

Artigo de Pesquisa

Pode uma voçoroca resultar da evolução de voçorocas conectadas e desconectadas?

May a single gully evolve from connected and disconnected gullies?

Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira ¹, Reginaldo Lemos ² e Lucas Rocha Pinto ³

¹ Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências, Florianópolis, Brasil. maroliv@cfh.ufsc.br.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9145-4870>

² Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geologia, Florianópolis, Brasil. regi.lemos@hotmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9436-0909>

³ Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geologia, Florianópolis, Brasil. lcsrch91@hotmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0009-0003-7476-277X>

Recebido: 03/03/2023; Aceito: 21/07/2023; Publicado: 15/09/2023

Resumo: O planalto de colinas policonvexas que sustenta as bacias hidrográficas do curso médio do Rio Paraíba do Sul é constituído por terrenos de idades neoproterozóicas cujos mantos de intemperismo possuem espessuras tão variáveis quanto a diversidade faciológica de suas matrizes rochosas. Esses terrenos foram expostos aos impactos da pecuária extensiva sobre solos empobrecidos pelos cafezais do século XIX, trazendo para o presente exemplo de vertentes altamente degradadas. Mapeamento de voçorocas na área gerou modelo evolutivo que prevê a integração de voçorocas conectadas e desconectadas da rede hidrográfica, gerando voçoroca única e extensa. Este trabalho apresenta a evolução de um sistema de voçorocas selecionado em 1984 como área tipo para avaliar a integração prevista. Registros pretéritos são combinados com levantamento aerofotogramétrico de alta resolução por VANT, medições de campo e prospecção por georradar (GPR), demonstrando o estágio de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas. Devido à alta resolução dos métodos, cada caso de voçoroca gerou estudo aprofundado, revelando associações entre morfogênese quaternária, geometria de encostas e voçorocamento. Após quatro décadas de monitoramento, o sistema de voçorocas está no limiar da integração prevista, e ainda ressalta os riscos associados à difusão insuficiente de conhecimento científico sobre a evolução de voçorocas e vertentes.

Palavras-chave: VANT; Voçorocamento; Integração; GPR; Concavidades.

Abstract: The hilly plateau where the basins of the middle Paraíba do Sul River evolve is covered by weathering mantles which thickness is so variable as the local Neoproterozoic bedrocks. Soils in the area have been exposed to the impacts of extensive livestock farming after depletion by coffee plantations during the 19th century, bringing to the present examples of highly degraded slopes. Mapping gullies at the study area led to a conceptual model of gully evolution that predicts the integration between connected and disconnected gullies into a unique long gully. This study presents the actual evolution of a system of gullies that is selected since 1984 for testing those predictions. Records from past surveys are combined with recent measurements, high-resolution UAV photogrammetry and GPR survey, showing the stage of the connected and disconnected gully system in 2023. Due to the method's high resolution, each gully case brings an in-depth study, drawing associations between Quaternary morphogenesis, slope geometry and gullying. After four decades of monitoring, the gully system is at the threshold of integration. And it still highlights the risks of insufficient diffusion of information about the evolution of gullies and slopes.

Keywords: UAV; Gullying; Integration; GPR; Hollows.

1. Introdução

Resultados de pesquisa sobre mapeamento de voçorocas concluída na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) foram apresentados em 1984 no 1º Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada (SBGFA), em Rio Claro (SP). O estudo contemplou seis municípios do vale do Rio Paraíba do Sul, três no estado de São Paulo (Bananal, Arapeí e São José do Barreiro) e três no do Rio de Janeiro (Rio Claro, Barra Mansa e Resende). O maior número de ocorrências foi registrado em Bananal (SP), em função das bases que foram usadas para a estadia em campo. Considerando o acolhimento no simpósio, o estudo foi publicado, tipificando voçorocas conectadas à rede hidrográfica; voçorocas desconectadas da rede hidrográfica; voçorocas que resultariam da integração temporal das conectadas e desconectadas, e voçorocas provocadas por ação antrópica recente (OLIVEIRA; MEIS, 1985). O termo “voçoroca” foi usado segundo a sua definição dimensional, diferenciando-o do de ravina por suas respectivas larguras e profundidades (IMENSON; KWAAD, 1980). A definição utilizada neste trabalho, considera voçoroca qualquer incisão erosiva com dimensões de canal superiores a 1,0 metro de largura e de profundidade. Essas dimensões são arbitrárias, e devem ser definidas localmente e/ou regionalmente. No que toca aos processos, a tipologia associa voçorocas conectadas a fluxos subsuperficiais; voçorocas desconectadas a fluxos superficiais; voçorocas integradas a interações complexas de fluxos, e voçorocas antrópicas a fluxos induzidos por intervenções diversas.

A concentração estatística de voçorocas em encostas de geometria côncava (OLIVEIRA; MEIS, 1985), em planta e em perfil, motivou estudo que relaciona processos hidrológicos, topografia, geometria de depósitos colúvio aluvionares e erosão por voçorocas (OLIVEIRA, 1989). Esse estudo foi seguido de versão mais bem ilustrada dos desdobramentos geomorfológicos da tipologia original (OLIVEIRA, 1990). Considerando dúvidas provocadas pelo estudo de 1989 relativas à geometria de unidades colúvias (FERNANDES; COELHO NETTO; LACERDA, 1994), artigo mais bem documentado suscitou discussão hidrológica em ambiente mediterrâneo e alpino (COSANDEY; OLIVEIRA, 1996), devido ao foco sobre a dinâmica espacial de fluxos torrenciais, então relativamente frequentes na Europa meridional (e.g. LATRON; GALLART, 2007; LANA-RENAULT et al., 2014). Os desdobramentos do mapeamento que atingiram maior repercussão foram os de 1989, seguidos pelos de 1996, 1985 e 1990, respectivamente, levando à transformação da tipologia original em modelo conceitual de evolução de voçorocas e de fluxos erosivos e deposicionais em relevo forte ondulado e montanhoso. Segundo esse modelo, voçorocas e fluxos desconectados e conectados à rede hidrográfica evoluiriam, podendo se integrar espacialmente, gerando fenômeno unitário em bacias de ordem zero.

Várias causas podem ser apontadas para a consolidação da tipologia de voçorocas como modelo conceitual. Talvez a de maior apelo seja o seu conteúdo empírico, pois a tipologia surgiu diretamente da experiência de campo, conjugada com a abordagem metodológica adotada, focada no mapeamento de diferentes casos de erosão isolados no espaço, cada qual com suas características dimensionais, ocupando diferentes setores de encostas. Algumas voçorocas mapeadas no município de Barra Mansa (RJ) ocupam todo o comprimento das encostas, com canais que compartilham características geomorfológicas tanto de voçorocas conectadas quanto de desconectadas, associadas a segmentos distintos de encosta. Essas ocorrências permitiram concluir que os casos pontuais já mapeados poderiam ser organizados na classificação sequencial que levou à tipologia evolutiva de erosão por voçorocas (OLIVEIRA; MEIS, 1985). Na etapa de apresentação final do mapeamento o processo cognitivo de integração ganhou contornos teóricos, quando tomamos conhecimento da aplicação de um certo “princípio de ergodicidade” em geomorfologia (CHRISTOFOLETTI, 1973). Trata-se de hipótese da física segundo a qual a probabilidade de ocorrência de eventos individuais dispersos no espaço tende a ser proporcional à probabilidade de os mesmos eventos se concentrarem em um local ao longo do tempo. Hoje, poucas formulações traduziriam melhor a visão que foi provocada pelas ocorrências de Barra Mansa (RJ), oferecendo suporte probabilístico a meras impressões de campo.

Convém ressaltar que o mapeamento foi realizado em terrenos que marcaram época como exemplos das morrarias tropicais da geomorfologia climática que dão nome a um dos domínios morfoclimáticos brasileiros (BEAUDET; COQUE, 1994). O mapeamento de voçorocas gerou tipologia simples e intuitiva de feições erosivas nesses terrenos históricos. Outro fator importante para a aceitação do modelo evolutivo é o volume e a qualidade das pesquisas realizadas no entorno do município de Bananal (SP) (MEIS; MOURA, 1984; MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; MOURA; MELLO, 1991; FERNANDES; COELHO NETTO; LACERDA, 1994; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; MOURA E SILVA, 1998; COELHO NETTO ET AL., 2003). Com efeito, a área do estudo possui características que a transformaram em um verdadeiro laboratório de campo de geomorfologia em

terrenos colinosos do Sudeste do Brasil, propiciando estudos geomorfológicos de amplo espectro temporal. Nesse contexto, o conceito de fluxos e de incisões erosivas que ocorrem em diferentes setores de vertente, estabelecendo conexões espaciais ao longo do tempo, revelou-se fértil; não apenas para estudos relacionados à erosão por voçorocas, mas também associados à morfogênese e à tipologia de relevos policôncavos no Sudeste brasileiro (e. g. MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; MOURA, 1995).

Desde 1985, os desdobramentos do conceito foram explorados em diferentes contextos geográficos, geomorfológicos e mesmo planetológicos (LUO; HOWARD, 2008). O conceito é discutido em estudos variados (CASTRO; MELLO; PEIXOTO, 2002; SALGADO ET AL., 2008; UAGODA; COELHO NETTO; AVELAR, 2009), em generalizações e modelagens espaciais e processuais (BONNEL, 1998; DEWALS et al., 2012; JURCHESCU; GRECU, 2015; BOVI et al., 2019; LANA; CASTRO; LANA, 2022), em estudos de caracterização de processos e de feições erosivas (BILLI; DRAMIS, 2003; AUGUSTIN; ARANHA, 2008; LI et al., 2016); em estudos de controle da erosão (SHIELDS et al., 2005; KATZ; DANIELS; RYAN, 2014), em desdobramentos paleoambientais e hidrológicos (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; SHAKESBY; WHITHLOW, 1991; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; BOTHA; WINTLEB; VOGEL, 1994; RINDERER et al., 2016), em trabalhos de revisão bibliográfica (e.g. THOMAS, 1994; CASTILLO; GÓMEZ, 2016) e em trabalhos de classificação e mapeamento de voçorocas (SILVA; VIEIRA, 2021; THWAITES et al., 2022).

Ainda em 1984 foi definida área tipo para monitorar a evolução de um sistema de voçorocas conectadas e desconectadas na área do mapeamento. Os primeiros resultados do monitoramento foram publicados treze anos mais tarde (OLIVEIRA, 1997), demonstrando tendência evolutiva compatível com a hipótese de integração prevista. Retomando o estudo da área tipo neste trabalho, nós utilizamos o Google Earth para reconhecimento remoto das ocorrências erosivas. Sobrepondo imagens em ordem cronológica, fica claro que intervenções antrópicas alteraram a evolução prevista pela tipologia original, modificando as linhas teóricas de escoamento definidas pela topografia e pelo subsolo (DUNNE, 1980; DUNNE, 1990). As imagens também revelam a presença inusitada de voçoroca que surgiu no sistema a partir do registro do ano de 2010. A gênese dessa nova voçoroca é difícil de determinar com segurança pelas imagens disponíveis, que contêm lacunas anteriores a 2010. Além disso, as características geomorfológicas do canal erosivo são ambíguas nas imagens remotas, impedindo o seu enquadramento na tipologia original e, fato mais interessante, colocando em questão tanto a tipologia quanto o modelo evolutivo de voçorocas.

Transcorridas praticamente quatro décadas do trabalho de mapeamento de voçorocas, a evolução factual do sistema monitorado trouxe finalmente desafios à ideia de integração de voçorocas prevista pelo modelo. O que a retomada do monitoramento demonstraria quanto à integração proposta pelo modelo? Seria essa integração apenas uma ideia sedutora, dissociada de fatos demonstráveis? Qual a dinâmica evolutiva do sistema de voçorocas durante os últimos 26 anos? Haveria ainda indícios suficientes em campo para categorizar a nova voçoroca? Como pretendemos demonstrar a seguir, os resultados obtidos ressaltam o papel de interações simples entre geomorfologia de precisão, estruturas subterrâneas e agentes erosivos, fornecendo evidências de um processo de integração que ainda está em curso no sistema, apesar da interferência significativa que foi provocada por pequenas intervenções antrópicas sobre o relevo local.

Este artigo apresenta resultados de observações e de medições de campo, de modelagem aerofotogramétrica de detalhe e de geofísica rasa, associados ao monitoramento de um sistema de voçorocas desconectadas e conectadas à rede hidrográfica durante 39 anos. Desde 1985 o monitoramento visa testar a base factual do modelo de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas. Porém, as modificações recentes sofridas pelo sistema de voçorocas tornam a caracterização da nova voçoroca no sítio objetivo importante do estudo, de modo a avaliar a consistência de um modelo conceitual de erosão que foi largamente utilizado nas últimas décadas.

O estudo de voçorocas diversas no mesmo local (área tipo); o volume importante de informação obtida, e a sua associação com discussões científicas de longa data dão ao trabalho caráter de revisão metodológica e conceitual. Em função disso, o plano de exposição dos resultados e das discussões é desenvolvido na mesma seção (3. Resultados e Discussão), segundo os tipos de voçorocamento. Com exceção da subseção de introdução ao sistema de voçorocas (3.1), cada tipo de voçoroca é abordado por subseção específica onde são apresentados os resultados. As discussões são apresentadas em subsubseção subsequente. A subseção 3.2, que aborda o sistema de voçorocas desconectadas, é exceção a esse plano, possuindo duas subsubseções complementares. A primeira (3.2.1) ainda apresenta resultados parciais, e a segunda (3.2.2) as discussões. Ao final do trabalho,

ressaltamos a importância da difusão de conceitos evolutivos para a prevenção de riscos associados à erosão por voçorocas.

2. Materiais e Métodos

2.1 Área de Estudo

A área do estudo se situa no município de Arapeí (SP), que foi incluído nos municípios cobertos pelo mapeamento de voçorocas em 1984 (Figura 1). Do ponto de vista geotectônico, a área está inserida no domínio da Faixa Ribeira, cujo segmento central é constituído por cinco unidades tectônicas principais, segundo Heilbron et al. (2004): terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio. Essas unidades são limitadas por empurrões ou por zonas de cisalhamento dúcteis e oblíquas de alto ângulo. Especificamente na área do estudo, as rochas estão associadas sobretudo ao terreno Embu. Porém, devido à baixa resolução do mapeamento estratigráfico e à proximidade espacial entre as unidades, rochas associadas ao terreno Paraíba do Sul também podem estar presentes na área.

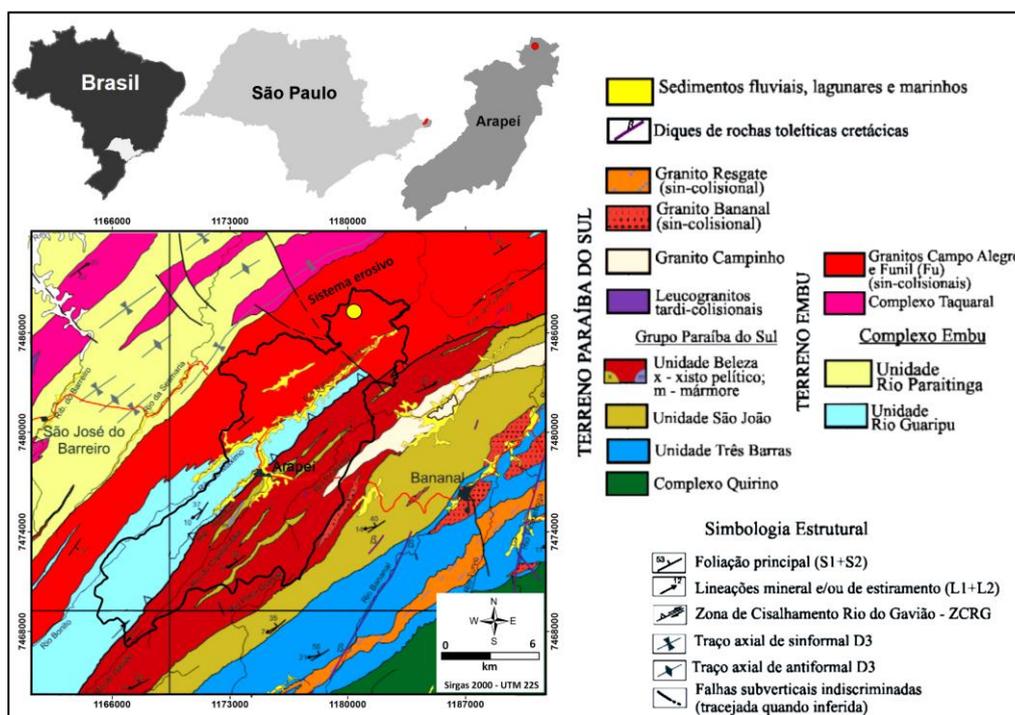


Figura 1. Área do estudo: Localização e geologia.

As litologias do terreno Embu estão agrupadas em dois conjuntos: a cobertura supracrustal, ou Complexo Embu, e os granitóides do complexo Taquaral (FERNANDES, 1991), respectivamente denominadas Rio Guaripu e Rio Paraitinga. A Rio Guaripu é constituída de sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto (eventualmente com granada e/ou turmalina) e muscovita-biotita gnaiss fino. A Rio Paraitinga é composta por (turmalina)-(granada)-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss/xisto e (turmalina)-muscovita-biotita gnaiss fino. Segundo Eirado; Heilbron e De Almeida (2006) os granitóides do Complexo Taquaral são divididos em duas suítes: a suíte 1 é composta por hornblenda-biotita gnaisses bandados migmatíticos, mesocráticos, localmente porfiríticos, de composição que varia de tonalítica a granítica, ricos em enclaves máficos centimétricos dioríticos e tonalíticos. A suíte 2 consiste em biotita leucogranitos foliados, de granulação variando de grossa a fina, cinza claro, por vezes, porfiríticos e com granada. Os granitos Campo Alegre e Funil ocorrem associados (EIRADO; HEILBRON; DE ALMEIDA, 2006) e encaixados entre as unidades Rio Guaripu e Rio Paraitinga do complexo Embu. O granito Campo Alegre é constituído basicamente de (muscovita)-(granada)-biotita gnaiss porfiróide de composição granítica, com fenocristais de feldspatos de 2 a 6 cm e eventualmente com hornblenda.

O município de Arapeí apresenta ainda o Granito Campinho e a cobertura supracrustal do Grupo Paraíba do Sul, no terreno Paraíba do Sul; sobretudo no que toca às unidades São João e Beleza. Eirado; Heilbron e De

Almeida (2006) salientam que podem ocorrer intrusões concordantes de leucogranitos foliados com granada e turmalina associadas às três unidades do Grupo Paraíba do Sul, relacionadas provavelmente à fusão parcial de gnaisses e de xistos pelíticos. Os autores destacam ainda a presença marcante de muscovita na zona da sillimanita (do tipo fibrolita), associada ao principal pulso metamórfico e à fácies anfibolito superior. A organização espacial dessas unidades litológicas tem influência dominante na distribuição das colinas que caracterizam os municípios na área do mapeamento de voçorocas.

Os limites políticos do município de Arapeí expressam essa influência estrutural através da orientação NE-SW do seu território, cercado pelo município de Bananal a Leste, pelo de São José do Barreiro a Oeste e por Resende (RJ) no extremo Norte. As linhas dominantes de dissecação fluvial também assumem essa orientação, explorando contatos litológicos, diques e foliações. A dissecação tributária se orienta preferencialmente em padrão ortogonal aos contatos e lineações, adaptando-se a fraturas e falhas (AVELAR; COELHO NETTO, 1992). A distribuição ortogonal dessas zonas de fraqueza relativa é, provavelmente, o principal fator ligado ao desenvolvimento do mosaico de colinas policonvexas que caracteriza a área de estudo (BIGARELLA, 1996).

Mantos de regolito e de colúvios relativamente profundos foram retrabalhados e dissecados por adaptações geologicamente recentes da rede hidrográfica (MOURA, 1995; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; COELHO NETTO, 2003), deixando preservados sedimentos associados a mudanças ambientais datadas do Pleistoceno Superior e do Holoceno (MOURA; MELLO, 1991; MOURA; SILVA, 1998), cujo registro alostratigráfico constitui contribuição importante ao estudo do quaternário continental brasileiro. A presença dominante de areias e de lamias micáceas nesses depósitos (MOURA; MELLO, 1991) interessa particularmente a este trabalho em função das diferenças de resistência mecânica que esses depósitos imprimem na área tipo, influenciando tanto a morfogênese local quanto a evolução do sistema de voçorocas monitorado.

A área do estudo é uma bacia de ordem zero de 12,74 ha que estava evoluindo para bacia de primeira ordem em 1984, em função do voçorocamento. Devido ao estágio inicial da erosão à época, envolvendo voçorocas conectadas e desconectadas da rede hidrográfica, o sítio foi escolhido como área tipo para testar a previsão de integração eventual dessas voçorocas com o tempo (Figura 2).

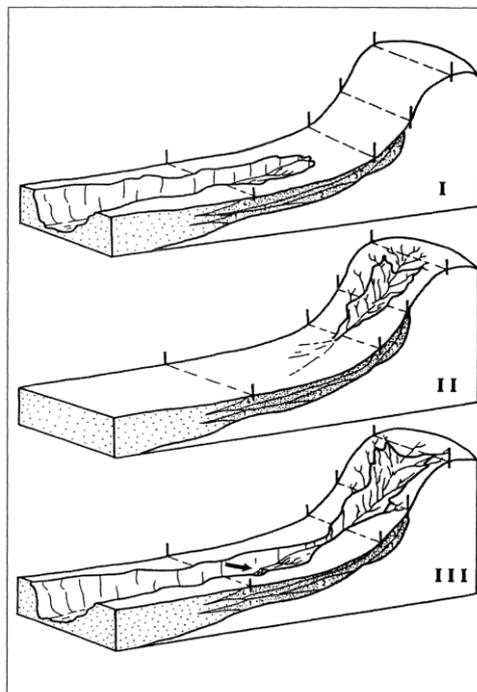


Figura 2. Tipologia de voçorocas, modificada de Oliveira e Meis (1985), segundo Oliveira (1997). As marcas verticais indicam zonas de associação entre setores de encosta e geometria das voçorocas. O caso antrópico não consta da figura por não possuir particularidades genéricas. A seta, em III, aponta para previsão de degrau no canal integrado.

2.2 Metodologia

A abordagem metodológica foca na obtenção de dados geoespaciais de alta resolução na área tipo, atualizando a metodologia expedita dos monitoramentos anteriores (OLIVEIRA, 1997). O estudo reproduz o método de descrição e análise do mapeamento de 1984, definindo perfis topográficos como a ferramenta básica de análise geomorfológica. Em função dos métodos que são empregados, a análise geomorfológica consiste no uso de qualquer informação planialtimétrica associada a formas e a processos envolvidos com a transformação da superfície terrestre, em qualquer escala.

De início, usamos veículo aéreo não tripulado (VANT) para levantamento aerofotogramétrico. O modelo usado é o DJI Mavic 2 Pro, composto por sistema de posicionamento global (GPS), câmera de 20mp equipada com sensor de 1 polegada CMOS, com 20 milhões de pixels efetivos, capturando imagens com tamanho de 5.472 px por 3.648 px, através de lentes de 34 mm, equivalentes ao formato 28 mm, com campo de visão de 77°. Dois planos de voo foram programados e realizados de forma autônoma na área tipo, utilizando o software Dronedeploy, versão 2.177.0. O primeiro voo tem cunho geomorfológico, focado no vale tipo e nos seus anfiteatros tributários, e foi realizado a 120 metros de altura, com sobreposição de 75% entre as fotografias, cobrindo área de 18 hectares, e gerando 212 imagens com resolução espacial de 2,79 cm/px. O segundo voo foca no sistema de voçorocas estudado, e foi realizado a 80 metros de altura, com sobreposição de 65%, cobrindo área de 7 hectares, e gerando 199 imagens com resolução espacial de 2,11 cm/px.

A Figura 3 apresenta ortofotomosaico obtido pelo voo de 120 metros de altura, ilustrando o contexto geomorfológico local. A figura demonstra o estágio atual da evolução do sistema de voçorocas na área tipo e traz referencial para as unidades do relevo local; para os setores das voçorocas estudadas, e para o posicionamento dos perfis de levantamento GPR. Podemos notar na figura o padrão ortogonal das reentrâncias do relevo associadas à influência estrutural mencionada no item 2.1, com a peculiaridade de que na escala do sítio o eixo do vale erodido (curso de ordem superior) é ortogonal à foliação regional, enquanto as rampas tributárias são paralelas à estrutura. No que toca aos cursos das voçorocas, pode-se ver que a área tipo está esboçando transformação para bacia de segunda ordem.

As imagens aéreas foram processadas no software *Agisoft Metashape Professional Edition*, versão 1.5, usando o algoritmo SfM-MVS, para filtragem de ruídos e ampliação do número de pontos amostrais (WESTOBY et al., 2012; HARTWIG; RIBEIRO, 2021; AIRES, 2022). A visualização do modelo digital de elevação (MDE), a interpolação de dados, geração do modelo digital de terreno (MDT) e obtenção de características topográficas gerais são efetuados no software Surfer, versão 16. As etapas de processamento seguiram o fluxo de trabalho da técnica SfM-MVS (*Structure from Motion/Multi-View Stereo*) capaz de gerar modelo 3D com base em fotografias capturadas com alta sobreposição entre si através de algoritmos de visão computacional, segundo cinco procedimentos: 1) seleção e alinhamento das fotos; 2) geração de nuvem densa de pontos, obtendo 94.614.960 pontos e 60.233.840 pontos para os voos a 120 e a 80 metros de altura, respectivamente; 3) exportação dos dados para interpolação no software Surfer; 4) geração de modelos digitais de superfície (MDS) e de modelos digitais de terreno (MDT); 5) aplicação de texturas para melhor visualização; 6) geração de ortofotomosaicos.

O voo de 80 metros de altura foi utilizado para análise do modelo digital de terreno (MDT) e para a extração de dados planialtimétricos (Figura 4). A figura ilustra os detalhes topográficos da área tipo e indica a posição de todos os perfis topográficos analisados no estudo. Os perfis são referidos segundo a ordem de entrada das figuras no texto. Em função do seu caráter geográfico, as Figuras 3 e 4 são constantemente referidas ao longo do trabalho.

Cinquenta e oito (58) perfis topográficos foram usados na análise do MDT, permitindo a seleção de setores para a extração de dados planialtimétricos no *software* Surfer. Dezoito perfis são utilizados no estudo, agrupados em onze figuras e em uma tabela que ilustram a análise geomorfológica de 37.688 pontos georreferenciados. O cotejo dos dados remotos com os registros de campo constituiu base de dados robusta para a obtenção dos resultados. A vistoria das voçorocas foi orientada pela observação de feições erosivas e deposicionais associadas à ação de mecanismos específicos que atuam em diferentes pontos do canal erosivo e das encostas adjacentes (OLIVEIRA, 1999). Os depósitos gerados pela erosão histórica e quaternária foram analisados segundo suas características de campo, abarcando caracterização textural ao tato (GARDINER; DACKOMBE, 1983); estruturação sedimentar (TUCKER, 2014) e pedológica, cor (MUNSELL, 1994), e posição estratigráfica. Propriedades mecânicas de sedimentos erodidos foram obtidas em campo por penetrômetro e cisalhômetro de torque da Forest Suppliers Incorporation (EUA), calibrados para a medição de tensões entre 1 e 5 kg.cm⁻². Dados primários de resis-

tência ao cisalhamento e de resistência à compressão são interpolados em diagrama cartesiano, em aplicação dos círculos de Mohr que permite estimar os valores de coesão e de ângulo de atrito interno dos materiais.

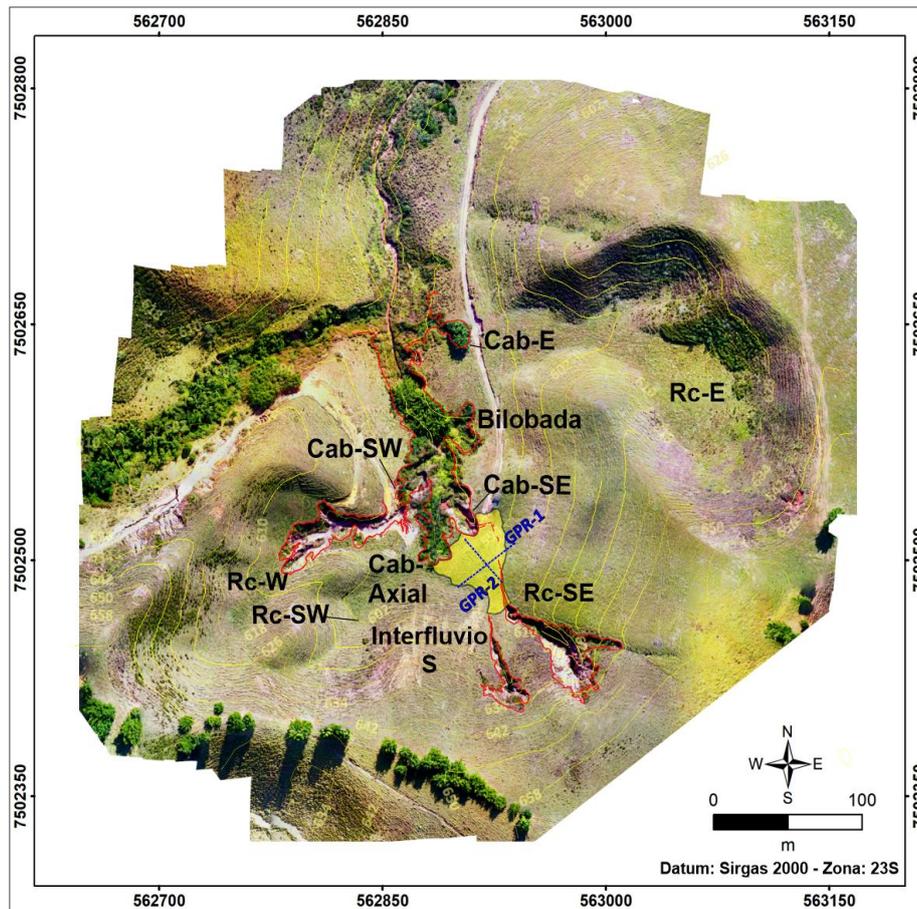


Figura 3. Ortofotomosaico da área tipo, ilustrando: área atual ocupada por voçorocas; feição em leque aluvial (amarelo), e posição dos perfis GPR sobre a feição deposicional. A equidistância das curvas selecionadas é de oito metros. Feições representadas: 1- Anfiteatros coluviais: rampa leste (Rc-E); rampa sudeste (Rc-SE); rampa sudoeste (Rc-SW); rampa oeste (Rc-W); 2- Cabeceiras da voçoroca conectada: cabeceira leste de 1984 (Cab-E); frente bilobada leste (Bilobada); braço e cabeceira sudoeste (Cab-SW); cabeceira sudeste (Cab-SE); cabeceira principal (Cab-Axial); 3- Interflúvio S (Sul).

Como algumas feições deposicionais sugerem relação importante com a evolução recente do sistema de voçorocas na área tipo, a aplicação do georradar (GPR) contribui para a caracterização dessas feições, permitindo elucidar algumas peculiaridades dos casos estudados. O levantamento geofísico usa antena GPR de 270 MHz, bi-estática, blindada, associada a sistema de captação e armazenamento de dados acoplado a distanciômetro da *Geophysical Survey Systems* (GSSI, EUA).

Os perfis GPR foram pós-processados segundo procedimento padrão (NEAL, 2004), envolvendo correções de ganho temporal; filtragem de passa-banda alta e de passa-banda baixa, remoção de ruído de fundo, quando pertinente, migração temporal para correção de velocidades e ajuste de foco da imagem, e correção topográfica para eliminação de distorções causadas por irregularidades topográficas. Os dados topográficos foram obtidos diretamente do MDT, através do posicionamento dos perfis GPR orientado por referencial materializado em campo (Figura 3). Os dados obtidos possuem as seguintes características, em média: 60 traços de radar por metro; constante dielétrica de 6,136; frequência média de retorno de 197 MHz; velocidade média do pulso de 0,121027 nanosegundos por metro; comprimento de onda de 6,0 cm; resolução vertical entre 3,0 e 1,5 cm; alcance temporal de 75 ns; profundidade iluminada de 2,3 metros. São analisados dois radargramas segundo a abordagem metodológica da estratigrafia GPR, que aplica os princípios da geofísica de reflexão a escalas de detalhe através da

identificação e classificação de padrões estruturais definidos pela geometria e extensão lateral de refletores geofísicos (BAKER; JOL, 2007)

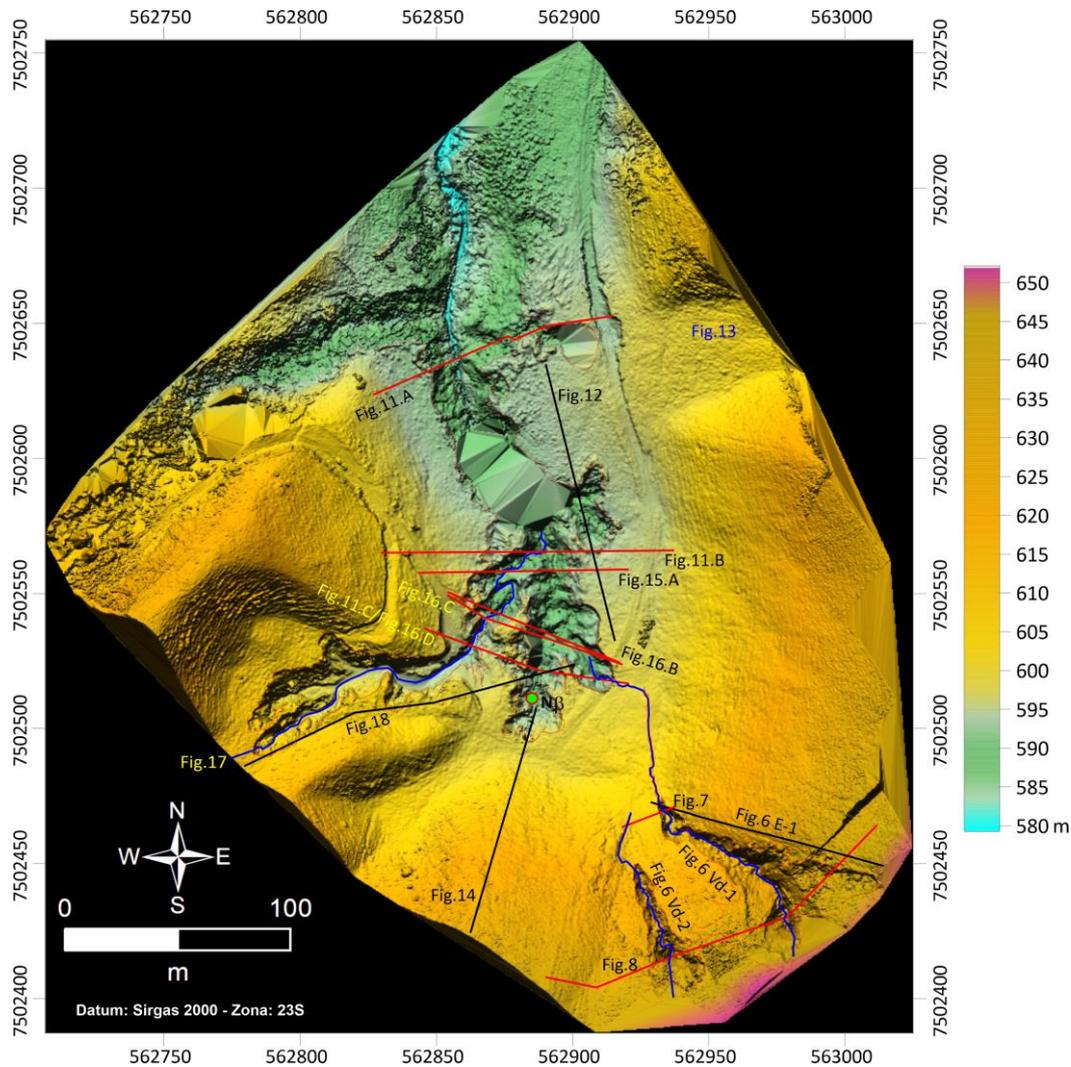


Figura 4. MDT processado. Os artefatos piramidais foram gerados nos trechos dos canais das voçorocas com vegetação arbórea muito desenvolvida, salientando-os. Notar perímetros das voçorocas, em vermelho. Os traços retilíneos referem a perfis topográficos, com indicação das figuras onde os perfis são citados no texto. Traços vermelhos: perfis usados para interpretação das voçorocas. Traços pretos: perfis usados para interpretação da geomorfologia local. A sigla E-1 no traço da figura 6 refere a perfil de encosta. Os traços sinuosos em azul seguem os talvegues das voçorocas. As siglas Vd-1 e Vd-2 nos traços da figura 6 referem às voçorocas desconectadas 1 e 2 respectivamente. O círculo verde-claro na cabeceira axial da voçoroca conectada indica a posição de feição na cabeceira axial de 1996 que é abordada no texto principal.

3. Resultados e Discussão

3.1. Esboço evolutivo do sistema de voçorocas em 39 anos

O uso dos termos colúvio e alúvio, enquanto depósitos específicos, pode gerar ambiguidade. Como esses depósitos dominam as coberturas superficiais na área tipo, nós simplificamos as propostas de Miller e Juilleret (2020), e usamos o termo alúvio para qualquer depósito transportado e selecionado pela água corrente em ambiente continental. O termo colúvio indica depósitos formados por qualquer tipo de movimento de massa, desde o mais granular ao mais fluido. Depósitos em ambiente de transição são referidos como colúvio aluvionares, reiterando o uso já comum no Brasil (e.g. MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991). Em função disso, depósitos gerados pela

erosão por voçorocas são predominantemente aluviais. Colúvios ocorrem apenas em seus taludes íngremes, nas bordas das voçorocas, ou como fluxos de detritos e fluxos de lama em ambiente proximal.

A Figura 5 apresenta a configuração geral do sistema de voçorocas, segundo os períodos de monitoramento. A tendência de alargamento do canal distal da voçoroca conectada mestre (VcM), na medida em que a erosão expande para as cabeceiras do vale, confirma a hipótese de OLIVEIRA; MEIS, (1985). Imagem de 2002 disponível para consulta pública na plataforma Google Earth indica que o canal axial da VcM expandiu pouco para montante desde o levantamento de 1996, permanecendo no local, e estabilizando, como demonstra a vegetação que cobre praticamente todo o canal erosivo na imagem da Google. Após 2002, há lapso de oito anos nas imagens que estão disponíveis na plataforma Google. A imagem seguinte, de 2010, revela grandes transformações no sistema de voçorocas, já apontando para a sua configuração atual (2022). É notável em 2010 o surgimento de nova voçoroca de aspecto desconectado, com canal afunilado para jusante, que ocupa rampa colúvio aluvionar no anfiteatro oeste das cabeceiras do vale (ver Figuras 3 e 4). O canal terminal dessa voçoroca parece invadir uma frente de expansão lateral da VcM, ao Sudoeste. A cabeceira sudeste da atual VcM, que migra na direção do sistema de voçorocas desconectadas, era pequeno dígito lateral à cabeceira axial em 2010 (Figuras 3, 4 e 5).

O sistema de voçorocas desconectadas apresenta evolução espetacular no período monitorado, acusando grande expansão das cabeceiras e alargamento dos canais para montante, mantendo a típica morfologia afunilada durante a evolução. Chama a atenção a evolução da Voçoroca Desconectada-1 (Vd-1) que mostra integração total dos dois canais descontínuos e afunilados que se desenvolveram entre 1984 e 1994, (Figuras 3 e 5). Embora restrita ao ambiente desconectado, de encostas íngremes, essa é a primeira integração de voçorocas que nós registramos factualmente. Nota-se ainda a expansão menos espetacular para jusante dos canais distais e afunilados das voçorocas desconectadas, interceptando feição similar a leque aluvial que foi notada em 1996.

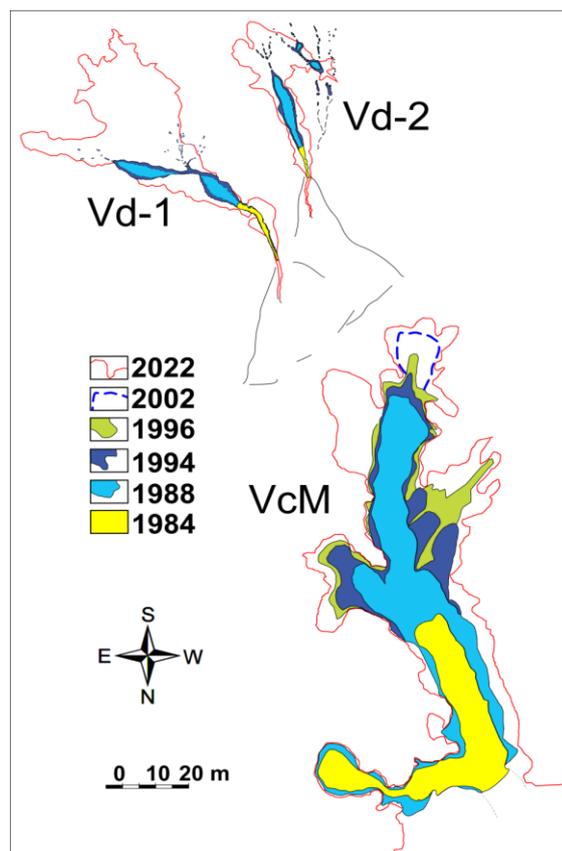


Figura 5. Esboço da evolução do sistema de voçorocas desde 1984. O perímetro de 2002 se limita à cabeceira axial, indicando a geometria aproximada da cabeceira segundo imagem Google Earth. Adaptado de Oliveira (1997).

Cotejando lacunas e monitoramentos, a voçoroca que passou a ocupar o anfiteatro oeste das cabeceiras do vale chama atenção pela dificuldade de explicar a sua gênese com base em evidências remotas. As imagens de satélite são ambivalentes. A geometria do canal está mais próxima da de voçorocas desconectadas, afunilando

para jusante. O seu canal distal é sinuoso e atípico, delineando mesmo pequeno curso meândrico escavado sobre o que aparenta ser o fundo raso do braço pouco evoluído do canal SO da VcM (Figura 3). A conexão hidrológica entre essa nova voçoroca e a VcM não é evidente. A voçoroca avança por expansão remontante na rampa coluvial que ocupa. Essas características chamam atenção não apenas por suas ambivalências tipológicas, mas também por desafiar o que previa o modelo de evolução de voçorocas na área de estudo (OLIVEIRA, 1989): além de ser feição erosiva recente, a integração do seu canal com o da VcM a jusante foi praticamente instantânea, desafiando a evolução lenta e gradual da maioria de voçorocas mapeadas em 1984. O estudo desse caso inesperado de erosão é aprofundado na seção 3.4.

Outras particularidades também chamam a atenção, no que toca à relação entre geometria de encostas e erosão por voçorocas. Uma particularidade é a da evolução da cabeceira do braço leste da VcM em 1984 (Figuras 3, 4 e 5). Essa cabeceira estava imediatamente abaixo de anfiteatro profundo, com rampa colúvio aluvionar, e trazia em 1984 evidências de ter se formado muito recentemente por movimento de massa rotacional do talude da cabeceira. A expectativa na época foi a de que a cabeceira evoluiria rapidamente para o anfiteatro a montante. O que não ocorreu, a despeito de as concavidades terem sido caracterizadas como locais de maior concentração de voçorocas na área (OLIVEIRA; MEIS, 1985; MOURA; PEIXOTO; SILVA., 1991).

No curso médio da VcM duas frentes de erosão evoluem na direção de encostas de geometria variável, laterais ao vale principal (Figura 5). Nesse setor, a primeira particularidade refere à frente erosiva de forma bilobada que evolui dentro de uma concavidade rasa, lateral à VcM, a Leste. A segunda é a frente erosiva de padrão edentado alongado, a Oeste, que avança para encosta com perfil longitudinal que varia de linear a convexo e com geometria plana convexa. Nas cabeceiras da VcM notamos a última particularidade na sua cabeceira axial. Essa cabeceira migrou preferencialmente na direção de interflúvio com geometria retilínea em planta e convexa em perfil longitudinal, na zona das cabeceiras do vale (Figuras 3, 4 e 5), estabilizando no pé da encosta. Ou seja, o desenvolvimento do tronco principal da voçoroca conectada à rede hidrográfica contraria a previsão de direcionamento preferencial de voçorocas para as encostas côncavas nas cabeceiras de vale (OLIVEIRA, 1999; COELHO NETTO, 2003). Fato agravante, as cabeceiras do vale estudado são ocupadas por rampas colúvio aluvionares, que são as unidades geomorfológicas que têm sido apontadas como replicadoras do voçorocamento em ampla escala temporal (MOURA; PEIXOTO; SILVA 1991). Trata-se, portanto, de caso que desafia a noção de desenvolvimento preferencial de voçorocas em encostas de geometria côncava; seja em planta, em perfil, ou em ambas. Esse caso será discutido com a devida atenção na subseção 3.3. Embora esses quatro casos de peculiaridades locais sejam coerentes com a variabilidade esperada em qualquer análise de frequência, a relação entre geometria de encostas e voçorocas que emergiu do mapeamento de 1984 (OLIVEIRA; MEIS, 1985) é citada com frequência na literatura (e.g. LANA; CASTRO; LANA, 2022), em geral a título introdutório, com foco em variações estatísticas de caráter local ou regional, sem tirar consequências sobre o voçorocamento em estudo.

Os principais resultados e discussões do trabalho são apresentados a seguir em quatro subseções distintas, que são definidas pelos temas que emergem da evolução do sistema de voçorocas ao longo de quase quatro décadas de monitoramento descontínuo.

3.2. Evolução de voçorocas desconectadas e morfogênese

A Figura 6 ilustra a sobreposição de três perfis topográficos associados ao sistema de voçorocas desconectadas. Dois perfis percorrem todo o comprimento dos canais erosivos, incluindo trajetos a jusante que atravessam feição em leque aluvial identificada no local (Figura 5). O terceiro perfil percorre encosta ainda preservada da erosão (E-1), próxima da borda da Vd-1 (ver Figuras 3, 4 e 5).

Desde 1984 a voçoroca que mais se desenvolveu no sistema desconectado é a Vd-1 (Figura 5). Apesar das evidências de 1994 que sugeriam a integração para montante da Vd-2 com rede de dutos rasos de escoamento superficial e de estruturas de abatimento associadas, foi a Vd-1 que expandiu mais para montante, integrando duas voçorocas descontínuas, e alargando suas cabeceiras. Os perfis longitudinais aos talvegues das voçorocas permitem avaliar sua morfologia escalonada típica (Figura 6).

Durante eventos de chuva, as rotas de escoamento superficial em voçorocas desconectadas são orientadas para fendas, sulcos e ravinas no interior do canal que se expande, formando quedas d'água, marmitas, tuneis espiralados, verticalizados e oblíquos, e rede de condutos parcialmente subsuperficiais e parcialmente abertos, orientados pela microtopografia local (OLIVEIRA, 1999). A resultante topográfica é ilustrada pelos perfis da Figura 6, incluindo quedas abruptas que ultrapassam vinte metros de altura no sistema monitorado. O perfil E-1

cruza a jusante o canal terminal e afunilado da Vd-1, delineando seção transversal em “V”. O setor distal do canal da Vd-1 percorre os depósitos da feição em leque aluvial a jusante (ver Figura 3), delineando traçado distributivo irregular que pode ser mapeado pela sucessão descontínua e ramificada de feições abertas (ravinas e sulcos) e dutos subterrâneos. Os setores mais organizados do canal terminal da Vd-1 se aproximam ou desembocam em uma das cabeceiras da VcM, a jusante (Figura 3).

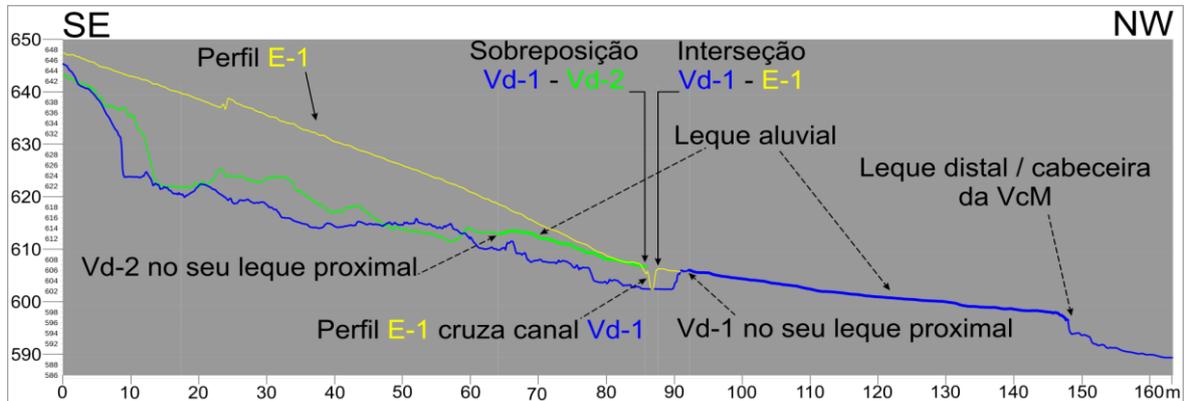


Figura 6. Perfis sobrepostos das voçorocas desconectadas 1 e 2 (Vd-1 e Vd-2), em azul e verde, respectivamente, e de encosta convexa adjacente à Vd-1, em amarelo (ver E-1 na Figura 4). Feições deposicionais e erosivas interceptadas pelos perfis estão indicadas.

Para melhor compreensão da distribuição espacial dos perfis da Figura 6 e da sua articulação com a feição em leque aluvial é recomendável observar suas localizações na Figura 4 e no esboço da evolução do sistema (Figura 5). Perfil transversal ao canal distal da Vd-1, com mais de 5 metros de profundidade, a montante da feição em leque aluvial, ilustra o potencial erosivo do escoamento superficial concentrado em voçorocas desconectadas (Figura 7).

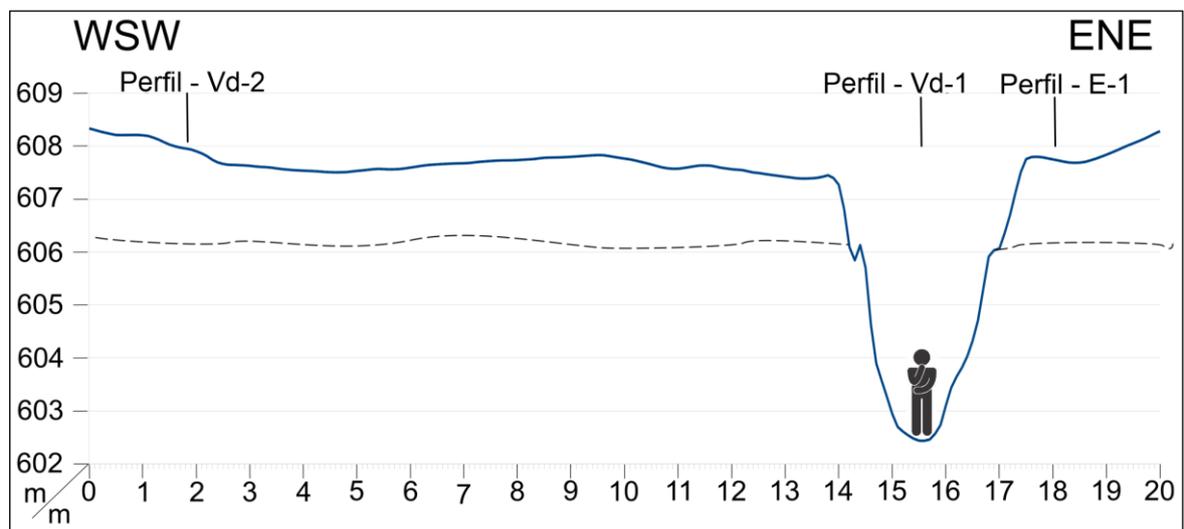


Figura 7. Perfil topográfico, gerado pelo MDT, transversal à desembocadura da voçoroca desconectada mais desenvolvida (Vd-1). A linha tracejada projeta para o perfil a espessura de depósitos aluviais oriundas das voçorocas no setor. Ver Figura 4, para localização.

A profundidade de regolitos afetados pela erosão nas voçorocas desconectadas impressiona (Figura 8). A incisão da Vd-1 é a mais importante do sistema desconectado e abarca canal composto por duas voçorocas descontínuas que foram integradas pela rápida expansão remontante da Vd-1 a partir de 2010. A voçoroca esculpiu canal em “V” de abas largas com 20,0 m de profundidade e 42 metros de largura. Incluindo a incisão tributária a Leste do perfil (Figura 8), a largura do canal misto da Vd-1 atinge 50 metros nos setores mais elevados da encosta.

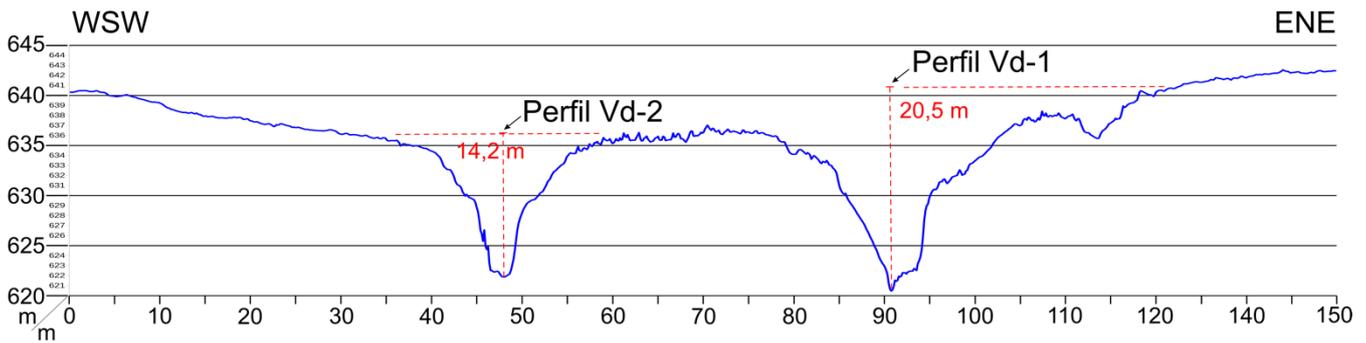


Figura 8. Perfil transversal às cabeceiras das voçorocas desconectadas na alta encosta do Rc-SE. Ver localização no MDT (Figura 4).

A dissecação por fluxos hídricos em aproximadamente 40 anos no canal principal da Vd-1 atinge taxa média de $0,5 \text{ metro.ano}^{-1}$; espantosos $500 \text{ metros.1.000 anos}^{-1}$, ou $500 \text{ km.1.000.000 anos}^{-1}$. Aplicadas a orógenos pós-cretáceos essas taxas anulariam qualquer efeito tectônico sobre o relevo. Sua aplicação no contexto geológico local implicaria dissecação de 78% da espessura total de rochas que separa o planalto SE do nível do mar em apenas um milênio, caso o intemperismo químico operasse em taxas equivalentes. No canal distal da Vd-1 (Figura 7) a incisão passou de aproximadamente 1 m de profundidade em 1996 para 5,3 metros em 2022, resultando em taxa de dissecação linear de mesma ordem de grandeza que a das cabeceiras, atingindo $0,2 \text{ metro.ano}^{-1}$ ($200 \text{ metros.1.000 anos}^{-1}$). A profundidade da erosão no canal central da Vd-2 atinge 16,0 metros de profundidade e 25 metros de largura em seu setor mais largo e mais elevado (Figura 8). No contexto deste estudo, a erosão por escoamento superficial concentrado no canal de voçorocas desconectadas merece o epíteto de erosão acelerada dos solos, geralmente aplicado à erosão de origem antrópica.

3.2.1. Erosão e sedimentação em cabeceira de vale

O processo erosivo nas voçorocas desconectadas carrega sedimentos para a base das encostas, onde permanecem acumulados sobre a rampa colúvio aluvionar na cabeceira sudeste do vale (Rc-SE, na Figura 3). Esses depósitos desenvolveram no local feição similar à de leques aluviais, que ficou registrada apenas na campanha de 1996 (OLIVEIRA, 1997). Embora voçorocas desconectadas já tenham sido associadas à gênese de pequenos leques aluviais (PAISANI; OLIVEIRA, 2001), a influência desses depósitos sobre a evolução do voçorocamento permanece inexplorada. Além disso, em ambiente geomorfológico dominado por rampas colúvio aluvionares, a feição tende a passar despercebida, camuflada sobre os depósitos quaternários. Motivo pelo qual, no caso em foco, nós não tínhamos certeza sobre a natureza da feição na cabeceira Rc-SE. Visando esclarecer a dúvida, nós realizamos prospecção com georradar (GPR) e com trado manual no local.

A Figura 9 ilustra resultados dessa prospecção, demonstrando que a feição é de fato um leque aluvial (ver localização dos perfis GPR na Figura 3). A Figura 9.A apresenta radargrama pós-processado, sem interpretação, posicionado transversalmente ao sentido deposicional da feição. A Figura 9.B ilustra a sua interpretação sedimentológica, ressaltando as principais unidades aloestratigráficas, cuja caracterização fina não interessa a este estudo. A Figura 10, mais abaixo, segue a mesma ordem de apresentação (Figuras 10.A e 10.B).

Os depósitos apresentam sinal GPR bastante organizado, com refletores geofísicos lateralmente contínuos, cujas terminações permitem interpretação sedimentológica (Figura 9.A). Os depósitos são compostos por areias micáceas e siltes arenosos micáceos, intercalados com níveis de carvão e níveis cascalhosos compostos essencialmente por fragmentos e aglomerados centimétricos de muscovita e feldspatos, e estão assentados sobre os depósitos quaternários da rampa colúvio-aluvionar. As fontes desses sedimentos são os regolitos erodidos pelas voçorocas desconectadas, situados aproximadamente 50 metros a montante. Não há limites claros entre algumas unidades deposicionais, ao trado manual. Apesar disso, a estruturação dos refletores GPR aponta para diferenças sedimentológicas claras, haja vista a sensibilidade do sinal GPR ao efeito acumulado das características dos sedimentos (NEAL, 2004). Pelo menos cinco unidades aloestratigráficas podem ser definidas pelos radargramas.

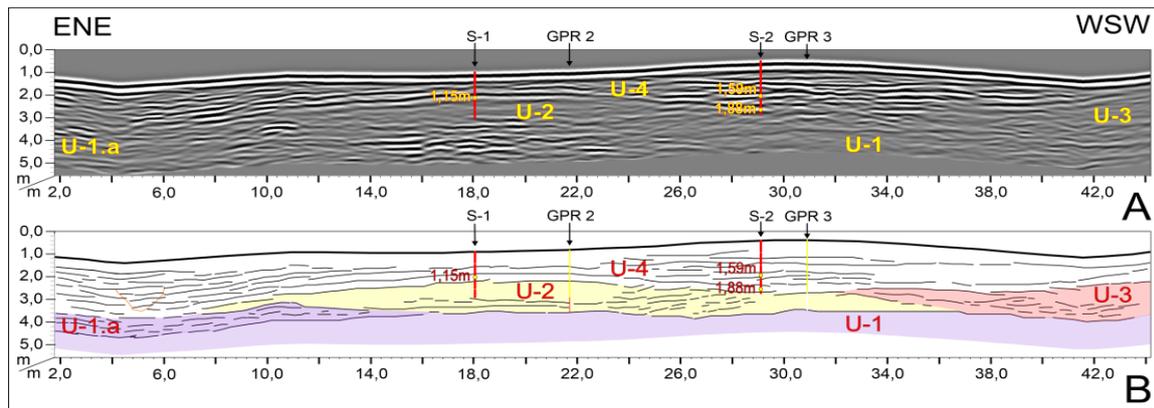


Figura 9. Radargrama de 270 MHz em seção transversal ao sentido deposicional da feição em leque (GPR-1 na Figura 3). Radargrama pós-processado sem interpretação, indicando posição de perfis GPR que cruzam o perfil em foco (GPR 2 e 3) e dos pontos de sondagem (S-1 e 2) (A). Interpretação radar-estratigráfica (B).

Tomando como exemplo de interpretação o radargrama transversal ao sentido deposicional (Figuras 9.A e 9.B), as unidades aloestratigráficas possuem as seguintes características gerais: 1) a unidade basal (U-1) coincide com os depósitos da rampa colúvio aluvionar, com refletores que se organizam em estrutura cruzada de baixo ângulo, formando pacotes de refletores de geometria externa lenticular que atingem até 14 metros de extensão lateral na seção; 2) nos depósitos da feição em leque, a unidade (U-1.a) é definida apenas pelo sinal geofísico, indicando unidade de transição entre o leque e os depósitos da rampa quaternária. Seus refletores são menos extensos e se organizam em padrão paralelo suave ondulado, nessa seção. A unidade (U-2) foi parcialmente prospectada com trado. Seus refletores sugerem acreção vertical, de início à direita do ponto de sondagem S-2, seguida da migração lateral de fluxos para ENE, assentando depósitos em infrarecobrimento (*downlap*) sobre a unidade basal (U-1). A unidade preserva sua maior espessura entre o ponto S-1 e o de interseção com GPR 2, em zona onde refletores de baixa magnitude sugerem a presença de material pouco refletivo (mais maciço ou mais fino). A U-2 possui geometria externa lenticular que se estende lateralmente por 30 metros. A unidade 3 (U-3) foi definida apenas pelo sinal GPR, com base nos refletores internos e limítrofes. São ressaltados na Figura 9.B apenas alguns refletores internos dessa unidade, de modo a ilustrar o padrão sinuoso e lateralmente limitado dos seus refletores, delineando estruturas cruzadas de baixo ângulo, típicas de pequenos canais e/ou lobos deposicionais. A unidade 4 (U-4) foi sondada em toda a sua espessura, revelando concentrações de cascalho na base, que passam para material silteoso denso no topo da U-2. A U-4 poderia ser subdividida em várias subunidades GPR com base nos seus refletores lateralmente extensos. As estruturas delineadas sugerem a construção da unidade ao longo de pulsos deposicionais mais volumosos e lateralmente mais extensos do que os das unidades inferiores. As geometrias sugerem depocentro inicial na metade ENE do perfil, na altura do ponto S-1. As terminações de pequenos refletores visíveis em ambos os lados do depocentro inicial indicam que a topografia atual trunca os depósitos da U-4 no setor. A erosão parcial dos depósitos desse depocentro espalhou sedimentos tanto para ENE quanto para WSW, como sugerem os mergulhos aparentes dos refletores em ambas as direções. O depósito atinge acreção máxima na altura dos pontos de referência S-2 e GPR-3, associada a pacote lenticular de refletores relativamente paralelos à superfície convexa. Esse pacote assenta sobre a superfície aloestratigráfica horizontalizada e provavelmente truncada dos depósitos intermediários da U-4. Trata-se da acumulação de depósitos mais recentes, associada à maior elevação topográfica presente no leque. Na direção da extrema ENE, os refletores da U-4 se organizam em supra-recobrimento (*offlap*), indicando migração dos depósitos para espaço mais profundo. O paralelismo entre refletores e topografia no setor sugere recalque tanto dos depósitos quanto da superfície topográfica, associado a indícios de provável incisão erosiva colmatada. Junto com os depósitos da U-1.a, os depósitos da U-4 tornam esse setor o depocentro atual do leque, indicando estruturação sedimentológica típica de leques aluviais, associada à variação lateral de eventos erosivos e deposicionais.

A Figura 10 apresenta as mesmas unidades aloestratigráficas em distribuição longitudinal ao sentido de deposição do leque. A figura 10.B ilustra apenas interpretação parcial, com alguns detalhes peculiares às diferentes unidades. Em seção longitudinal, a U-2 poderia ser subdividida em pelo menos 3 ou 4 unidades distintas, como sugerido pela geometria dos refletores GPR. As demais unidades são ilustradas apenas por seus contornos externos.

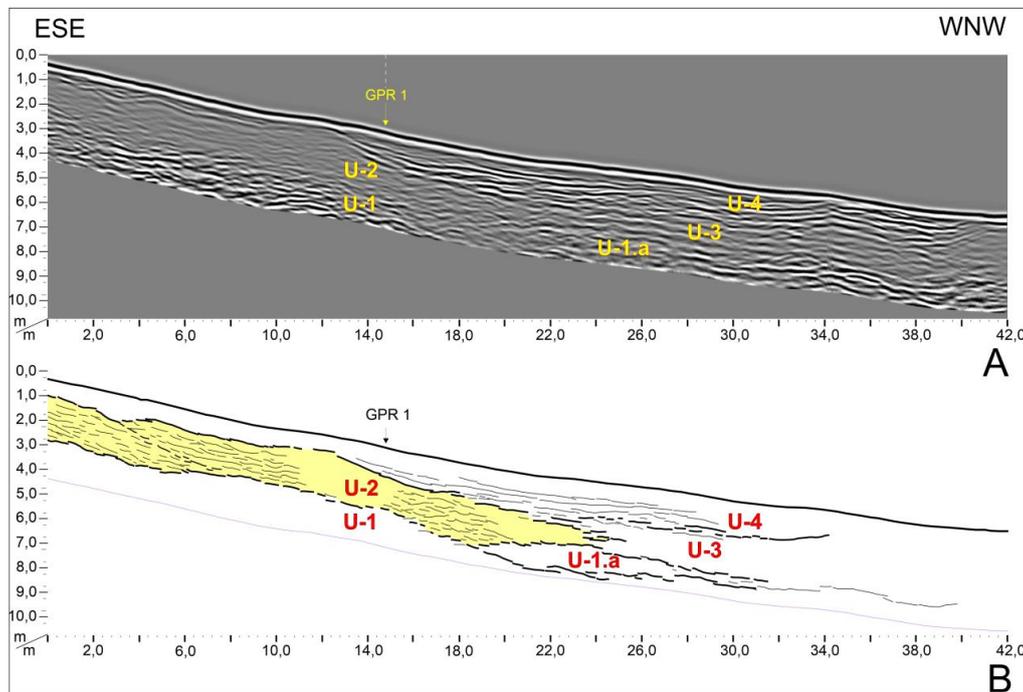


Figura 10. Radargrama de 270 MHz em seção longitudinal ao sentido deposicional da feição em leque (GPR-2 na Figura 3). Radargrama pós-processado com referencial interpretativo e localizacional (A). Interpretação radar-estratigráfica parcial (B).

Esses resultados comprovam que a feição em leque a jusante do sistema de voçorocas desconectadas possui estrutura interna associada às fases frequentes de retrabalhamento lateral e longitudinal que são comuns em depósitos de leques aluviais (MIALL, 1980). Seus depósitos foram gerados pela erosão nas voçorocas desconectadas sob taxas médias extremamente elevadas (vide subseção 3.2). A dinâmica vislumbrada para a formação da U-4 merece destaque. Suas características estratigráficas, dimensionais e geofísicas sugerem aceleração de processos deposicionais para o presente, coincidindo com a aceleração da erosão por voçorocas na área tipo (ver subsubseção 3.4.1).

3.2.2. Leques aluviais, retardamento da expansão descendente de voçorocas e morfogênese de cabeceiras de vale

Apresentamos aqui a discussão dos resultados descritos na subseção. Quando comparadas a taxas de erosão geológica, geralmente da ordem de alguns mm/ano, as taxas de dissecação de solos e regolitos associadas à evolução da Vd-1 são notáveis, fato que pode ser atribuído ao elevado grau de degradação dos solos na área do estudo. Mas que também reflete a potência do escoamento superficial, concentrado em voçorocas desconectadas.

A evolução do sistema desconectado indica que voçorocas dessa natureza se desenvolvem sobretudo para montante, confirmando as observações de Moyersons (1991) e corrigindo nossa ênfase na expansão descendente dos canais (OLIVEIRA; MEIS, 1985; OLIVEIRA, 1989). Contudo, há evidências de que voçorocas desconectadas também evoluem por expansão descendente quando ocorre restrição à sua expansão remontante (KATZ; DANIELS; RYAN, 2014). A observação das Figuras 3 e 5 demonstra que os canais terminais da Vd-1 e da Vd-2 também expandiram para jusante desde 1996. No caso da Vd-1, esse canal dissecou parcialmente os depósitos do leque aluvial, atingindo o nível da rampa quaternária e articulando o canal terminal da Vd-1 com a cabeceira SE de VcM. O canal distal se estende para jusante e é descontínuo em aparência, constituindo rede de condutos

subsuperficiais rasos e de sulcos que atravessam os depósitos do leque aluvial antes de desembocar na VcM (Figuras 3 e 4).

Essas evidências mostram que o processo de origem e de evolução das voçorocas desconectadas envolve essencialmente a concentração de fluxos hídricos superficiais, eventualmente associados a trajetos subsuperficiais rasos e descontínuos. Os trajetos descontínuos são atribuídos em parte ao estado de degradação dos solos na área, compactados e fissurados pelo pisoteio unglular das pastagens históricas. Sulcos, túneis rasos e ravinas se articulam e se aprofundam com o tempo, desenvolvendo canal unitário que captura e concentra o escoamento superficial (OLIVEIRA, 1992). Embora alguns casos de voçorocas desconectadas e conectadas tenham sido registrados no mapeamento em associação com movimentos de massa, a hipótese de que a maioria das voçorocas desconectadas da área tenham se originado pelo reaproveitamento de cicatrizes de movimentos de massa pretéritos não procede (THWAITES et al., 2022). A discussão trazida pelos autores é relevante, pois o seu trabalho é de normatização de conceitos sobre voçorocamento (*gullying*). Ao sugerir que as voçorocas desconectadas de Bananal são cicatrizes retrabalhadas de movimentos de massa, os autores questionam a sua classificação enquanto *gullies* (voçorocas). Casos de cicatrizes lineares de movimentos de massa como as causadas por deslizamentos translacionais podem de fato ser confundidos com voçorocas desconectadas, em função de suas cicatrizes rasas e alongadas. Porém, deslizamentos dessa natureza não são comuns no relevo colinoso da área, sendo mais típicos em escarpas de serra, com formações superficiais relativamente rasas e em relevo montanhoso (e. g. PELLERIN et al., 2002; CAPITANI; RIBOLINI; BINI, 2018).

Amparados pelos resultados do monitoramento, entre outros resultados (OLIVEIRA, 1997; PAISANI; OLIVEIRA, 2001; COELHO NETTO, 2003), hoje não há dúvida sobre a origem das voçorocas desconectadas de Bananal. As voçorocas desconectadas consideradas como típicas pelo mapeamento de 1984 trazem evidências de origem associada ao escoamento superficial. Na área do mapeamento, os movimentos de massa associados a voçorocas desconectadas resultam da aceleração do rastejamento pelo pisoteio unglular. Casos agudos de rastejamento são verificados em degraus de pisoteio que convergem e se conectam, induzindo a concentração de fluxos hídricos. Esse efeito é verificado tanto em eixos de concavidades íngremes e estreitas, gerando sulcos e ravinas desconectadas e relativamente rasas, quanto em convexidades abertas, gerando ravinas largas e muito rasas.

Uma vez definidas, as voçorocas desconectadas se aprofundam e desenvolvem sua geometria característica, larga para montante e afunilada para jusante (Figuras 3, 4, 5 e 7), sem qualquer participação direta de deslizamentos e escorregamentos, que ocorrem secundariamente em função do solapamento dos taludes laterais da incisão pelo escoamento superficial concentrado (OLIVEIRA; MEIS, 1985; OLIVEIRA 1992). O afunilamento dos canais distais é comum nas zonas de transição entre altos e baixos gradientes da encosta afetada, mas ainda carece de explicação causal. Quanto mais próximo dos setores de baixo gradiente, mais afunilado tende a ser o canal distal dessas voçorocas.

A forte expansão para montante da Vd-1; a sua expansão descendente discreta, e a elevada taxa de dissecação também verificada no seu canal distal sugerem que a expansão descendente de canais desconectados deve depender da expansão remontante da voçoroca. Ao contrário do que ocorre com voçorocas conectadas à rede hidrográfica, que perdem área de contribuição na medida em que seus canais avançam na direção das fontes de fluxo (DIETRICH; DUNNE, 1993), o avanço remontante das cabeceiras de voçorocas desconectadas aumenta a área de captação direta de fluxos hídricos para as suas cabeceiras. Na medida em que as cabeceiras das voçorocas aumentam suas áreas para montante, a topografia é escavada e aprofundada, resultando em canais amplos que tendem a capturar volumes crescentes de fluxos produzidos desde os interflúvios. Ou seja, quanto maior a expansão para montante dos canais, maior a entrada de fluxos para a voçoroca. Em função disso, os seus canais distais devem acomodar vazões de pico de chuva que tendem a aumentar proporcionalmente ao aumento do volume de fluxos que é capturado pelas cabeceiras em expansão. Formulamos, portanto, a hipótese de que a expansão remontante associada à evolução de voçorocas desconectadas induz o aumento de fluxos hídricos nos seus canais. Esse aumento de fluxos deve apresentar alguma proporcionalidade com o aumento da área das cabeceiras erosivas, propagando seus efeitos para os setores distais do canal, que tenderiam então a expandir para jusante a partir de algum limiar associado à expansão das cabeceiras.

A evolução do sistema desconectado na área tipo sugere essa cadeia causal. As taxas verificadas no canal distal da Vd-1, de mesma ordem de grandeza das estimadas no canal proximal, apoiam essa hipótese de dependência da expansão descendente dos canais distais de voçorocas desconectadas. Por outro lado, as

diferenças entre as taxas de dissecação estimadas sugerem a existência de algum efeito que permita a manutenção da geometria afunilada dos canais distais. O eventual aumento de vazão para jusante, associado ao aumento da entrada de fluxos nas cabeceiras em expansão, parece causar, sobretudo, aprofundamento do canal distal. O posicionamento comum dos exutórios desses canais distais nas proximidades de rupturas positivas de declive pode induzir o transbordamento parcial de fluxos torrenciais, preservando a morfologia afunilada dos canais, e transferindo o potencial erosivo e deposicional remanescente nos fluxos para jusante. Os canais distais seriam então dissecados sob taxas de erosão relativamente menores, em ambiente dissipativo, retardando a sua expansão descendente, como verificado pelo monitoramento.

No período monitorado o canal distal da Vd-1 atingiu o nível de base local de erosão do sistema desconectado, aprofundando-se por mais de 4 metros nos últimos 26 anos. Ao fazê-lo, o canal atravessou parcialmente e contornou os sedimentos do leque aluvial, chegando ao topo dos depósitos quaternários da rampa colúvio aluvionar, nas cabeceiras da VcM. O canal distal se expande para jusante e já está conectado com a cabeceira SE da VcM, como será discutido na seção 3.5. O longo intervalo de tempo entre a integração que o modelo previa e o que hoje verificamos já causava espécie em 1996. Hoje está clara a obviedade de que a erosão por voçorocas desconectadas gera sedimentos que não são evacuados do sistema. Os sedimentos se acumulam a partir do exutório dos seus canais, e formam leques aluviais que atuam como amortecedores da erosão, aumentando a capacidade de infiltração local e dissipando fluxos hídricos em ambiente agradável. O efeito dissipativo desses depósitos é fator de retardamento da evolução descendente dos canais terminais de voçorocas desconectadas. Outro fator, seria a dependência da expansão descendente do aumento da área das suas cabeceiras a montante.

O resultado obtido pela aplicação do GPR à cabeceira de vale afetada pelas voçorocas desconectadas comprova a ocorrência de feição de relevo deposicional que tem sido relativamente negligenciada pela literatura sobre voçorocamento (PAISANI; OLIVEIRA, 2001). No contexto da área do estudo, esses resultados corroboram e ressaltam o valor interpretativo da extensão do conceito de rampas colúvias para os setores erosivos das encostas (MEIS; MONTEIRO, 1979), ilustrando a construção de feições deposicionais associadas exclusivamente à erosão desconectada da rede hidrográfica nas cabeceiras de vale.

3.3. Evolução de voçorocas conectadas e atratividade de encostas côncavas

A Figura 5 ilustra a migração para montante da voçoroca conectada mestre (VcM), assim como sua configuração atual. Em 1996 suas cabeceiras pareciam se orientar na direção do sistema de voçorocas desconectadas no anfiteatro Sudeste das cabeceiras do vale, apesar da inflexão do seu canal principal para o Sul verificada em 1988. Imagem disponível no Google Earth indica que em 2002 a cabeceira da VcM expandiu preferencialmente para o Sul, evitando migração para qualquer uma das três rampas nos anfiteatros das cabeceiras do vale (Figuras 3 e 5). Desde então a cabeceira axial da VcM não aparenta ter sofrido qualquer mudança significativa, à exceção de três pequenas frentes que irradiam para SE, S e SO, através de solapamentos pontuais nos taludes da voçoroca. O levantamento com VANT em 2022 demonstra que a cabeceira axial migrou para interflúvio largo de perfil longitudinal convexo e geometria planar retilínea, estabilizando na base da encosta (Figuras 4 e 5). O gradiente médio dessa encosta é relativamente elevado: 0,59 m/m (equivalente a 30,64° decimais). A evolução dessa cabeceira diverge do pressuposto amplamente divulgado de que as encostas côncavas em planta e em perfil são atratoras naturais de voçorocas conectadas à rede hidrográfica (OLIVEIRA; MEIS, 1985; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; MOURA; SILVA, 1998). Igualmente, não há indício de que as rampas colúvio aluvionares nos três anfiteatros da cabeceira do vale tenham exercido qualquer efeito de atração da cabeceira da voçoroca para as zonas de saturação do solo nas suas concavidades (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; FERNANDES; COELHO NETTO; LACERDA, 1994). Ou seja, existe espectro amplo de relações hipotéticas entre morfogênese, geometria de encostas e voçorocamento que a evolução da cabeceira axial da VcM contraria.

A geometria de detalhe do canal da VcM e do vale erodido também revelam peculiaridades de interesse. A Figura 11 ilustra de forma simplificada a geometria transversal do canal atual da voçoroca desde as proximidades da sua posição em 1984, a jusante (Figura 11.A). Os perfis passam por bifurcação do talvegue mestre posterior a 1988 (Figura 11.B), associada ao desenvolvimento da frente bilobada da margem leste e às frentes de formação do braço sudoeste da VcM, e terminam na posição onde o canal principal se divide nas três frentes de erosão mais ativas no momento, nas cabeceiras da VcM (Figura 11.C). As Figuras 11.A e 11.B cobrem

distâncias transversais ao vale que são maiores do que as cobertas pela Figura 11.C, que foca em detalhes dos canais mais ativos das cabeceiras.

No perfil da Figura 11.A o fundo do canal da voçoroca atinge cota a de 581 metros de altitude e acusa forte assimetria, atribuída essencialmente a três fatores complementares. O primeiro é a assimetria do vale aluvial, com vertentes laterais na margem oeste (à esquerda) que se mantêm mais íngremes ao longo de todo o vale (Figuras 3 e 4), como demonstram todos os perfis da Figura 11. O segundo fator pode derivar do efeito dissipativo da feição em leque aluvial na desembocadura do anfiteatro leste do vale (Rc-E) (ver Figura 13). O terceiro é evolutivo, pois o perfil atravessa longitudinalmente o que foi o braço leste (à direita) da voçoroca em 1984 (ver Figuras 3, 4 e 5).

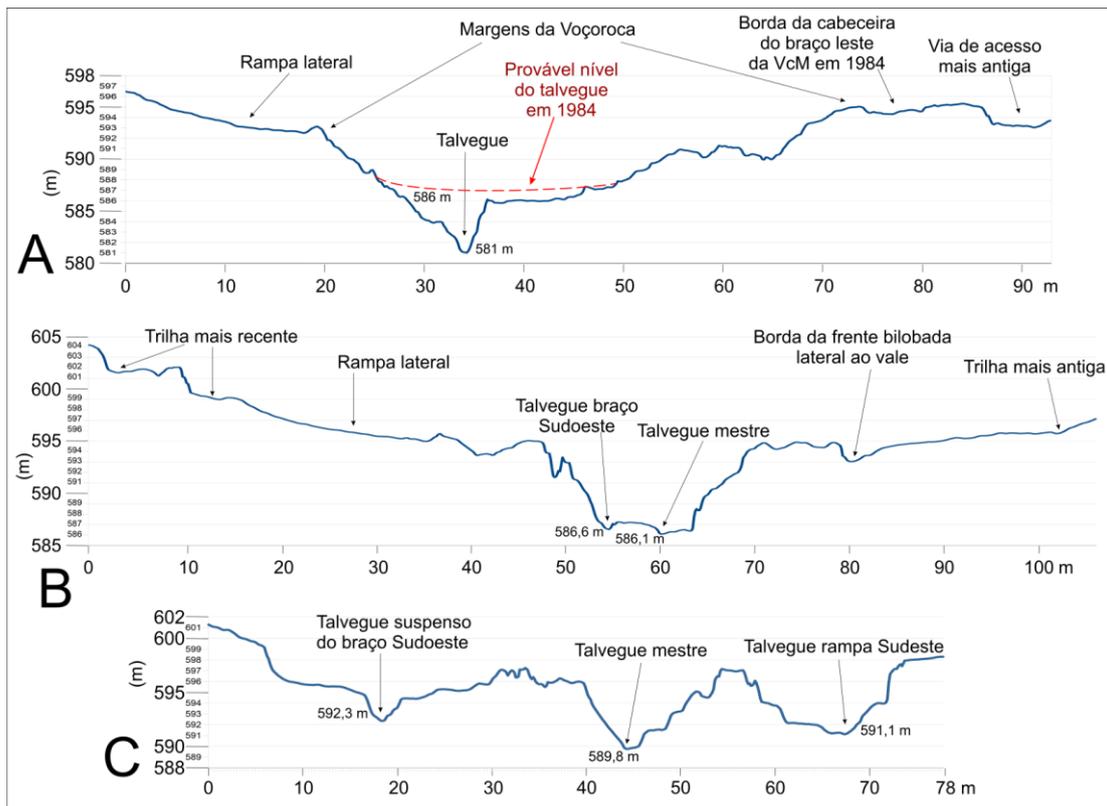


Figura 11. Perfis transversais ao canal da VcM, desde a desembocadura da voçoroca (A) até a zona de cabeceiras do vale (C), em visão de Sul para Norte. Notar variações da geometria das seções transversais dos diferentes talvegues ilustrados.

Podemos observar na Figura 11.A terraço aluvial de aproximadamente 5 metros de altura no interior do canal da voçoroca. Esse terraço pode ser interpretado como remanescente do nível de erosão do talvegue mestre de 1984. O perfil ganha altitude para ENE (direita), chegando a patamar de topo irregular onde duas seções aproximadamente acanaladas podem ser identificadas, antes de atingir a superfície leste do vale aluvial, onde depressão topográfica irregular ilustra a subsidência parcial do terreno no entorno da cabeceira leste da VcM de 1984 (ver Figuras 4 e 5), que estabilizou posteriormente (ver seção 3.2.2). As seções acanaladas no primeiro patamar são trechos do perfil que indicam a irregularidade topográfica dos remanescentes do braço leste da VcM de 1984. O perfil termina ao Leste, em via de acesso da propriedade rural.

Na Figura 11.B vemos dois talvegues que indicam a bifurcação do canal associada à origem de dois braços da voçoroca, ora designados como braços axial e sudoeste (ver Figuras 3 e 4). O braço axial se propaga para Sul e o sudoeste é interceptado pelo canal distal da voçoroca na rampa oeste, mais a montante. O perfil da Figura 11.B está a 85,85 metros a montante do da Figura 11.A, seguindo a linha d'água. Tomando a cota de 581 metros do talvegue mestre na Figura 11.A como referência para os dois talvegues da Figura 11.B, obtêm-se os gradientes de 0,065 m/m (3,73° decimais) e 0,059 m/m (3,40°), respectivamente para os talvegues do braço sudoeste e do axial (ver Figura 3). O perfil da Figura 11.B cruza duas vias de acesso na rampa situada a Oeste do vale (esquerda). Essas trilhas estão em locais mais elevados do que o da mesma trilha a Leste. As diferenças de elevação são

respectivamente de 5,7 e de 3,0 metros em relação à trilha ao Leste. Os trechos de trilha interceptados pelos perfis, em ambos os lados da VcM, ilustram setores de via de acesso rural que foi sendo adaptada à expansão remontante das cabeceiras da VcM, contornando-as (ver Figuras 3 e 4).

O perfil da Figura 11.C é mais curto e foca nas três cabeceiras mais ativas da VcM. A Oeste (esquerda), observa-se pequeno canal suspenso, 2,5 metros acima da cota do talvegue mestre da VcM, um pouco abaixo de 589,8 m de altitude. Esse perfil cruza a Leste (direita) o talvegue topograficamente mais elevado do braço Sudeste da VcM, que tem avançado de forma acelerada na direção do sistema de voçorocas desconectadas (Vd-1 e Vd-2) desde 2002.

Como no trecho entre os perfis da Figura 11.C e da Figura 11.B o canal do braço sudoeste da VcM é anormalmente sinuoso, usamos as distâncias lineares de 41,2 m, 43,6 m e 50,5 para o cálculo dos gradientes, respectivamente nos braços sudoeste, axial (Sul) e sudeste da VcM. Os gradientes de talvegue obtidos são de 0,14 m/m (7,88°), 0,08 m/m (4,85°) e 0,09 m/m (5,32°), respectivamente. Todos os gradientes aumentam em relação ao trecho anterior, assim como aumentam de forma significativa as diferenças de gradiente entre os braços da VcM. O aumento geral dos gradientes está associado à aproximação da zona de cabeceiras do vale erodido. De fato, o perfil da Figura 11.B está localizado um pouco acima de setor de transição de gradientes do vale aluvial, passando de declives de 1,0 grau em média, a jusante, para 5,0 graus a montante (Figura 12). Fato que indica o ganho crescente de energia potencial na direção das cabeceiras do vale. Essa transição de gradientes ocorre exatamente no local de abertura da frente bilobada, na margem Leste da VcM (Figuras 4 e 12). O perfil topográfico da Figura 12 é interrompido pela frente bilobada. A interpolação dos segmentos do perfil gera coincidência entre o ponto de mudança de gradientes no vale e o ponto médio das duas cabeceiras da frente bilobada leste da VcM, em desenvolvimento desde 1988 (Figura 5). Tanto a cabeceira NNW quanto a cabeceira SSE da frente bilobada (Figura 12) estão estabilizadas. A cabeceira NNW é mais profunda e tem taludes mais íngremes do que os da cabeceira SSE.

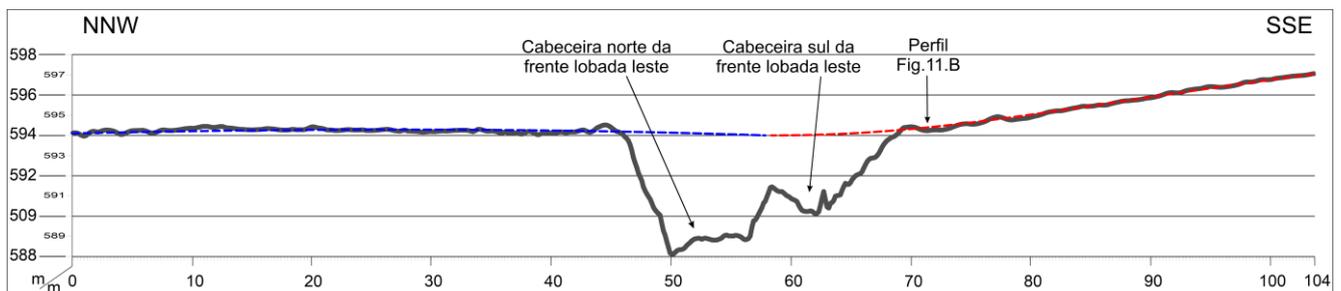


Figura 12. Mudança de gradiente médio do vale na altura do eixo da frente lateral bilobada da VcM. A figura traz exagero vertical de 50% para realçar a mudança. Notar suave convexidade do setor NNW do perfil.

Os gradientes dos talvegues dos três braços de cabeceira da VcM demonstram que o ganho de energia potencial associado ao aumento de gradiente do assoalho do vale foi mais bem explorado pelos braços axial e sudeste da voçoroca (Figura 11.C). Estudo com foco maior nas características da zona de cabeceiras da VcM será discutido na subseção 3.4, onde salientamos diferenças de ajuste entre os principais talvegues da zona.

3.3.1. Níveis de base, hierarquização de talvegues e atração de concavidades ao voçorocamento

Os perfis desta subseção ilustram a articulação das frentes de expansão do canal da VcM com o nível de base de erosão da voçoroca, que foi definido arbitrariamente na posição do canal raiz em 1984. A leitura dos perfis de jusante para montante permite avaliar as transformações do canal em trajetória análoga à temporal, do passado para o presente, indicando variações ainda sutis do gradiente dos talvegues que ilustram a qualidade das suas articulações com o nível de base na aproximação para a zona de cabeceiras do vale. O percurso de jusante para montante também permite ressaltar a posição de trilha de contorno da erosão remontante.

Como sugerido pelas peculiaridades que foram observadas na apresentação dos resultados relativos à voçoroca conectada, a análise conjugada dos registros do avanço da VcM e da geomorfologia local permite reconhecer a hierarquização dos talvegues em associação com as geometrias de encosta que favoreceram ou desfavoreceram a expansão remontante das frentes de avanço do voçorocamento. Nas subseções 3.1 e 3.3 foram

ressaltados alguns casos de exceção factual à noção segundo a qual a associação estatística entre voçorocamento e encostas côncavas poderia ser entendida como demonstração consolidada da atratividade do voçorocamento por encostas côncavas (OLIVEIRA; MEIS, 1985). A caracterização do leque aluvial na subsubseção 3.2.1 gera matéria que permite explicar duas das peculiaridades observadas. A primeira é a da estagnação da cabeceira leste da VcM após 1984 (Figura 5). A segunda é a assimetria entre os taludes das cabeceiras NNW e SSE da frente bilobada leste da VcM, que são mais íngremes na NNW. Apesar de se orientar para a rampa do Rc-E a partir de 1988, a cabeceira NNW está tão estável quanto a cabeceira SSE da frente bilobada (Figuras 3 e 4).

A Figura 13 apresenta fotografia de arquivo que registra o momento no qual a morfologia da desembocadura do anfiteatro Rc-E nos chamou a atenção, revelando configuração em leque aluvial. Na ausência de mais informação sobre essa feição deposicional, propomos a hipótese de que esse leque aluvial tenha exercido sobre as frentes de expansão local da VcM em 1984 o mesmo efeito de retardamento da erosão que é verificado no caso das voçorocas desconectadas (subsubseção 3.2.2). No caso da frente bilobada, a hipótese de retardamento da erosão sob o efeito dissipativo do leque se aplica à expansão remontante da cabeceira NNW da frente que, apesar de ser mais íngreme e mais profunda (ver Figura 12), e de erodir parcialmente depósitos colúvio aluvionares da periferia do leque, está tão estável quanto a cabeceira SSE (ver respectivas coberturas vegetais nas Figuras 3 e 4). A estabilização da cabeceira NNW deve estar associada ao eventual efeito dissipativo dos depósitos em leque, e a da cabeceira SSE parece relacionada a aparente pouca profundidade da concavidade lateral que atraiu de início a frente, em 1988 (Figura 5).



Figura 13. Fotografia do anfiteatro rampeado leste (Rc-E) em 1996. O ponto claro na margem oeste da voçoroca, em frente ao anfiteatro, é um para sol para proteção de teodolito e do seu operador. O tracejado amarelo marca os limites aproximados dos depósitos para jusante. Foto de arquivo pessoal.

A geometria e a evolução do canal da VcM no setor também apoiam a hipótese de retardamento da erosão na zona de influência da feição em leque do Rc-E (Figuras 3, 4, 5 e 13). O canal da VcM é mais estreito no local; a sua margem leste praticamente acompanha o contorno lobado externo da feição em leque (Figuras 3 e 4), e o alargamento do canal é mais pronunciado na margem oposta, a Oeste (Figura 5). Igualmente, esse é o trecho do canal da VcM que contém vegetação arbórea de maior porte, e que já estava bem desenvolvida em 1996 (Figura 13). As árvores no canal geram redundância altimétrica no MDT, criando artefato digital que demarca, com precisão, tanto a extensão longitudinal quanto a área do canal da VcM que continua estabilizada nas proximidades do leque da Rc-E em 2022 (Figura 4).

Esse caso, hipotético, nos remete à discussão sobre a dificuldade de explicar diferentes estágios evolutivos de feições geomorfológicas com base apenas em fatores externos (alogênicos) ao ambiente local, como clima, tempo e intervenções antrópicas. Evidentemente, fatores endogênicos também são importantes, e leques aluviais fornecem exemplos clássicos de sucessivos limiares endogênicos que influenciam a sua evolução geomorfológica (VENTRA; CLARKE, 2018). A noção de limiares endogênicos, por sua vez, remete à discussão sobre o papel das descontinuidades do subsolo sobre o desenvolvimento do voçorocamento, enquanto agente morfogenético (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; LANA; CASTRO; LANA, 2022).

Três braços VcM entram em foco na aproximação para as cabeceiras (Figura 11.C); um ao Sudoeste, um ao Sudeste e outro ao Sul (Figuras 3, 4 e 5). O braço sudoeste será abordado na subseção 3.4. A evolução do braço sudeste apoia a associação entre voçorocamento e concavidades, indicando expansão remontante acelerada na direção do anfiteatro onde evolui o sistema de voçorocas desconectadas (ver Figura 5). O braço axial (Sul) constitui desvio notável à noção de atração preferencial do voçorocamento por encostas côncavas (OLIVEIRA; MEIS, 1985). A cabeceira migrou paradoxalmente para um interflúvio de geometria retilínea em planta e convexa em perfil. Como já indicam os perfis transversais ao canal da VcM na Figura 11, a cabeceira axial contém o talvegue mestre do sistema conectado. Trata-se do talvegue que controla os ajustes ao nível de base de todos os braços da voçoroca nas suas cabeceiras, e que não foi atraído para qualquer um dos três anfiteatros côncavos nas cabeceiras do vale (Rc-SE, Rc-SO e Rc-O) (Figura 3). Ressalte-se que todos esses anfiteatros são ocupados por rampas colúvio aluvionares, que representam, em tese, os casos ideais de demonstração da preferência genética de voçorocas por concavidades, em função das discontinuidades do subsolo associadas às encostas rampeadas (e.g. OLIVEIRA, 1989; BACELLAR; COELHO NETTO; LACERDA, 2005).

Como bem ilustra a Figura 5, a VcM já havia se estendido na direção Sul em 1988, antes de desenvolver dois braços laterais (E e SO) no canal medial, e abrir duas cabeceiras bem articuladas ao nível de base (S e SE). A configuração atual do contorno da borda da cabeceira axial (Sul) revela indefinição que é exemplar, desafiando o conceito de atratividade do voçorocamento por concavidades (Figuras 3, 4 e 5). As três frentes mais ativas dessa cabeceira não permitem definir em qual direção a cabeceira deve se desenvolver no futuro: uma frente aponta para a rampa SO; outra aponta para o interflúvio convexo, ao Sul, e a terceira frente se alarga para o anfiteatro SE, ocupado pelas voçorocas desconectadas (Figuras 4 e 5). A indefinição das frentes de expansão da cabeceira axial da VcM sugere a anulação determinística das linhas teóricas de fluxo que poderiam ser inferidas pela topografia. Porém, essa incongruência teórica pode ser explicada pela associação da topografia de detalhe com os registros dos monitoramentos de 1995 e de 1996.

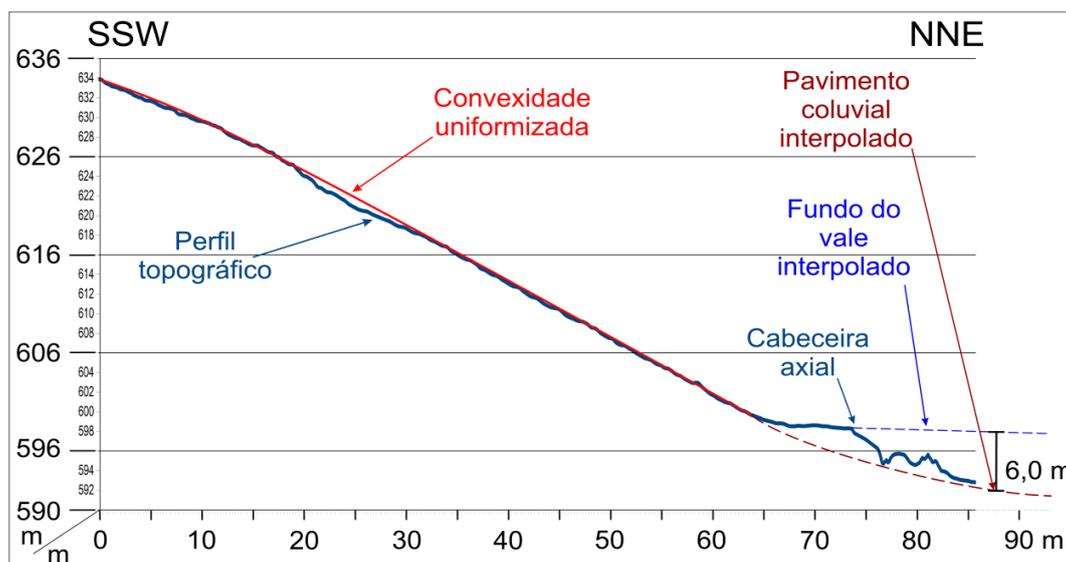


Figura 14. Perfil topográfico ao longo do interflúvio sul das cabeceiras do vale. A projeção do vale aluvial para jusante da cabeceira axial coincide com a profundidade aproximada da voçoroca em 1995, no setor. Notar convexidade do perfil longitudinal do interflúvio.

A Figura 14 apresenta perfil topográfico longitudinal ao interflúvio convexo, na base do qual está a cabeceira axial da VcM. O perfil atravessa o que resta do assoalho aluvial do vale, e percorre parcialmente o talvegue mestre da voçoroca. Foram inseridas interpolações gráficas na figura que simulam os registros de meados da década de 1990. Durante trabalho sedimentológico na época foi observado pavimento colúvio de mergulho acentuado, que fora desenterrado pela erosão no assoalho da voçoroca.

Os registros de campo indicam que os colúvios de textura argilo-arenosa do pavimento no piso da voçoroca são prolongamentos do setor terminal do interflúvio íngreme, a montante, portador dos mesmos colúvios lamosos (Figura 15). O topo do pavimento colúvio apresentava degrau de aproximadamente 20 cm, ressaltado

pela erosão. Seguindo o degrau lateralmente, observa-se a sua continuação na parede da voçoroca adjacente ao pavimento, delineando camada tabular (plana e extensa lateralmente), de 20 a 25 centímetros de espessura, composta de lamaz argilo-arenosas amareladas (Figura 15.B).

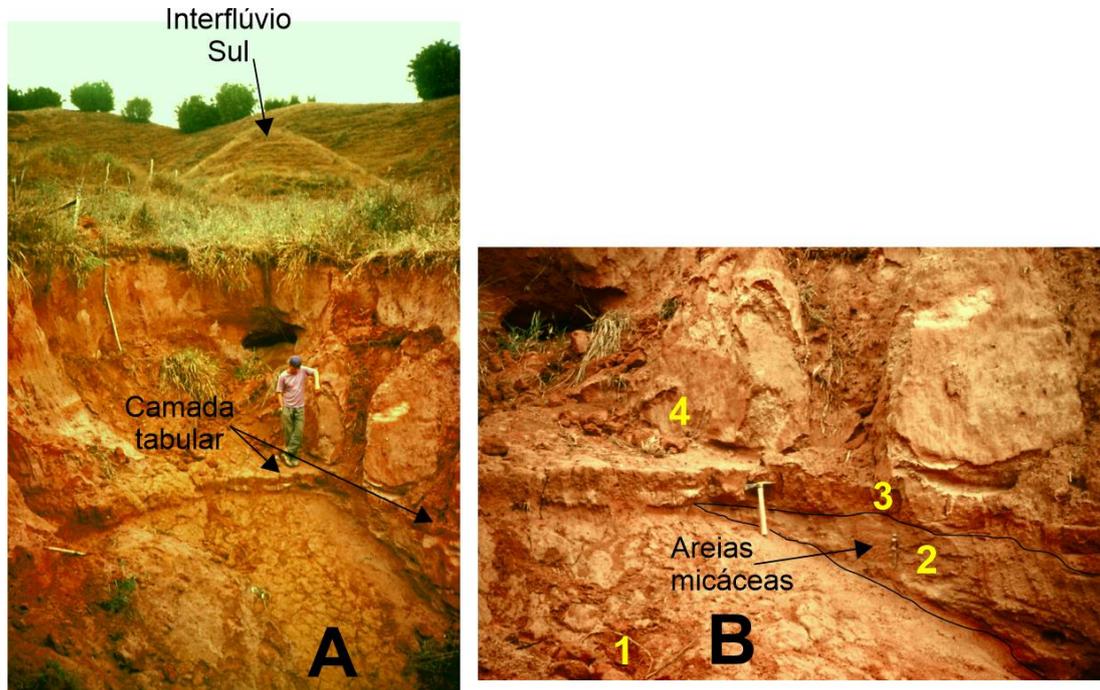


Figura 15. Fotos das feições deposicionais quaternárias e feições erosivas na cabeceira axial da VcM em 1995. Unidades deposicionais genéricas (B): pavimento coluvial (1); areias micáceas (2); camada tabular de lamaz argilo arenosas (3); areias variadas (4). Notar: 1- alinhamento entre cabeceira da voçoroca, duto (pipe) e interflúvio a montante (A); 2- ausência de sinais de escavação manual no entorno do degrau, no topo do pavimento coluvial (A e B); 3- laminação ainda bem preservada nas areias da unidade 2 (B). Fotos de arquivo pessoal.

Como a camada tabular tem mergulho mais suave do que o do pavimento, as diferenças de caimento definem a geometria lenticular da camada 2 (Figura 15.B), que jaz entre as duas unidades deposicionais. O plano de acamamento entre a base do degrau e o topo do pavimento coluvial, ressaltado pela desagregação erosiva (Figura 15.B), indica que o degrau demarca a zona de separação entre os colúvios lamosos do pavimento basal e as lamaz da camada aluvial tabular. Ou seja, os depósitos expostos pela erosão ilustram a estrutura tridimensional de sequência de acreção vertical que cobriu a base do interflúvio sul. De início, areias micáceas (unidade 2) cobriram o pavimento (Figura 15.B). Em seguida as areias foram cobertas por camada tabular de lamaz (unidade 3) que foram retrabalhadas do topo do pavimento basal a montante. Finalmente, várias camadas de areias e lamaz (unidade 4) preencheram a cabeceira do vale. Essa sequência indica que fluxos de lama de baixa turbulência espalharam para jusante o material argilo-arenoso do pavimento sobre os sedimentos arenosos de um vale em agradação, como sugere a ausência de estruturas de deformação centimétricas nas areias micáceas, friáveis e pouco competentes da unidade 2 (Figura 15.B). O pavimento coluvial na cabeceira da voçoroca foi finalmente coberto por areias micáceas avermelhadas, pedogenizadas após a estabilização do ambiente (Figura 15).

Além de testemunhar as fases iniciais da colmatação aluvial nas cabeceiras do vale, a estrutura em lobo do pavimento fundamenta hipótese que justifica a desafiadora violação pela cabeceira axial da VcM da noção de atratividade das concavidades colúvio aluvionares ao voçorocamento. A hipótese é sintetizada pela Figura 14. A superfície íngreme do interflúvio coluvial argilo-arenoso deve necessariamente verter volumes importantes de fluxos hídricos para a base, onde o assoalho do vale deve prover frentes de infiltração para o subsolo, escoando excessos de chuva na superfície. No subsolo, fluxos de infiltração e de percolação lateral devem escoar com maior facilidade nas areias friáveis e mais permeáveis, perdendo vazão nos colúvios lamosos, de textura mais fina, que passam a constituir camada de impedimento hidrológico na base do pacote alúvio-coluvionar.

Quando comparada às imagens da Figura 15, a geometria interpolada dos colúvios argilo arenosos (Figura 14) fornece hipótese robusta para a expansão da cabeceira axial da VcM na direção do íngreme interflúvio retilíneo-convexo. Como os colúvios do interflúvio se estendem em lobo para jusante, a camada de impedimento hidrológico transforma todos os sedimentos arenosos a ela sobrepostos em fonte privilegiada de fluxos de percolação lateral. O grande duto (*pipe*) escavado na base da cabeceira axial em 1996, sobre o pavimento basal (Figura 15.A), corrobora essa hipótese e é feição representativa (*proxy*) do volume de fluxos vertido pelas areias micáceas sobre a camada de impedimento hidrológico.

A estrutura em cunha do subsolo local, cujas discontinuidades mecânicas são evidentes (Figura 15), superou a atratividade ao voçorocamento que seria esperada para as rampas alúvio-colvionares nas cabeceiras do vale tipo (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; OLIVEIRA, 1989; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991). Esse fato nos remete à discussão provocada pelos leques aluviais identificados no estudo, sobre a importância relativa de fatores alogênicos e endogênicos na evolução morfogenética. Curiosamente, o estudo da exceção às estatísticas de 1984 verificada pela evolução da cabeceira axial da VCM reitera o principal argumento que é desenvolvido no trabalho de maior repercussão associado ao mapeamento de voçorocas na área: o do efeito das discontinuidades do subsolo sobre a expansão remontante de voçorocas conectadas (OLIVEIRA, 1989). Ao contrário do que nós esperávamos, a estrutura subterrânea capaz de influenciar a erosão por fluxos de percolação em voçorocas conectadas não se verificou factualmente nas concavidades das cabeceiras do vale tipo, mas sim, paradoxalmente, na base do seu interflúvio mais proeminente.

Esse é um achado importante do estudo. Outro achado é o dos leques aluviais. Caso a hipótese de efeito estabilizador de leques aluviais sobre o voçorocamento venha a ser corroborada, as relações estabelecidas pelo estudo apoiam o interesse de projetos geomorfológicos orgânicos para o controle e mitigação do voçorocamento através de sistemas dissipativos (GUERRA et al., 2015). Por outro lado, também cabe ressaltar a necessidade de adaptação de projetos agropastoris ao risco de voçorocamento, que depende de ajustes do sistema hidrogeomorfológico a mudanças alogênicas e endogênicas (PEIXOTO; SILVA, 1991; DIETRICH; DUNNE, 1993; COELHO NETTO, 2003).

Apesar de as encostas bicôncavas induzirem a concentração de linhas de fluxo em qualquer software geoespacial, a atração de voçorocas para as concavidades do terreno não pode ser tratada como fato consolidado em estudos de erosão. Outros fatores de indução de fluxos são importantes, e se somam ao da geometria do terreno (BONELL, 1998; BACELLAR; COELHO NETTO; LACERDA, 2005; LANA; CASTRO; LANA, 2022). Os casos aqui ilustrados de exceções à atratividade erosiva das concavidades exemplificam bem as relações causais que podem emergir de abordagens que incluam a estrutura do subsolo no estudo da erosão por voçorocas (OLIVEIRA, 1989, SHAKESBY; WITHLOW, 1991; FERNANDES; COELHO NETTO; LACERDA, 1994; OLIVEIRA; COSANDEY, 1996). Eles ressaltam também que estatísticas são úteis para indicar caminhos a explorar, e que não há relação absoluta entre encostas côncavas e desenvolvimento de voçorocas.

As evidências do estudo que explicam o aparente paradoxo da evolução da cabeceira axial da VcM ressaltam a oposição essencial entre colúvios argilo-arenosos coesos e areias micáceas friáveis na zona de cabeceiras do vale tipo. Como é discutido a seguir, essa é uma das causas principais que emergem da análise dos dados colhidos para o estudo da singular voçoroca que ocupa o anfiteatro oeste (Rc-O) das cabeceiras do vale.

3.4. Voçoroca desconectada, voçoroca conectada, voçoroca antrópica ou voçoroca integrada?

A grande voçoroca de canal distal afunilado que invadiu recentemente a rampa do anfiteatro Oeste das cabeceiras do vale (ver Figuras 3 e 4) ocupa rampa essencialmente aluvionar que está topograficamente suspensa em relação às rampas nas cabeceiras do vale tipo. Em função disso, essa voçoroca é referida como VRS (Voçoroca de Rampa Suspensa). A sua ocorrência no anfiteatro oeste (Rc-O) é coerente com a noção de atratividade das concavidades rampeadas para o voçorocamento. Mas a ocorrência desafia a tipologia oriunda do mapeamento de 1984 e desestabiliza o modelo conceitual de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas.

A Figura 16 apresenta quatro perfis transversais na zona de cabeceiras da VcM, abarcando as suas principais ramificações. O perfil da Figura 16.A dista apenas 7,4 metros a montante do perfil da Figura 11.B (ver subseção 3.3), no qual foi ressaltada a bifurcação do talvegue axial da VcM. Os perfis da Figura 16 ocupam o setor do vale com gradientes mais elevados.

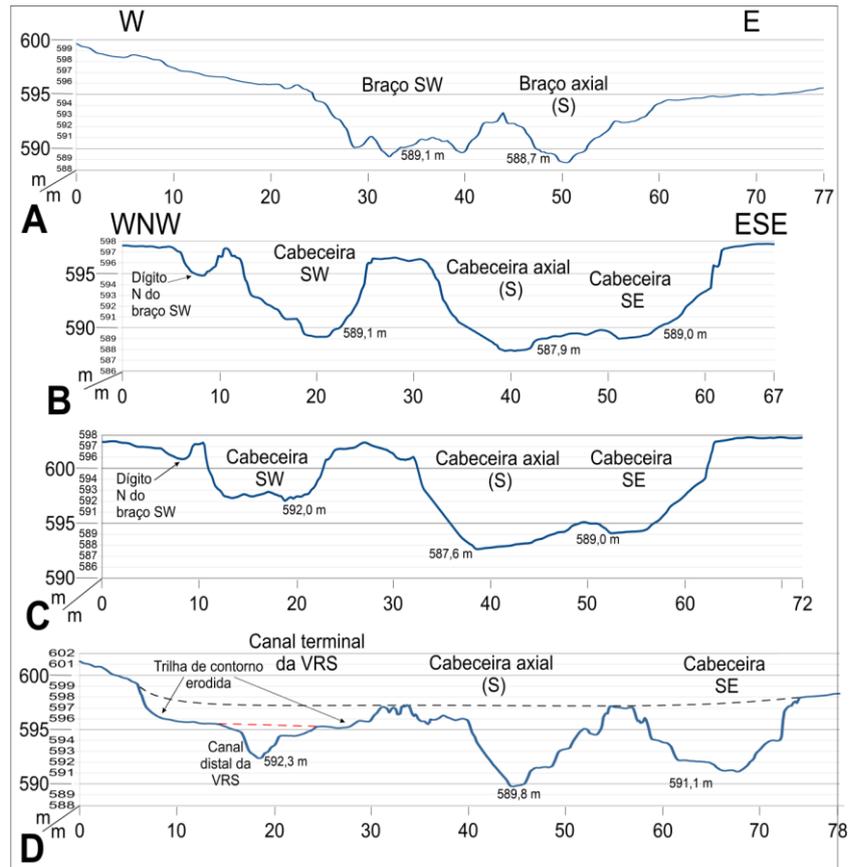


Figura 16. Perfis topográficos transversais ao canal da VcM na zona de cabeceiras (ver Figura 4 para localização).

Podemos verificar na figura a mesma assimetria do vale que é peculiar aos demais perfis transversais à VcM, com vertentes mais altas e íngremes ao Oeste e terrenos aluviais subhorizontais ao Leste. No canal da voçoroca podemos ver os desdobramentos para montante da ramificação de canais que foi observada anteriormente (Figura 16.A). O canal da cabeceira axial possui talvegue em U estreito. A pequena incisão verificada na Figura 11.B, associada ao canal do braço SO, passa na Figura 16.A para três incisões pequenas (ver também Figura 4). Nesse canal duas incisões têm perfil em U estreito e uma, em cota inferior, possui perfil em V. O talvegue mestre ainda guia a erosão no setor, ocupando altitude 0,4 m inferior à do talvegue do braço SO. O perfil em V do talvegue no braço SO sugere dissecação recente, ainda se adaptando ao nível de base controlado pelo talvegue mestre. Os gradientes locais dos talvegues entre os perfis da Figura 16.A e da Figura 11.B são de 0,15 m/m (8,75°) no braço SO e de 0,20 m/m (11,25°) no braço axial (Sul), indicando adaptação relativamente recente do talvegue mestre, provavelmente associada ao acréscimo de fluxo que provocou a expansão recente da cabeceira SE da VcM, a montante (ver Figuras 3 e 5).

Os perfis das Figuras 16.B e 16.C estão muito próximos e apresentam configuração similar; por isso são analisados em conjunto. Esses perfis estão na zona de cabeceiras da VcM e, por isso, são referidos como cabeceiras na figura, substituindo o termo braço. Três talvegues estão visíveis, de ONO para ESE, o da cabeceira SO, o da cabeceira axial da VcM e o da cabeceira SE, que é interceptada mais obliquamente pelos perfis (ver Figura 4). Os dois últimos talvegues aparentam ser um só nos dois perfis, embora sutis variações sejam relevantes. O perfil da Figura 16.B está situado 16,25 m a montante do da Figura 16.A. O da Figura 16.C dista 5,35 metros do da Figura 16.B. Os gradientes dos talvegues entre as Figuras 16.A e 16.B são baixos, de 0,0 m/m na cabeceira SO e de 0,04 m/m (2,47°) na cabeceira axial. Entre as Figuras 16.B e 16.C há informação disponível para a cabeceira SE. O talvegue da cabeceira SO ganha 2,9 metros de altitude para o Sul; o talvegue mestre (S) perde 0,3 metro de altitude, e o talvegue da cabeceira SE mantém a altitude constante entre os perfis, acusando respectivamente gradientes de 0,54 m/m (28,47° decimais); 0,07 m/m (4,8°), e nulo. O gradiente elevado da cabeceira SO no trecho está associado ao fato de o perfil da Figura 16.C cruzar o topo de patamar com mais de três metros acima do talvegue da VcM no setor. O patamar compõe o canal distal da voçoroca de rampa suspensa

(VRS) no anfiteatro Oeste (Rc-O) das cabeceiras do vale. Quaisquer que sejam as causas, temporais ou mecânicas, a dissecação da cabeceira SO da VcM está 4,4 m acima da cota altimétrica do talvegue mestre, no perfil da Figura 16.C. O patamar na cabeceira SO indica a juventude do talvegue distal da VRS, revelando também a ausência de conexão hidrológica entre a VRS e o talvegue mestre. O patamar indica ainda a existência de zona limiar entre o canal distal da VRS e o talvegue da cabeceira SO da VcM: do ponto de vista dinâmico e morfológico a cabeceira SO da VcM deixa de existir a montante dessa zona (Figuras 3 e 4).

A Figura 16.D apresenta o mesmo perfil que foi usado na Figura 11.C, na subseção 4.3, atravessando as cabeceiras mais ativas da VcM, porém com acréscimo de informação que tem por objetivo a consolidação de hipótese para a origem VRS. Percorrendo a figura de ONO para ESE, os três talvegues estão separados dos do perfil imediatamente a jusante (Figura 16.C) por respectivamente 12,10 metros, 13,93 metros e 11,92 metros, seguindo a linha d'água. O que resulta em gradiente entre as Figuras 16.C e 16.D que são respectivamente de 0,02 m/m (1,42°); de 0,15 m/m (8,11°), e de 0,15 m/m (8,66°). O baixo gradiente do canal terminal da VRS no trecho reflete o seu percurso sobre o patamar que o perfil atravessa. Na Figura 16.D, a seção transversal do talvegue da VRS, a ONO, indica canal relativamente pequeno, com geometria em "V" largo. Como ressaltado na figura, o talvegue foi escavado sobre o piso de um dos traçados da trilha de contorno das cabeceiras da VcM. O talvegue distal da VRS atravessa a trilha de contorno em trajeto perpendicular (Figura 4). Embora o perfil da Figura 16.D atravesse trecho reduzido das superfícies topográficas adjacentes às margens das cabeceiras da VcM, a assimetria do vale que vem sendo comentada ainda é notável, com vertente íngreme a Oeste e terreno mais plano a Leste.

A Figura 17 ilustra o perfil longitudinal da VRS, desde as cabeceiras da voçoroca até a articulação com o talvegue mestre da VcM. O primeiro quarto do perfil possui configuração longitudinal côncava. Os três quartos complementares, a jusante, exibem perfil longitudinal levemente convexo até o nível de base local. Essa convexidade do perfil longitudinal é forte evidência da juventude relativa da VRS (ANDERSON e ANDERSON, 2013), ilustrando talvegue que ainda não se ajustou ao nível de base local. A articulação entre os dois talvegues ocorre apenas 52,6 metros a jusante, onde se situa o perfil da Figura 11.B, na zona de mudanças de gradientes do vale (Figura 17 e Figura 4).

O patamar que separa o canal distal da VRS do talvegue da cabeira SO da VcM é representado na Figura 17 por dois compartimentos altos e de topo irregular. Esses compartimentos são separados por trecho mais baixo que segue o talvegue meândrico escavado no setor; logo, a distância horizontal do trecho meândrico é exagerada pelo trajeto sinuoso do perfil (ver Figuras 3 e 4).

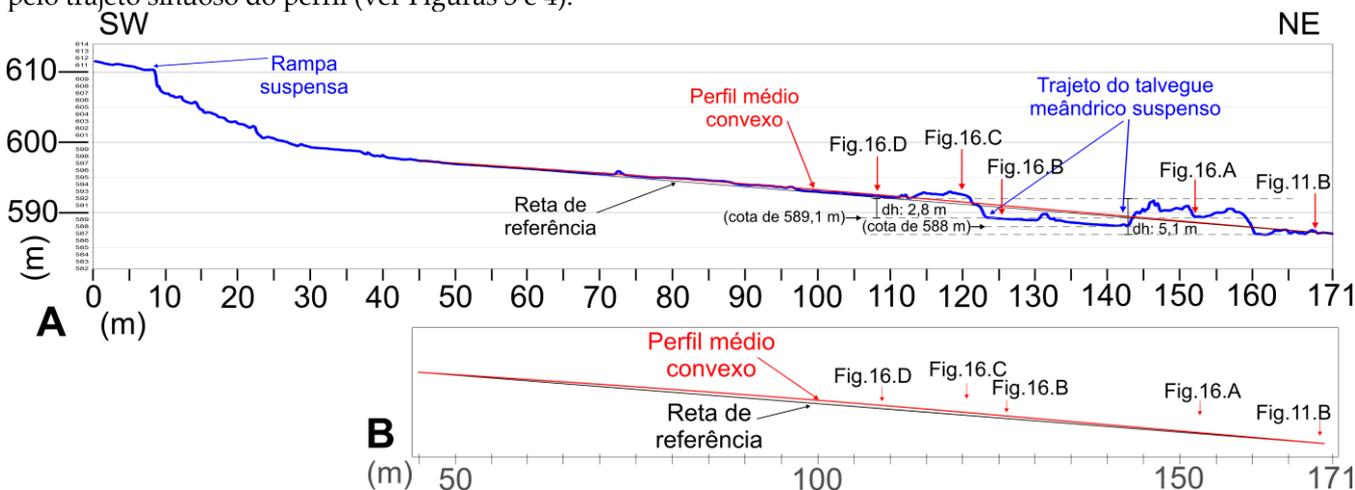


Figura 17. Perfil longitudinal da VRS (ver Figura 4). O painel de baixo destaca o setor convexo do canal através da retirada das informações do painel superior apenas. A interseção do perfil com os das Figuras 16 e 11.B estão indicados.

O traçado do talvegue da VRS no perfil da Figura 17 reflete o melhor compromisso com a resolução do MDT (ver Figura 4), pois as linhas de escoamento no canal seguem rede complexa de condutos descontínuos, similar à que é descrita em voçorocas e ravinas desconectadas (ver subseção 3.2). O talvegue meândrico já estava escavado em 2010, segundo a primeira imagem da VRS que está disponível na plataforma Google até a data do fechamento deste estudo. A sequência de imagens de consulta pública é bastante ilustrativa do desenvolvimento do traçado meândrico, de montante para jusante, entre 2010 e 2015. Além de ser feição cuja origem não pode ser explicada

como efeito dos processos que guiam a expansão remontante de voçorocas conectadas (ver subseção 4.3), o talvegue meândrico se desenvolveu necessariamente sob os mesmos princípios que regem a formação de meandros em bacias hidrográficas, em canais distais ou de gradientes médios de vale. As incongruências que podem ser deduzidas da comparação detalhada entre o talvegue longitudinal da VRS (Figura 17) e os cinco perfis que o perfil longitudinal intercepta (Figura 11.B e Figuras 16.A, B, C e D) demonstram que a drenagem ao longo do patamar só pode ser explicada por drenagem que é invisível à superfície digital do terreno.

Apesar disso, duas conclusões se impõem. A série temporal disponível para o estudo demonstra que os três dígitos que formaram o braço SO da VcM entre 1994 e 1996 se prolongaram para rampa lateral ao vale, dando origem à cabeceira SO atual (Figuras 3, 4 e 5). Os perfis das Figuras 16.B e 16.C demonstram que a profundidade do dígito norte da cabeceira SO diminui para montante, passando de 2,5 metros para um pouco mais de 1,2 metro entre os 2,0 metros que separam os perfis das duas figuras. Ou seja, esse dígito passa praticamente de voçoroca à ravina entre quatro passos largos para montante. A primeira conclusão é que a cabeceira do braço SO da VcM é composta por remanescentes de três talvegues mal individualizados nessa cabeceira, e mal ajustados ao nível de base local da erosão. A segunda conclusão deriva da integração entre os dados da Figura 16 e a interpretação dos da Figura 17, demonstrando com pouca margem para dúvidas que o canal distal da VRS invadiu extensão rasa do dígito mais ao Sul da cabeceira SO (ver Figuras 3 e 4), esculpindo o talvegue meândrico que permanece incluso sobre o patamar residual local. A série causal indica, portanto, que o canal distal da VRS está em processo de expansão descendente; que é típica de voçorocas desconectadas. O padrão de expansão descendente do canal constitui incongruência óbvia para voçorocas conectadas, articuladas ao nível de base.

A Figura 18 expõe reconstituição da geometria longitudinal da rampa aluvionar no anfiteatro Oeste. O perfil atravessa os remanescentes laterais da rampa que foi erodida; o fundo do vale aluvial; a cabeceira axial da VcM, e termina na sua cabeceira SE. É ressaltado na figura o perfil exatamente retilíneo da rampa aluvial. O perfil antitético a jusante, adjacente à borda da cabeceira axial, é a trilha de contorno da cabeceira da VcM no assoalho do vale aluvial (ver Figura 4). O perfil da Figura 18 atravessa em traçado oblíquo essa trilha (ver Figuras 16, 3 e 4). O trecho antitético no perfil ilustra bem o efeito da simples abertura de uma via de acesso rural (trilha) sobre o balanço hidrogeomorfológico local. O caráter antitético do perfil resulta da geometria longitudinal da trilha no setor (Figura 4), que atravessa o eixo côncavo do assoalho do vale. A resultante com o perfil da Figura 18 é a “calha” em U assimétrico do perfil antitético. A erosão no local foi causada pela passagem da trilha de contorno pelo eixo central do vale.

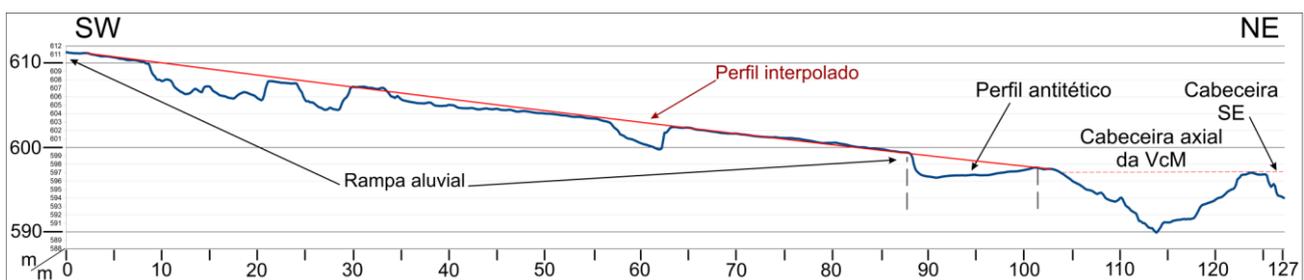


Figura 18. Perfil topográfico ao longo dos remanescentes da rampa aluvial erodida pela VRS. Notar perfil retilíneo simples (em vermelho) delineado pela interpolação dos remanescentes da rampa. Com essa geometria e preenchimento sedimentar o anfiteatro erodido corresponderia ao tipo HCP de Moura, Peixoto e Silva (1991).

A Figura 19 representa o contexto hidrogeomorfológico da VRS, ilustrando a rampa suspensa no anfiteatro oeste; as diferenças entre os materiais que foram exumados pela trilha, e detalhes associados à articulação entre o canal distal da VRS e o dígito sul da cabeceira SO da VcM (ver Figuras 3 e 4). Como no caso da cabeceira axial da VcM, os colúvios argilo-arenosos amarelados são mais antigos e mais resistentes à erosão do que as areias micáceas avermelhadas. Aqui ressaltamos o fato de o canal distal da VRS explorar exatamente as areias micáceas avermelhadas, que são visivelmente menos resistentes do que as argilas arenosas, como atestam as diferenças do ravinamento em cada setor da trilha. É notável no local o contato lateral entre esses dois materiais, que pode ser traçado tanto em campo quanto na imagem aérea de alta resolução (Figuras 3 e 4), ilustrando estrutura acanalada já caracterizada pela alostratigrafia regional em outros sítios (MOURA, 1995; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 2001).

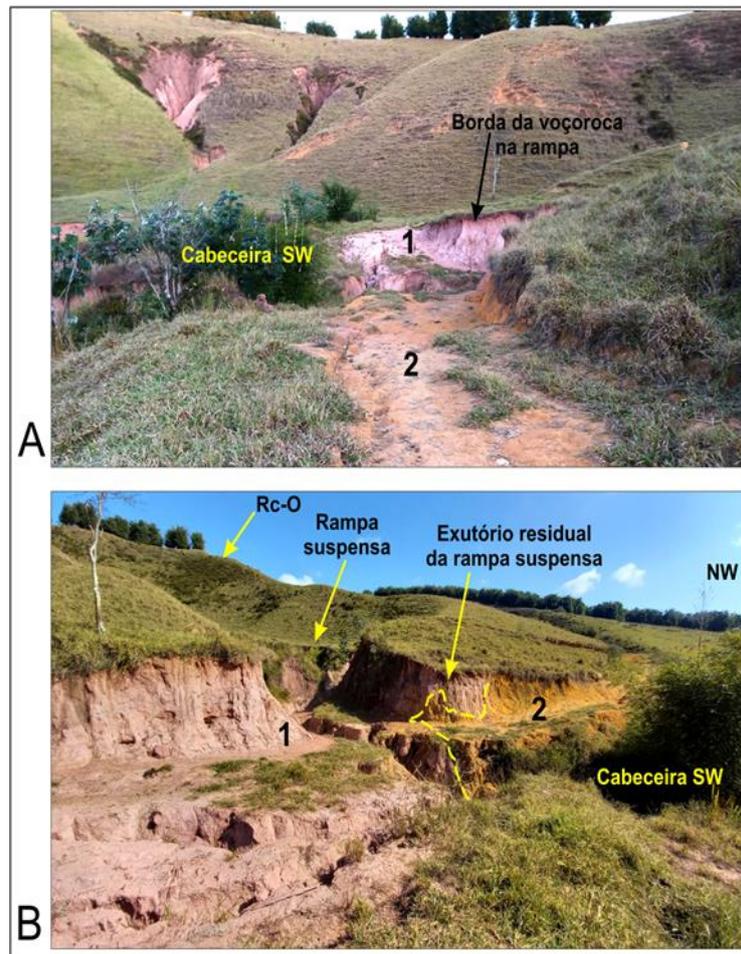


Figura 19. Registro do estado atual da trilha de contorno da VcM na desembocadura erodida do Rc-O. Os números indicam os materiais remanescentes da trilha: areias micáceas (1) e colúvios lamosos (2). Notar: 1- contato lateral entre os colúvios e as areias (B); 2- desvio angular entre o eixo da cabeceira SW da VcM e os depósitos micáceos do Rc-O.

Os valores médios de resistência mecânica entre os colúvios lamosos e os alúvios micáceos indicam diferenças significativas no que toca à resistência à compressão e à coesão dos materiais (Tabela 1). Entre as areias micáceas, as mais finas são mais resistentes. Os colúvios são globalmente mais resistentes do que ambas.

O fato de que tanto o anfiteatro Oeste (Rc-O) quanto a voçoroca nele instalada estejam topograficamente suspensos, tanto em relação ao vale principal quanto às demais rampas adjacentes no vale, é evidenciado pelos contornos traçados sobre o MDT (ver Figuras 3, 4 e 5) ao delimitar o perímetro das principais voçorocas presentes no vale tipo.

Tabela 1. Valores médios * dos parâmetros de resistência mecânica.

Parâmetros	Colúvio argilo-arenoso (=5)	Alúvio areno-siltoso (n=3)	Alúvio arenoso (n=3)
1) Resistência à compressão	5,00 kg.cm ⁻²	4,58 kg.cm ⁻²	3,50 kg.cm ⁻²
2) Resistência ao cisalhamento	4,05 kg.cm ⁻²	4,00 kg.cm ⁻²	3,17 kg.cm ⁻²
3) Coesão	2,74 kg.cm ⁻²	2,45 kg.cm ⁻²	1,90 kg.cm ⁻²
4) Ângulo de atrito interno	36°	34°	37°

* Desvios padrões por parâmetro: 1) 0,34 kg.cm⁻²; 2) 1,22 kg.cm⁻²; 3) 0,30 kg.cm⁻²; 4) 2,81°.

Esses perímetros geraram 27.179 cotas georreferenciadas que foram analisadas. As frequências de interesse geomorfológico dessas cotas são apresentadas na Tabela 2. O exame das frequências revela três compartimentos

altimétricos. Em ordem crescente de altitudes individualizam-se o compartimento mais baixo da VcM; o compartimento intermediário da voçoroca em rampa suspensa (VRS), e o compartimento mais elevado da Vd-1. Como o canal da Vd-2 é menos desenvolvido do que o da Vd-1, tanto para montante quanto para jusante, o seu perímetro está dentro da faixa de altitudes que é ocupada pela Vd-1.

Tabela 2. Grupos de altitudes ocupadas pelas principais voçorocas na área tipo.

Parâmetro	Conectada mestra (VcM)	Desconectada 1 (Vd-1)	Desconectada 2 (Vd-2)	Voçoroca em rampa suspensa (VRS)
Percentual de cotas em N	32,36%	33,94%	10,39	23,30%
Altitude Máxima	599,19 m	649,70 m	643,05 m	610,40 m
Altitude Mínima	587,81 m	599,70 m	612,79 m	593,30 m
Altitude Média	594,03 m	618,91	627,87 m	602,41 m
Amplitude altimétrica	11,4 m	50 m	15,1 m	8,1 m
Percentual de cotas compartilhadas com Vd-1	0,00%	100,00%	100,00%	73,6%
Percentual de cotas compartilhadas com VcM	100,00%	0,00	0,00%	23,6%

As amplitudes altimétricas associadas às voçorocas revelam que o compartimento altimétrico da VRS é o que disponibiliza menos espaço relativo para a acomodação da voçoroca, pelo menos no que toca ao setor deposicional da rampa erodida. Mais relevantes, os percentuais de compartilhamento de cotas altimétricas entre as voçorocas demonstram que enquanto a VcM não compartilha cota alguma com as voçorocas desconectadas, a VRS compartilha 73,6% das cotas de suas bordas com as cotas das voçorocas desconectadas. Por outro lado, a VRS compartilha 23,6% de suas cotas com a VcM. Embora esse quarto de cotas compartilhadas com a VcM seja relevante, os dados demonstram que a VRS compartilha o ambiente de potencial altimétrico local prioritariamente com as voçorocas desconectadas. Esse acúmulo relativo de energia potencial talvez justifique o desenvolvimento dramático da VRS durante o período analisado.

De todo modo, fica claro que a VRS possui características que são híbridas. Ao adicionar às suas várias peculiaridades as evidências da sua origem antrópica, o que emerge é a mistura das características de todos os tipos intermediários da tipologia de voçorocas (OLIVEIRA; MEIS, 1985). A tipologia original define quatro classes: a) voçorocas conectadas; b) voçorocas desconectadas; c) voçorocas “complexas” (integradas), e d) voçorocas “atípicas” (antrópicas). Considerando as descrições do estudo de 1985 e comparando-as com as características da VRS, o mais coerente é classificar a VRS na classe “atípica”, que foi associada à atividade antrópica. De fato, a classe de voçorocas atípicas surgiu exatamente em função das características variadas das voçorocas associadas a intervenções antrópicas recentes em 1984 (OLIVEIRA; MEIS, 1985). Apesar de as características dominantes da VRS indicarem que a voçoroca é, de fato, desconectada do nível de base erosivo, passando a evoluir a partir da abertura da via de contorno na desembocadura da rampa suspensa, esse é o melhor compromisso que a análise detalhada da VRS e do seu contexto nos permite assumir; independentemente de qualquer apego pessoal à tipologia original, cuja utilidade ainda parece pertinente. Como a tipologia prevê espaço para voçorocas cuja gênese está associada diretamente a intervenções antrópicas sobre sistemas hidrogeomorfológicos, não é necessário acrescentar subtipos à tipologia. Embora o mais correto seria categorizar a VRS como “antrópica desconectada”.

3.4.1. Voçorocamento e aumento da pluviosidade

Como bem ilustra o caso da VRS, a ausência de conhecimento geomorfológico genérico sobre a indução e a evolução do voçorocamento é uma das principais razões pelas quais os proprietários atuais da área tipo não tenham acesso garantido às suas terras, ao Sul do sistema de voçorocas. As causas apontadas para a gênese da

VRS se somam às evidências no estudo da influência de discontinuidades sutis do subsolo sobre a localização e a evolução de voçorocas, reiterando vasto campo de hipóteses geradas por estudos hidrogeomorfológicos no vale do Rio Paraíba do Sul (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985; OLIVEIRA, 1989; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991; FERNANDES; COELHO NETTO; LACERDA, 1994; COELHO NETTO, 2003), nos trópicos (LAMA; CASTRO; LANA, 2022) e em outras latitudes. A demora da incorporação da topografia do embasamento rochoso em modelos digitais de produção de fluxos, por exemplo, já causava espécie no final da década de 1990 (BONNEL, 1998).

O perfil retilíneo da rampa erodida pela VRS demonstra a robustez das relações estatísticas entre geometria de encostas e voçorocamento na região de Bananal, onde rampas arenosas, côncavas em planta e retilíneas em perfil (tipo HCP da classificação de *hollows*) são apontadas há 34 anos como as feições mais suscetíveis do relevo à retomada da erosão geomorfológica por voçorocas (PEIXOTO; MOURA; SILVA, 1989; MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991). Além de comprovar a previsão das autoras, a ocorrência da VRS apresenta duas peculiaridades que merecem destaque: 1) a sua rampa é topograficamente suspensa, fato que nós desconhecíamos para *hollows* do tipo HCP (MOURA; PEIXOTO; SILVA, 1991); 2) o seu eixo erosivo é perpendicular ao do vale mestre (Figuras 3, 4 e 5), corroborando evidências de determinação estrutural para a origem de concavidades e para a retomada histórica do voçorocamento na região de Bananal (COELHO NETTO, 2003).

A VRS apresenta indícios de ter se originado a partir da passagem da trilha de contorno da VcM na base da sua rampa suspensa em período de forte aceleração da erosão a partir de 2010, no mínimo. Breve vistoria na área do entorno da área tipo no Google Earth também demonstra forte aceleração do voçorocamento ao Norte de Arapeí. O caso do avanço e estabilização da cabeceira axial da VcM (ver subseção 3.3) na área tipo é bom exemplo da diminuição das taxas de expansão remontante de voçorocas conectadas, na medida em que as suas cabeceiras capturam e drenam as áreas de produção de fluxos a montante (DUNNE, 1990). O que surpreende no entorno do sítio é justamente a reativação das cabeceiras de voçorocas conectadas que aparentavam estar estabilizadas até pelo menos o ano de 2002. Hipótese para esse fenômeno pode estar associada à tendência de aumento de eventos climáticos extremos no Brasil oriental, que passou a ser mais noticiado no período que coincide justamente com a maior lacuna temporal do nosso monitoramento, entre 2002 e 2010.

A análise de anomalias climáticas em série temporal de 56 anos mostra aumento significativo da umidade em algumas macrorregiões brasileiras (REGOTO et al., 2021). Na Região Sudeste, verifica-se aumento de dias muito úmidos (mm) e de anos com máximos de precipitação concentrados em um dia (mm) e em cinco dias consecutivos (mm). Esses índices demonstram tendência de aumento específico de eventos de maior intensidade na região. Somente entre 1995 e 2011 foram registrados nove anos de anomalias positivas associadas aos três índices pluviométricos. Precipitações mais intensas implicam maior aporte instantâneo de água para as zonas de saturação do solo, aumentando também o escoamento superficial. Logo, a possibilidade de reativação forçada das cabeceiras de voçorocas conectadas que estavam previamente estabilizadas no Norte de Arapeí no período anterior a 2002 deve ser considerada em estudos futuros. A VRS não se enquadra como caso de eventual reativação forçada histórica, pois ela não existia antes de 2010, no mínimo, segundo os registros disponíveis.

3.5. Voçorocas conectadas e desconectadas integram canal único ao longo do tempo?

Os detalhes individuais do sistema de voçorocas que foram estudados indicam que a integração prevista pelo modelo conceitual está em curso. O estado atual do sistema pode ser definido como o de início da integração entre a VcM e a Vd-1 (Figura 20). A Figura 20.A ilustra o processo em curso no sistema, assim como as principais feições citadas ao longo do trabalho, na zona de cabeceiras do vale. A Figura 20.B apresenta detalhes associados ao início do processo de integração entre a cabeceira SE da VcM e o canal terminal da Vd-1. O que vemos na Figura 20.A é aproximadamente o que é previsto, considerando os vários desvios que foram ressaltados no estudo. A ravina de quase um metro de profundidade que desemboca na cabeceira SE é parte do canal terminal da Vd-1, atestando o início do processo de integração, através da expansão descendente da voçoroca desconectada e da expansão remontante da voçoroca conectada. Observa-se na Figura 20.B que dois canais desembocam na cabeceira SE da VcM. Vemos a seção em “U” retangular do canal terminal mais desenvolvido, e a feição mais rasa e menos definida de outro canal. Essas incisões resultam da rede descontínua de condutos fechados e abertos que veiculam os fluxos da Vd-1 através dos depósitos do leque aluvial. Nota-se também os efeitos conjugados de fluxos de adesão (OLIVEIRA, 2001; SHIELDS et al., 2005) e de percolação (DIETRICH; DUNNE, 1993) no talude vertical da cabeceira conectada, definindo pequenas alcovas horizontalizadas, cuja geometria reflete a estrutura

tabular de camadas arenosas mais friáveis na seção. Essas feições erosivas indicam a existência de fluxos de percolação horizontalizados, parcialmente confinados entre camadas tabulares menos permeáveis.

Os depósitos friáveis são parcialmente carregados por fluxos de adesão quando expostos nos taludes das cabeceiras de voçoroca, abrindo espaço para subsidências e desmoronamentos locais (OLIVEIRA; CAMARGO, 1998; GUERRA; MATHIAS; PIETROBELLI, 2014; BAZZOTTI. PIETROBELLI; SILVA. 2017). Outro efeito conjugado do escoamento de percolação com fluxos de adesão na parede remontante da cabeceira é deduzido pela alcova profunda, sombreada na fotografia da Figura 20.B, abaixo dos canais terminais da Vd-1. Os fluxos de percolação basal deixam sem apoio a coluna espessa do talude verticalizado na borda da cabeceira, sem construção de duto (*pipe*). Os canais terminais da Vd-1 que desembocam na cabeceira escavam e destacam parcialmente essa coluna durante fluxos de pico de chuva; nas fases de decréscimo de intensidade das chuvas entram em ação os fluxos de adesão, necessariamente menos turbulentos. Com o tempo os taludes verticalizados se destacam e desmoronam. Essas feições erosivas, entre outras, testemunham processos que foram previstos para o momento da integração de voçorocas, conjugando fluxos subsuperficiais e superficiais.

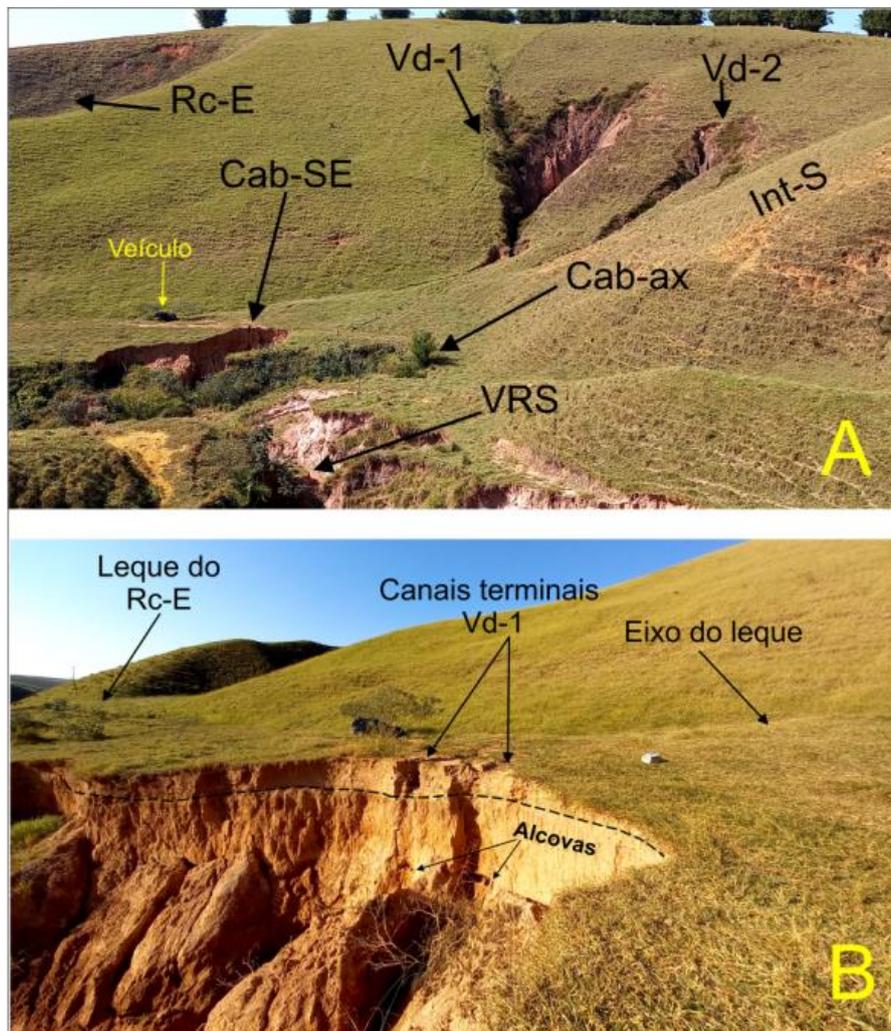


Figura 20. Estágio de integração inicial nas cabeceiras do vale. As abreviações usadas referem às feições citadas ao longo do texto, e explicitadas na Figura 3 (A). Detalhes da cabeceira conectada em integração (Cab-SE) (B). A linha tracejada marca o contato entre depósitos quaternários de rampa e os depósitos do leque aluvial. Notar em A: 1- a diferença angular entre o canal da VRS e as cabeceiras da voçoroca conectada; 2- o contraste de cor entre os depósitos erodidos pela VRS e os colúvios amarelados; 3- o leque aluvial entre a Cab-SE e as voçorocas desconectadas.

A título de avaliação, a incongruência aparente do avanço preferencial da cabeceira axial da VcM para um interflúvio convexo nas cabeceiras do vale, evitando as concavidades, é a principal surpresa da evolução factual do sistema desde 1996. Já a bifurcação do talvegue mestre na zona de cabeceiras da voçoroca conectada, dando

origem à cabeceira SE da VcM, é bastante fiel ao que seria esperado no momento de aproximação para a integração de voçorocas na área tipo. A expansão remontante acelerada da cabeceira SE é síncrona com a expansão acelerada de todas as voçorocas no sítio e com a das demais voçorocas no Norte de Arapeí. A VRS, surgiu durante esse período de aceleração.

A evolução dos sistemas monitorados na área tipo ilustra essa aceleração, tanto no sistema conectado quanto no desconectado. Somente entre 2019 e 2022 a cabeceira SE avançou aproximadamente 14 metros para montante, na direção do sistema desconectado (Vd-1 e Vd-2), como revela a análise conjugada das imagens Google e dos dados disponibilizados pelo MDT no estudo. Mantidas essas taxas de expansão linear, a cabeceira deve percorrer os 46 metros que a separam do canal distal da Vd-1, onde a incisão desconectada já atinge 5 metros de profundidade (ver Figura 7), em aproximadamente 10 anos e 6 meses. Essa previsão é feita considerando que não haja intervenção antrópica alguma, de qualquer natureza, e supondo possível que todas as componentes físicas do sistema se mantenham invariáveis.

Por outro lado, supondo que a causa da evolução acelerada das voçorocas do estudo seja climática; que a tendência de precipitações intensas se mantenha nos próximos anos (REGOTO et al., 2021), e que ainda haja tanto de intemperismo suficiente para o progresso da erosão desconectada (SALGADO et al., 2008), o processo de integração em curso pode se concretizar em tempo menor, haja vista o espaço hipsométrico ainda disponível para a evolução futura da Vd-1 (Figura 20.A). Esse espaço possibilita o aumento da área de captura direta dos fluxos hídricos pelas cabeceiras das voçorocas desconectadas, induzindo vazões crescentes de pico de chuva nos canais distais. O que também pode acelerar a expansão remontante da cabeceira SE, em função de aportes crescentes de água para infiltração, fluxos de percolação derivados e escoamento superficial.

A possibilidade de expansão sustentada da erosão não parece razoável para a VRS, que não dispõe de espaço hipsométrico que acomode muita evolução futura da voçoroca para montante, na rampa suspensa, cuja área de contribuição se extingue rapidamente. Embora a classificação da VRS como voçoroca antrópica (“atípica”) e desconectada não tenha valor seguro enquanto exemplo da integração que foi prevista pelo modelo (OLIVEIRA; MEIS, 1985; OLIVEIRA, 1989), a mistura de feições erosivas e de processos associados que está em curso no patamar entre o canal terminal da VRS e a pouco ativa cabeceira SO da VcM é o exemplo factual mais ilustrativo do que seria esperado durante o processo de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas. A ocorrência ativa dessa feição de integração na área tipo legitima o uso das suas características como evidências de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas em estudos efetuados em diferentes contextos ambientais (BOVI et al., 2019).

4. Síntese e Conclusões

Hipóteses e evidências acumuladas nos últimos 30 anos são cotejadas neste estudo com a evolução factual de um sistema de voçorocas nos terrenos adjacentes ao município de Bananal (SP). Para isso contribui a escala que a metodologia do trabalho impõe, intermediária entre a do mapeamento e a do estudo pontual. Fato que justifica a oscilação escalar do texto, ao acompanhar dados e evidências de natureza espacial distinta.

Ao final, reafirmamos a tendência de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas da rede hidrográfica em um sítio que foi selecionado como área tipo para acompanhar a evolução desses sistemas de erosão dos solos. O estágio atual dessa evolução é o de início de integração, que está associado à aceleração recente do voçorocamento na área do estudo. Igualmente, a metodologia aplicada permite entender, caracterizar e classificar a voçoroca que se estabeleceu recentemente no sítio do estudo.

De cada um dos casos que se apresentam no estudo emergem evidências, conceitos, discussões e testes de hipóteses, cujos desdobramentos são sintetizados a seguir, segundo a sua ordem de apresentação no texto.

1. Voçorocas desconectadas:

As hipóteses de Oliveira e Meis (1985) e de Oliveira (1989) são comprovadas integralmente. Taxas de dissecação linear de mesma ordem de grandeza entre os canais proximal e distal da Vd-1 sugerem relação causal entre a geometria da cabeceira do canal e a dissecação e expansão descendente do canal distal. Essa relação parece ser de dependência, sendo a expansão das cabeceiras para montante o fator determinante. Experimentos de campo e de modelagem hidrogeomorfológica podem aferir essa hipótese, contribuindo para a compreensão da evolução de sistemas desconectados e para a prevenção dos riscos associados. A origem e a resiliência dos canais afunilados dessas voçorocas permanecem indefinidas, assim como o papel do afunilamento do canal sobre a expansão descendente da voçoroca e sobre a acumulação de depósitos aluviais a jusante. O papel dissipativo de

depósitos de leque sobre a progressão do voçorocamento merece estudos de caráter mecânico e hidrológico detalhados, focados tanto na expansão remontante de voçorocas conectadas quanto na descendente das desconectadas. Contudo, a lentidão do processo que é verificada na área tipo, abarcando praticamente quatro décadas, e contrariando os pressupostos bem fundamentados das concavidades de cabeceiras de vale como fator indutivo do voçorocamento, sugere que essas feições deposicionais têm um papel importante na mitigação do voçorocamento. Trata-se, provavelmente, de processo auto-organizado peculiar às voçorocas desconectadas. As estruturas que são caracterizadas pela aplicação do GPR sobre o leque aluvial do estudo evocam o conceito expandido de rampas coluviais (MEIS; MONTEIRO, 1979), sugerindo que rampas deposicionais podem se desenvolver por progradação, em ambiente exclusivamente desconectado da rede hidrográfica. Trata-se de tema que merece reflexão.

2. Voçorocas conectadas:

Os resultados também comprovam integralmente as hipóteses de 1985 e 1989. É demonstrada a influência de descontinuidades do subsolo sobre fluxos de percolação, induzindo a expansão remontante de cabeceiras conectadas de voçorocas (MEIS; COELHO NETTO; MOURA, 1985). Igualmente, a geometria tridimensional dessas descontinuidades é relevante (OLIVEIRA, 1989); fato que apoia o uso de metodologias de geofísica rasa, como a do GPR, para a caracterização de descontinuidades variadas, em diferentes contextos geomorfológicos, relativizando a noção de concavidades do relevo como atratoras preponderantes do voçorocamento. Os achados do estudo na área tipo salientam o interesse de abandonar o uso das estatísticas do mapeamento de 1984 como referencial descritivo introdutório em estudos sobre o voçorocamento, passando a focar nas características locais e regionais de geometrias de encostas que chamem a atenção, tanto pela sua concordância quanto pela sua dissonância com preceitos teórico-conceituais cuja renovação é inevitável e necessária. O objetivo é o de aprofundar o estudo de causas variadas ainda não estabelecidas, locais ou regionais, como bem ilustram os casos paradoxais de erosão deste estudo.

3. Voçoroca recente:

Apesar dos seus paradoxos, os resultados do estudo da VRS revelam processos e feições que são previstos durante o estágio de integração entre voçorocas conectadas e desconectadas. A caracterização do perfil retilíneo da rampa erodida pela VRS comprova a previsão de Moura, Peixoto e Silva (1991) sobre a suscetibilidade das concavidades do tipo HCP às mudanças de caráter ambiental. Trata-se de achado relevante no nosso contexto de emergência climática. Porém, o fato de a rampa HCP da VRS ser suspensa, conjugado às evidências de que leques aluviais sejam componentes comuns em alguns anfiteatros (*hollows*) regionais, sugere que essa tipologia de concavidades se beneficiaria de pequena revisão e atualização de tipos e de interpretações genéticas. O estudo sedimentológico dos eventuais depósitos de leque do Rc-E parece de interesse, e pode ser realizado por métodos tradicionais, associados ou não a geotecnologias. De igual interesse é o problema da definição do momento exato de origem da VRS, que pode ser resolvido rapidamente através da análise de série temporal de imagens de satélite com cobertura apropriada.

O estudo da área tipo abarca ao menos quatro casos de rampas colúvio aluvionares associadas a quatro voçorocas nos seus 12 ha. Apesar do seu agrupamento em tipos genéricos, esses casos são únicos em suas peculiaridades. Assim como as estatísticas de 1985 não se aplicam necessariamente a outros contextos geomorfológicos, a aplicação dos resultados do estudo para outros locais e regiões é especulativa. Por outro lado, a eventual aplicação de metodologias de prospecção de escala similar à do estudo tem potencial para consolidar relações entre formas de relevo, descontinuidades do subsolo (contatos entre formações superficiais, regolitos e rochas sãs), condicionantes hidrológicos e condicionantes estruturais (fraturas, falhas, planos de acamamento e foliações), contribuindo para o desenvolvimento de modelos mais eficientes de suscetibilidade ao voçorocamento.

Finalmente, lembramos que o caso da VRS salienta a importância de esforços conjugados de difusão de conceitos evolutivos básicos sobre o voçorocamento, visando educar e evitar pequenas intervenções antrópicas que podem gerar efeitos erosivos importantes e duradouros sobre os meios rural e urbano.

Contribuição dos autores: M.A.T.O.: concepção, metodologia, validação, investigação, redação versão inicial, redação revisão e edição, visualização. R.L.: metodologia, investigação, redação versão inicial, redação revisão e visualização. L.R.P.: metodologia, validação, análise formal, redação revisão e visualização.

Financiamento: Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo.

Agradecimentos: Os autores agradecem especialmente aos senhores Anésio Carvalho de Faria (†) e Anésio Carvalho de Faria Filho, proprietários da Fazenda Dona Geralda, pela tolerância e apoio logístico em todas as etapas de investigação da erosão por voçorocas em suas terras, durante quatro décadas. Agradecemos também ao CINCATARINA (Consórcio Interfederativo Santa Catarina) pela disponibilização do VANT para o projeto.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. AIRES, A. S. **Metodologia para geração de modelo 3D fotorrealista de testemunhos de sondagem utilizando fotogrametria SfM/MVS**. Dissertação (Mestrado em Computação Aplicada) - Programa de Pós-Graduação em Computação Aplicada, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), São Leopoldo. 2022. 101p.
2. ANDERSON, R. S.; ANDERSON, S. P. **Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes**. 3a Ed. New York: Cambridge University Press, 2013. 637p.
3. AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. A ocorrência de voçorocas em Gouveia, MG: características e processos associados. **Geonomos**, v. 14, (1-2), p. 75-86, 2006.
4. AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 2, p. 222-227, 1992.
5. BACELLAR, L. A. P.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 1869-1385, 2005. DOI: 10.1002/esp.1193.
6. BAKER, G. S.; JOL, H. M. **Stratigraphic Analysis using GPR**. 1ª Ed. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, Special Paper 432, 2007. 181p.
7. BAZZOTTI, D. M.; PIETROBELLI, G.; SILVA, W. B. Propriedades físicas de cobertura superficial em encosta com processo de erosão em túneis e voçorocamento no oeste do Paraná, Brasil. **AMBIENCIA**, v. 13, p. 167-181, 2017.
8. BEAUDET, G.; COQUE, R. Reliefs et modelés des régions tropicales humides : mythes, faits et hypothèses. **Annales de Géographie**, t. 103, n°577, p. 227-254, 1994.
9. BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vol. 1 - Fundamentos geológico-geográficos**. 1ª Ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994. 425p.
10. BILLI, P.; DRAMIS, F. Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia. **CATENA**, v. 50, p. 353 – 368, 2003.
11. BONELL, M. Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 4, p. 765-785, 1998.
12. BOTHA G. A.; WINTLEB, A. G.; VOGEL' O. C. Episodic late Quaternary palaeogully erosion in northern KwaZulu-Natal, South Africa. **CATENA**, v. 23, p. 327-340, 1994
13. BOVI, R. C.; CHARTIER, M. P.; ROIG, F. A.; TOMAZELLO FILHO, M.; CASTILLO, V. D.; COOPER, M. Dynamics of erosion processes in the tropics: a dendrogeomorphological approach in an Ultisol of southeastern Brazil. **Plant Soil**, 2019. DOI: 10.1007/s11104-019-04227-2
14. CASTILLO, C.; GÓMEZ, J. A. A century of gully erosion research: Urgency, complexity and study approaches. **Earth-Science Reviews**, v. 160, p. 300-319, 2016. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.07.009
15. CASTRO, C. M.; MELLO, E. V.; PEIXOTO, M. N. O. Tipologia de processos erosivos canalizados e escorregamentos – proposta para avaliação de riscos geomorfológicos urbanos em Barra Mansa (RJ). **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 25, p. 11-24, 2002.
16. CRISTOFOLETTI, A. Teorias geomorfológicas. **Notícia Geomorfológica**, v. 13, n. 25, p. 3-42, 1973.
17. 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. 69-100, 2003.
18. COSANDEY C.; OLIVEIRA M. A. T. Surfaces saturées, surfaces contributives: localisation et extension dans l'espace du bassin versant. **Hydrological Sciences –Bulletin des Sciences Hydrologiques** v. 41, p. 751–761, 1996.
19. DEWALS, B. J.; ARCHAMBEAU, P.; DUY, B. K.; ERPICUM, S.; PIROTON, M. 2012. Semi-explicit modelling of watersheds with urban drainage systems. **Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics** v. 6, No. 1, p. 46–57, 2012. DOI: 10.1080/19942060.2012.11015402
20. DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In: BEVEN, K.; Kirkby, M. J. (Ed.). **Channel Network Hydrology**. 1ª Ed. Chichester: John Wiley & Sons, 1993. p. 175-219.
21. DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. **Progress in Physical Geography**, v. 4, p. 211-239, 1980.

22. DUNNE, T. Hydrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: HIGGINS C. G.; COATES, D. R. (Ed.), **Groundwater Geomorphology**. Geological Society of America Special Paper n. 252, 1990. p. 1-28.
23. EIRADO, L. G.; HEILBRON, M.; DE ALMEIDA, J. C. H. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 36, n. 3, p. 426-436, 2006.
24. FERNANDES, A. J. **Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica**. 1991. (Dissertação de Mestrado em Geologia Estrutural). Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, São Paulo. 1991. 142p.
25. FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys-south-Eastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 19, n.7, p. 609-626, 1994.
26. GARDINER, V.; DACKOMBE, R., 1983. **Geomorphological field manual**. London: George Allen & Unwin, 1983. 254 p.
27. GUERRA, A. J. T.; BEZERRA, J. F. R.; FULLEN, M. A.; MENDONÇA, J. K. S.; JORGE, M. C. O. The effects of biological geotextiles on gully stabilization in São Luis, Brazil. **Natural Hazards**, v. 75, p. 2625–2636., 2015. DOI: 10.1007/s11069-014-1449-0.
28. GUERRA, K.; MATHIAS, R. M.; PIETROBELLI, G. Caracterização de mecanismos que atuam no processo de erosão em túneis (piping erosion) no município de Candói - PR. **Revista Geonorte**, v. 10, p. 37-41, 2014.
29. HARTWIG, M. E.; RIBEIRO, L. P. Gully evolution assessment from structure from motion, southeastern Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 80, 548, 2021. DOI: 10.1007/s12665-021-09831-z
30. HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A. (Ed.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1ª Ed. São Paulo: Editora BECA. 2004. p. 203-235.
31. IMENSON, A. C. e KWAAD, F. J. P. M. 1908. Gully types and gully prediction. *Geografisch Tijdschrift*, v. 14, n. 5, p. 430-441.
32. JURCHESCU, M.; GRECU, F. Modelling the occurrence of gullies at two spatial scales in the Oltet Drainage Basin (Romania). **Natural Hazards**, v. 79 (Suppl 1), p. 255-289, 2015 DOI: 10.1007/s11069-015-1981-6
33. KATZ, H. A.; DANIELS, J. M.; RYAN, S. Slope-area thresholds of road-induced gully erosion and consequent hillslope-channel interactions. **Earth-Surface Processes and Landforms**, 39, p. 285–295, 2014. DOI: 10.1002/esp.3443.
34. LANA, J.C.; CASTRO, P.T.A.; LANA, C. Assessing gully erosion susceptibility and its conditioning factors in southeastern Brazil using machine learning algorithms and bivariate statistical methods: A regional approach. **Geomorphology**, v. 402, p. 1-16, 2022. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108159
35. LANA-RENAULT, N.; REGÜÉS, D.; SERRAN, P.; LATRON, J. Spatial and temporal variability of groundwater dynamics in a sub-Mediterranean mountain catchment. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 8, p. 3288–3299, 2014. 10.1002/hyp.9892
36. LANGHAMMER L.; RABENSTEIN, L.; SCHMID, L.; BAUDER, A.; GRAB, M.; SCHAER, P.; MAURER, H. Glacier bed surveying with helicopter-borne dual-polarization ground-penetrating radar. **Journal of Glaciology**, v. 65(249), p. 123–135, 2019. DOI: doi.org/10.1017/jog.2018.99
37. LATRON, J.; GALLART, F. Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). **Journal of Hydrology**, 335, p. 194–206, 2007. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.11.012
38. LI, H.; CRUSE, R. M.; LIU, X.; ZHANG, X. Effects of topography and land use change on gully development in typical mollisol region of northeast China. **Chinese Geographical Science**, 2016 v. 26, n. 6, p. 779–788. DOI: 10.1007/s11769-016-0837-7
39. LUO, W.; HOWARD, A. D. Computer simulation of the role of groundwater seepage in forming Martian valley networks. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. 5, p. 1-14, 2008. DOI:10.1029/2007JE002981
40. MEIS, M. R. M. & MONTEIRO, A. M. F. 1979. Upper Quaternary "rampas": Doce river valley, SE Brazillian Plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 23, p. 132-151. 1979.
41. MEIS, M. R. M. & MOURA, J. R. S. Upper Quaternary Sedimentation and Hillslope Evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284, p. 241-254. 1984.
42. MEIS, M. R. M.; COELHO NETTO, A. L.; MOURA, J. R. S. As descontinuidades nas formações colúvias como condicionantes nos processos hidrológicos e de erosão acelerada. In: Simpósio Nacional de Controle da Erosão, 3, 1985. Maringá, 1985. **Anais...** Maringá: ABGE. 1985. p. 75-87.
43. MIALL, A. D. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 28, n. 1, p. 59-79, 1980.
44. MILLER, B. A.; JUILLERET, J. The colluvium and alluvium problem: Historical review and current state of definitions. **Earth-Science Reviews**, v. 209, 103316, p. 1-22, 2020. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103316
45. MOEYERSONS, J. Ravine formation on steep slopes: forward versus regressive erosion. some case studies from Rwanda. **CATENA**, vol. 18, p. 309-324, 1992.
46. MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. C. (Ed.) **Geomorfologia – uma atualização de bases e conceitos**. 2 Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995. p. 335-364

47. MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 236-254, 1991.
48. MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O. & SILVA, T. M. Geometria do relevo e Estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro - médio vale do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.
49. MOURA, J. R. S.; SILVA, T. M. Complexos de rampas de colúvio. In: CUNHA, S. B. C.; GUERRA, A. T. (Ed.) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 143-180
50. MUNSELL SOIL COLOR COMPANY, **Munsell soil color chats**, Munsell color, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, Baltimore, Maryland, USA. 1950, revised 1994.
51. NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Reviews**. v. 66, n. 3p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004
52. OLIVEIRA, M. A. T. Adhesion flow and regressive gully-head expansion in southern Brazil: field experiment results. In: SCOUGH II, J. C.; D.C. FLANAGAN, D. C. (Ed.). **Soil Erosion Research for the 21st Century (Aeds)**, 2001. Michigan: American Society of Agricultural and Biological Engineers. p. 603-606.
53. OLIVEIRA, M. A. T. Erosion disconformities and gully morphology: a three-dimensional approach. **CATENA**, v. 16, p. 413-423, 1989.
54. OLIVEIRA, M. A. T. **Morphologie des versants et ravinement: héritages et morphogenèse actuelle dans une régoïn de socle tropical. Le cas de Bananal, São Paulo, Brésil**. Tese (Doutorado em Geomorfologia) – Université de Paris IV-Sorbonne – Laboratoire de Géographie Physique URA DO 141, CNRS-Meudon. 1992. 401p.
55. OLIVEIRA, M. A. T. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Ed.). **Erosão e Conservação dos Solos - Conceitos, Temas e Aplicações**. 1 Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 45-70
56. OLIVEIRA, M. A. T. Slope geometry and gully erosion development: Bananal, São Paulo, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 34, n 4, p. 423-434, 1990.
57. OLIVEIRA, M. A. T. Towards the integration of subsurface flow and overland flow in gully head extension: issues from a conceptual model for gully erosion evolution. **South African Geographical Journal**, v. 79, n.2, p. 120-128, 1997. DOI: 10.1080/03736245.1997.9713634
58. OLIVEIRA, M. A. T.; CAMARGO, G. Integração de estruturas de abatimento e erosão por voçorocas: município de Lapa (PR). **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, n.14, p. 118-121, 1996
59. OLIVEIRA, M. A. T.; MEIS, M. R. M. Relações entre geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada, Bananal (SP). **Geociências**, v. 4, p. 87-99, 1985.
60. PAISANI, J. C.; OLIVEIRA, M. A. T. Desenvolvimento de incisão erosiva (voçoroca) descontínua e desconectada da rede hidrográfica em área de cabeceira de drenagem: o caso da colônia Quero-Quero (Palmeira-PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n.1, p. 51-58, 2001.
61. PEIXOTO, M. N. O.; MOURA, J. R. S.; SILVA, T. M. Morfometria de cabeceiras de drenagem em anfiteatros e a retomada erosiva por voçorocamento - Bananal (SP). In: 3^o Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 3., 1989. **Anais...** Rio de Janeiro: IGEO/UFRJ. p. 149-174.
62. PELLERIN, J.; OLIVEIRA, M. A. T.; SCHEIBE, L. F.; BUSS, M. D.; HERRMANN, M. L.; PONTELLI, M. E. Les crues et laves torrentielles catastrophiques du 23 décembre 1995 dans l'État de Santa Catarina (Brésil subtropical). **Géomorphologie : relief, processus, environnement**, n.1, p. 51-60, 2002.
63. REGOTO, P.; DERECZYNSKI, C.; CHOU, S. C.; BAZZANELA, A. C. Observed changes in air temperature and precipitation extremes over Brazil. **International Journal of Climatology**, 41, p. 5125-5142, 2021. DOI: doi.org/10.1002/joc.7119
64. RINDERER M.; VAMEERVELD, I. V.; STÄHLI, M.; SEIBERT, J. 2016. Is groundwater response timing in a pre-alpine catchment controlled more by topography or by rainfall? **Hydrological Processes**, v. 30, p. 1036-1051, 2016. DOI: 10.1002/hyp.10634
65. SALGADO, C. M.; SILVA, T. P.; PEIXOTO, M. N. O.; MOURA, J. R. S. 2008. Análise espaço-temporal da erosão linear no médio-baixo vale do ribeirão do Secretário (Paty do Alferes/RJ). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, nº 1, p. 75-84.
66. SHAKESBY, R. A.; WHITLOW, R. Perspectives on Prehistoric and Recent Gullying in Central Zimbabwe **GeoJournal**, v. 23, n. 1, p. 49-58, 1991. DOI: 10.1007/BF00204409
67. SHIELDS, JR., F. D.; S. M. DABNEY, S. M.; E. J. LANGENDOEN, E. J.; TEMPLE, F. D. D. M. Control of gully erosion using stiff grasses. **International Journal of Sediment Research**, v. 20, n. 4, p. 319-332, 2005.
68. SILVA, I. N.; VIEIRA, A. F. S. Monitoramento de voçoroca no sítio urbano de Iranduba – AM. In: VIEIRA, A. F. S.; EMOLINARI, D. C. (Ed.). **Geografia física da Amazônia, volume 2**. 1^a Ed. Manaus: EDUA, 2021. p. 61-78.
69. THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics**. 1^a Ed. Londres: Wiley, 1994, 482p.
70. THWAITES, R. N.; BROOKS, A. P.; PIETSCH, T. J.; SPENCER, J. R. What type of gully is that? The need for a classification of gullies. **Earth Surf Process Landforms**, v. 47, n. 4, p. 109-128, 2022. DOI: 10.1002/esp.5291
71. TUCK, M. E. **Rochas sedimentares: guia geológico de campo**. 4^a Ed. CIDADE: Bookman, 2014. 336 p.

72. UAGODA, R.; COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S. Morfologia de depressões fechadas em domínio cárstico-quartzítico na bacia do Ribeirão Santana/MG: datações absolutas iniciais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 91-98, 2003.
73. WESTOBY, M. J.; BRINGTON, J.; GLASSER, N. F.; HAMBREY, M. J.; REYNOLDS, J. M. Structure from motion photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. **Geomorphology**, v. 179, p. 300-314, 2012. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.