari e das Mortes. Essa depressão possui altitudes entre 800 e 840 m e é limitada por elevações entre 900 e 1020 m. A área deprimida foi



chamada de “Graben de Ijaci” por Quéméneur *et al.* (2003) e coincide aproximadamente com uma ocorrência de metacalcários do Grupo Carandaí, limitada por falhas de direção NNE e ESE. As duas estruturas NNE, perpendiculares ao rio e paralelas à Serra de Bom Sucesso, foram mapeadas como falhas cenozoicas por Saadi (1991), que também interpretou a área como um graben em seu “esboço morfotectônico da bacia do alto Rio Grande”. Dehler & Machado (1998) sugerem um importante componente de movimentação normal nas zonas de cisalhamento que delimitam a depressão a sul e leste. Os extensos depósitos aluviais ali presentes, hoje parcialmente encobertos pelo reservatório do Funil, não encontram paralelo em nenhum outro trecho do alto/médio Rio Grande. Há pelo menos cinco níveis deposicionais com topos a cerca de 105, 78, 63, 38 e 21 metros acima do canal. Nas proximidades da confluência com o Rio das Mortes há exposições com cerca de 30 m de espessura. A ampla planície encontra-se atualmente submersa.

As características citadas indicam que a depressão de Ijaci esteve periodicamente sob subsidência durante o Quaternário. Essa subsidência relativa ao entorno foi intercalada com episódios de incisão, o que explica o escalonamento dos níveis deposicionais. Sismos registrados pelo Observatório Sismológico da UNB nos últimos anos constituem mais uma evidência da atividade neotectônica na região. O rebaixamento do nível de base associado a esse graben certamente foi um dos responsáveis pela gênese da terceira zona de ruptura, citada anteriormente, já que as corredeiras estão posicionadas poucos quilômetros a montante da área subsidente. Portanto, trata-se de uma região chave para o entendimento da evolução geomorfológica da bacia do Rio Grande.

A 479 km da nascente e a poucos quilômetros do graben de Ijaci tem início uma nova zona de ruptura inteiramente situada sobre charnockitos (Figura 2 e 3D). Essa zona de ruptura possui extensão de 11,5 km e desnível de 35 m, o que resulta em um gradiente de 3,1m/km. Atualmente está sob as águas da Represa do Funil, concluída em 2002. Não há falhas mapeadas ou contatos litológicos associados diretamente a ela. Deste modo, sua atual posição deve ser resultante da retração de um *knickpoint* gerado a jusante. Pouco após o fim das corredeiras o rio se estabelece no contato entre charnockitos e ortognaisses, e em seguida passa a correr apenas sobre ortognaisses dos complexos Campo Belo e Campo Gerais. Portanto, é provável que o *knickpoint* original tenha sido gerado no contato entre o Charnockito Ribeirão Vermelho, mais resistente, e os ortognaisses, mais frágeis. Zonas de cisalhamento e diques de direção WNW-ESSE, abundantes a oeste de Lavras, também podem ter contribuído para uma maior incisão local do Rio Grande e conseqüentemente para o rebaixamento do nível de base necessário para formação da anomalia no perfil longitudinal. É interessante notar que a jusante dessa ruptura passa a predominar um entalhamento fluvial superior a 80 m na área drenada pelo Rio Grande (REZENDE & CASTRO, 2016), o que sugere um maior rejuvenescimento do relevo em relação à área drenada pelos segmentos 4 e 5.



Após a quarta zona de ruptura tem início um longo segmento de baixo gradiente, cujo final não é possível identificar com precisão devido ao represamento causado pela barragem de Furnas. Os contatos entre charnockitos, ortognaisses, granitos e metapelitos não aparentam condicionar rupturas significativas no perfil longitudinal. É provável que esse segmento pouco declivoso persista pelo menos até a garganta onde o Rio Grande cruza a Serra da Pimenta, constituída por quartzitos e localizada a sudoeste de Formiga (Figura 1). A jusante dessa drenagem transversal os diversos afloramentos quartzíticos intercalados a metapelitos condicionam vales mais profundos, por vezes bordejados por escarpas. Mapas produzidos pela Secretaria de viação e obras públicas de Minas Gerais (1939) indicam a presença de pelo menos sete cachoeiras/corredeiras entre a Serra da Pimenta e a Serra do Cigano, onde foi construída a barragem de Furnas. Portanto, o perfil longitudinal construído através dos dados SRTM não reflete o gradiente real devido ao represamento. A sequência de corredeiras entre as serras citadas constituía originalmente uma extensa zona declivosa anômala também associada a superimposição do Rio Grande sobre as estruturas da Faixa Brasília. Nesse último segmento foi encontrado um único depósito, localizado em Guapé, alguns quilômetros a jusante da garganta na Serra da Pimenta e a uma altura estimada de 40 m em relação ao canal.

Após a barragem, situada logo a jusante de uma falha normal, o Rio Grande adentra uma depressão com altitudes predominantes entre 650 e 750 m. Localizada aos pés da Serra da Canastra, essa depressão pode ser interpretada como um compartimento análogo à Depressão Periférica Paulista, com a diferença que nesta última afloram rochas sedimentares paleozoicas, enquanto na primeira afloram rochas pré-cambrianas. Essas depressões foram escavadas na borda oriental da bacia sedimentar do Paraná a partir do Paleoceno/Eoceno (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2014), o que constitui um marco temporal do início da superimposição das principais drenagens regionais sobre as estruturas da Faixa Brasília. As numerosas gargantas que cortam cristas com altitudes superiores a 1200 m são registros desse processo de superimposição que foi fundamental para a elaboração do relevo da bacia do Rio Grande durante o Cenozoico.

4. Considerações Finais

Entre a sua nascente e a barragem de Furnas o Rio Grande apresenta quatro zonas de ruptura de declive principais em seu perfil longitudinal. Cada uma dessas feições possui uma origem distinta, porém, guardam em comum a marcante influência sobre as características geomorfológicas das áreas drenadas a montante e a jusante. A primeira ruptura atua como uma soleira geomórfica e tem sua gênese relacionada a um controle litológico. A segunda é uma drenagem transversal, resultante da superimposição sobre quartzitos. A terceira é a mais extensa e de origem mais complexa, já que seu topo possui um controle



litológico, enquanto a jusante a subsidência episódica do Graben de Ijaci e a provável reativação da zona de cisalhamento de Nazareno geraram um trecho em desequilíbrio marcado pela presença de diversas corredeiras. A quarta é resultante de um recuo erosivo a partir de um contato entre charnockitos e ortognaisses. A análise de mapas antigos confirmou ainda a existência de uma quinta sequência de corredeiras no final do trecho estudado e que atualmente encontra-se encoberta pela Represa de Furnas. Antigos depósitos fluviais são raros ao longo do vale, o que demonstra o predomínio de condições desfavoráveis à sua deposição e/ou preservação. A região do Graben de Ijaci concentra a maioria das ocorrências, localmente distribuídas em pelo menos cinco níveis deposicionais escalonados que indicam a alternância entre períodos de deposição e incisão. A existência de terraços fluviais a mais de 70 m acima do canal atual evidencia um considerável entalhamento do vale durante o Quaternário com o consequente rejuvenescimento do relevo regional. Variações na intensidade do entalhamento são condicionadas principalmente pela proximidade de soleiras geomórficas constituídas por quartzitos. A quarta zona de ruptura é a que mais claramente separa domínios geomorfológicos com diferentes níveis de rejuvenescimento. A jusante, se configura uma depressão com relevo predominantemente mais dissecado, altitudes inferiores a 900 m e notável escassez de depósitos fluviais. A montante, a altitude dos níveis planálticos cresce progressivamente em direção às cabeceiras na Serra da Mantiqueira e os registros sedimentares são mais frequentes.

Bibliografia

- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012.
- BULL, W. B. **Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology**. John Wiley & Sons, 2008. 316 p.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. John Wiley & Sons, 2011. 454 p.
- CAMPOS NETO, M. C. *et al.* Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 4, n. 1, p. 13–40, 2004.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Abingdon: Routledge, 2007. 234 p.
- DEHLER N. M.; MACHADO R. Análise geométrica e cinemática das rochas metassedimentares da região de Ijaci, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 413-418, 1998.
- HEILBRON, M. *et al.* Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.; (org) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.



LARUE, J. P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, v. 93, n. 3-4, p. 398–420, 2008.

MORALES, N. *et al.* Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014, Salvador, **Anais**, CD-ROM.

OLIVETTI, V. *et al.* Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 444, p. 179–191, 2016.

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J. P. Reflexões sobre a gênese da serra geral e da depressão periférica paulista: o exemplo da região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 35, n. 1, p. 47-59, 2014.

PINTO C. P.; SILVA M. A. **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Codemig/CPRM, 2014.

QUÉMÉNEUR J. J. G. *et al.* Geologia da Folha Lavras. In: PEDROSA SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I**. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais, p. 259-319, 2003.

REZENDE E.A. *et al.* Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rifte Continental do Sudeste do Brasil: Uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 221-234, 2013.

REZENDE, E. A.; CASTRO, P. T. A. Variação espacial e condicionantes do entalhamento fluvial na bacia do Rio Grande, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 4, 2016.

RICCOMINI, C. SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A. CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

SAADI, A. **Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais - tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SAADI, A.; SILVA, L. M.; MAGALHÃES, JR. A. P. Contribuição à discussão das superfícies de aplainamento no sudeste brasileiro, com base na análise quantitativa da paleotopografia do sul de Minas Gerais. **Geosul**, v. 14, n. 27, p. 569-571, 1998. (Edição especial, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2).

SALGADO A.A.R. *et al.* Relief evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil revealed by in situ-produced ¹⁰Be concentrations in river-borne sediments. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 67, p. 89–99, 2016.

SCHUMM, S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 2007.

TROUW, R. A. J. *et al.* A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 43–57, 2013.