

ALEX DE SOUZA

**A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM NA BACIA DO
RIO DOS BAGRES-MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Geografia, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

Orientador: André Luiz Lopes de Faria

Coorientador: Liovando Marciano da Costa

VIÇOSA – MINAS GERAIS

2021

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Campus Viçosa

T

S729e
2021 Souza, Alex de, 1979-
A evolução geomorfológica da paisagem da bacia
hidrográfica do Rio dos Bagres-MG / Alex de Souza. – Viçosa,
MG, 2021.
97 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: André Luiz Lopes de Faria.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f. 88-97.

1. Paisagens - Bagres, Rio, Bacia (MG). 2. Falhas
(Geologia). 3. Morfometria. 4. Geomorfologia - Bagres, Rio,
Bacia (MG). I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento
de Geografia. Programa de Pós-Graduação em Geografia.
II. Título.

CDD 22. ed. 551.48

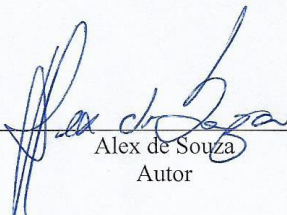
ALEX DE SOUZA

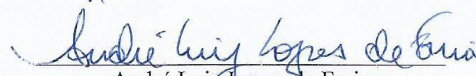
**A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM NA BACIA DO
RIO DOS BAGRES-MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal
de Viçosa, como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em Geografia, para
obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 21 de janeiro de 2021

Assentimento:


Alex de Souza
Autor


André Luiz Lopes de Faria
Orientador

*A Deus, minha família e aos meus amigos,
que sempre estiveram comigo
nessa Caminhada.*

RESUMO

DE SOUZA, Alex, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, janeiro de 2021. **A Evolução Geomorfológica da Paisagem na Bacia do Rio dos Bagres-MG**. Orientador: André Luiz Lopes de Faria. Coorientador: Liovando Marciano da Costa.

O entendimento da evolução da paisagem geomorfológica, abordado neste estudo, buscou desvendar as interações dinâmicas entre os atores bióticos e abióticos que compõem o cenário da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres. Entre eles, estão as formas lineares, a curva em forma de cotovelo, a escarpa de falha que atravessa a bacia e a dissecação diferencial. O caráter evolutivo do estudo é mostrado por meio de índices, como a morfometria da rede hidrográfica, para entendimento principalmente da baixa sinuosidade de seus canais, além dos índices de Dissecação, ICR (índice de Concentração da Rugosidade), SL (*slope x length*) e Ksn (Taxa de Erosão), medidos por meio de ferramentas SIG e MATLAB, evidenciados por incursões ao campo e aliados a bibliografias que tratam dos temas. Os resultados mostraram a compartimentação e a dissecação diferencial na Bacia, que estão atreladas aos canais fluviais cujos níveis de base foram reordenados após reativações de falhas do evento brasileiro no cenozoico e formaram vales suspensos, colúvios, terraços e vales fluviais no período quaternário. Todos os aspectos naturais estudados foram aproveitados para atividades humanas que, ao longo dos diferentes ciclos econômicos, implementaram usos e ocupações da terra que alteraram formas e processos geomorfológicos. Este estudo pode contribuir para a elaboração de políticas públicas que contribuam para um uso e uma ocupação das terras que alinhem as necessidades do município com as limitações/potencialidades identificadas na geomorfologia da Bacia.

Palavras-chave: Paisagem. Falhas. Morfometria.

ABSTRACT

DE SOUZA, Alex, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, January, 2021. **The Geomorphological Evolution of the Landscape in the river basin of the Bagres River-MG.** Advisor: André Luiz Lopes de Faria. Co-advisor: Liovando Marciano da Costa.

The study of geomorphological landscape evolution, addressed in this paper, sought to unveil the dynamic interactions between biotic and abiotic actors that make up Rio dos Bagres Basin, such as the linear forms, the elbow-shaped curve, the fault scarp that crosses the basin and the differential dissection. The evolutionary character of the study is shown by means of indexes, such as the morphometry of the hydrographic network, in order to understand mainly the low sinuosity of its channels, as well as the Dissection indexes, RCI (Roughness Concentration Index), SL (slope x length) and Ksn (Erosion Rate), measured by means of GIS and MATLAB tools, evidenced by field incursions and allied to bibliographies that deal with the themes. The results showed the compartmentalization and differential dissection in the basin, which are linked to the fluvial channels whose base levels were rearranged after reactivations of faults of the Cenozoic Brasileiro event and formed hanging valleys, colluvium, terraces and fluvial valleys in the Quaternary period. All the natural aspects studied were used for human activities that, throughout the different economic cycles, implemented land uses and occupations that altered geomorphological forms and processes. This study can contribute to the development of public policies regarding land use and occupation that aligns the needs of the municipality with the limitations/potentialities identified in the geomorphology of the Basin.

Keywords: Landscape. Faults. Morphometry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Tipos de Falhas	12
Figura 2 – Imagem 3D da Bacia do Rio dos Bagres	14
Figura 3 – Localização da Bacia do Rio dos Bagres	16
Figura 4 – Mapa de Solos da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres.	17
Figura 5 – Degraus compartimentados. Fonte: Oliveira, 2018	20
Figura 6 – Compartimentação Bacia do Rio dos Bagres	22
Figura 7 – Degraus Geomorfológicos na Bacia do Rio dos Bagres	23
Figura 8 – Perfil Topográfico do Compartimento Guiricema	23
Figura 9 – Vista do Compartimento Guiricema	24
Figura 10 – Perfil Longitudinal do Córrego Santana	25
Figura 11 – Perfil Topográfico Compartimento Tuiutinga	26
Figura 12 – Colinas, vales profundos e rampas de colúvios do compartimento Tuiutinga	27
Figura 13 – Aspecto geomorfológico de uma escarpa de recuo de falha.	27
Figura 14 – Detalhe do Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres, na falha geológica e formação de terrenos aluvio e coluviais	28
Figura 15 – Perfil Topográfico do Patamar Vargelândia	29
Figura 16 – Fluxograma da metodologia usada	35
Figura 17 – Mapa do grau de entalhamento dos vales (EV) na bacia do Rio dos Bagres	37
Figura 18 – Mapa Dimensão Interfluvial Média (DIM) na bacia do Rio dos Bagres	38
Figura 19 – Dimensão Interfluvial Média, Grau Ent. dos vales e Dissecação do Relevo	39
Figura 20 – Metodologia para aquisição do ICR	42
Figura 21 – Trecho de um canal de rio	43
Figura 22 – Mapa do Índice Hack por Sub-Bacias do Rio dos Bagres	46
Figura 23 – Gráfico de Dispersão SL por ΔL e ΔH	48
Figura 24 – Perfil longitudinal do Rio dos Bagres	49
Figura 25 – Perfil longitudinal do Córrego Santana	49
Figura 26 – Perfil Longitudinal do Córrego Fazenda Velha	50
Figura 27 – Perfil Longitudinal Córrego St. Antônio	50
Figura 28 – Perfil Longitudinal Córrego Campestre	51
Figura 29 – Rampa de colúvio e colina de topo convexo	52
Figura 30 – Perfil longitudinal do Córrego Sta. Terezinha	53
Figura 31 – Perfil Longitudinal do Córrego Silvério	53
Figura 32 – Leito Rochoso do Rio dos Bagres (médio curso)	54

Figura 33 – Leito rochoso no Rio dos Bagres (prox. escarpa)	54
Figura 34 – Queda de blocos, área da Santa Montanha. Mapa Índice SL (Fig 17)	54
Figura 35 – Escarpa com litologia exposta e cicatriz de escorregamento na área da Santa Montanha	55
Figura 36 – Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL	56
Figura 37 – Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL	56
Figura 38 – Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL	57
Figura 39 – Perfil Longitudinal e Índice SL do Rio dos Bagres	58
Figura 40 – Declividades dos canais e criação de <i>Knickpoints</i>	59
Figura 41 – Litologia e hidrografia da Bacia do Rio dos Bagres	67
Figura 42 – Croqui da captura no Rio dos Bagres. Fonte: Oliveira (2018)	75
Figura 43 – Imagem da barragem na escarpa do Rio dos Bagres para geração de energia	76
Figura 44 – Dissecação do Relevo em três classes	77
Figura 45 – A esquerda da imagem, colinas do compartimento Tuiutinga e a direita área fortemente dissecada do compartimento Guiricema	78
Figura 46 – Imagem de nascentes na mesma cabeceira	79
Figura. 47 – Índice de Concentração da Rugosidade (ICR)	80
Figura 48 – Vale suspenso do Patamar Tuiutinga	81
Figura 49 – Índice SL da Bacia do Rio dos Bagres	82
Figura 50 – Mapa SL com Fotos de Campo	83
Figura 51 – Índice Ksn para a Bacia do Rio dos Bagres	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação da Dissecação do Relevo (ROSS, 1994)	40
Tabela 2 – Proposta de Classificação de Ross (1996)	40
Tabela 3 – Proposta Alternativa de Guimarães <i>et al.</i> (2017)	40
Tabela 4 – Classificação da dissecação em três classes	41
Tabela 5 – SL– Ponto de maior declive dos canais da Bacia do Rio dos Bagres	47
Tabela 6 – Resultado dos parâmetros morfométricos	64

SUMÁRIO

1	A BACIA DO RIO DOS BAGRES	10
1.1	Introdução.....	10
1.2	A área de estudo	15
1.3	Cenários Evolutivos	18
1.4	Compartimentação Geomorfológica	20
	<i>Compartimento Guiricema.....</i>	<i>23</i>
	<i>Compartimento Tuiutinga.....</i>	<i>25</i>
	<i>Compartimento Vargelândia.....</i>	<i>29</i>
2	REFERENCIAL TEÓRICO	30
3	MATERIAIS E MÉTODOS	33
3.1	Dissecação Ross	34
3.2	ICR – Índice de Concentração de Rugosidade.....	41
3.3	Índice de Dissecação segundo Hack (SL).....	43
3.4	Índice Ksn	58
4	ÍNDICES APLICADOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DOS BAGRES.....	60
4.1	Morfometria da Bacia do Rio dos Bagres	60
4.2	Índice de Dissecação segundo Ross	68
4.3	ICR – Índice de Concentração da Rugosidade.....	69
4.4	Índice Hack (SL).....	69
4.5	Índice Ksn	71
5	A CAPTURA DE DRENAGEM PARA A FORMAÇÃO DA BACIA.....	73
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	76
6.1	Dissecação Ross	76
6.2	ICR – Índice de Concentração da Rugosidade.....	79
6.3	Índice de Dissecação segundo Hack (SL).....	81
6.4	Índice Ksn	84
7	CONCLUSÃO	86
	REFERÊNCIAS	88

1 A BACIA DO RIO DOS BAGRES

1.1 Introdução

A paisagem para a Geografia, precisa ser entendida a partir de suas características físicas, bióticas e abióticas, bem como nas relações entre seus componentes, em escala de análise, adequada.

As relações espaciais e temporais fornecem informações que auxiliam na busca de caminhos para o entendimento das paisagens em geral. A Bacia Hidrográfica, por ter limites naturais definidos fisicamente, é um ambiente propício para as pesquisas que envolvem sua evolução geomorfológica.

O uso de sensores remotos, atividades laboratoriais e trabalhos de campo são fundamentais nessas pesquisas, uma vez que fornecem subsídio para o entendimento/análise de suas características. Em situações de pandemia, como as que atualmente estamos vivenciando, o uso de sensores remotos é um caminho importante a ser seguido. Claro, isto não elimina a necessidade de trabalhos de campo e análises laboratoriais, quando os estudos assim exigirem.

A análise da evolução das diferentes paisagens tem grande importância para o entendimento das diferentes relações existentes entre os meios físico, biótico e antrópico. Christofolletti (1980) ressalta que “a geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo”. Diante da grande diversidade de formas que constituem a superfície terrestre, a sua observação e descrição já se constituem uma tarefa muito complexa. Nesse sentido, para estudar processos e formas do relevo, não basta apenas descrevê-las; é necessário compreender/analisar sua gênese/evolução e sua distribuição espacial.

A relação entre solo e paisagem pode indicar a forma como ocorre o padrão de distribuição espacial dos atributos do solo e suas relações diretamente dependentes do material de origem e da disposição do relevo. É essa a percepção de Bui *et al.* (1999), baseados na morfologia da vertente (côncava, retilínea ou convexa), sendo esta a referência do 5º Táxon, da Taxonomia do Relevo proposta por Ross (1992). É também sobre a vertente que se insere o conceito de pedossequência, o qual é definido como uma sequência de solo, considerando o relevo como fator genético predominante (BUSHNELL, 1942; CURI; FRANZMEIER, 1983).

A vertente é também a escala espacial de correspondência aos estudos de pedogeomorfologia, pois fornece informações que possibilitam avaliar as condições de evolução do relevo e dos solos, com forte integração das relações entre pedologia e topografia (RUELLAN *et al.*, 1984; BOULET, 1988), tendo como auxílio a análise por pedossequência,

que permite compreender a organização dos horizontes pedológicos ao longo da vertente (ÁVILA; CARVALHO, 2012).

Para Kohler (2002), a noção de escala é fundamental na cartografia geomorfológica, visto que determina a adoção de diferentes estratégias e técnicas de abordagem. Ross (1990) ressalta que o estudo da evolução da paisagem trabalha em escalas maiores, para que se tenha o contexto evolutivo dos conjuntos de feições ao longo de tempos pretéritos.

A região escolhida, a Bacia do Rio dos Bagres, localizada entre os municípios de Ervália, Guiricema e Guidoal, preserva condições importantes de estudos para a geomorfologia, por abrigar indicadores de suas diversas evoluções geológicas, além de ser uma importante área de recarga do Rio Xopotó, o qual, por sua vez, junto com o Rio Pomba, fazem parte da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul. Essa bacia é considerada importante para o abastecimento de água do Município de Ubá-MG, que está entre os maiores produtores de móveis do País, além da agricultura regional.

O cenário da Bacia, com uma escarpa de falha bem marcada (Figura 2), onde se forma um importante desnível no Rio dos Bagres, atualmente utilizado para geração de energia, é um traço do seu modelo evolutivo e pode gerar subsídios para o estudo geomorfológico contemplado neste estudo. Além da falha, a área de estudo tem uma grande região dissecada, que mostra a diferença na evolução desses dois compartimentos. Este estudo poderá servir para subsidiar os processos de planejamento e gestão regionais, contribuindo para que as relações entre uso da terra e uso da água se deem de forma mais equilibrada.

Nos estudos geológicos e geomorfológicos, os eventos tectônicos são elementos de fundamental importância para as análises, pois modelam o relevo e são rupturas de declive (SOARES; FIORI, 1976 *apud* BEZERRA, 2003), que definem as formas como os relevos são estruturados, provocando assim alterações geomorfológicas das mais variadas dimensões na superfície terrestre.

As falhas são exemplos de rupturas, desnivelamentos ou descontinuidades das camadas da crosta, que, por ocasião de movimentos tectônicos aliados à sua rigidez, provocam modificações no relevo, as quais podem ser de centímetros a quilômetros. Esses esforços dão o aparecimento de formas de relevo, que, no caso da área de estudo, constituem a escarpa que caracteriza a bacia hidrográfica (Figura 1).

Escarpa de falha é resultante do deslocamento vertical ou horizontal de blocos falhados ou da exumação de plano de falha anteriormente truncado pela erosão. Ocorre nas zonas de falhamentos verticais e/ou transcorrentes, em morfoestruturas constituídas de rochas rígidas e

nos contatos destas com bacias sedimentares subsidentes.

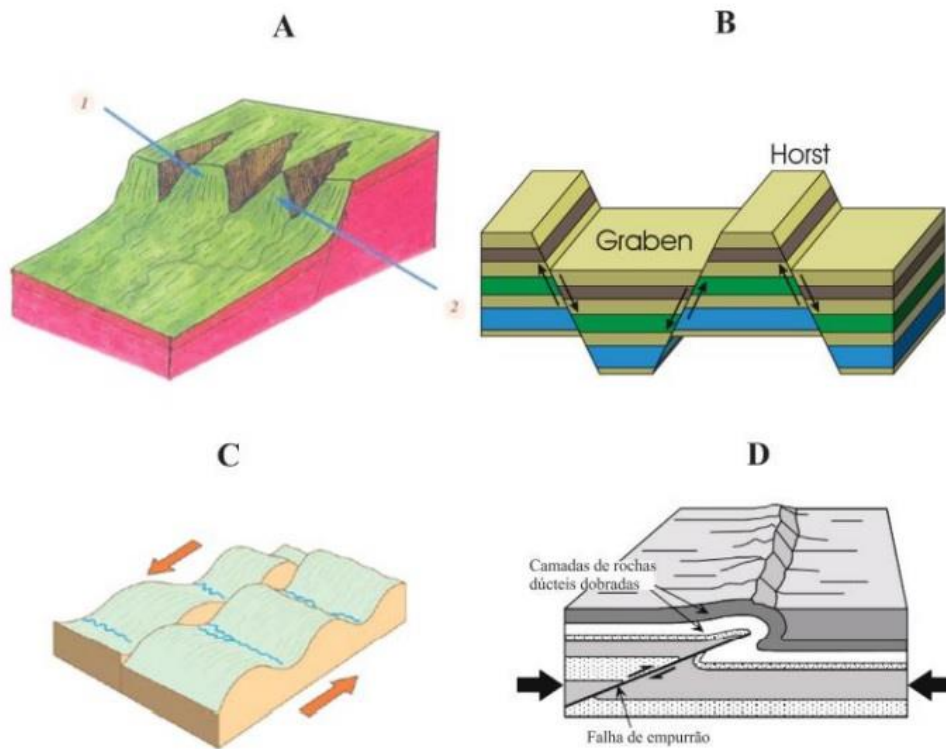


Figura 1 – (A) Facetas desenvolvidas em escarpas de falha (1 - faceta trapezoidal; 2 - faceta triangular), originadas por falhamento normal. (B) Feições morfotectônicas de horsts e grabens, originadas por falhamento normal. (C) Feição morfotectônica Shutter Ridge, ao longo de uma falha strike slip. (D) Colinas anticlinais (upwarps) produzidas quando as camadas que se encontram sobre a falha são dobradas.

Fonte: (A) <http://pt.slideshare.net/Cica2010/geomorfologia-geral-e-do-brasil>. Acesso em: 18 maio 2016); (B) <http://tyhugibax.freeiz.com/what-are-horst-and-graben.php>. Acesso em: 18 maio 2016; (C) Huggett, 2011. (D) <https://gsc350.wikispaces.com/1994Northridgeearthquake>. Acesso em: 18 maio 2016.

No cenário atual, a forma estrutural da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres forma um hemigrabem, quando um dos lados é definido por falha normal e o outro, por rejeitos ou flexuras em pequenas falhas (NEVES, 2011).

A área delimitada como Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres tem, através do entendimento de sua história geológica, sua evolução marcada pelo desenvolvimento de falhas e lineamentos geológicos, modelados pelos agentes intempéricos, que requer um estudo sobre sua evolução, com um aprofundamento maior sobre o intemperismo físico dos canais fluviais dessa bacia e como eles trabalharam essas diferentes formas e material de origem, levando a dissecações distintas ao longo da bacia.

Todos esses elementos reúnem informações que servem de subsídio para o entendimento de como a sociedade pode viver em harmonia com os meios bióticos e abióticos.

O estudo da Geografia – e, por associação, da Geomorfologia – deve não somente mostrar as condicionantes pretéritas para nomear as formas ou atributos naturais, mas também apontar saídas para problemas e propor mudanças ou melhorias que sejam condizentes com os interesses sociais, econômicos e ambientais. Esse estudo pode ajudar aos órgãos competentes na tomada de decisões relacionadas ao uso e ocupação das terras. Outras análises usando o estudo podem estar relacionadas a uma melhor delimitação das áreas urbanas e de uso da água, tendo em vista os problemas de inundação, que são recorrentes nos municípios de Guiricema e Guidoal e para a transposição do Rio dos Bagres para o Ribeirão Ubá, obra que está sendo realizada e que tem como objetivo atenuar o problema de falta de água em Ubá-MG.

A área de estudo faz parte do Complexo da Serra da Mantiqueira Setentrional, porção da Serra da Mantiqueira que tem substrato litológico arqueano e proterozóica. Sua origem tectônica remonta, portanto, à história registrada entre o pré-cambriano e o eopaleozóico, que deu origem a diversas associações migmatíticas e metamórficas, bem como a inúmeros complexos ígneos. Isso explica a ampla variedade de tipos litológicos do embasamento exposto Almeida e Carneiro (1996).

Parte de seu relevo é característico do domínio dos Mares de Morros, onde predominam as formas mamelonares, isto é, a forma “meia laranja” (AZIZ’AB SABER, 2005).

Os vales fluviais são abertos, a área é bem drenada. O entorno da bacia caracteriza-se por um relevo escarpado. Três compartimentos topográficos, bem definidos foram identificados e delimitados na bacia: estruturas escarpadas nos divisores de água, formas mamelonares e vales fluviais abertos.

Localizada na Faixa da Ribeira, a Depressão do Alto Rio Pomba tem como uma de suas subdivisões a Depressão Ubá, que por sua vez é drenada pelo Rio Xopotó e seus afluentes. O Rio dos Bagres é seu principal afluente pela margem esquerda. Ambos pertencem à Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul.

O divisor de águas da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres ao norte é o Planalto de Cimeira da Mantiqueira, com altitudes entre 800 e 1500 m; a leste, a Serra do Pai Inácio; e ao sul, na foz do Rio dos Bagres, que desagua no Rio Xopotó, encontra-se a Depressão Ubá.

O Rio dos Bagres tem grande parte do seu canal em forma retilínea, em consequência de sua rede de drenagem estar encaixada entre dois complexos geológicos distintos. Segundo Davis (1954), na maioria dos casos existe uma relação entre a drenagem e a estrutura geológica, já que os canais fluviais aproveitam zonas de fraquezas, controladas em grande parte pela litologia, ou seja, fraturas, falhas, discordâncias, eixos, dobras, acamamento,

foliação. Dessa forma, é de fundamental importância o condicionamento das drenagens com a sua estrutura geológica.

A bacia tem o Complexo Juiz de Fora na sua margem esquerda e as rochas do Complexo Mantiqueira na direita. Um ponto importante a ser considerado é a assimetria da malha de canais das margens esquerda e direita do canal principal. Para Tupinambá (2003), a Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres é do tipo dendrítica em sua margem direita, enquanto na esquerda é retangular, evidenciando uma evolução diferenciada nas duas margens, resultado das mudanças nos níveis de base na margem esquerda do canal principal, que teve seus canais realinhados por meio das reativações nas falhas, que deram origem ao escalonamento no complexo Juiz de Fora.

O mapa em terceira dimensão da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres (Figura 2) ilustra aspectos importantes a serem abordados neste estudo, como a compartimentação geomorfológica em três patamares distintos, a dissecação diferencial dentro desses patamares, a baixa sinuosidade do canal principal (Rio dos Bagres), além do papel fundamental dos canais fluviais na evolução da paisagem e em como a atividade antrópica impactou e sofre impactos dentro desse cenário.

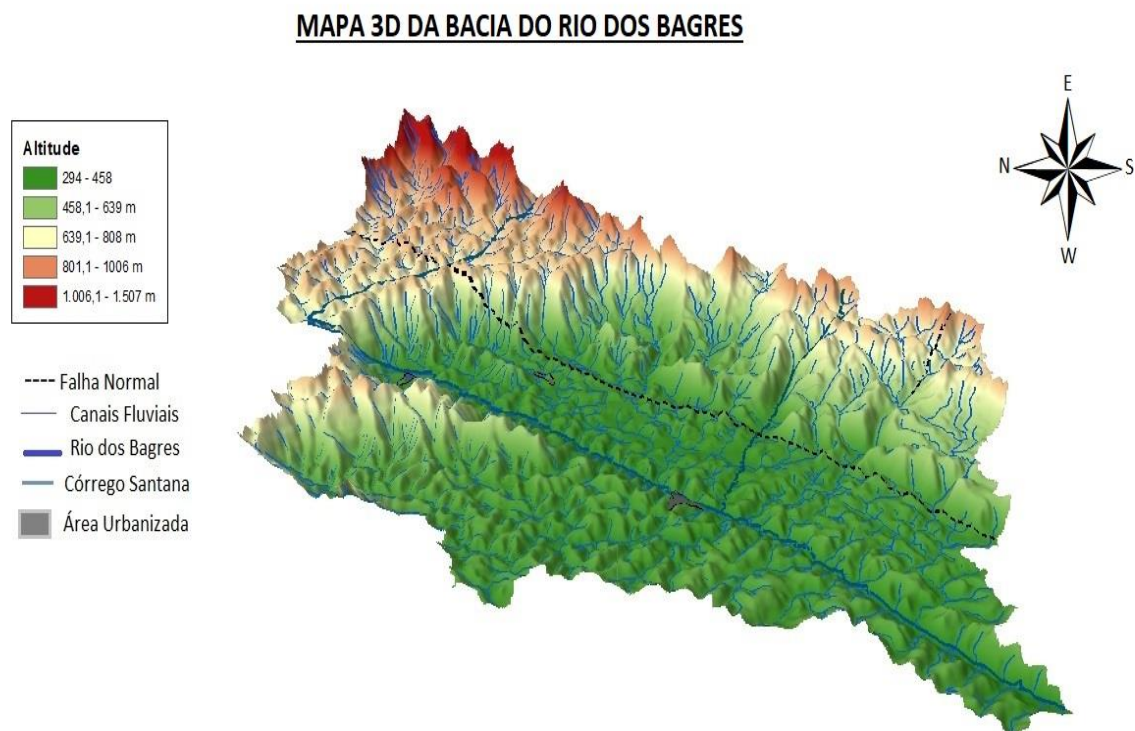


Figura 2 – Imagem 3D da Bacia do Rio dos Bagres.

Fonte: O Autor.

A área se distribui entre um relevo escarpado, principalmente nas áreas de maiores altitudes da bacia como no Planalto da Cimeira, onde estão localizados os maiores valores altimétricos da bacia, essas áreas são as que mais perdem sedimentos que são depositados nos vales fluviais dos compartimentos inferiores. Nesse compartimento está localizado colinas e morros de topos convexos, que por conta dessas características aliadas a litologia são pouco dissecadas. No degrau inferior (Patamar Tuiutinga), estão alocadas áreas de encostas, rampas de colúvio e formas mamelonares com dissecamentos distintos, mostrando que a área está em plena transformação. No degrau geomorfológico mais rebaixado e muito dissecado se destacam os vales fluviais e estruturas aluvionares, sendo esta a principal área de sedimentação da bacia.

A formação de diferentes degraus geomorfológicos está relacionada à litologia existente na área, aliada aos processos de intemperismo pelos quais ela passou. Os aspectos litológicos e sua interação com o relevo e hidrografia serão discutidos nos próximos tópicos.

1.2 A área de estudo

A bacia do Rio dos Bagres localiza-se nos municípios de Guiricema, Ervália e Guidoal, Zona da Mata de Minas Gerais, com as coordenadas geográficas: 20° 59' 04.32" S e 22° 37' 43.17" na sua nascente a 21° 05' 30.95" e 22° 47' 26.24" na sua foz, como pode ser observado no mapa de localização da bacia (Figura 3). O Rio dos Bagres é um rio de 3° ordem, com um trajeto linear de aproximadamente 15 km.

Pela classificação de Köppen, segundo Oliveira (2018), o clima predominante na região é o Cwa Mesotérmico, com temperatura média, no mês mais quente, acima de 22 °C.

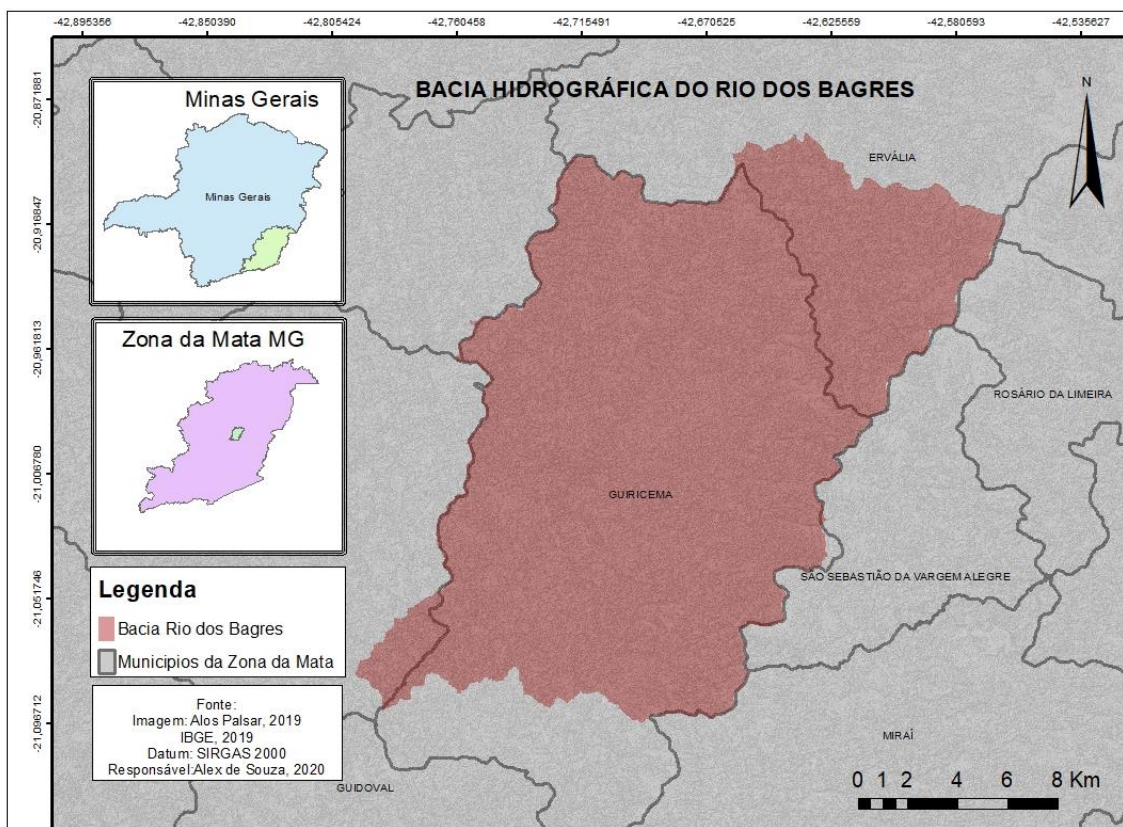


Figura 3 – Localização da Bacia do Rio dos Bagres.

Fonte: O Autor.

A área de estudo é bastante evoluída no que se refere a sua formação geológica, por se tratar de uma estrutura muito antiga; ao mesmo tempo, suas transformações, como seu nível de base e compartimentação, são datadas de idades recentes, relacionados a falhas e depósitos recentes de colúvios de idade quaternária, conforme Tupinambá (2013) e Oliveira (2018).

Encontram-se na área, segundo Dep. Solos UVF (2010) e EMBRAPA (2018), os seguintes tipos de solos: Latossolos, Argissolos, Cambissolos, Nitossolos; além de solos Hidromórficos e afloramentos de rocha (Figura 4).

Mapa de Solos da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres

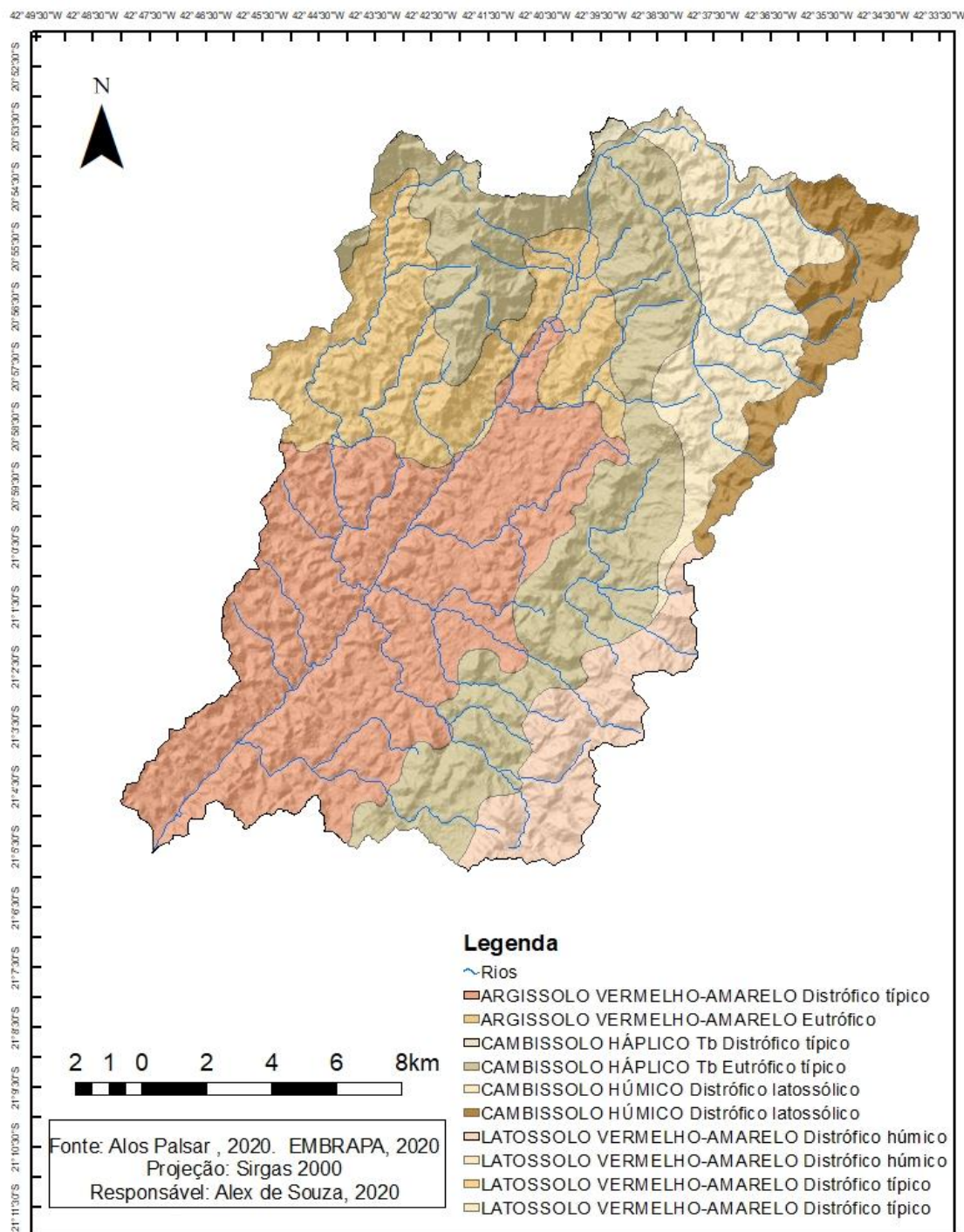


Figura 4 – Mapa de Solos da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres.

Fonte: O Autor.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos e os Argissolos Vermelho-Amarelos predominantemente eutróficos são encontrados em áreas com pequenas elevações. Nos trechos mais elevados, aparece o Latossolo Vermelho-Amarelo húmico. Nas baixadas, nos terraços, são

encontrados os Argissolos Vermelho-Amarelos câmbicos, distróficos e eutróficos; nos leitos maiores dos cursos de água, os solos aluviais, quase sempre eutróficos, e nas partes mais rebaixadas, os solos hidromórficos, geralmente distróficos. De acordo com o Projeto RADAMBRASIL (1976, v. 32), as escarpas derivadas de falhamentos e vales retilíneos, que na área de estudo têm como substrato rochoso os gnaisses kinzigíticos, quartzitos, granitoides, calcários e rochas ultrabásicas, somadas a precipitações mais fortes que se concentram no verão, com uma média anual de 1.250mm, influenciam no desenvolvimento das formações superficiais, representadas por Latossolos Vermelho-Amarelos e Cambissolos.

1.3 Cenários Evolutivos

Da era neoproterozoica ao período cambriano (630 a 460 Ma), as colisões continentais formaram um novo conjunto orogênico denominado Brasileiro, resultando na formação de algumas das principais estruturas da Plataforma Sul-Americana. Após esse período, houve um estágio de estabilidade tectônica que durou até o período triássico (Carneiro *et al.*, 2012). Uma dessas formas é a Província Geológica da Mantiqueira, localizada a leste dos crátons do São Francisco e Rio de La Plata/Paraná, a qual se estende por cerca de 3.000 km com orientação NNE–SSW ao longo da costa atlântica, de Montevideú (Uruguai) ao sul da Bahia. A província se encontra com a extremidade meridional da Província Tocantins. Esse é o arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro desenvolvido em resposta ao “Ciclo Brasileiro” de Almeida (1967); a área de estudo tem uma herança pré-cambriana que fornece material para os depósitos sedimentares mais recentes. No segmento central da província, está a Faixa da Ribeira.

A Serra da Mantiqueira Meridional e Setentrional foi afetada por atividades tectônicas no cenozoico, resultando na configuração mais atual do relevo. Além da gênese estrutural, o relevo também foi condicionado climaticamente através da alternância de climas secos e úmidos (GATTO *et al.*, 1983).

A Faixa da Ribeira é toda constituída de granitoides e gnaisses. As colisões do Ciclo Brasileiro geraram elevações e alterações no relevo de forma geral e, ao mesmo tempo, linhas de falhas no sistema Mantiqueira, o que, no fim da era mesozoica e começo da era cenozoica, além da extinção do supercontinente Gondwana, foi responsável por eventos de movimentação distensiva; estes, por sua vez, reativaram as margens passivas do sudeste brasileiro, gerando sedimentos que formaram bacias sedimentares, assim como movimentações recentes da crosta por conta dessas falhas, que são estudados como eventos neotectônicos.

A Faixa da Ribeira, segundo Tupinambá *et al.* (2007), compreende um segmento

formado por suítes granitoides intrusivas de diversas afinidades, rochas vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas e antigos embasamentos de origens distintas, retrabalhadas desde o evento de amalgamento Brasileiro-Pan-Africano, que se estende de forma linear pelo sudeste brasileiro. Na área de estudo, essa formação é dividida em dois complexos litológicos: o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Mantiqueira.

O Complexo Juiz de Fora é formado de ortogranulitos com ampla variedade composicional, dispostos na direção NE-SW (DUARTE *et al.*, 1997; NOCE *et al.*, 2003). Paragênese de ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e plagioclásio indicam metamorfismo abaixo da fácies granulito. Composições enderbíticas e charno-enderbíticas também ocorrem (DUARTE *et al.*, 1997; HEILBRON *et al.*, 2010). São rochas que foram metamorfozadas para fácies anfibolito e granulitos, migmatizadas e anateticamente fundidas entre 589 e 538 Ma (BRUECKNER *et al.*, 2000).

O Complexo Mantiqueira foi definido como uma associação de rochas que correspondem a um arco magmático desenvolvido sobre a margem de um paleocontinente arqueano, enquanto o Complexo Juiz de Fora representou um arco interoceânico (NOCE *et al.*, 2007). Ambos se justapõem por zona de cisalhamento reversa dextral de alto ângulo – falha de Abre Campo (NOCE *et al.*, 2007). Esses dois complexos geológicos são os principais da área de estudo, sendo um divisor geológico da bacia, já que o Rio dos Bagres corre de forma linear entre o entalhamento formado pelo contato desses dois complexos, com o complexo Mantiqueira a oeste e o complexo Juiz de Fora a leste do curso desse rio.

Entre o período jurássico e o triássico, em algumas regiões, até a metade da era cenozoica (mioceno), a Plataforma Sul-Americana voltou a vivenciar eventos tectônicos, principalmente em terrenos que se consolidaram no ciclo Brasileiro. Os resultados desses novos tectonismos foram manifestações magmáticas básicas com diques de diabásio e derrames basálticos, fraturamento da crosta, originando soerguimentos, *riftes*, margens passivas, magmatismo e morfogênese (HASUI *et al.*, 2012). Essa nova ativação Pós-paleozoica (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996) foi nomeada de Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984) ou ainda Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967).

Um desses resultados foi a formação da Depressão do Alto Rio Pomba e da crista da serra, localmente chamada de Serra da Boa Vista ou Horst da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003). Idades mais novas são relacionadas a áreas de reativações das antigas zonas de cisalhamento durante o Paleógeno, o que foi responsável pelo início da formação do Sistema de rift Continentais do Sudeste (ZALAN; OLIVEIRA, 2005).

O relevo escalonado do sudeste do Brasil é uma consequência, de longo termo, de três episódios tectônicos distensivos: o primeiro episódio corresponde à instalação no Cretáceo de uma margem continental passiva, após a separação do Continente Gondwana (BRITO NEVES, 2003); em seguida, o Sistema de *Riftes* cenozoicos no Sudeste do Brasil desenvolveu-se devido à tectônica distensiva ocorrida durante o eoceno-oligoceno (ALMEIDA *et al.*, 1981; RICCOMINI, 1989; ZALÁN; OLIVEIRA 2005); por fim, uma tectônica distensiva quaternária formou o Sistema de Lagos Tectônicos no médio curso do Rio Doce (RICCOMINI; ASSUMPCÃO, 1999; SAADI *et al.*, 2005; MELLO *et al.*, 1999). Além desses eventos, a região tem estado sob contínuo soerguimento durante todo o cenozoico, reativando estruturas herdadas dos eventos anteriores (RICCOMINI; ASSUMPCÃO, 1999; SAADI *et al.*, 2005).

1.4 Compartimentação Geomorfológica

A Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres foi compartimentada, segundo o IBGE (2009), em três degraus morfológicos (Figura 5), por conta da distinção altimétrica, de características estruturais, denudacionais e de dissecação desses compartimentos (Figura 6). A orientação principal NNE-SSW, que é das foliações e bandagens metamórficas dos complexos geológicos Juiz de Fora e Mantiqueira, e outras orientações estão relacionadas aos leques aluviais e a outras estruturas de menor porte.

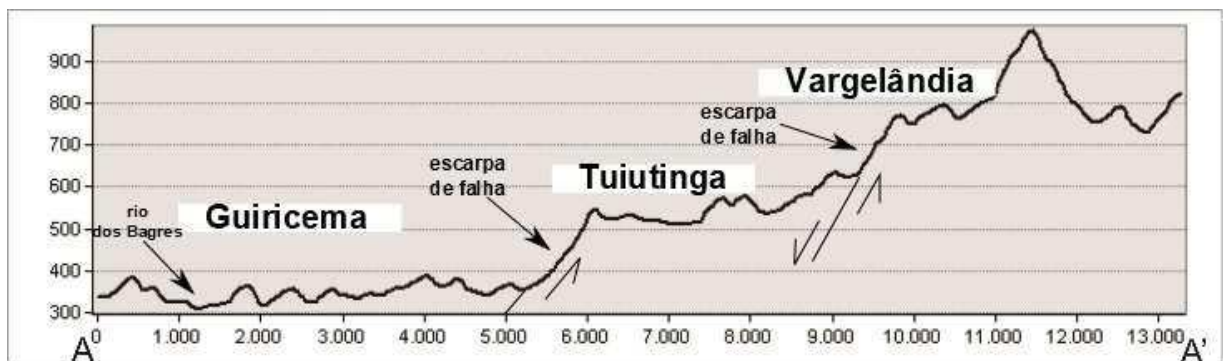


Figura 5 - Degraus compartimentados
Fonte: Oliveira, 2018.

O degrau com menor índice altimétrico, o Patamar Guiricema, caracterizado assim por Oliveira (2018), aparece, como sugere IBGE (2009), como a grande área de sedimentação da bacia, formada por morros de formas côncavas, convexas e vales fluviais na maior parte do seu compartimento. Tem 80% de sua área com forte dissecação e índice SL médio na mesma proporção, mostrando que esse compartimento tem sua formação ligada à

sedimentação dos materiais provenientes dos canais fluviais. Seu nível de base mostra bastante evolução no período mais recente, graças a mudanças relacionadas tanto ao represamento do rio principal (Rio dos Bagres), quanto à intervenção humana, que fez com que alguns canais fluviais desse compartimento ganhassem novas características, gerando uma escavação maior nos seus vales. Esse fato mostra algumas mudanças em relação ao comportamento dos canais e até mesmo o aumento de ocorrência de enchentes nas cidades de Guiricema e áreas rurais da cidade de Guidoal, que tempos atrás, segundo conversas com moradores mais antigos, não existia.

O Patamar denominado Tuiutinga, graças à cidade que leva esse nome, é o compartimento caracterizado pela dissecação e erosão diferencial (IBGE, 2009). Essa característica se deve a colinas e vales formados pelos canais fluviais que drenam do alto do interflúvio da bacia até o compartimento Guiricema de forma perpendicular ao rio principal. Sua formação conta com morros, morrotes, colinas alongadas e de aplainamento, além de formas retilíneas. Esse compartimento geomorfológico, além da dissecação diferenciada ao longo de seu domínio, é marcado por áreas de eventos tectônicos recentes detectados com o índice SL (*slope x length*), formulado por Hack (1973), que mostra áreas onde os canais fluviais têm maior competência e energia na carga de sedimentos, e o índice Ksn, que calcula áreas onde os canais fluviais exercem maior incisão sobre as vertentes, conhecido também como índice de taxa de erosão, produzido nesse estudo e no campo através de knickpoints, vales profundos e queda de blocos, que serão discutidos posteriormente.

O compartimento estrutural da bacia é denominado, também segundo Oliveira (2018), de Vargelândia. Este é o terceiro degrau geomorfológico, como mostra a Figura 7. Esse patamar é a área onde foram encontrados os menores valores de dissecação da bacia e é marcado pela escarpa de falha, que é a principal característica geomorfológica da bacia.

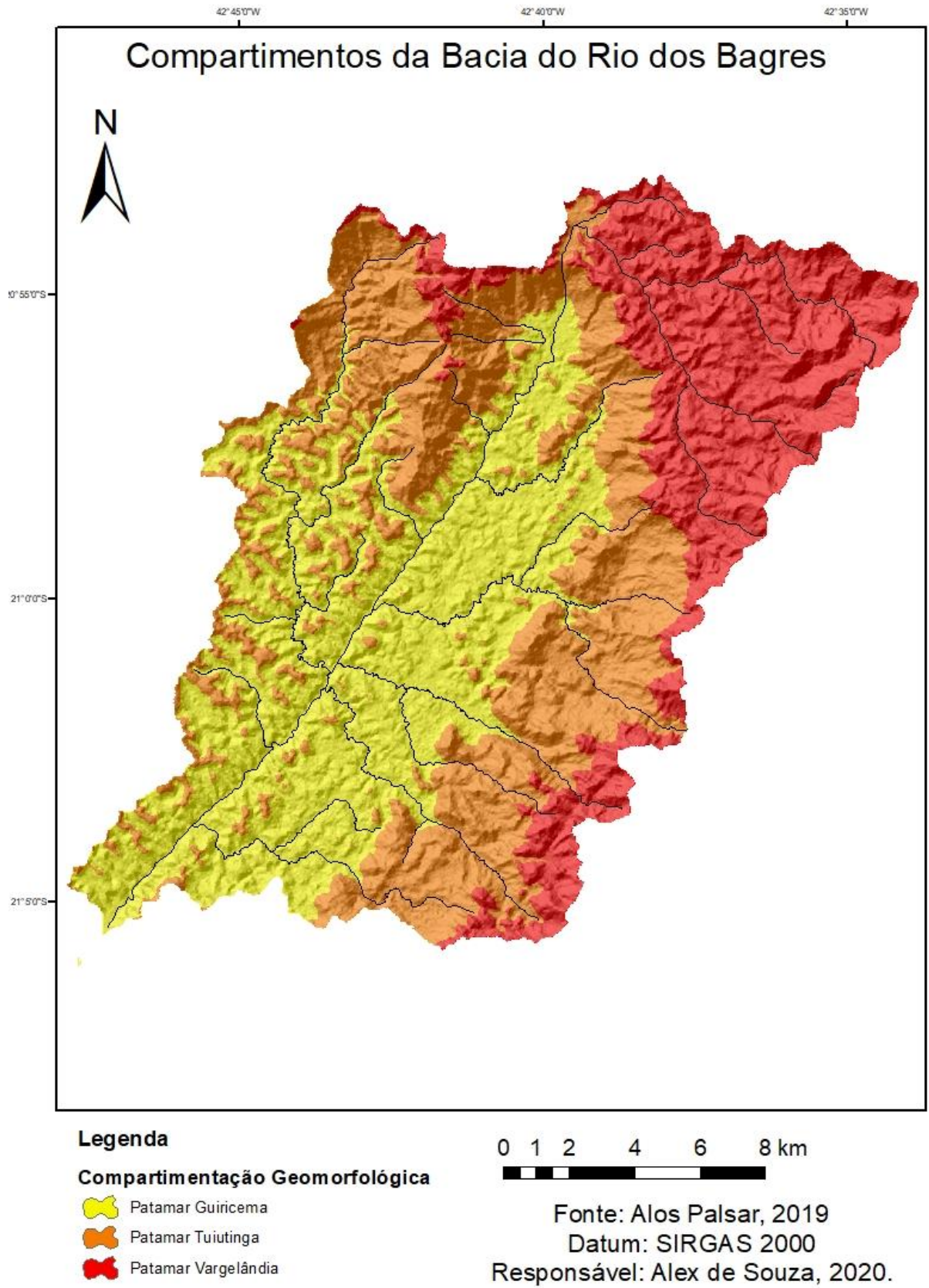


Figura 6 – Compartimentação Bacia do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

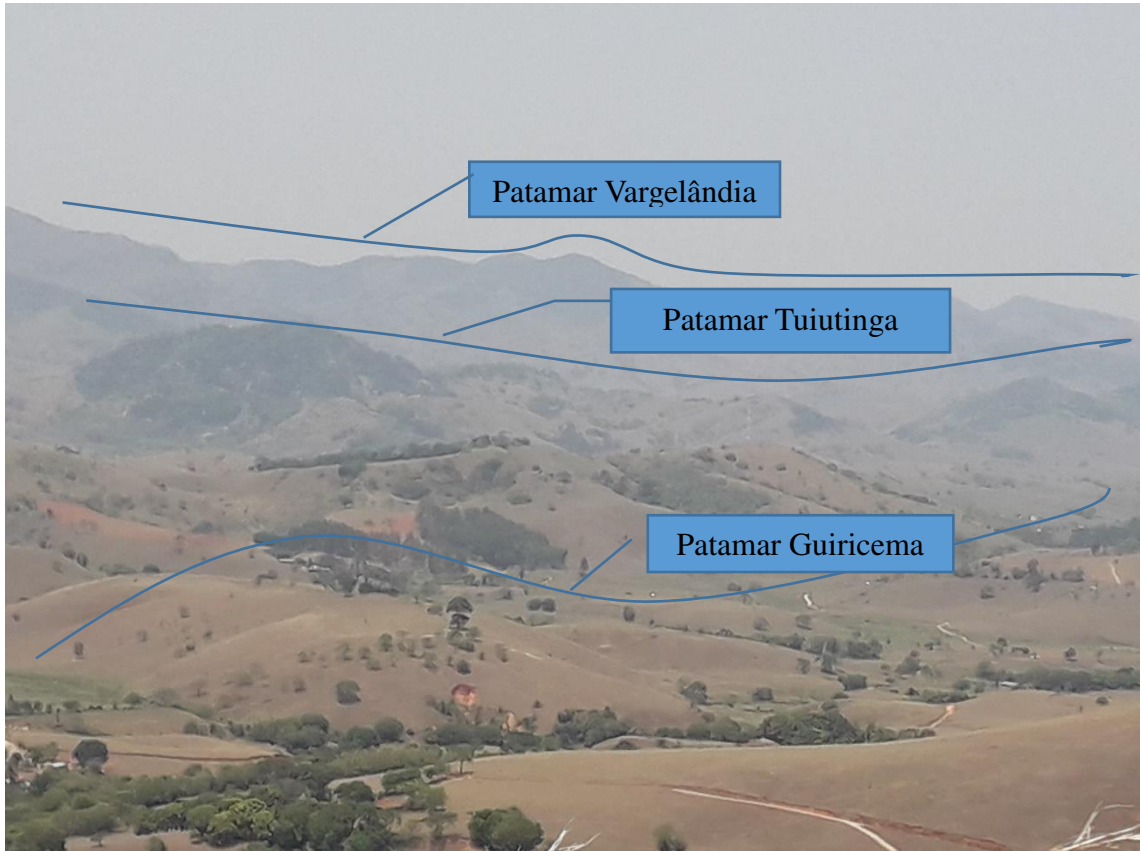


Figura 7 – Degraus Geomorfológicos na Bacia do Rio dos Bagres.
 Vista do alto da escarpa, próximo a barragem da PCH Ervália
 Fonte: O Autor.

COMPARTIMENTO GUIRICEMA

Esse compartimento é o de menor altitude da bacia e tem esse nome em razão do município de Guiricema, principal cidade da bacia. Nesse compartimento, acontece o encontro do Rio dos Bagres com o Rio Xopotó, e sua altitude varia entre 320m a 420m, (Figura 8), do fundo dos vales do Rio dos Bagres aos topos de morros e morrotes do compartimento (Figura 9).



Figura 8 – Perfil Topográfico do Compartimento Guiricema.
 Fonte: O Autor.

Na parte sul desse compartimento, como formas principais, estão as colinas com topos convexos. O principal canal é o Ribeirão São Domingos, com comprimento total de 12 km e valor *Stream Length* (Relação Declividade-Extensão), denominado neste estudo de SL de 416,5 por sub-bacias e com padrão retilíneo na direção NW-SE. No centro do compartimento, é encontrado um conjunto de colinas com topos convexos, sempre alinhadas ao rio, cujas altitudes são superiores ao sul dessa área, porém é a área com menores altitudes desse compartimento. Nessa parte da bacia, encontra-se o curso do córrego Santana, com 11 km e valor de SL de 643 por sub-bacias. Esse alto valor evidencia sua forma anômala, formação de *knickpoints* (Figura 10) e retrata as reativações na estrutura do compartimento onde se encontra sua nascente, o compartimento de Tuiutinga que será abordado a seguir. Ele tem orientação WNW-ESE, com padrão retangular de drenagem.

Além do baixo curso do Córrego Santana, está o córrego Santo Antônio, com 11,7 km de extensão e valor 308,8 de SL, e seu padrão de drenagem é de treliça. E ainda o córrego Preto, com 9,4 km e valor 281 de SL e todo seu canal no compartimento Guiricema; sua direção é WSW-ENE, com drenagem retangular.



Figura 9 – Vista do Compartimento Guiricema. Vista da subida da escarpa em direção a barragem da PCH Ervália.

Fonte: O Autor.

Ao norte do Patamar Guiricema, está a principal escarpa de falha da bacia, com 400 m de altitude, no povoado Vilas Boas e principal *knickpoints* do rio dos Bagres. O principal rio dessa parte do compartimento Guiricema é o Rio dos Bagres, com 39 km de extensão e valor SL de 670, evidenciado pela diferença altimétrica gerada na escarpa, ou seja, uma alta declividade na parte estudada do curso, em relação à extensão dessa mesma parte. Os trechos dos canais estudados sempre estão relacionados aos pontos em que esses canais mostram maior variação altimétrica. A principal direção do canal é NNE-SSW, com grande presença de leques aluviais drenados pelo canal e na divisão do compartimento, escarpas que marcam o patamar Tuiutinga à direita com média de 100 m de altura e Vargelândia ao norte.

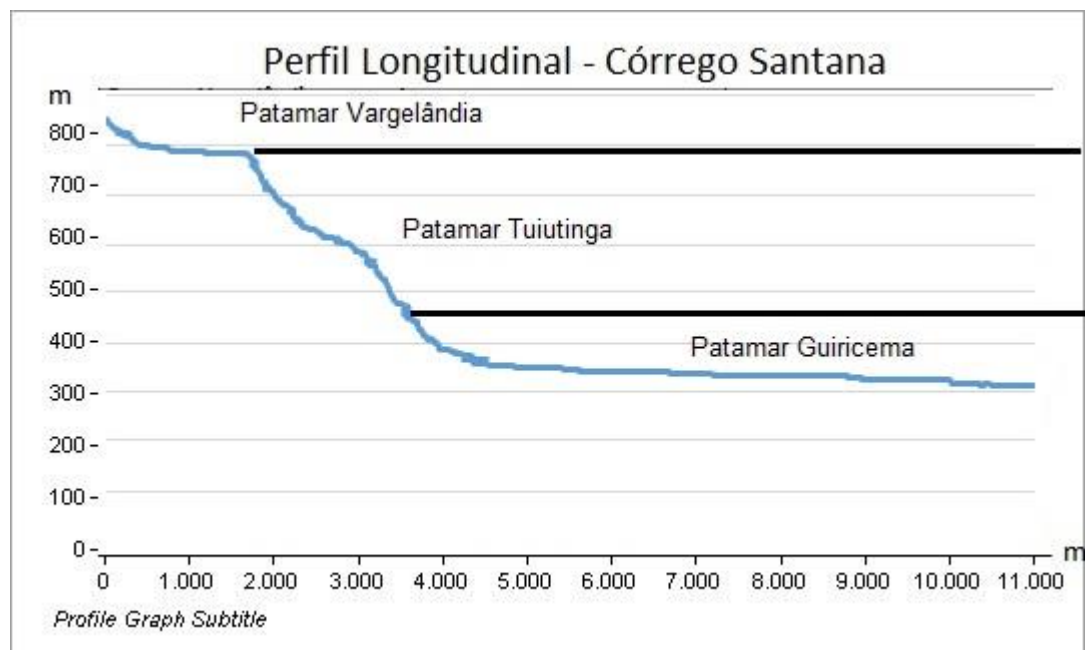


Figura 10 – Perfil Longitudinal do Córrego Santana.
Fonte: O Autor.

COMPARTIMENTO TUIUTINGA

Esse compartimento tem variação altimétrica de 410 m a 720 m de altitude, e seu nome está relacionado à cidade com o mesmo nome existente nesse compartimento que se encontra como um degrau acima do compartimento Guiricema e paralelo ao Rio dos Bagres (Figura 11).

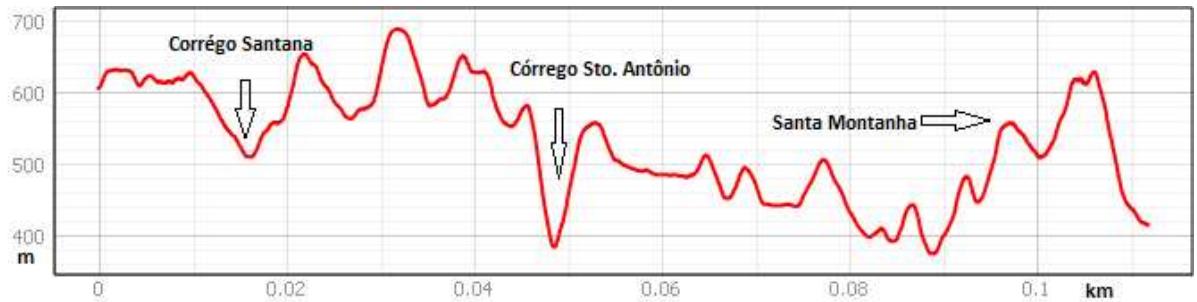


Figura 11 – Perfil Topográfico Compartimento Tuiutinga.
Fonte: O Autor.

Uma característica importante ao sul desse compartimento são as formações lineares perpendiculares ao Rio dos Bagres, por onde canais delimitam seus cursos por falhamentos e descontinuidades entre os patamares. Essa característica gerou um compartimento com paisagens residuais, marcadas por erosões e vales profundos e rampas de colúvios.

O poder de transporte de sedimentos é mostrado através dos valores SL e Ksn dos canais que o cortam esse compartimento no sentido ao compartimento Guiricema. Nota-se essa mesma morfologia através da dissecação de relevo, onde os canais drenam em áreas mais dissecadas entre áreas com menor grau de dissecação, que são as colinas (Figura 12).

Ao norte desse patamar, encontram-se áreas de vales mais rebaixadas, que ao longo do tempo são recobertas por sedimentos provenientes do patamar Vargelândia, formando leques aluviais. Nessa parte do compartimento, é observada a queda de blocos advindos do patamar superior ou pela água, ou mesmo através de um intemperismo físico. Esse processo mostra o trabalho de recuo proporcionado pela escavação do canal fluvial nessa área.

Os canais que drenam desse compartimento ganharam grande valor energético na borda da falha que marca o degrau topográfico e, após sua incisão nas vertentes, formaram colinas alongadas e vales profundos. Outra característica importante é que, com a alta competência dos canais evidenciados pelos valores de SL e Ksn, que serão analisados posteriormente, os sedimentos carregados por esses canais formaram terrenos aluviais e coluviais no compartimento abaixo, compartimento Guiricema. As Figuras 13 e 14, respectivamente, mostram o esquema de formação do colúvio originário de falha, segundo Teixeira *et al.* (2008), e o mapa geológico da área produzido nesse estudo, que contempla tanto as falhas como os terrenos aluvio e coluviais.



Figura 12 – Colinas, vales profundos e rampas de colúvios do compartimento Tuiutinga.
Vista da subida da escarpa em direção a barragem da PCH Ervália.
Fonte: O Autor.

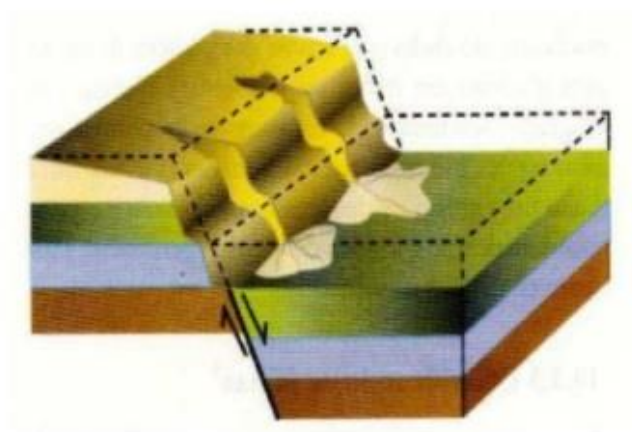


Figura 13 – Aspecto geomorfológico de uma escarpa de recuo de falha
Fonte: TEIXEIRA (2008).

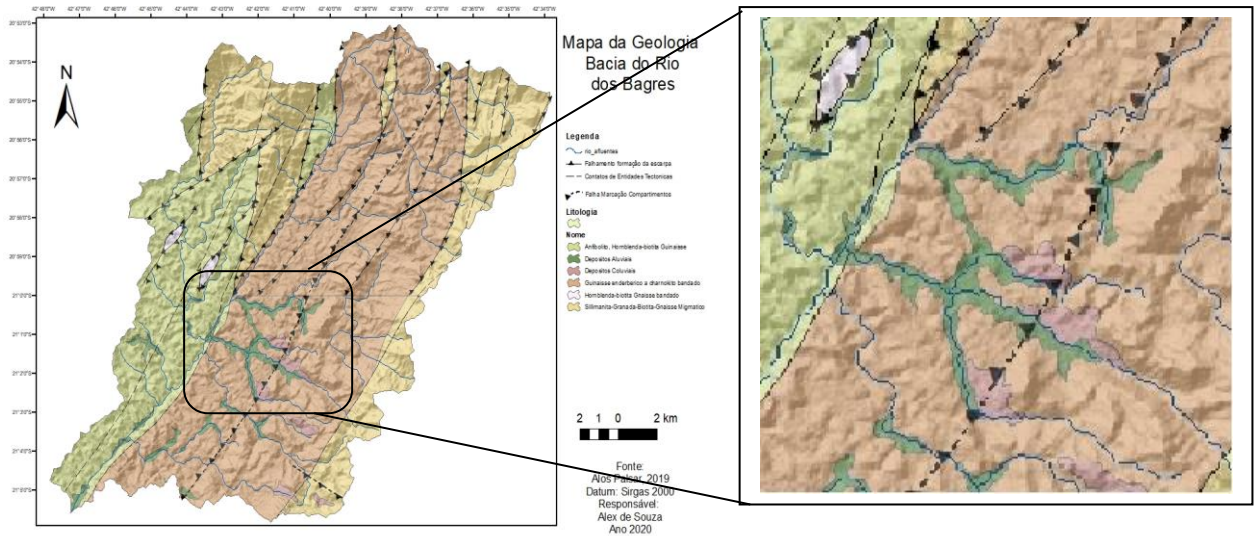


Figura 14 – Detalhe do Mapa geológico (Figura 41) da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres, com detalhamento na área da falha e formação de terrenos aluvio e colúvies.

Fonte: O Autor.

A relação marcada pelo recuo da vertente da falha da escarpa e os terrenos aluviais e colúvies, mostrados nas Figuras 13 e 14, retrata bem o aspecto que será apresentado posteriormente nos índices SL e Ksn, nos quais os canais fluviais mostram como se deu a evolução desses elementos. As heranças da falha reativada no cenozoico fizeram com os canais fluviais da margem esquerda da bacia, principalmente o córrego Santana, fizessem uma grande incisão sobre a vertente, elevando assim sua competência e energia, produzindo ao longo do tempo vales profundos, além de rampas e leques de colúvio no degrau inferior.

O patamar com maiores valores altimétricos é o Vargelândia, com variações entre 800 a 1.000 m de altitude (Figura 15). É o ponto de interflúvio entre a bacia do Rio dos Bagres e a do Rio Muriaé, está consolidado como a área das nascentes dos principais canais da bacia e segue ao longo de toda parte leste e norte. Nesse patamar, encontram-se também as cristas, alto das escarpas e áreas com vales mais abertos da bacia; dessa forma, seus canais não têm forte valor SL e energia no de transporte de sedimentos. Seu relevo constitui-se em morros de baixa altitude e formas convexas.

COMPARTIMENTO VARGELÂNDIA

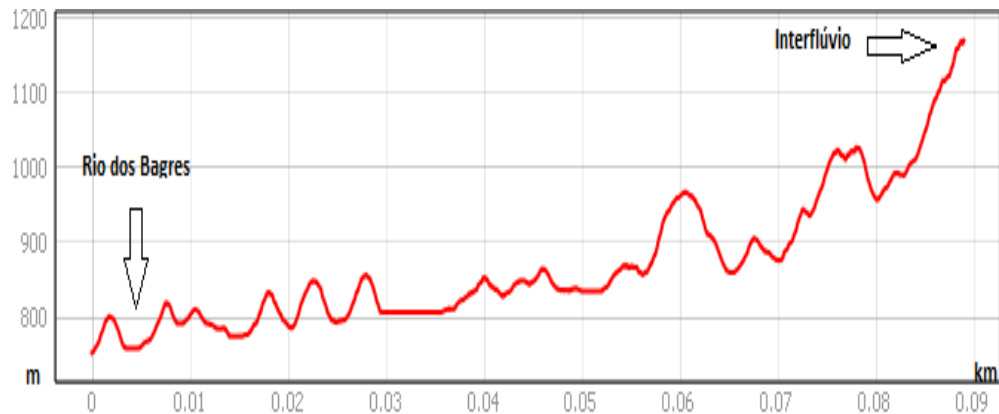


Figura 15 – Perfil Topográfico do Patamar Vargelândia.
Fonte: O Autor.

Ao norte encontra-se a cabeceira do Rio dos Bagres, onde se localizam os divisores topográficos da bacia do Rio dos Bagres com a Bacia do Rio Doce. Essa parte foi incorporada à bacia através do recuo da sua vertente, após movimentos de massa interromperem o curso do Córrego Tábuas, que por sua vez foi capturado pelo Rio dos Bagres e reordenou toda a drenagem nessa área, transformando-a em um compartimento que drena para o interior da escarpa e não mais para a bacia do Rio Doce, bacia vizinha da Bacia do Paraíba do Sul, de que o Rio dos Bagres faz parte (CHEREM, 2013).

No período pré-cambriano, o evento brasileiro gerou a orientação principal vigente na bacia, que é NE-SW e NNE-SSW; no mesozoico, ao longo da separação do continente Gondwana, eventos distensivos geraram a compartimentação da bacia e estruturas cretáceas reativaram falhas, gerando a morfologia atual, não só nessa bacia, mas em todo o sudeste brasileiro, até o quaternário (RICCOMINI, 1989; 2004; NEGRÃO *et al.*, 2015), passando pela Depressão do Rio Pomba – Muriaé (SILVA, 2006; MELLO *et al.*, 2005; TOMAZ, 2003; SILVA; MELLO, 2011), até o norte do Espírito Santo (MELLO *et al.*, 2005; BRICALLI & MELLO, 2013).

A atual estrutura da bacia forma um hemigrabem, onde um dos lados foi definido por falha normal e o outro, por rejeitos ou flexuras em pequenas falhas (NEVES, 2011). Esse modelo foi provocado pelo evento tectônico de extensão NNW-SSE (Paleógeno) (RICCOMINI, 1989), gerando a falha que caracteriza a área de estudo. As formações de

estruturas, como escarpas de falhas, estão sendo modeladas por agentes intempéricos e erosivos ao longo do tempo geológico. Os interflúvios e escarpas desde esse tempo começaram a evoluir por recuo paralelo da vertente, e os fundos de vale foram se tornando abertos, principalmente no compartimento Guiricema, principal área de sedimentação da bacia.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Christofolletti (1980) mencionou que os processos morfogenéticos são correlacionados às condições climáticas, as quais constituem importante fator na definição de agentes e mecanismos de atuação dos processos morfoclimáticos. Estes possuem dinâmica própria e compõem um conjunto maior, o sistema morfoclimático, que por sua vez responderá pela evolução e características das formas em domínios morfoclimáticos específicos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Portanto, pode-se afirmar que “processos morfogenéticos diferentes produzem formas de relevo diferentes, e que as características do modelado devem refletir até certo ponto as condições climáticas sob as quais se desenvolveu a topografia” (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A análise morfodinâmica das unidades de paisagem natural pode ser feita a partir dos princípios da Ecodinâmica Tricart (1977), que estabelece diferentes categorias resultantes dos processos de morfogênese ou pedogênese. Nesta análise, quando predomina a morfogênese, prevalecem os processos erosivos/deposicionais, modificadores das formas de relevo. Porém, para a análise da evolução da paisagem, Ab'Saber (1975) recomenda aos pesquisadores o cuidado na explicação da origem das formas, de seu desenvolvimento e condições atuais do relevo, afirmando que a superfície da Terra não foi esculpida apenas por simples e isolados processos de erosão, mas sim um conjunto de ações dinâmicas combinados, que formam assim um sistema natural integrado.

Tricart (1977) define um sistema como um conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia. Para seu entendimento, o autor recomenda que se tenha um entendimento entre a necessidade da análise específica e a necessidade de uma visão de conjunto, capaz de entender a atuação eficaz sobre esse meio ambiente. Através da análise de um sistema, reconhecem-se conceitualmente as partes que se interagem, o que torna possível entender o todo sem ter de separá-lo. “O conceito de sistema é, atualmente, o melhor instrumento lógico para estudar os problemas do meio ambiente” (TRICART, 1977).

Segundo Christofolletti (1999), para uma avaliação das possibilidades de mudanças, é

necessário conhecer a estabilidade dos sistemas, cujos processos de reajuste interno e externo se retroalimentam. Isso porque os sistemas ambientais, em relação a sua estrutura e função, alcançam um estado de equilíbrio, caracterizando-se por uma organização ajustada às condições das forças controladoras.

Conforme Ross (1994), a quebra do equilíbrio dinâmico está diretamente ligada às intervenções humanas que afetam a *fragilidade* dos ambientes em função das características genéticas destes. Para o autor, os ambientes naturais mostram-se, ou mostravam-se, em estado de equilíbrio dinâmico até o momento em que as sociedades humanas passaram a intervir na natureza.

Em toda análise, o estudo da evolução está amplamente ligado aos processos de intemperismo. Suertegaray (2008), define “intemperismo” como um “conjunto de processos advindos da exposição contínua da rocha à ação de agentes atmosféricos e biológicos que promovem a desintegração mecânica e a decomposição química desta”. O tipo químico e bioquímico é responsável pela decomposição das rochas, enquanto o intemperismo físico é responsável pela sua fragmentação (CHRISTOFOLETTI, 1980).

As propriedades físicas, químicas e mineralógicas das rochas exercem grande influência na ação do intemperismo. Aspectos como composição mineralógica, cor, orientação/inclinação e tamanho (granulometria) dos minerais são importantes para determinar a intensidade do intemperismo. A água, nos processos modeladores do relevo no domínio tropical, é de fundamental importância no que se refere ao intemperismo, à erosão, ao escoamento superficial, à infiltração e a vários outros processos nos quais a água tem papel importante. Foram consultados, nessa fase de leitura, trabalhos de Christofolletti (1980, 1981) e de Suertegaray (1997, 2002, 2008).

Botelho e Silva (2004) afirmam que a adoção da bacia hidrográfica como unidade de análise permite a visão sistêmica e integrada do ambiente. Isto se dá devido ao fato de que as pesquisas das redes fluviais possuem significância relevante na Geomorfologia e os cursos de água têm papel significativo na esculturação das feições de relevo.

Segundo Hack (1973), para se avaliar o perfil longitudinal de um rio, faz-se necessária a introdução de uma nova unidade de medida denominada índice de gradiente (*stream gradient index*) ou índice SL, relação declividade (*slope*) vs. extensão do curso d'água (*length*), aqui compreendido como relação declividade vs. extensão do curso (RDE), que será discutido posteriormente neste estudo e seguiu a interpretação de Etchebehere (2004). A utilização desse índice permite detectar, no perfil longitudinal de um rio, alterações no seu curso, uma vez que

relaciona a declividade do canal com a extensão do respectivo trecho, fornecendo assim um índice para comparação de trechos fluviais de diferentes magnitudes.

Em uma paisagem erosiva, o perfil longitudinal de um rio é uma propriedade da drenagem que fornece subsídios para o conhecimento do substrato rochoso, bem como para o entendimento dos processos geológicos e a história geomorfológica de uma área (HACK, 1958).

Para Guerra (1999), o ciclo hidrológico é muito importante para o processo erosivo, pois parte da água da chuva cai diretamente no solo, enquanto outra parte é interceptada pela cobertura vegetal. A água pode tomar vários caminhos: primeiro, causa o *splash*; depois se infiltra, aumentando o teor de umidade no solo, podendo saturar o solo; e, finalmente, pode se armazenar nas irregularidades superficiais do solo, formando as poças, que eventualmente poderão dar início ao escoamento superficial.

Para Bigarella (2003), o escoamento superficial desempenha um papel importante no mecanismo erosivo, pois a ação deste está vinculada ao transporte do material solto, obtido a partir do salpicamento (ação da gota de chuva – *splash*), ou da concentração em filetes em ravinas, sulcos ou ranhuras. A intensidade do fenômeno erosivo depende da velocidade do escoamento, combinado com a tipologia e a declividade das vertentes, do tipo de solo e cobertura vegetal e da ação gravitacional. Ainda de acordo com Bigarella (2003), a erosão, o transporte e a deposição são processos que não podem ser separados, pois são interdependentes dentro de relações constantemente mutáveis do fluxo de carga existente. A capacidade de erosão de um fluxo depende mais das partículas por ele transportadas do que do volume de água. A ação corrosiva tende a eliminar a rugosidade da superfície. O fluxo aumenta para a jusante, assim como sua carga. Com a diminuição do fluxo, ocorre a deposição.

Os processos citados acima contribuem para a dinâmica das vertentes e estas não podem ser compreendidas separadamente do canal fluvial. De acordo com Christofletti (1980) e Suertegaray (2008), as vertentes são formas tridimensionais que se estendem do interflúvio ao canal fluvial, apresentando a superfície topográfica como limite superior e a superfície rochosa inalterada como limite inferior; tal superfície é modelada por processos morfológicos. Em sua própria dinâmica e evolução, as vertentes fornecem materiais a serem transportados pelo canal fluvial. A vertente é, também, zona de abastecimento dos reservatórios subterrâneos, por meio do escoamento subsuperficial profundo.

A área da Bacia do Rio dos Bagres já foi contemplada com estudos e artigos importantes sobre sua geologia, geomorfologia, hidrografia e solos, trabalhos esses que servirão

também de suporte a este estudo no que se refere a compartimentação geomorfológica, captura hidrográfica do Rio dos Bagres (OLIVEIRA, 2018) e sistema de rifteamento do sudeste brasileiro (RICCOMINI, 1989).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

O mapeamento geomorfológico foi feito com base em aquisições de materiais de vários sensores e imagens que constam como base material da pesquisa.

Os softwares usados para aquisição, tratamento, georreferenciamento e confecção dos mapas foram o ArcGis^R 10.4 e o QGis^R versão 2.18, já que algumas transformações e tratamentos, bem como as interpolações de dados, podem ser realizados em diferentes softwares. Essas técnicas objetivam uniformizar uma rotina que será seguida no processamento das imagens como apoio no levantamento de dados temáticos (IBGE, 2009).

Para confecção dos mapas, foi utilizado um MDE (Modelo Digital de Elevação), do sensor Alos Palsar, que tem uma resolução espacial de 12,5 m, o que equivale a uma escala de 1:62.500. Para confeccionar o mapa temático da hidrografia, foi utilizado o modelo hidrologicamente consistente, que usa as curvas de nível do terreno associado à hidrografia; dessa forma, utilizou-se um modelo mais preciso das formas e de suas respectivas altitudes. A partir desse MDE, delimitou-se a direção de fluxo, assim como a criação de microbacias, o entalhamento dos vales, entre outros tipos de análise de dados espaciais.

Nessa etapa foram desenvolvidas as atividades de levantamentos pré-campo, materiais e bibliografias. Os dados e materiais dizem respeito a todo o conjunto de informações e produções cartográficas disponíveis para o objetivo do estudo, incluindo imagens de satélite, cartas planialtimétricas e mapeamentos (geológico, geomorfológico, pedológico, drenagem, etc.). A etapa de gabinete compreende-se como um levantamento de base teórica, cartográfica e de geoprocessamento, visando à classificação geomorfológica da área de estudo e suas principais categorias de análise a serem estudadas, seguindo a classificação do IBGE (2009).

As bibliografias referem-se a informações específicas sobre o estado da arte do conhecimento sobre classificação geomorfológica e pedológica, vertentes, geologia da área e seus produtos de alteração. Essas informações orientaram as análises de gabinete e de campo, bem como fundamentaram resultados e discussões.

O Índice de dissecação do relevo, segundo Ross (1994), não tem disseminação maior em estudos, devido à dificuldade de realização dos cálculos matemáticos específicos. Esse

índice pode ser importante para a análise/compreensão da evolução geomorfológica de uma bacia hidrográfica e o uso de SIG (Sistema de Informações Geográficas), que consiste em ferramentas digitais, contribui em grande medida para tornar mais fluida a aplicação dessa técnica.

O SIG, dentre as inúmeras funcionalidades, possui ferramentas que permitem o processamento e a análise de uma maior quantidade de dados espaciais possíveis, além de produzir informações que auxiliem na tomada de decisão (RAMOS, 2000), por meio de banco de dados analíticos e espaciais (EASTMAN, 1998).

A delimitação da dimensão interfluvial média nas microbacias foi realizada a partir do MDE; posteriormente foram criados, definindo o grau de entalhamento dos vales, para então, considerando todos esses dados, elaborar o índice de dissecação do relevo.

As atividades de campo mostraram as feições anteriormente observadas por imagens de satélites e processados pelos softwares usados para a construção dos índices de dissecação, morfometria, SL, ICR e Ksn. Essas imagens foram identificadas e georreferenciadas utilizando-se um GPS portátil Garmin 60Csx com margem de erro de aproximadamente 3 m. Esta parte do mapeamento está diretamente ligada ao mapeamento das áreas de interesse como *knipoints*, área de relevância para compreensão da assertividade dos índices propostos neste estudo.

3.1 Dissecação Ross

A metodologia deste trabalho (Figura 16) foi normatizada em meios digitais, o que foi desenvolvido nos estudos de fragilidade ambiental de Ross (1996) e de Crepani (2001), que são comumente aplicados em estudos de zoneamento territorial e ambiental, além de outras propostas como classificações, como exemplo, IBGE (2009).

Quando não se tinham disponíveis as geotecnologias atuais, Ross (2005) apresentou brevemente os procedimentos para extração de dados morfométricos do relevo. Resumia-se em medições manuais em cartas topográficas e imagens de radar, que, na maioria das vezes, tinham usos limitados, por serem produtos impressos em uma determinada escala. Como exemplo, podem ser citadas as imagens de radar do Projeto RADAMBRASIL (1976), impressas na escala de 1:250.000, as quais serviram de base para a metodologia de Ross (1990).

Com o uso das ferramentas geotecnológicas disponíveis naquela época, foram gerados perfis topográficos em Modelo Digitais de Elevação (MDE), nos ambientes de Sistemas de Informações Geográficas; posteriormente, foram medidos o grau de entalhamento dos vales e a distância média dos interflúvios, de maneira ainda semiautomática, com ferramentas

disponíveis nesses sistemas. Logo após, foram feitos cálculos médios dos valores encontrados, para obtenção de valores definitivos para cada área em estudo, conforme Guimarães *et al.* (2017).

Seguindo a proposta de Ross (1992; 1996) para o cálculo do grau de entalhamento dos vales e a dimensão Interfluvial, foi usado o software ArcGis^R 10.4 e Qgis^R 2.18 numa rotina de automatização adaptada de Guimarães *et al.* (2017), a fim de calcular esse índice para cada pixel dessa imagem na área da bacia do Rio dos Bagres.

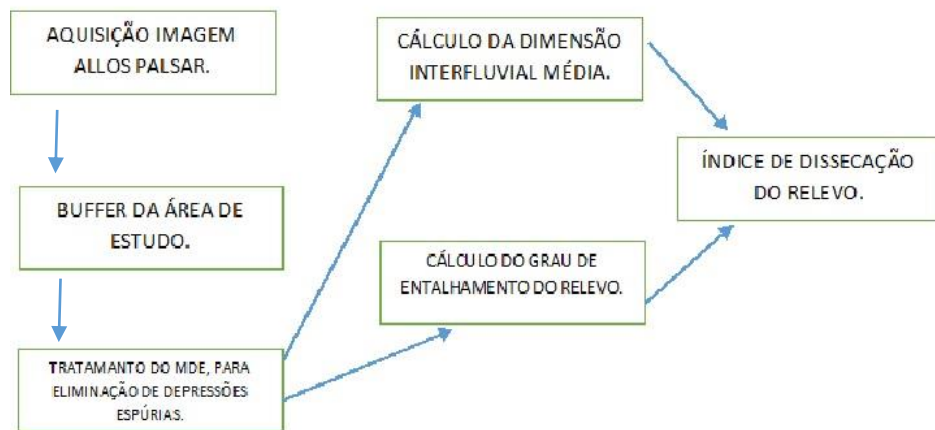


Figura 16 – Fluxograma da metodologia usada para aquisição de informações sobre a dissecação do relevo.

Fonte: O Autor.

A partir desses procedimentos, foram encontrados a Dimensão Interfluvial Média e o Grau de Entalhamento dos vales, assim como a soma desses valores relacionados a cada pixel, gerando o Índice de Dissecação do Relevo (Figura 4).

O primeiro passo na criação desse produto foi a manutenção de um *buffer* de 2 km da área de estudo. O *buffer* delimita uma área de trabalho maior do que o recorte verdadeiro da bacia, que por sua vez deixa os resultados mais precisos; já que invariavelmente processos que acontecem dentro da área delimitada da bacia de drenagem têm suas causas ou áreas de formação fora dessa área delimitada como a bacia de drenagem, a não utilização desse *buffer* pode levar a resultados enganosos, já que os algoritmos e valores de pixels terão resultados falsos. Posteriormente, o tratamento do MDE passa por várias etapas, tanto para correção de depressões espúrias, como para direcionamento do fluxo e da acumulação do fluxo.

Após preparação do MDE, é feita uma rotina metodológica para obtenção dos cálculos para Dimensão interfluvial média (DIM) e Grau de entalhamento dos vales (EV). Para cálculo do EV, foi usada a ferramenta *sink*, que definiu um ponto em cada pixel, com a diferença entre

esse ponto e o pixel com valor mais alto de altitude próximo a ele. Logo após a formação dos pontos altimétricos, foi usada a ferramenta *basin* para definição das microbacias, delimitando assim o ponto mais alto de cada uma delas, a fim de especificar os valores de cada pico de cada microbacia (OLIVEIRA, 2015; OLIVEIRA; FERNANDES-FILHO. 2016). Para obtenção do resultado em que cada pixel terá o valor da diferença altimétrica entre ele e o pico de maior elevação dentro da sua microbacia, ou na mesma vertente, é usada a álgebra de mapas, diminuindo o valor do *raster* gerado com o MDE devidamente tratado (Figura 17).

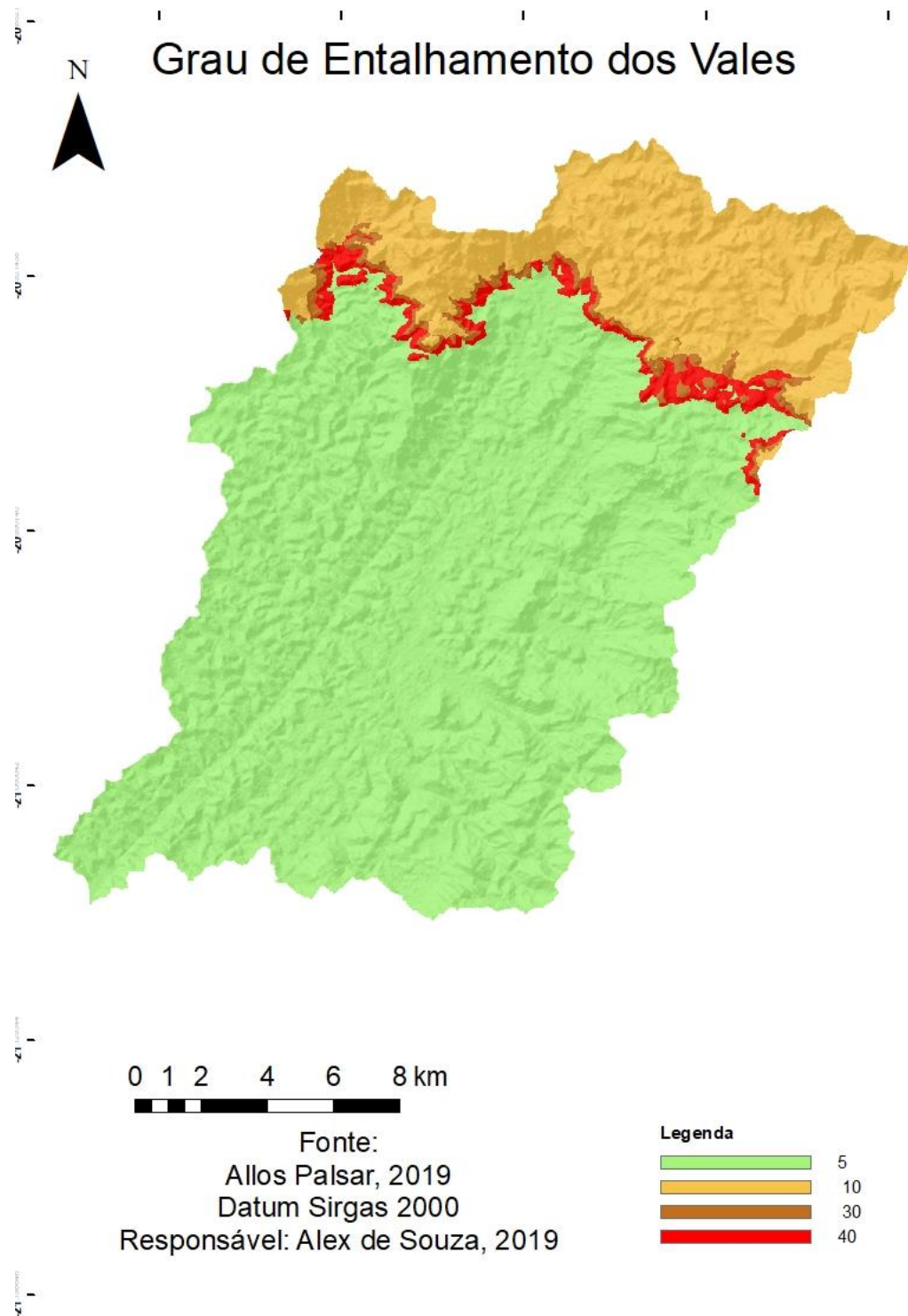


Figura 17 – Mapa do grau de entalhamento dos vales (EV) na bacia do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

O DIM é calculado pela distância euclidiana entre o topo das microbacias e seu ponto limitador com outra microbacia, ou seja, entre os divisores de água dentro da bacia de drenagem. Para esse cálculo, é usada a ferramenta *conditional*. Segundo Guimarães *et al.* (2017), essa etapa depende também do analista para definir o limiar da área mínima de

drenagem. Neste estudo, foi usado o valor 300. Esse valor é importante, já que, quanto maior ele for, menor será o detalhamento das microbacias. Após essa fase, foram calculadas a maior e a menor distância entre os interflúvios com a distância euclidiana e, como resultado, a dimensão interfluvial das microbacias (Figura 18).

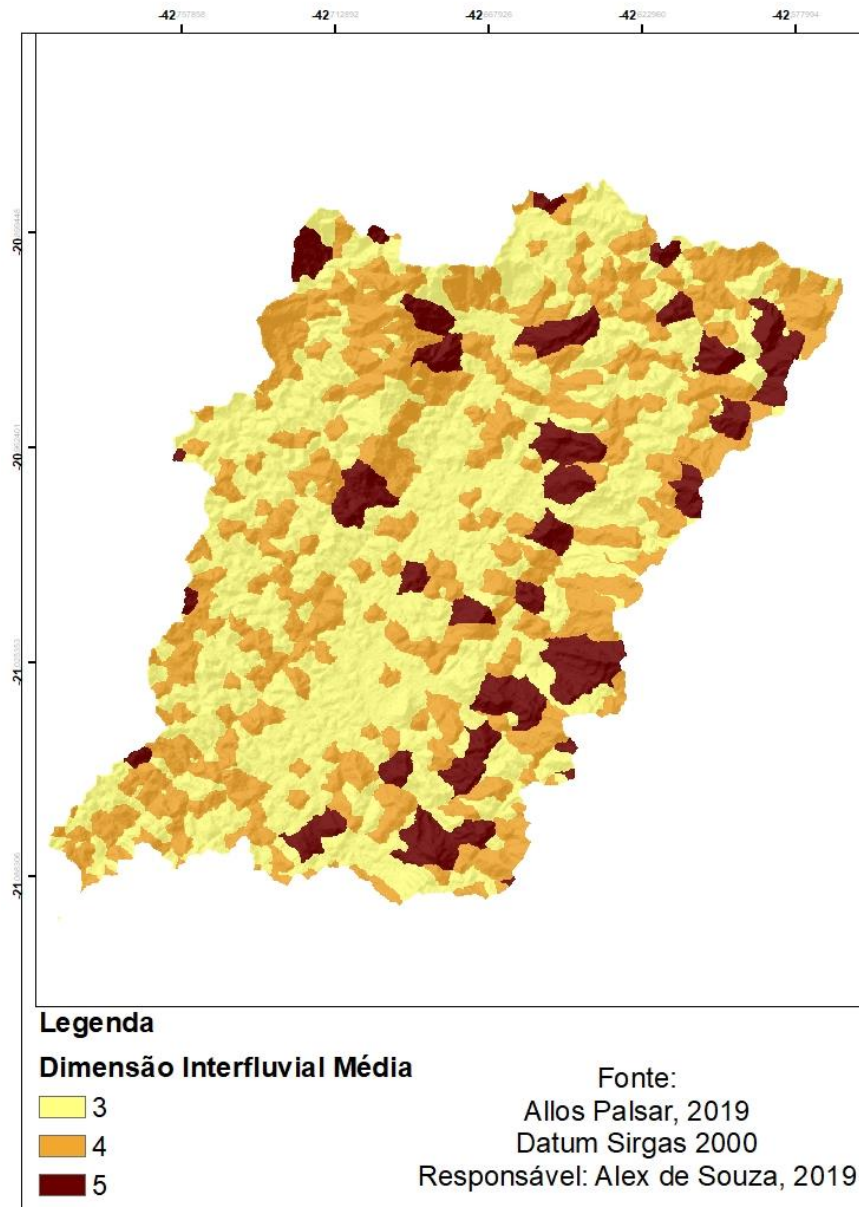


Figura 18 – Mapa dimensão interfluvial média (DIM) na bacia do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

Esses procedimentos geraram os mapas de dimensão interfluvial e os entalhamentos dos vales, e a soma desses mapas através da álgebra de mapas gerou o mapa de dissecação do relevo (Figura 19).

Grau de Entalhamento Dimensão Interfluvial Média

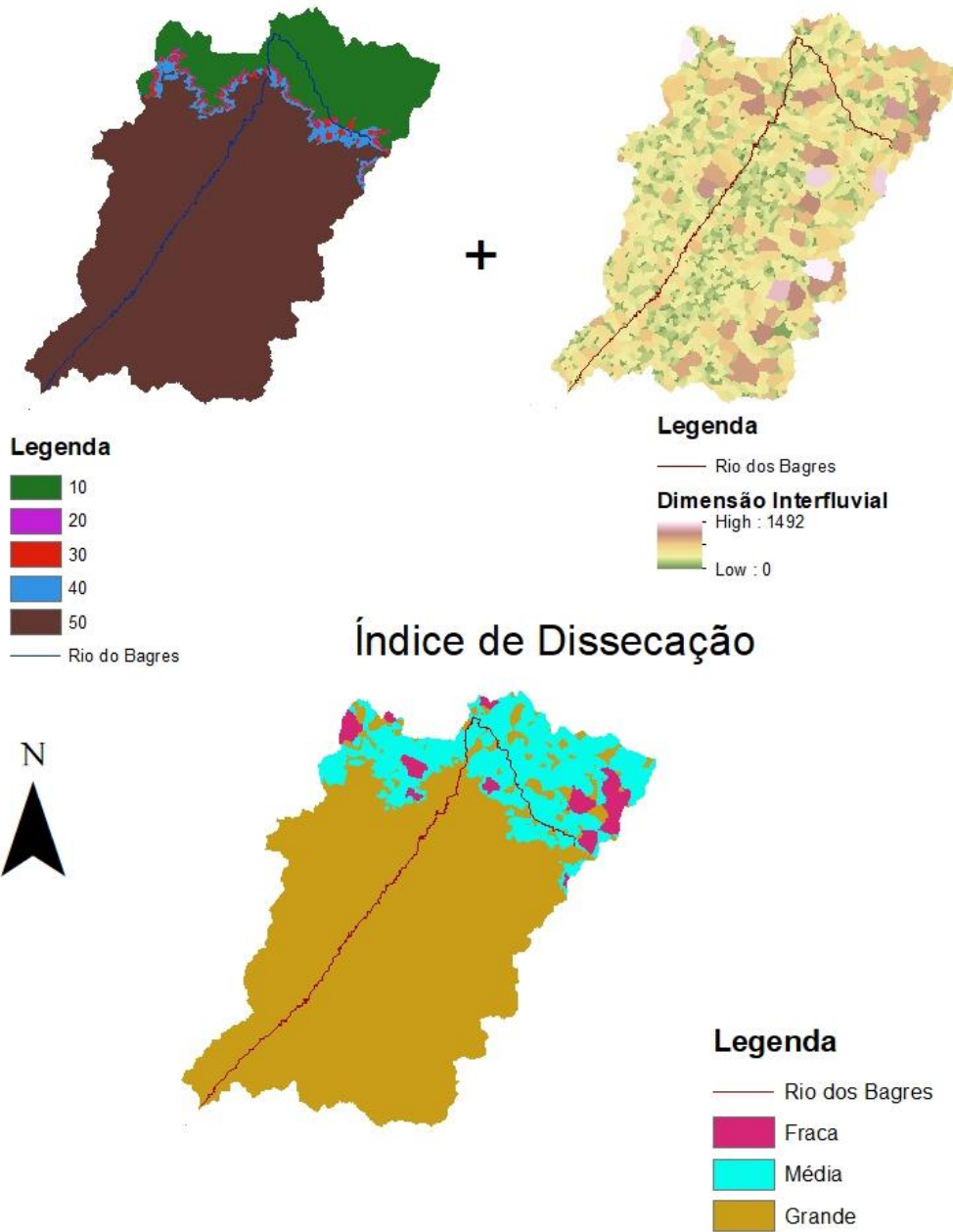


Figura 19 – Dimensão Interfluvial Média, Grau de Entalhamento do Relevo e Dissecação do Relevo.
Fonte: O Autor.

Todo esse procedimento e a legenda da Figura 3 têm como base a tabela criada por Ross (1994). Essas formas são classificadas como na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação da Dissecação do relevo (Ross, 1994)

		Dimensão interfluvial média				
		Muito grande (4000 m)	Grande (2750 m)	Média (1250 m)	Pequena (500 m)	M. Pequ. (225 m)
Grau de entalhamento dos vales (exagero vertical de 10 x)	Muito fraco (10 m)	11	12	13	14	15
	Fraco (30 m)	21	22	23	24	25
	Médio (60 m)	31	32	33	34	35
	Forte (120 m)	41	42	43	44	45
	Muito forte (200 m)	51	52	53	54	55

Seguindo a matriz de Dissecação, foram usadas as tabelas a seguir para o nosso estudo.

Tabela 2 – Proposta de classificação de Ross (1996)

11	12	13	14	15
21	22	23	24	25
31	32	33	34	35
41	42	43	44	45
51	52	53	54	55

Tabela 3 – Proposta alternativa de Guimarães *et al.* (2017)

11	12	13	14	15
21	22	23	24	25
31	32	33	34	35
41	42	43	44	45
51	52	53	54	55

Legenda:

	Muito Fraca
	Fraca
	Moderada
	Forte
	Muito Forte

O uso de uma proposta alternativa, segundo Guimarães *et al.* (2017), deve-se ao fato de que, ao usar a proposta classificatória de Ross (1994), aspectos importantes da geomorfologia da bacia não foram contemplados, já que o autor usa grande parte dessa classificação para áreas de forte e muito forte dissecação, e, na bacia do Rio dos Bagres, há uma grande diferença altimétrica entre os três patamares geomorfológicos considerados por este estudo.

Para outros, como de Oliveira (2018), além desse fato, na área de estudo, encontram-se dissecações distintas dentro do mesmo patamar, que não foram contempladas na classificação de Ross (1994). A proposta de tabela de dissecação usada neste trabalho mostra a menor dissecação na parte norte da bacia, em grande parte do patamar Vargelândia, evidenciando os processos coluvionares e a formação de colunas entre os patamares Guiricema e Tuiutinga, com dissecação forte e muito forte. Porém, para uma melhor comparação entre os índices propostos neste estudo, foi feita uma terceira classificação para compartimentação da dissecação em apenas três classes: fraca, média e forte (Tabela 4).

Na classificação proposta por este estudo, a Bacia do Rio dos Bagres fica contemplada pela dissecação visualizada no campo, com a maior parte da bacia no compartimento Guiricema, com forte dissecação; uma área com dissecação moderada (patamar Tuiutinga); áreas muito dissecadas ou com dissecação moderada; e uma pequena parte da bacia com fraca dissecação (patamar Vargelândia), que foi a última área a incorporar a bacia.

Tabela 4 – Classificação da dissecação em três classes.

11	12	13	14	15
21	22	23	24	25
31	32	33	34	35
41	42	43	44	45
51	52	53	54	55

Legenda:

	Forte
	Moderada
	Fraca

3.2 ICR – Índice de Concentração de Rugosidade

O cálculo da dissecação do relevo através do ICR em ferramentas SIG, segundo rotina sistematizada por Sampaio (2008), é obtido através da função *Slope* no ArcGis^R 10.4, gerando-se um *raster* em que cada pixel detém um valor de declividade. Após essa etapa, todos

os pixels são transformados em pontos com a função *conversion tools* e *raster to point*. Com a criação dessas nuvens de pontos, utiliza-se a função *Kernel density* para calcular o valor de cada pixel em relação ao valor coordenado em sua volta, gerando um dado de vizinhança que mostra o quanto os valores dos pixels em pontos estão dispersos ou concentrados em uma área. Assim, é possível verificar se a mesma área foi rebaixada em relação aos pixels no entorno, o que mostra a dissecação em relação à hidrografia dessa área (Figura 8).

Sampaio (2008) propôs e empregou o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) com o objetivo de identificar padrões morfométricos regionais, utilizando-se de princípios similares aos propostos por Horton (1945), que relaciona a frequência e a sinuosidade dos canais ao relevo; Hobson (1972), que fez estudos traçando os pixels como forma de análise do relevo; e Ross (1992), que mede a dissecação através do entalhamento do relevo e associação com a dimensão interfluvial da área. O referido índice (ICR), segundo Augustin e Sampaio (2008), surge como forma de fazer essas análises sobre a dissecação do relevo, ou usá-lo como parâmetro em outras análises da evolução dessa mesma paisagem.

Partindo da premissa acima, este estudo desenvolveu o ICR como acurácia da dissecação do relevo e, quando comparado à dissecação de Ross (1996), mostrou grande compatibilidade (Figura 20).

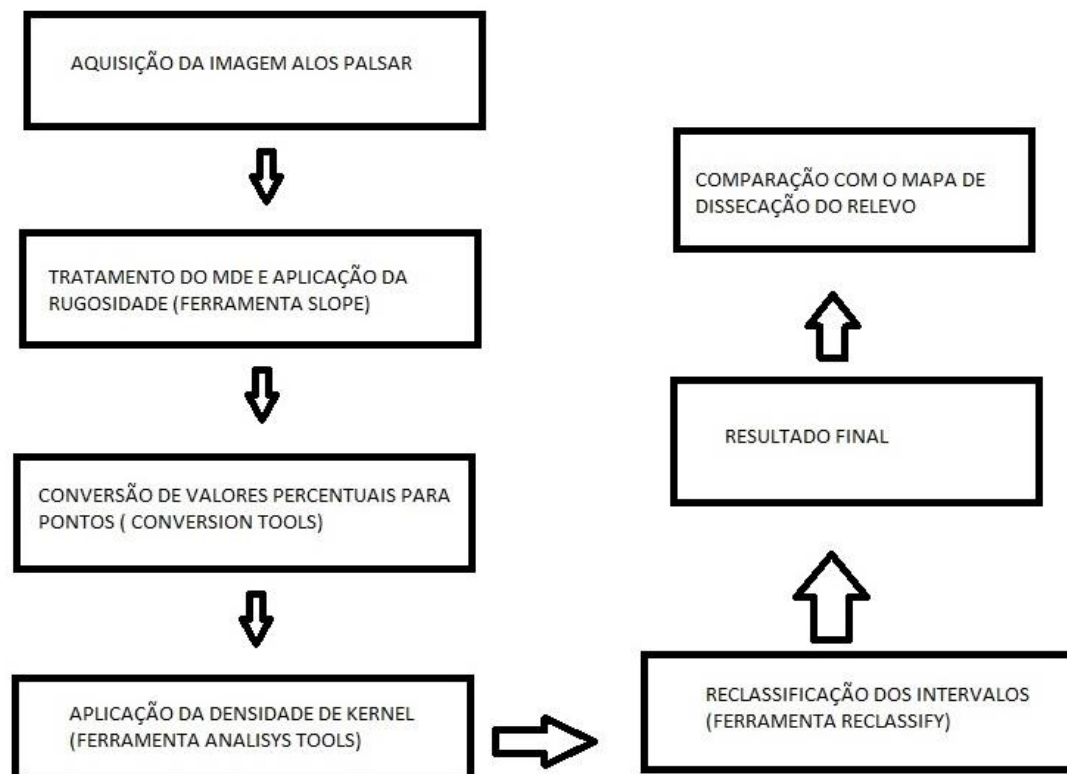


Figura 20 – Metodologia para aquisição do ICR.

Fonte: O Autor.

3.3 Índice de Dissecação segundo Hack (SL)

Para este estudo, foi usado o *Shapefile* da ANA (Agência Nacional de Águas), na escala de 1:50.000, e posterior ordenação segundo Strahler (1952), utilizando no índice a função $SL = SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L$ (Figura 21), na qual SL corresponde ao índice “Declividade-Extensão”; L corresponde ao maior alcance do comprimento do canal desde a nascente; ΔH corresponde à variação altimétrica do canal em estudo; e ΔL , à distância horizontal desse mesmo segmento.

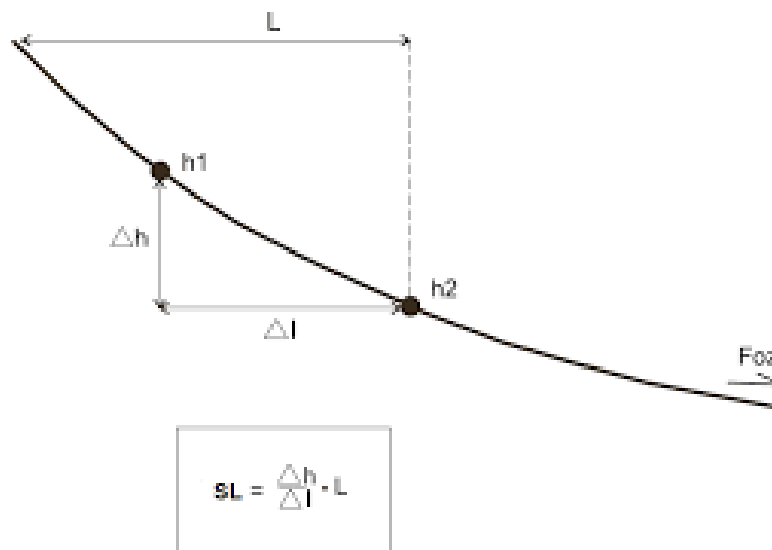


Figura 21 – Trecho de um canal de rio.
Fonte: Hack, 1973.

A validade do índice depende de uma relação consistente entre o comprimento do canal e sua área de drenagem (HACK, 1973), por isso é importante que o canal tenha comprimento suficiente para o cálculo do índice para que as declividades sejam contempladas no cálculo. É recomendável que ΔL seja menor que L, sendo que o erro não será mais significativo se o resultado for 2,0 ou 1,0, erro que acontece em função da razão $\frac{L}{\Delta L}$ e, portanto, quanto menor essa razão, maior é o erro. Para isso, no estudo feito com pontos ao longo dos canais, foram desprezados os valores próximos à nascente e à foz dos canais, para que os resultados não gerassem interpretações errôneas quanto à realidade.

De acordo com Von Blanckenburg (2005), canais próximos às escarpas de falhas e jovens cânions podem produzir até 15 vezes mais erosão e apresentar forte correlação com a declividade da encosta. Por outro lado, canais fluviais mais distantes de estruturas jovens parecem estar em equilíbrio ou erodindo às mesmas taxas. Essas diferenças ou semelhanças são

encontradas confrontando-se os índices de alguns canais da Bacia do Rio dos Bagres, onde canais mais escarpados e canais com declividades menores, ou seja, canais anômalos ou comuns, mostram resultados diferentes no que se refere a competência e incisão no relevo.

O presente estudo propõe o índice SL de duas formas; a primeira, usando ΔL e ΔH em pontos específicos de maior declividade dos canais de ordem 4 e acima, segundo ordenamento de Strahler (1952), que classifica cada canal de uma bacia hidrográfica em relação à quantidade de drenagens que esse canal recebe; dessa forma, dois canais de ordem um formam um canal de ordem dois, e assim por diante. E outra, o SL Global, que calcula o mesmo índice em todos esses mesmos canais, porém em todo o seu curso, desprezando os valores obtidos próximos à sua nascente e foz (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

Para o cálculo do SL por sub-bacias, foi usado o MDE (Modelo Digital de Elevação), do sensor Alos Palsar, com resolução de 12,5m, e a rede de drenagem do *shapefile* da ANA na escala de 1:50.000, que foram usados no software Qgis® 2.18 para obtenção dos dados e perfis longitudinais. Quando usada a sobreposição da rede hídrica em *shapefile* com o MDE, a definição altimétrica está relacionada ao MDE e não propriamente à rede hídrica; dessa forma, seu perfil pode sofrer algumas alterações relacionadas às disposições de vertentes, rochas ou declives ao longo do curso, ou mesmo à escavação do canal no seu leito, aprofundando assim esse canal no talvegue. Mesmo assim, os dados em que se constatou incompatibilidade foram corrigidos, após verificação de campo. Por se encontrarem em áreas de difícil acesso, foram descartados esses canais que mostraram dados incompatíveis e sem chance de correção descartados.

Foram plotados dois pontos: um após a cabeceira e outro logo após a maior declividade do canal. Com os dados em mãos, tanto da diferença altimétrica no curso desses canais, como das distâncias horizontais necessárias para o cálculo nesses canais, foi confeccionada a Tabela 5.

Os valores de SL encontrados na primeira fase deste trabalho foram adicionados nos atributos desses canais, para delimitação e divisão entre esses canais. Com o intuito de delimitar as áreas de influência de cada canal, foi usada a ferramenta *Basin*, para criação de sub-bacias e a geração de um mapa SL, com essas delimitações (Figura 22). Como resultado, obteve-se uma amostra espacial dos valores encontrados na Tabela 1, em que o canal principal por ser alimentado por todos os outros canais da bacia, além de descer um grande trecho escarpado e ter seu curso em grande parte do percurso entre dois lineamentos litológicos, tem grande possibilidade de carga de sedimentos e grande competência nesse transporte, assim

como o córrego Santana, que tem seus resultados aliados a um processo de dissecação distinto e escava colinas do compartimento Tuiutinga para o compartimento Guiricema, carregando bastante sedimento até sua deposição na área central do compartimento Guiricema, formando vales suspensos profundos entre os patamares e áreas coluviais e aluviais.

Segundo Guerra (1993), vales suspensos ou rios de foz suspensa ganham essa forma por diversos aspectos. No caso do Córrego Santana, seu vale suspenso se deve ao degrau de falha na sua foz, que fez com que o seu nível de base ficasse bem acima do rio principal (Rio dos Bagres).

No caso específico do vale suspenso do Córrego Santana, hoje ele se encontra afastado da linha de falha, através do recuo proporcionado pela escavação do canal na vertente, fazendo com que o Knickpoint mude, ou seja transportado para outro ponto ao longo do tempo geológico, deixando como herança um vale profundo ao longo do seu médio curso, até chegar nos vales fluviais do patamar Guiricema.

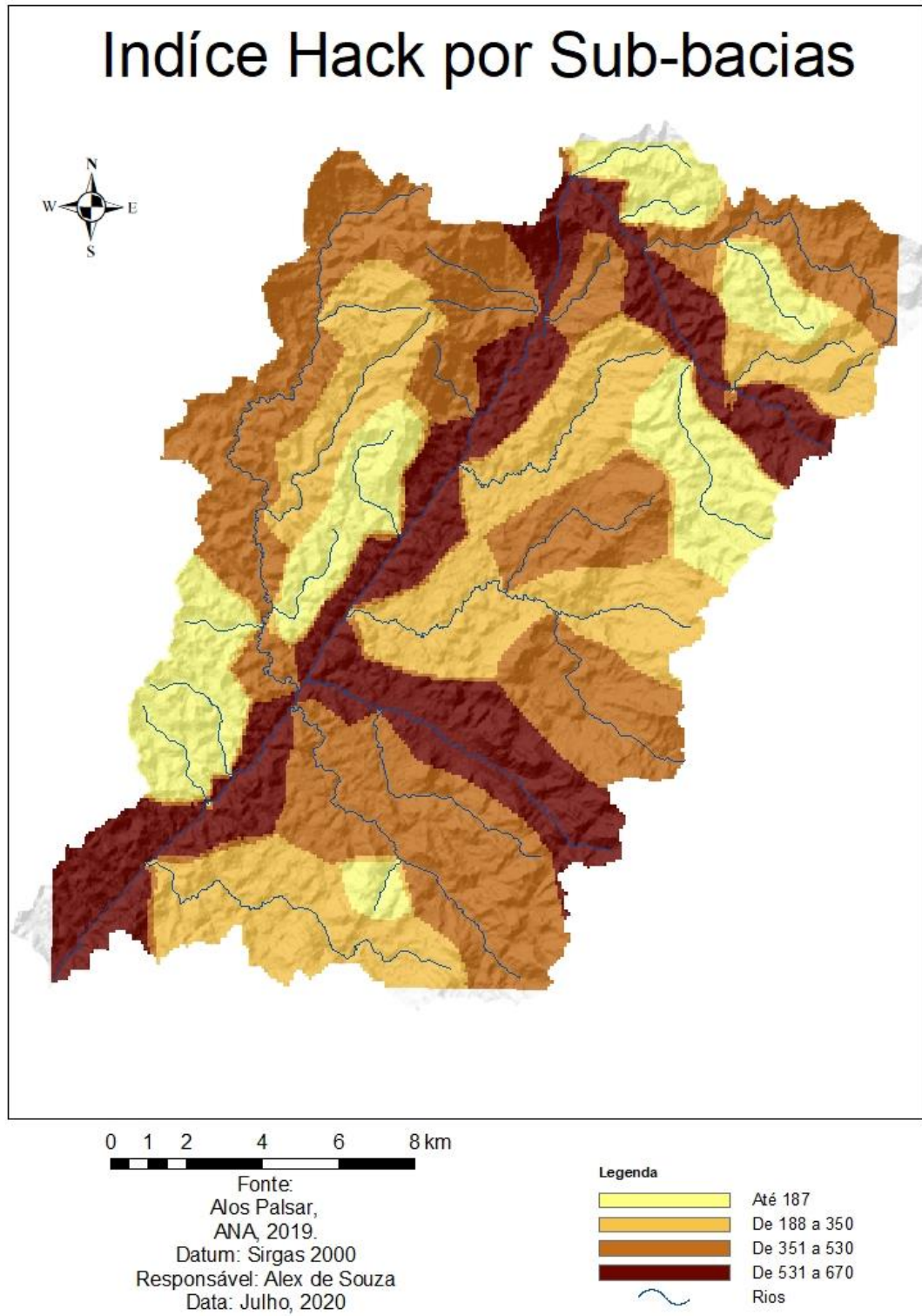


Figura 22 – Mapa do Índice Hack por Sub-Bacias do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

Tabela 5 – SL– Ponto de maior declive dos canais da Bacia do Rio dos Bagres

Rio/Córrego	Comp. Total (m)	Comp. Trecho (m) L1	Comp. Final (m) L	ΔL	Alt. (max.)	Alt. (min.)	ΔH	SL
Bagres	39044	4554	15464	10910	828	355	473	670,4
Areia	3718	72	2135	2063	378	349	29	30,0
Bambus	2979	294	1330	1036	600	417	183	234,9
Benjamim	3698	398	2447	2049	754	398	356	425,1
Boa Esperança	2997	374	1968	1594	710	383	327	403,7
Boa Sorte	2930	205	1765	1560	731	408	323	365,4
Campestre	4228	296	2181	1885	377	337	40	46,2
Casemiro	4193	266	1105	839	463	360	103	135,6
Crindeúba	20781	385	5754	5396	762	395	367	391,3
Fazenda Velha	2472	106	1239	1133	835	789	46	50,3
Fernandes	4278	305	2107	1802	1036	864	172	201,1
Ferreiras	3740	201	1178	977	970	848	122	147,0
Godinho	10533	566	3100	2534	1208	865	343	419,4
Indaio	7645	853	4194	3341	722	363	359	450,6
Lambansa	5882	326	2223	1897	724	369	355	416,0
Laranjeiras	8465	536	3378	2842	652	383	269	319,7
Palmeiras	2696	208	1819	1611	712	383	329	371,4
Preto	9491	640	2356	1716	599	394	205	281,4
Quirinos	1648	214	1302	1088	1176	1001	175	209,4
Santana	11137	1562	4541	2979	786	364	422	643,2
São Domingos	12129	983	5082	4099	687	351	336	416,5
Serra das Posses	1576	119	1097	978	532	397	135	151,4
Serrote	6737	1105	3039	1934	716	457	259	406,9
Silvério	3665	337	2727	2390	848	758	90	102,6
Sta. Terezinha	6358	400	2167	1767	904	854	50	61,3
Sto. Antônio	12748	687	4437	3750	372	633	261	308,8
Valdo	11792	513	5343	4830	641	341	300	331,8
Vieiras	2304	84	1691	1607	372	333	39	41,0

Fonte: O Autor.

Para entendimento da aplicabilidade desse modelo, seguem as dispersões dos valores SL, em relação aos ΔL e ΔH (Figura 23) e quatro perfis longitudinais de canais da Bacia do Rio dos Bagres, que, quando associados aos perfis e à tabela de SL, possibilitam um entendimento

do índice na sua relação declividade e extensão.

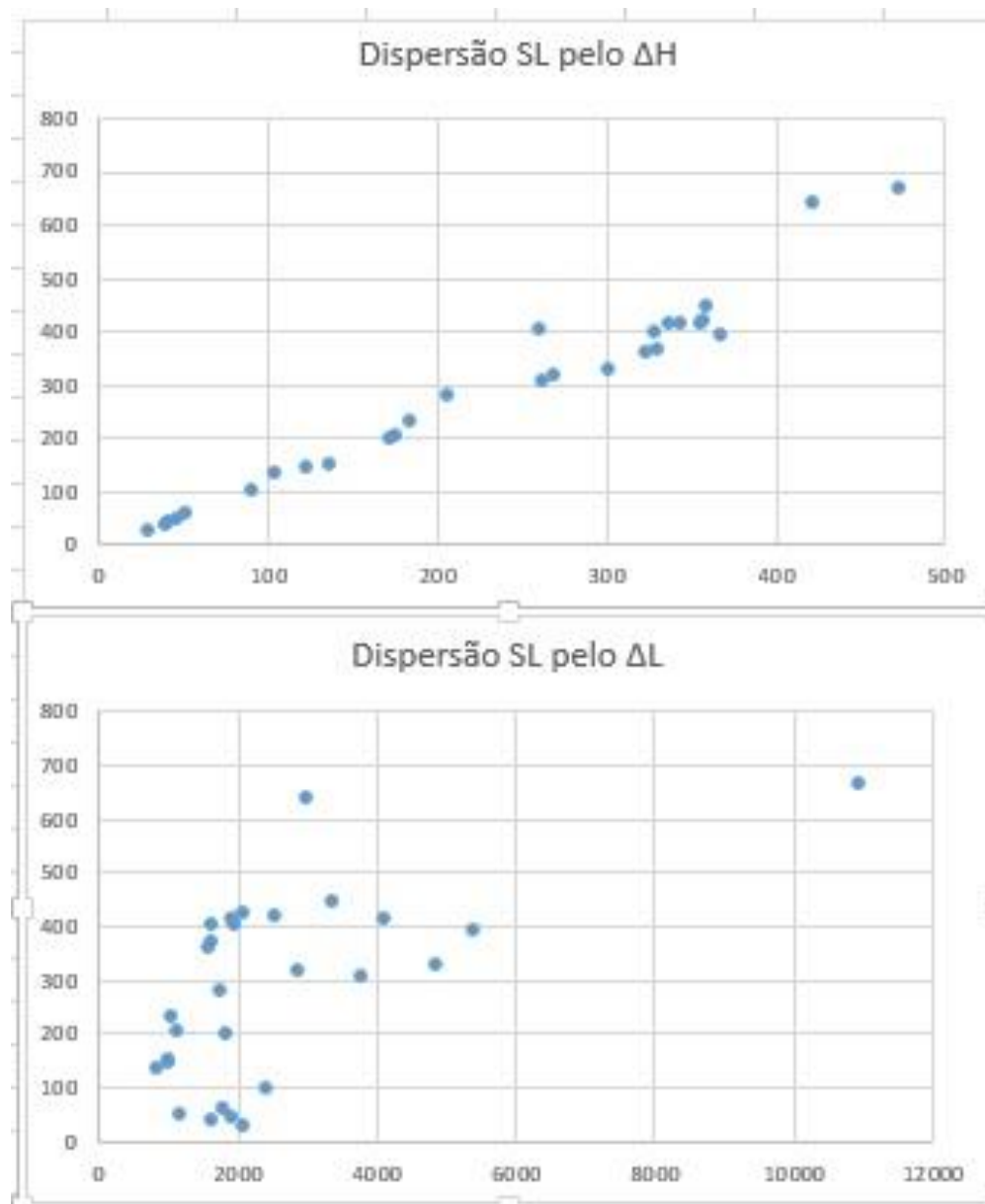


Figura 23 - Gráfico de Dispersão SL por ΔL e ΔH .

Fonte: O Autor.

Os pontos com valores mais altos (Rio dos Bagres e Córrego Santana) aparecem como valores elevados, mesmo havendo, entre esses dois canais, uma grande diferença quanto a seu comprimento, como se pode ver na dispersão dos valores SL em relação à variação da extensão (ΔL).

A seguir, os canais com maiores valores de SL.

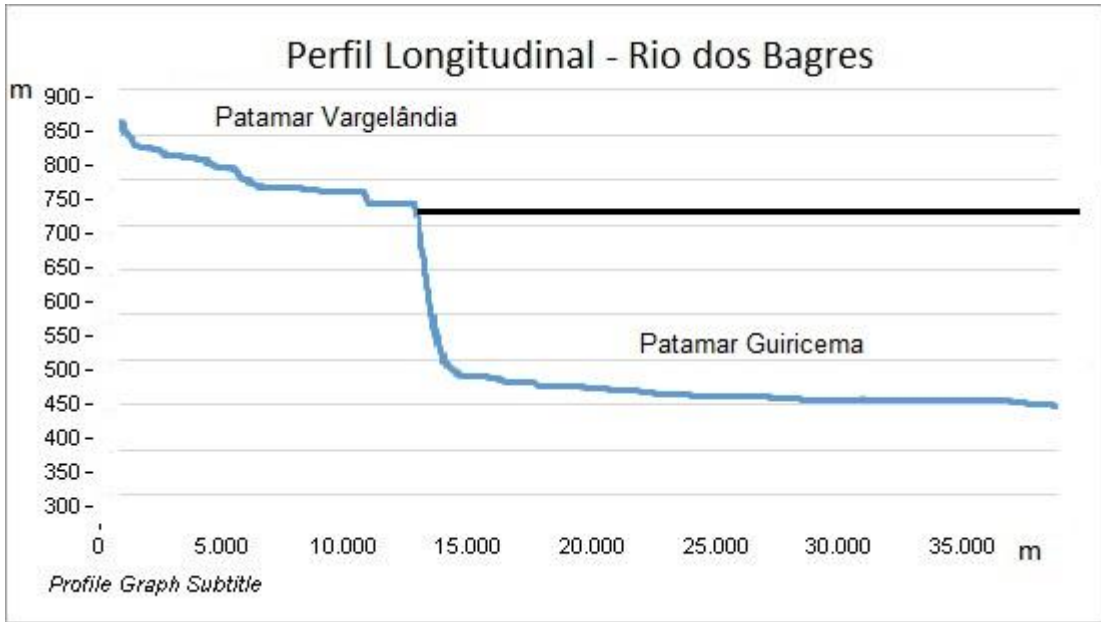


Figura 24 – Perfil longitudinal do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

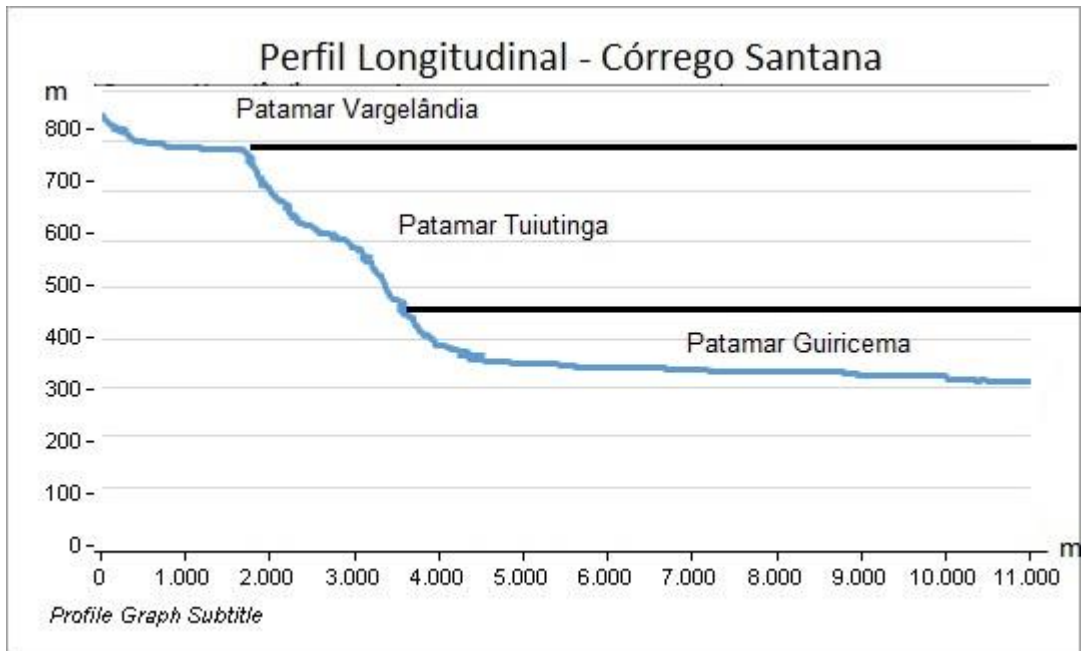


Figura 25 – Perfil longitudinal do Córrego Santana.
Fonte: O Autor.

Abaixo, canais da bacia com baixos valores de SL.

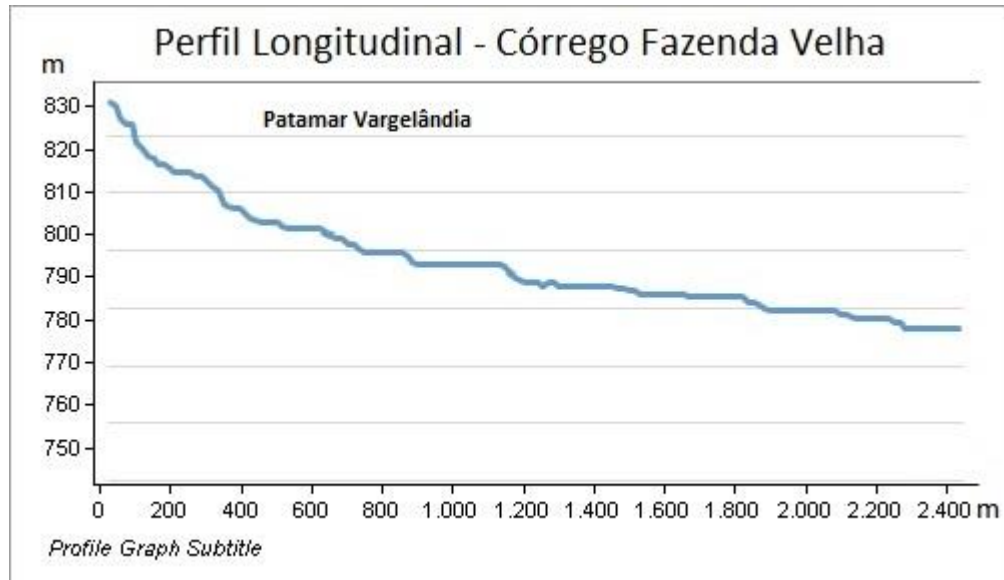


Figura 26 – Perfil Longitudinal do Córrego Fazenda Velha.

Fonte: O Autor.

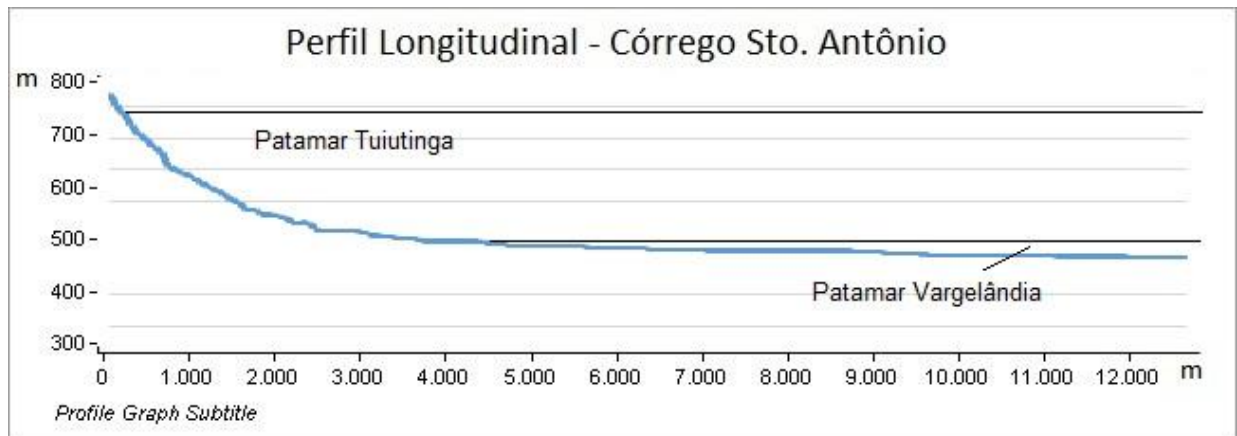


Figura 27 – Perfil Longitudinal Córrego St. Antônio.

Fonte: O Autor.

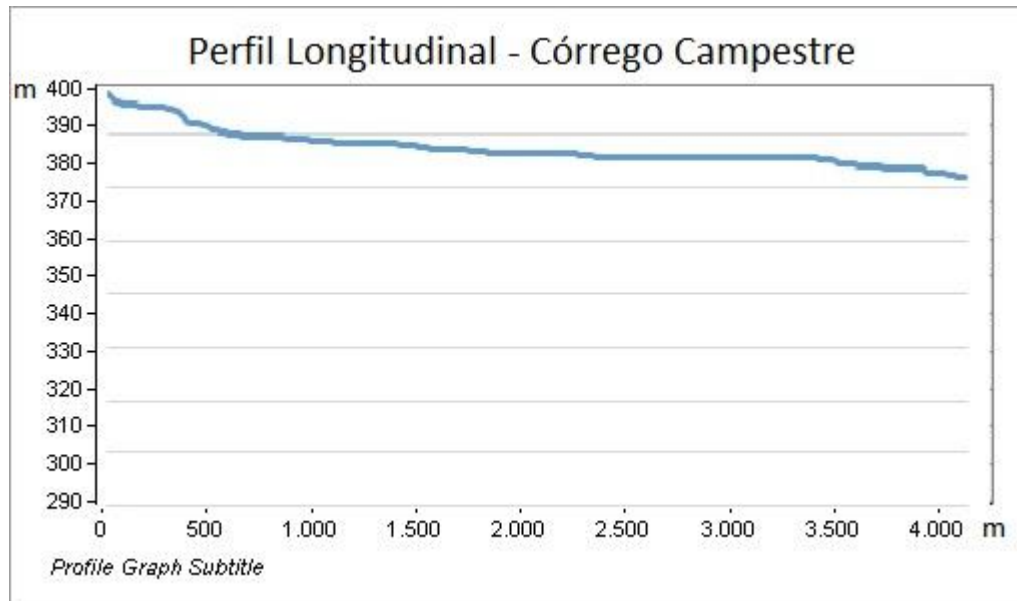


Figura 28 – Perfil Longitudinal Córrego Campestre.

Fonte: O Autor.

Os canais anômalos têm valor de SL alto e valores muito acima de canais que têm sua esculturação dentro da normalidade.

Pode-se observar que tanto os canais com alto SL e com baixo SL têm altitudes bem próximas nas suas nascentes, porém os canais com SL alto mostram uma declividade no perfil relacionada a um *knickpoint*, e este, como mostram as Figuras 24 e 25, pode estar relacionado a reativações no período cenozoico. Os canais com SL muito baixo têm um gradiente de declividade muito baixo (ΔH); para isso, foram colocados mais dois perfis com declives mais acentuados, mostrando o SL ainda bem abaixo dos canais com maior SL.

Knickpoints são secções subitamente íngremes no perfil longitudinal de um curso de água, vulgarmente, também denominado por ruptura de declive (GOUDIE, 2004).

Quando comparados a compartimentação geomorfológica em três patamares, os índices se mostram maiores na margem esquerda da bacia, de onde drenam os rios perpendiculares ao rio principal, mostrando a escavação no compartimento Tuiutinga; ao mesmo tempo, os índices associados aos solos mostram uma associação dos índices maiores de SL à formação de solos colúviais e aluviais provenientes da escavação desses vales (Figura 29).

Fica evidenciado, através da média mais alta do índice de SL ao longo de toda escarpa que envolve a parte central da bacia (compartimento Guiricema), que essa vertente está em pleno desenvolvimento e recuo nos compartimentos Tuiutinga, a leste, e Vargelândia, ao norte, pois esses valores mostram a velocidade e a energia de transporte de sedimentos nessas áreas.



Figura 29 – Em primeiro plano, observa-se uma rampa de colúvio e, ao fundo, colina de topo convexo do compartimento Tuiutinga com afloramento de rocha (frente escarpada). Área rural de Ervália, sentido São Sebastião da Vargem Alegre.

Fonte: O Autor.

Apesar de essa primeira fase – que seria até então a única – responder a muitos dos questionamentos desta pesquisa, percebeu-se que, ao analisar somente os pontos de maior declividade dos canais, eventos de origem tectônica não puderam ser constatados. Esse fato foi percebido tanto pelo perfil longitudinal de dois canais (o Córrego Santa Terezinha e o Córrego Silvério), que apresenta *Knickpoints* mais a jusante dos canais (Figuras 30 e 31), como pela constatação em campo de áreas de leito rochoso no Rio dos Bagres (Figuras 32 e 33), além de litologia exposta com cicatrizes de escorregamento e queda de blocos na área denominada Santa Montanha, próximo à vila de Vilas Boas (Figuras 34 e 35), o que evidencia processos tectônicos mais recentes.

A seguir, perfis dos canais com *Knickpoints* no médio e no baixo curso.

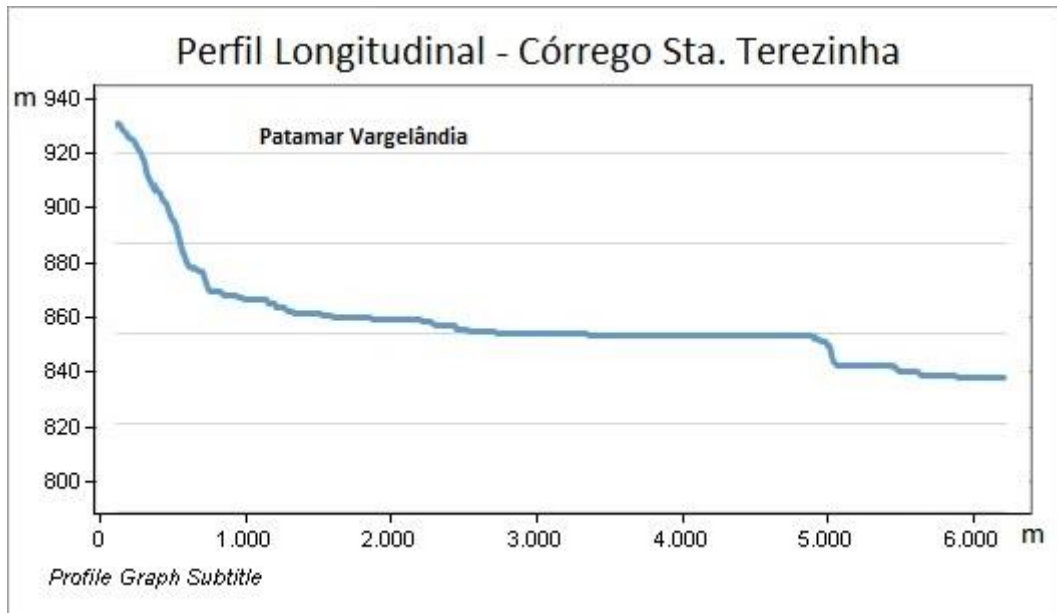


Figura 30 – Perfil longitudinal do Córrego Sta. Terezinha.
Fonte: O Autor.

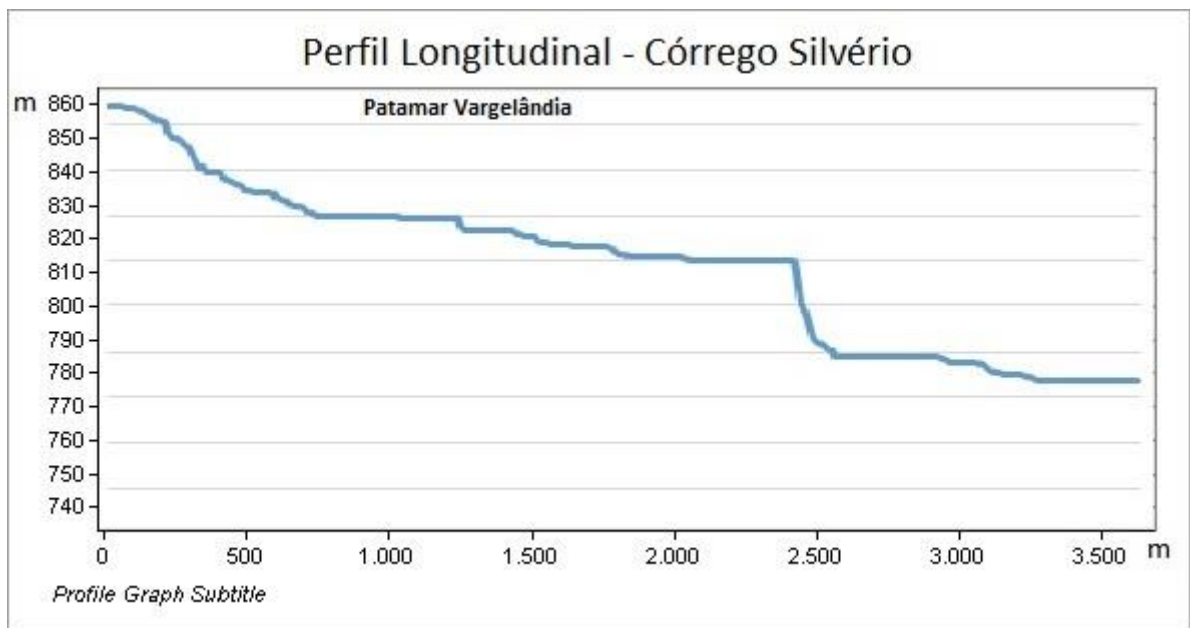


Figura 31 – Perfil Longitudinal do Córrego Silvério.
Fonte: O Autor.



Figura 32 – Leito Rochoso do Rio dos Bagres (médio curso).
Fonte: O Autor.



Figura 33 – Leito rochoso no Rio dos Bagres (prox. escarpa).
Fonte: O Autor.



Figura 34 – Queda de blocos, área da Santa Montanha. Mapa Índice SL com fotos (Figura 17).
Fonte: O Autor.



Figura 35 – Escarpa com litologia exposta e cicatrizes de escorregamento. Área conhecida como Santa Montanha, próximo ao vilarejo de Vilas Boas.
Fonte: O Autor.

Dessa forma, foi iniciada uma segunda etapa com o índice SL Global, ou seja, para toda a bacia. Para essa análise, foi realizado um segundo processo, porém agora da interpolação do MDE e o *shapefile* da drenagem, que foram gerados no software Qgis® 2.18 com a ferramenta *Terrain Profile*, uma rede de pontos ao longo de todos os canais de ordenamento 4 em diante. Esses pontos foram gerados com suas respectivas coordenadas e distância da foz, que por sua vez foram plotados em planilhas e, nessas planilhas, foram gerados valores SL para cada ponto, seguindo novamente o modelo traçado por Hack (1973). Posteriormente, esses pontos foram inseridos no software Arcgis® 10.4, com os valores de SL. Com a ferramenta *IDW*, foram interpolados os dados desses pontos, gerando um mapa com valores SL para toda a bacia.

Foram gerados gráficos (Figuras 36, 37 e 38) com o perfil longitudinal dos canais (Linha azul) e o índice SL para os mesmos canais de ordem quatro e superiores (Linha laranja), para análise e investigações de campo. Esses gráficos relacionam, a partir do cálculo SL, as áreas desses canais com maior valor energético, que por sua vez pode ser interpretado como de origem tectônica, mas também por conta de alterações provocadas por ações antrópicas ao longo do tempo e que hoje interferem na competência desses canais.

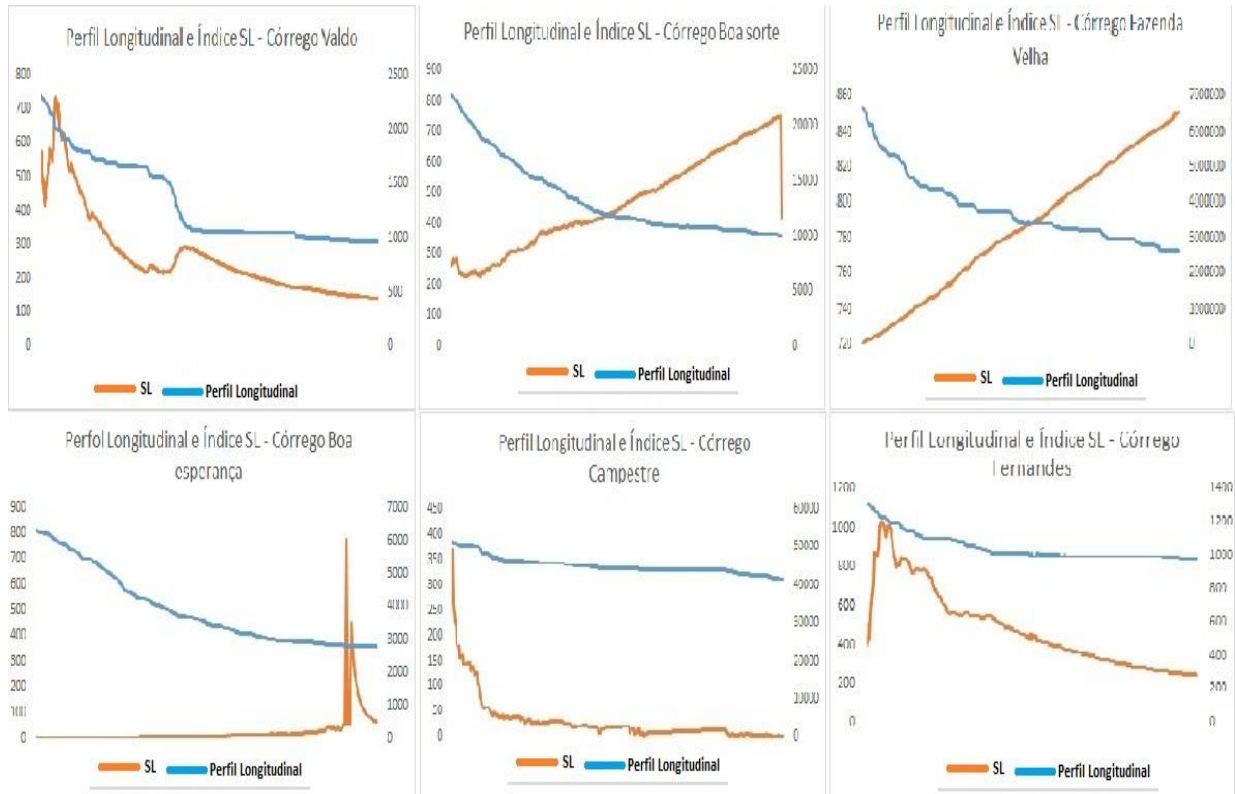


Figura 36 – Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL.
Fonte: O Autor.

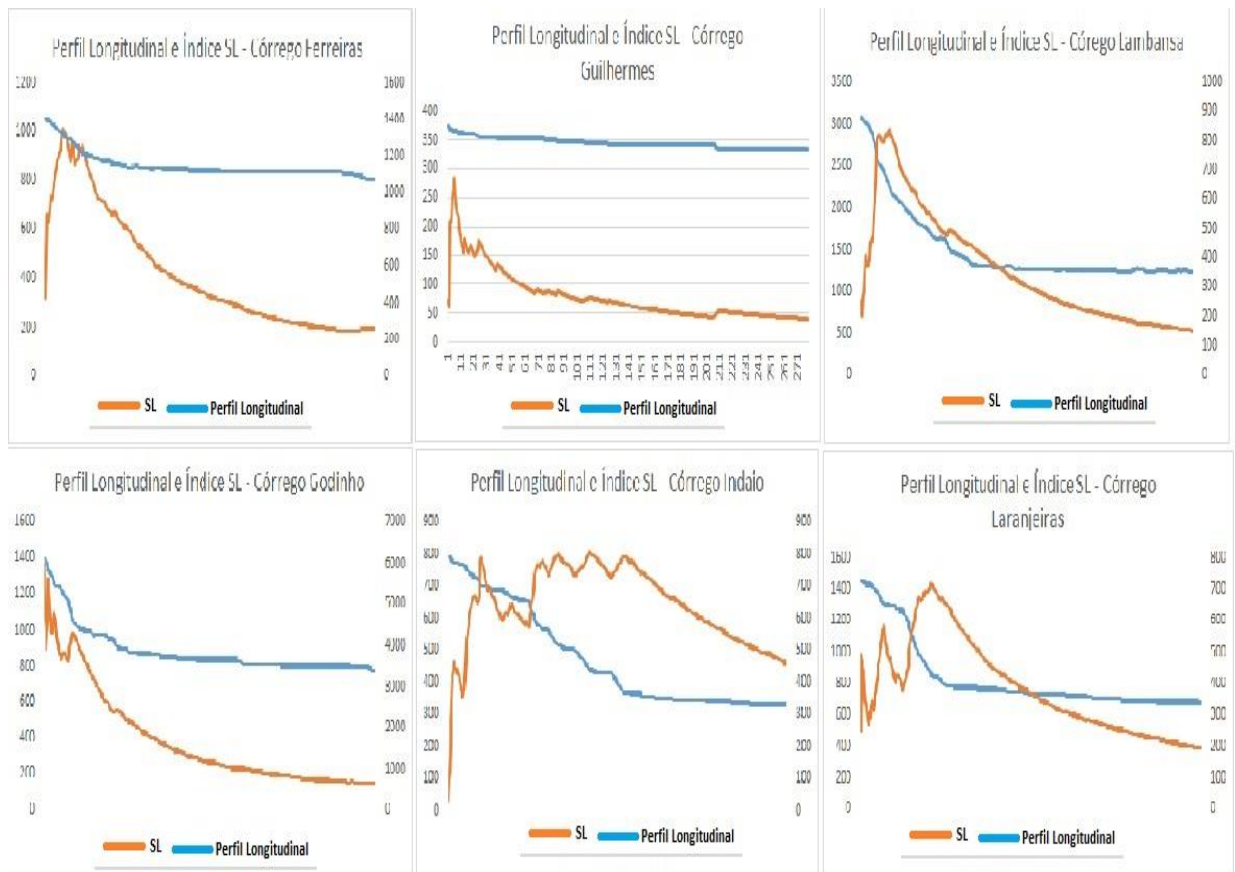


Figura 37 - Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL.

Fonte: O Autor.

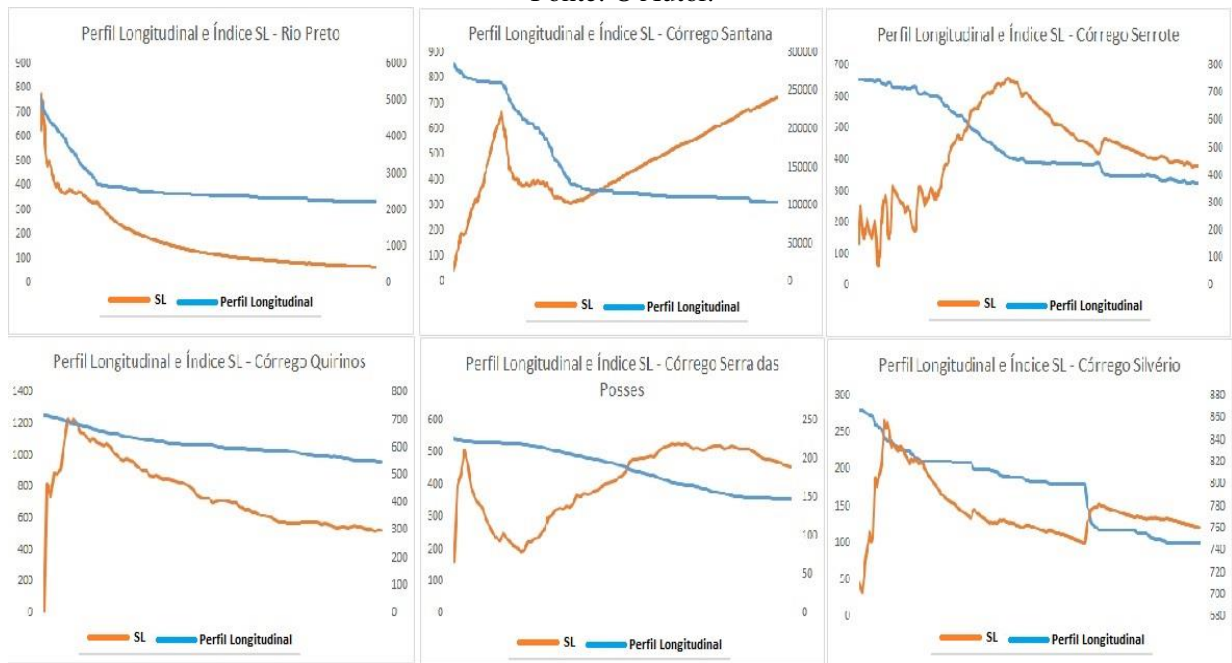


Figura 38 - Gráficos de Perfis Longitudinais e Índice SL.
Fonte: O Autor.

As análises dos gráficos evidenciam que canais não anômalos têm um valor energético maior próximo a sua nascente, como é a característica natural dos canais fluviais, enquanto alguns canais apresentam esse valor energético próximo a sua foz, o que remete a ações recentes no seu leito. Há ainda os que, ao longo do seu curso, têm picos de altos valores energéticos que se estabilizam, mostrando que em algum momento, dentro do tempo geológico, a área por onde esse curso atravessa passou por alterações.

O canal do Rio do Bagres tem um alto valor de SL (linha Laranja) na área da sua escarpa e um valor normalizado ao longo do curso, muito influenciado pelo lineamento litológico que segue (Figura 39).

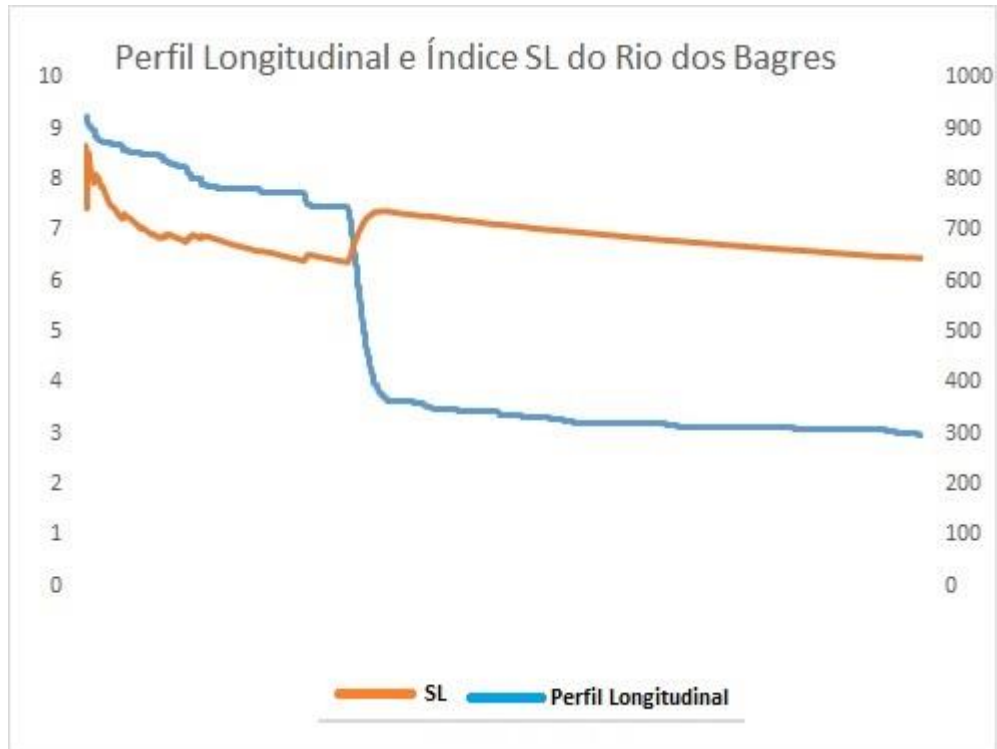


Figura 39 – Perfil Longitudinal e Índice SL do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

O interpolador *IDW* (*Inverse Distance Weighting*), durante seu processo de interpolação, pondera as informações e, à medida que determinado ponto tem maior distância de outro, a influência entre esses pontos diminui, determinando assim áreas com o mesmo valor, que, no caso deste estudo, são valores do índice SL para a Bacia do Rio dos Bagres, ou seja, foram identificadas áreas com o mesmo valor energético dos canais fluviais (Figura 20).

3.4 Índice Ksn

Foram usados nessa etapa os softwares ArcGis® e MATLAB. O primeiro serviu para tratamento do MDE (Modelo Digital de Elevação) e o segundo fez o cálculo da rede de drenagem com a função *MakeStreams* e o índice Ksn, através da linha de comando *KSNGrid*; porém, essa tarefa, no MATLAB, só funciona com o complemento *Topo ToolBox*, que serve ao software para estudo de análise topográfica. O MATLAB cria uma análise logarítmica dos canais fluviais em relação à topografia, gerando os *Knickpoints* (Figura 40) e, conseqüentemente, os pontos dentro da área de análise com maior taxa de erodibilidade (Ksn) em função das variáveis do índice (WOBUS *et al.*, 2006); FORTE & WHIPPLE, 2019). Neste estudo, essas variáveis tiveram valores constantes iguais a 0 (zero), já que o interesse não estava em análises da mudança dessas variações e sim na taxa de erodibilidade para a bacia.

O desenvolvimento e dinamização de ferramentas para análises topográficas e criação de diferentes ‘plataformas’ capazes de executar as mesmas funções incorporadas nos SIGs convencionais (e.g. ArcGIS® e QGIS®), ou mesmo da comunicação entre essas plataformas, além de subsidiar os últimos avanços teóricos em análises topográficas, fizeram com que análises topográficas ganhassem ainda mais consistência e rapidez (SCHWANGHART; KUHN, 2010; SCHWANGHART; SCHERLER, 2014; MUDD *et al.*, 2014, 2018, 2019); FORTE; WHIPPLE, 2019). Essas ferramentas consistem em um conjunto de algoritmos capazes de executar análises topográficas complexas a partir de comandos básicos, sem exigir a execução de inúmeros processos isolados (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014; MUDD *et al.*, 2019). Assim, hoje é possível reproduzir análises topográficas executadas a partir dessas plataformas, desde que se tenha acesso ao MDE da área analisada (MUDD *et al.*, 2019).

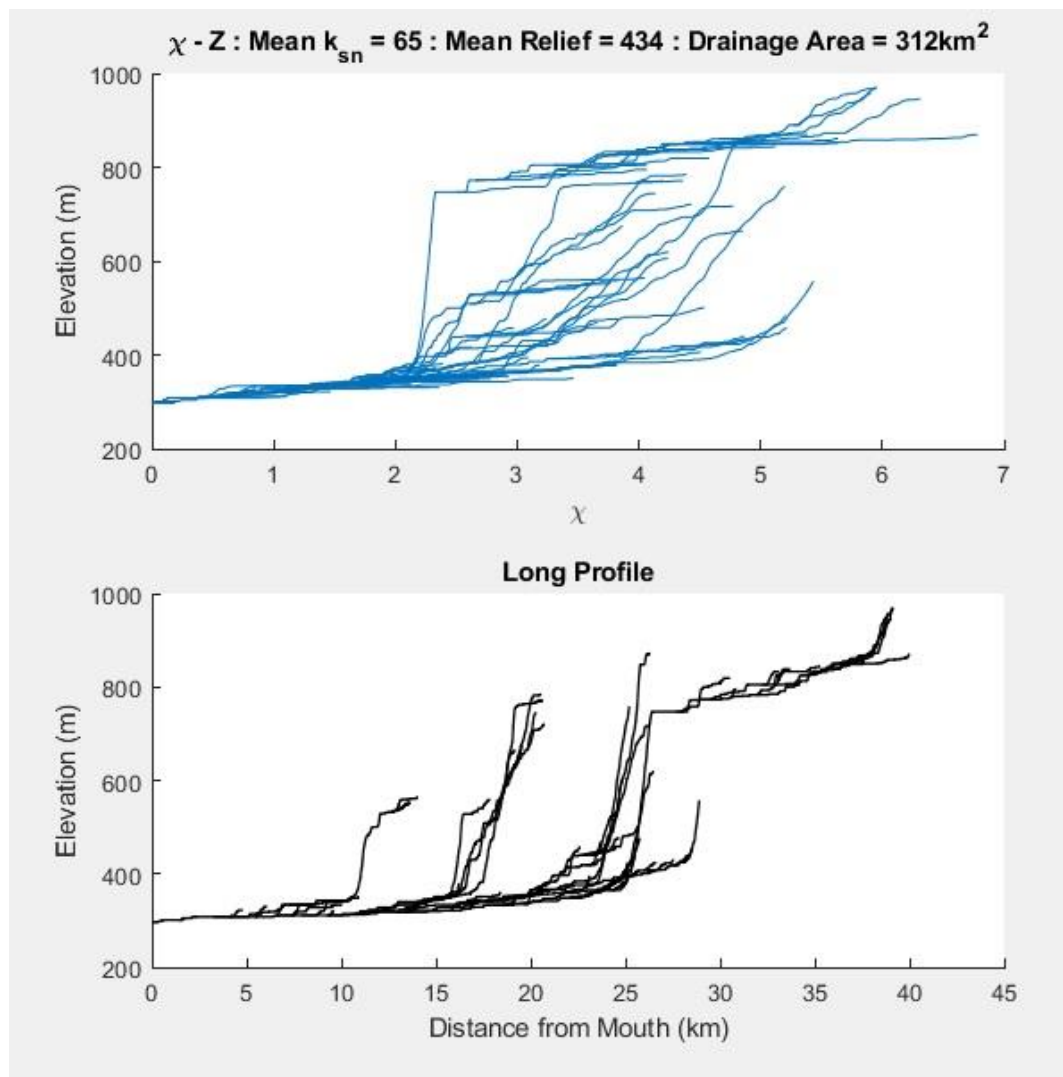


Figura 40 – Declividades dos canais e criação de *Knickpoints* da Bacia do Rio dos Bagres usando o índice K_{sn} .

Fonte: O Autor.

O modelo streampower de análise geomorfológica tem grande aceitação na comunidade científica atualmente (KIRBY; WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014), o que é resultado, em grande medida, de formulações matemáticas em processos de incisão fluvial. Devem ser ressaltadas aqui algumas limitações deste estudo, já que, ao calcular a taxa de erosão ou a saída desse material do sistema, o estudo não contempla os depósitos desse material, tampouco a diferença entre maior ou menor competência dos canais fluviais em períodos de menor vazão (e.g., SKLAR; DIETRICH, 2001; FINNEGAN *et al.*, 2007; COOK *et al.*, 2013). Os cálculos que foram iniciados nos estudos de Hack (1973) e hoje são amplamente disseminados em vários outros índices quantitativos são os que dão a melhor resposta quantos aos questionamentos da modelagem das formas de relevo relacionadas aos canais fluviais.

Assume-se que a métrica K_{sn} seja mais robusta que o índice SL (e.g. KIRBY; WHIPPLE, 2012) ou complementar a análise SL, no sentido de mostrar os exatos pontos de rupturas relacionadas ao soerguimento litológico, que combinam neste estudo com as análises de campo. (e.g., PERRON; ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2014; 2018).

4 Índices aplicados na Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres

4.1 Morfometria da Bacia do Rio dos Bagres

Todos os processos pedogênicos, tectônicos e intempéricos estão associados às transformações que as paisagens sofrem ao longo do tempo. Uma forma de entendê-las está relacionada aos estudos das bacias hidrográficas. Através dos processos de modelagem, consegue-se mensurar e analisar matematicamente a configuração da superfície terrestre, ou seja, sua morfometria.

Este estudo teve como objetivo quantificar os parâmetros morfométricos da Bacia Hidrográfica do Ribeirão dos Bagres, localizada nos municípios de Guidoal, Ervália e Guiricema, em Minas Gerais. Principalmente para estudo da linearidade do canal principal da bacia, o Rio dos Bagres, segue uma forma retilínea em grande parte do seu médio e baixo curso, e o entendimento dessa forma está ligado à evolução da paisagem na área de estudo. A metodologia baseou-se no uso de Imagens de Satélite e no Software Arcgis®, sendo possível calcular vários índices morfométricos. De acordo com os valores calculados, a Bacia Hidrográfica do Ribeirão Bagres é dessimétrica, ou seja, na sua margem direita, tem característica dendrítica marcada por terraços fluviais e, na margem esquerda, retangular graças aos degraus de compartimentos com elevações diferenciadas. É um importante tributário do

Rio Xopotó, que por sua vez é um dos principais afluentes da margem esquerda do Rio Pomba. A bacia fica também caracterizada por fazer parte do compartimento Depressão do Pomba-Muriaé, que faz parte do complexo da Mantiqueira Setentrional na sua margem direita. O Complexo Mantiqueira representa um complexo ígneo plutônico de idade paleoproterozóica (ca 2180 – 2050 Ma) e é composto por gnaisses bandados intercalados com anfibólio. Já sua margem esquerda faz parte do Complexo Juiz de Fora, que é composto por ortognaisse, também de idade proterozóica.

Com os resultados dos índices morfométricos, foi possível evidenciar que a bacia, que é composta por rochas metamórficas como os ortognaisse e anfibolitos, tem alta capacidade de gerar novos cursos d'água, pois apresenta uma área relativamente pequena para a manutenção de seus canais de drenagem, apesar de grande parte área da bacia apresentar relevo ondulado, além de escarpado em algumas áreas, o que gera um gradiente de canais (G_c) intermediário, graças ao escalonamento N/E da bacia. O índice de sinuosidade (I_s) é baixo, o Rio dos Bagres não segue essa regra, sendo linear em grande parte do seu curso. Isso se deve ao seu encaixamento nas zonas de contato litológico do Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira.

Nos estudos da Geomorfologia, as bacias hidrográficas desempenham um papel primordial, já que os canais fluviais têm papel importante na esculturação do relevo. Trabalhos como os de Horton (1945), Lana (2001), Strahler (1952) e Cunha e Guerra (1996) mostram que os fluxos superficiais são os principais mecanismos erosivos e deposicionais e dialogam com interfaces climáticas, litológicas, pedológicas, florestais, antrópicas.

Com o lançamento de satélites e seus produtos, aliados a softwares que editam e trabalham essas imagens, as drenagens, juntamente com as feições de relevo, são os elementos que mais se destacam ao serem observados.

A crescente utilização de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) em estudos de natureza distintos, como a morfometria de bacias hidrográficas, tem mostrado a necessidade de análise comparativa entre produtos cartográficos gerados pela técnica dos SIGs e aqueles produzidos por métodos convencionais, em função dos recursos e da eficiência oferecida pela informática (CASTRO, 1995).

Para este estudo, foi usada a ordenação dos rios segundo Strahler (1952), que desenvolveu um método de análise dimensional e semelhança geométrica através de medidas de tamanho e de parâmetros geométricos lineares para agrupar bacias hidrográficas de maior similaridade geométrica. O autor considera os canais sem tributários como sendo de primeira ordem. Os que se originam do encontro de dois canais de primeira ordem são canais de

segunda ordem, podendo ter afluentes de primeira ordem. Já os canais de terceira ordem se originam da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo ter afluentes de segunda e de terceira ordem. Esse método é utilizado no processo de amostragem de bacias hidrográficas que tenham comportamento hidrológico e características morfométricas semelhantes (CARVALHO *et al.*, 1990). A ordenação dos canais fluviais é o primeiro passo para a realização da análise morfométrica de bacias hidrográficas (análise real, linear e hipsométrica) (GUERRA; CUNHA, 1996).

Os diferentes materiais rochosos oriundos de eventos tectônicos na superfície terrestre têm interações com os processos intempéricos, que por sua vez geram diferentes formas de relevo. Como colocado acima em relação aos canais fluviais, as bacias hidrográficas, como um sistema individualizado, podem ser consideradas como fontes de dados relevantes para a obtenção de informações sobre a evolução da paisagem. No intuito de se obterem dados quantitativos para diferenciar áreas homogêneas dentro de uma bacia hidrográfica, utiliza-se o método da análise morfométrica, que consiste na caracterização de parâmetros morfológicos, tais como: densidade hidrográfica, densidade de drenagem, gradiente de canais e índice de sinuosidade. Tais parâmetros explicitam os indicadores físicos da bacia, caracterizando suas homogeneidades (LANA, 2001). Caracterizar morfometricamente as bacias é de grande importância para estudos ambientais, principalmente quando o ambiente em questão está sofrendo alterações em parte de seus cursos d'água, sejam naturais ou antrópicas, já que a água desempenha um papel fundamental dentro desse cenário.

Para realização deste estudo, foram utilizadas as imagens do sensor Alos Palsar, de 2019, na escala de 1:60.000 e metadados retirados do sítio www.ana.gov.br (Agência Nacional de Águas, em janeiro de 2020), trabalhados no software ArcGis^R 10.4 e Qgis^R 2.18. Com esses dados, é possível retirar informações relacionadas aos parâmetros, área da bacia, formato, distâncias e relações de relevo, para serem calculados e, posteriormente, fazerem parte das análises e interpretações de que trata este estudo.

O levantamento da rede de drenagem da Bacia do Rio dos Bagres, aliado ao uso desses softwares, gerou dados a serem interpretados, com o fim de hierarquizar as drenagens seguindo a metodologia sugerida por Strahler (1964). A partir da hierarquização das drenagens, serão calculados os parâmetros abordados a seguir.

Densidade dos Rios

Por definição, a Densidade de Rios (Dh) (canais/km²) é a relação existente entre o número de canais fluviais e a área da bacia de drenagem, e tem por finalidade comparar a

frequência de canais de água existentes em uma área de tamanho padrão (HORTON; VERISSIMO *et al.*, 1996). A densidade de rios representa o comportamento hidrológico de determinada área ou sua capacidade de gerar novos cursos de água, sendo expressa através da equação $D_h = N/A$, onde N é o número total de cursos d'água e A é área da bacia considerada (km^2).

Densidade de Drenagem

A Densidade de Drenagem (D_d) (metros) é a relação existente entre o comprimento total dos canais e a área da bacia. Esses parâmetros, definidos por Horton (1945), refletem o grau de dissecação topográfica em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, expressando, em última análise, a quantidade disponível de canais de escoamento. Pode ser calculado pela equação: $D_d = L/A$, onde L é o comprimento total de rios existentes em uma bacia (m) e A é a área total da bacia em km^2 .

Coefficiente de Manutenção

O índice de coeficiente de manutenção (C_m) representa uma medida de textura semelhante à densidade de drenagem. Para calculá-la, multiplica-se por 1000 a recíproca do valor da densidade de drenagem (D_d), a fim de que os resultados sejam expressos em m^2/m . Este índice tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento permanente. Schum e Lana (2001) o consideram como um dos valores numéricos mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem, limitando sua área mínima requerida para o desenvolvimento de um canal. O índice é calculado pela seguinte expressão: $C_m = D_d^{-1} \cdot 1000$.

Gradiente de Canais

O gradiente de canais (G_c) é a relação entre a altitude máxima e o comprimento do canal principal. Esse índice expressa a relação entre a cota máxima e o comprimento do canal principal expresso em porcentagem. A finalidade é indicar a declividade dos cursos d'água Horton, (1945). $G_c = A_{max}/CP$, onde A_{max} é a altitude máxima e CP é o comprimento do canal principal.

Índice de Sinuosidade

Este índice expressa a relação entre o comprimento do canal principal e a distância vetorial entre dois pontos extremos do canal principal. Relaciona o comprimento verdadeiro do canal (projeção ortogonal) com a distância vetorial (comprimento em linha reta) entre os dois extremos do canal principal. Valores próximos a 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo.

Já os valores superiores a 2,0 sugerem canais tortuosos, e os valores intermediários indicam formas transicionais, regulares e irregulares. Sabe-se, entretanto, que a sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais Lana (2001). $I_s = CP/dv$, onde I_s é o Índice de Sinuosidade, CP é o comprimento do canal principal e dv é a distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal.

Os parâmetros calculados acima vão gerar uma tabela com as principais características da hidrografia da Bacia do Rio dos Bagres para entendimento do seu comportamento hídrico e servirão de subsídio ainda maior para outras análises, como nos índices de dissecação do relevo propostos Ross (1994) e Hack (1973).

De acordo com a classificação apresentada por Tupinambá (2003), a Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres é do tipo dendrítica e, em sua margem direita e esquerda, é retangular, a qual se caracteriza por Latossolos, Argissolos e Cambissolos.

Para classificação dos resultados, foi criada uma tabela (Tabela 6) com os parâmetros resultantes dos cálculos da bacia. A tabela a seguir mostra o valor dos parâmetros calculados para a Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres.

Tabela 6 – Resultado dos parâmetros morfométricos

Parâmetro Morfométrico	Total Bacia	Unidade
Área Total da Bacia	313,23	km ²
Densidade de Rios	2,65	Canais/km ²
Densidade de Drenagem	2,558	m
Coefficiente de Manutenção	2.580	m ² /m
Comprimento do Canal Principal	39.044	metros
Gradiente de Canais	38,6	%
Índice de Sinuosidade	1,11	m
Canais 1ª Ordem	650	Canais
Canais 2ª Ordem	141	Canais
Canais 3ª Ordem	28	Canais
Canais 4ª Ordem	8	Canais
Canais 5ª Ordem	2	Canais
Canais 6ª Ordem	1	Canais

Fonte: dados da pesquisa.

A Densidade de Rios da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres foi de 2,65 Canais/km². Segundo Lana (2001), para valores acima de 2,00 Canais/km², a bacia tem uma grande capacidade de gerar novos cursos d'água.

A Densidade de Drenagem na Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres é de 2,558 m/km², mostrando que a bacia apresenta, em sua composição litológica, rochas de granulometria fina, como os Ortognaisses e Anfibolitos, que cortam a bacia no sentido NE/SW. Os sentidos dessas foliações geológicas privilegiam o escoamento tanto do rio principal quanto dos tributários, facilitando assim o escoamento superficial, influenciando na Densidade de Drenagem dentro da bacia.

Já o Coeficiente de Manutenção foi de 2,58 m²/m, indicando que a Bacia precisa de uma área relativamente pequena para manutenção de seus canais. Esse valor fica dentro de uma média, se comparado ao de outras bacias. Para Christofolletti (1980), o Coeficiente de Manutenção é um dos valores mais importantes para a caracterização do sistema de drenagens, em que o valor do índice representa a área mínima para um canal de primeira ordem. Isso dá origem às demais ordens de canais dentro de uma bacia e significa que cada metro de canal fluvial exige uma área mínima de 2,5 m² para sua manutenção, o que não é muito extenso. Conforme já mencionado anteriormente, o valor da Densidade de Drenagem que foi otimizado pela geologia local também reflete na manutenção dos canais.

O Gradiente de Canais da Bacia Hidrográfica do Rio dos Bagres foi intermediário e a porcentagem foi de 38,6%. Para Lana (2001), canais que apresentam valores médios de 0,90%, tendem a possuir baixa declividade. A bacia do Ribeirão dos Bagres apresenta em geral uma alta declividade no seu curso de águas, determinado pelo escalonamento provocado pela falha que atravessa a área de estudo e formou os degraus escalonados. Os canais drenam de diferentes degraus geomorfológicos (compartimentos), do Patamar Tuiutinga e Vargelândia, que fazem parte da Serra da Mantiqueira; sendo assim, uma pequena parte com alta declividade da bacia elevou o gradiente (Tabela 6). O canal principal da bacia, o Rio dos Bagres, tem alto valor de SL (Relação Declividade-Extensão), sendo marcado por uma grande escarpa de falha no seu alto curso. O cálculo feito com os pontos antes e depois da escarpa fez com que o seu valor gradiente seja alto. Como esse valor representa uma média, isso não pode se colocar como uma realidade para toda a bacia, já que ele segue uma forma bem linear e com pouca diferença altimétrica ao longo do seu médio e baixo curso.

O principal parâmetro de análise morfométrica, no entanto, foi o Índice de Sinuosidade,

o qual mostra a influência da carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, pela estruturação geológica e pela declividade dos canais. O valor encontrado para a Bacia do Rio dos Bagres foi de 1,11 m. Para Riccomini *et al.* (2000), o valor de 1,5 divide arbitrariamente os rios de alta (maior que 1,5) e baixa (menor que 1,5) sinuosidade, portanto a Bacia do Rio dos Bagres pode ser considerada como de baixa sinuosidade. Cabe mencionar aqui que se trata de uma média, já que o seu rio principal tem uma forma linear em grande parte do seu percurso, devido ao encaixamento do curso à orientação da divisão de dois complexos litológicos distintos, o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Mantiqueira, na mesma orientação do canal (Figura 41), o que levou a uma sinuosidade baixa, mesmo os seus tributários não seguindo essa regra.

Segundo Davis (1954), canais subsequentes à litologia são canais cujo curso desenvolve-se ao longo de linhas de fraqueza, tais como: fratura, contato entre litotipos, discordâncias, etc. Por isso mesmo, também é chamado de rio direcional, que apresenta controle estrutural ou estratigráfico e, geralmente, o perfil transversal de seus vales é assimétrico.

É de grande importância ressaltar que a linearidade dos canais fluviais está relacionada a uma maior velocidade das águas no seu leito e, conseqüentemente, à maior facilidade na carga de sedimentos, fato esse que está amplamente ligado as enchentes nas cidades de Guiricema e Guidoal, já que com a alta velocidade das águas do Rio dos Bagres, propiciada pela linearidade proporcionada pelo encaixe do seu curso entre dois complexos litológicos seu leito nas épocas de cheia sobe muito rápido e suas águas ganham muita energia, ganhando um alto poder destrutivo.

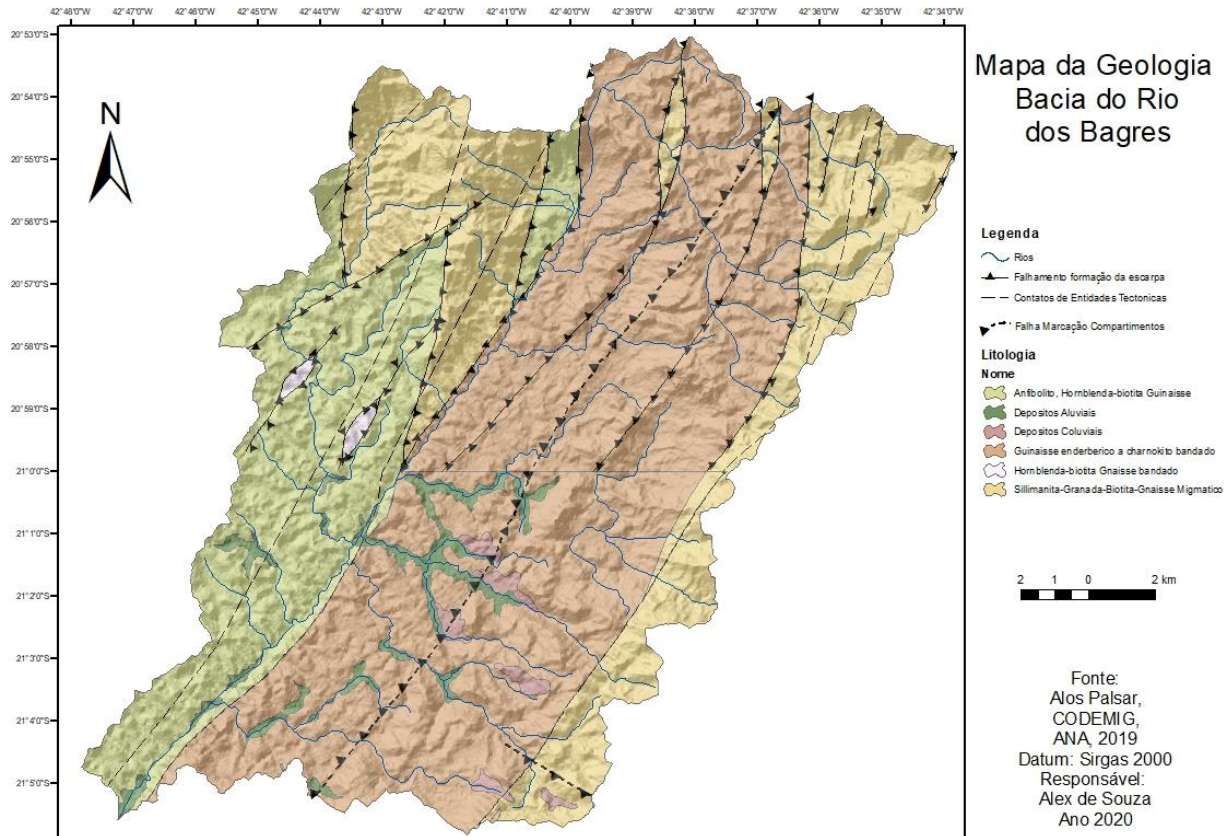


Figura 41 – Litologia e hidrografia da Bacia do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

Para Cunha e Guerra (1996), as diferentes sinuosidades dos canais são determinadas muito mais pelo tipo de carga detrítica do que pela descarga fluvial. Assim, os canais meândricos relacionam-se aos elevados teores de silte e argila, e os canais anastomosados a uma carga mais arenosa. Os autores ainda fazem referência à diminuição da sinuosidade pelo aumento da granulometria e da quantidade de carga de detritos.

Desse modo, a morfometria da Bacia do Rio dos Bagres evidencia:

- A morfologia das drenagens é caracterizada pela presença de ortognaisses e anfibólitos;
- A Bacia possui alta capacidade de gerar novos cursos d'água, de acordo com a relação área/número total de cursos d'água;
- A Bacia apresenta uma área relativamente pequena para a manutenção de seus canais de drenagens;
- Seu baixo índice de sinuosidade está relacionado ao lineamento litológico que corta a bacia, no qual o Rio do Bagres drena suas águas. O baixo índice de sinuosidade traz consigo aspectos importantes no que se refere ao comportamento desse canal em épocas de cheia do seu leito, em que a linearidade aumenta ainda mais a velocidade e o poder destrutivos de suas

águas, tornando a gestão do Rio dos Bagres e da sua área de contribuição, como vales fluviais, de fundamental importância para as cidades próximas ao seu canal, tanto nas áreas rurais quanto nas urbanas, principalmente das cidades de Guiricema e Guidoal.

4.2 Índice de Dissecação segundo Ross

Para Guerra (1993), o relevo dissecado *é* a parte da crosta terrestre sulcada com grande vigor pela rede hidrográfica ou paisagens trabalhadas pelos agentes erosivos. Dessa forma, a dissecação do relevo se apresenta de uma forma heterogênea pela superfície terrestre, pois os agentes erosivos estão distribuídos por ela de forma irregular, desenvolvendo diversos tipos de paisagens. Este estudo usa a metodologia proposta por Ross (1996), na qual o autor utiliza uma matriz de dissecação do relevo com as duas variáveis morfométricas, grau de entalhamento dos vales x dimensão interfluvial média; a soma dessas duas variáveis em determinada área mostra a dissecação dessa área.

O índice de dissecação proposto por Ross (1992; 1996) baseia-se em informações da dimensão interfluvial média, que é calculada após a delimitação da bacia e de suas microbacias. É definido como a distância euclidiana média entre os divisores de água e os níveis de base de todas as microbacias, além do entalhamento médio dos vales nas colunas verticais, “que pode ser definido como a distância vertical entre os pontos da superfície topográfica e sua projeção numa superfície de referência arbitrária, conformada pelos pontos de altitudes máximas dentro de uma área de medição unitária” (MUÑOZ; VALERIANO, 2009). Assim, a dimensão interfluvial classifica-se em grande, média e pequena, enquanto o entalhamento médio dos vales ou classes de entalhamento classifica-se em fraco, médio e grande. Neste estudo, tendo como base experiências anteriores, as classes foram agrupadas em: fraca, média e grande. Ross (1996) observa que, para o mapeamento em escalas médias e pequenas (1:250.000 e 1:100.000), uma vez que é difícil estabelecer classes de densidade de drenagem, opta-se por usar a dimensão interfluvial média, em que os valores são inversamente proporcionais, ou seja, quanto maior a densidade de drenagem, menor a dimensão interfluvial média.

Para representar o grau de entalhamento dos vales, optou-se por utilizar a amplitude relativa do relevo, que é a diferença entre os pontos mais altos e mais baixos, considerada em um nível relativo. Guerra (1993) ressalta que o entalhamento dos vales tem relação com o aprofundamento da drenagem; assim, pode-se defini-la como Dissecação Vertical (DV). Por sua vez, a dimensão interfluvial média é a medição do tamanho dos interflúvios em determinada porção da superfície terrestre. Guerra (1993) define interflúvios como pequenas ondulações que separam os vales. Essa variável morfométrica pode ser definida como dissecação horizontal.

Cruzando os valores obtidos na quantificação dessas variáveis morfométricas, chega-se aos Índices de Dissecação do relevo, que fornecem informações sobre a energia potencial (ou potencial erosivo) disponível em determinada porção da superfície terrestre. É imprescindível utilizar tais informações para racionalizar qualquer intervenção antrópica nas unidades de paisagens, visto que a ação humana sem uma análise prévia da dinâmica das paisagens pode potencializar os processos dentro das unidades de paisagens.

As áreas interplanálticas da Faixa da Ribeira apresentam várias áreas com dissecamentos distintos, o que se pode ver em outras pesquisas do Grupo de Estudos Geomorfológicos da UFV, como o artigo produzido por Teixeira *et al.* (2020), publicado em De La Fuente Org. (2020), que mostra a mesma sistematização proposta por Guimarães *et al.* (2017) na APA da Serra da Piedade/MG.

4.3 ICR – Índice de Concentração da Rugosidade

O Índice de Concentração da Rugosidade ou Índice de Kernel fornece a dissecação do relevo, porém difere da Dissecação de Ross por usar os valores de rugosidade do relevo. O procedimento adotado por Sampaio (2009) mostrou grande potencial em vários estudos como forma de entender a dissecação do relevo, proposta por Ross (1992), assim como o estudo feito por OKA FIORI (2008), que propôs uma comparação do ICR com o mapeamento da dissecação do relevo no estado do Paraná, cujos resultados mostraram a alta precisão do referido índice.

O ICR descreve, por meio de parâmetros morfométricos, a sinuosidade e a rugosidade do relevo, que podem ser representados por valores que mostram, de forma individual ou global, a feição de cada ponto (pixel) ou seu alinhamento com a superfície da área analisada, através de recursos que medem a associação das dimensões topográficas nessa mesma área. Dessa forma, o ICR tem como referencial de análise a dispersão e concentração espacial da declividade, utilizando-se, portanto, dos valores indiretos da rugosidade, conforme proposto por Hobson (1972), bem como do entalhamento do relevo (IBGE, 1973; ROSS, 1992), usando dos valores de declividade de cada pixel e sua repetição ou não na unidade de estudo.

4.4 Índice Hack (SL)

O uso de índices para entendimento de comportamentos hídricos e geomorfológicos por meio do perfil longitudinal de um curso de água é uma metodologia usual no campo de estudo das geociências, uma vez que se pode determinar não apenas o seu gradiente, mas o comportamento dessa variável ao longo desse rio, da nascente à foz, como ensina Cristofolletti

(1980). O perfil longitudinal de um rio tende a ter maior concavidade, quanto maior for o canal Knighton (1998). A forma côncava está relacionada ao equilíbrio desse rio. Rios cujo curso apresenta trechos diferentes dessa forma têm uma característica anômala ou comum, indicando que há outros fatores responsáveis por sua modificação. Entender esses fatores e de que forma modelaram esse rio requer estudos complexos, mas que cada vez mais ganham espaço no meio científico, principalmente no campo da geomorfologia fluvial, já que trazem novas respostas para antigas indagações. Segundo Knighton (1998), essas variáveis podem estar relacionadas a uma ou mais das seguintes causas: a) ocorrência de rochas mais resistentes; b) introdução de carga sedimentar maior ou mais grossa; c) atividade tectônica; e d) queda no nível de base, como mudança do nível do mar durante uma glaciação.

O Índice criado e apresentado por John T. Hack (1973) – também denominado por Etchebehere *et al.* (2004) como "Relação Declividade-Extensão" - RDE – é amplamente utilizado em estudos de Geomorfologia como base de comparação entre rios de diferentes extensões, pela sua facilidade de aplicabilidade e bons resultados em áreas com diferentes características geomorfológicas, o que possibilita um entendimento da história e o desenvolvimento geomorfológico e geológico da área de estudo.

Souza *et al.* (2011) usaram esse mesmo índice para mostrar, através de rupturas no perfil longitudinal do rio Zêzere em Portugal, as influências de processos neotectônicos durante sua gênese. A proposta coloca o índice de gradiente (*gradient-index*) como um elemento para a determinação de “anomalias” na forma côncava em um perfil longitudinal de um canal. De forma geral, esse índice proposto por Hack (1973) permite que se normalizem os valores dos gradientes dos canais, assim como a identificação de valores anômalos em relação aos outros rios de uma mesma bacia hidrográfica do rio ou em relação a outro trecho do próprio rio.

Etchebehere (2000) defende que a utilização desse índice possa mostrar, através do perfil longitudinal de um rio, suas alterações ao longo do seu curso, já que relaciona a declividade do canal com a sua extensão, mostrando a comparação entre os trechos de um mesmo canal ou entre canais de uma mesma bacia. Segundo Etchebehere (2000), o RDE está relacionado à potencialidade de um rio em transportar materiais em seu leito e em erodir seu próprio leito.

Na Geomorfologia, os índices matemáticos são procedimentos comuns há bastante tempo – Horton (1945) já formulava índices matemáticos. A sua aplicabilidade cresceu ao longo dos anos, principalmente em estudos geomorfológicos, pois sua praticidade em atestar eventos que antes eram apenas proposições deu margem acadêmica para seu uso.

Junto ao uso de modelos matemáticos, o tratamento dos dados em SIG com a criação de modelos que imitam o comportamento do sistema abiótico fornece informações e mostra resultados como os de ordem evolutiva, ajudando assim no entendimento da evolução das paisagens. No entanto, a complexidade e a variedade de objetos de estudo em Geomorfologia, conforme menciona Florenzano (2008), levam a uma conseqüente dificuldade de sua classificação.

Dessa forma, as análises de cunho morfométricos se tornaram um meio técnico e válido na caracterização de formas e na sua evolução, sobretudo na unidade de análise da bacia hidrográfica (HORTON, 1945; STRAHLER, 1957; 1952; CHORLEY, 1962; CHORLEY; KENNEDY, 1971; CHRISTOFOLETTI, 1980; HACK, 1973). Portanto, este trabalho usa das aplicações dessa metodologia para o estudo da Bacia do Rio dos Bagres e para entendimento de suas formas de relevo e análise de sua evolução geomorfológica ao longo do tempo.

4.5 Índice Ksn

Os índices métricos aplicados neste estudo, por questões óbvias, não têm a intenção de recriar os processos naturais, porém geram grandes subsídios teóricos para entendimentos da evolução da paisagem. Os cálculos mostram a incisão fluvial nas vertentes, que, por sua vez, revelam suas cicatrizes litológicas e evolutivas, as quais nos ajudam a entender seu passado e, conseqüentemente, gerir melhor as formas de apropriação e uso nessas áreas.

Em áreas de grande atividade tectônica, o entendimento das formas e de sua evolução é explicado à luz desses movimentos com relativa facilidade; porém, em margens passivas e interplanálticas, como o caso da área de estudo, os eventos tectônicos demandam maiores estudos, já que não se apresentam de forma tão clara, como em outras áreas.

O uso do índice SL mostra como a rede de drenagem está intimamente ligada à variabilidade de resistência das rochas dentro da mesma área, usando como parâmetro de análise o perfil longitudinal dos canais. O índice proposto por Hack (1973) originalmente serviu como método de identificação dos controles que a litologia exerce sobre a modelagem da paisagem, sobretudo nos canais anômalos, ou seja, com *Knickpoints*. Posteriormente, esse mesmo índice começou a ser usado para identificação de desequilíbrio dos canais fluviais como resultado de eventos tectônicos ou climáticos (MERRITTS; VINCENT, 1989; KELLER; PINTER, 1996; BROOKFIELD, 1998; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; 2006).

Valores baixos ou altos de SL podem estar relacionados a determinada litologia da área que dê menor ou maior resistência aos canais fluviais (MERRITT; VINCENT, 1989; KELLER; PINTER, 1996; BROOKFIELD, 1998), porém não existem critérios objetivos para determinar

os valores dessa variável (GOLDRICK; BISHOP, 2007).

Várias técnicas e índices foram criados para complementar os resultados do índice de SL. Com o crescente incremento tecnológico ligado a cálculos complexos, com ferramentas de análises topográficas, não é diferente. Dados espaciais, algoritmos e cálculos podem ser trabalhados em softwares que se comunicam com ferramentas SIG como ArcGIS e QGIS (como o software MATLAB, que foi usado neste estudo com o complemento Topo Toolbox), que por sua vez retiram informações quantitativas de MDEs (Modelos Digitais de Elevação). Dessa forma, cálculos para toda a bacia hidrográfica ou mesmo em nível regional podem ser feitos de forma mais simplificada. O cálculo conhecido como *StreamProfiler* foi a primeira ferramenta de referência desenvolvida para a análise de gráficos $\log[S]-\log[A]$, ou seja, cálculo logarítmico de S, que é usado para o gradiente altimétrico e A, que é usado para área, no qual pode-se fazer uma extração do índice usado neste estudo como complemento do cálculo de SL Global (WOBUS *et al.*, 2006; FORTE; WHIPPLE, 2019).

Os diferentes índices matemáticos ligados à modelagem da paisagem têm como base os canais fluviais; estes, por sua vez, através do seu nível de base, determinam os desníveis altimétricos das vertentes. Essas mudanças acontecem dentro de um determinado tempo e os perfis longitudinais dos canais se transformam em heranças de modificações climáticas e ou perturbações tectônicas como falhas e soerguimentos. Os estudos dos perfis longitudinais mostram as incisões dos canais fluviais, migrações a montante de *Knickpoints* e a evolução das paisagens erosivas ao longo do tempo (LAGUE, 2014). Dentro desse quadro, o modelo *stream-power* mostra que a taxa de incisão de rios de leito rochoso, erosão do leito (E) é uma função exponencial da área de drenagem (A), da declividade local dos canais fluviais (S) e de um coeficiente de erodibilidade (K) que incorpora tanto a resistência das rochas expostas frente aos processos erosivos, quanto parâmetros climáticos e hidrológicos (WHIPPLE; TUCKER, 1999); KIRBY; WHIPPLE, 2012).

$$E = KA^MS^N$$

Onde M e N são coeficientes positivos empíricos, dependentes da hidrologia da bacia, da geometria dos canais fluviais e dos processos de incisão fluvial dominantes (abrasão e arrancamento). Porém, como a área de estudo se encontra em uma área de baixa atividade sísmica, essas variáveis ficaram constantes (WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY; WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014).

A evolução topográfica de uma área ao longo do tempo, ou seja, a taxa de mudança da elevação (z) pelo tempo (t), é descrita como a diferença entre a taxa de soerguimento de rocha

(U) e a taxa de incisão vertical do leito fluvial (E). Para tal cálculo, é usado:

$$U = KA^MS^N$$

Vários trabalhos demonstraram uma relação positiva, porém não linear na maioria das vezes, entre taxas de denudação e valores médios de Ksn por bacia hidrográfica (WOBUS, 2006; OUMET, 2009; DIBIASI, 2010; KIRBY & WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; HAREL *et al.*, 2016). Ou seja, bacias caracterizadas por valores altos de Ksn apresentam também taxas altas de denudação.

5 A CAPTURA DE DRENAGEM PARA A FORMAÇÃO DA BACIA

Planaltos da Mantiqueira setentrional, como outros vários da região sudeste do Brasil, são separados por degraus morfológicos (escarpas e compartimentos), que por sua vez têm o seu controle mais ligado ao potencial de energia carregado dos canais fluviais do que da estrutura litológica; portanto, essas formações partem das cabeceiras de drenagens nesses planaltos.

Essa característica é uma herança do evento distensional Paleógeno, que deu origem ao “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (RICCOMINI, 1989) ou ao “Sistema de Rifts Continentais do Sudeste do Brasil” (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Esse evento provocou uma formação escalonada de blocos, na qual a bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul se instalou em um nível morfológico mais baixo; a bacia do Rio do Doce, em nível intermediário; e as cabeceiras do Paraná e do São Francisco, nas terras mais altas. Nesses regimes escarpados, as cabeceiras que detêm maior energia concentrada nos seus canais fluviais avançam sobre cabeceiras de menor energia que drenam de planaltos superiores (CHEREM, 2013). Dessa forma, os canais de maior energia acabam por capturar canais fluviais, como ocorrido na bacia do Rio dos Bagres. Nesse sentido, canais da bacia do Paraíba do Sul capturam canais da bacia do Rio Doce, que por sua vez captura canais das bacias do Paraná e São Francisco. Seguindo esse modelo, o Patamar Vargelândia, mais alto degrau morfológico da bacia do Rio dos Bagres, da qual é o compartimento estrutural, não fazia parte dessa bacia e foi incorporado após a captura do córrego Tábuas (Bacia do Rio Doce), pelo Rio dos Bagres (Figura 42).

Ab’saber (1957) começou seu estudo em capturas fluviais com o estudo da captura do alto curso do Rio Tiete pelo médio curso do Rio Paraíba do Sul, porém o tema já era abordado por Gilbert (1877) e Davis (1896, 1899). Por captura fluvial entende-se o processo no qual uma cabeceira de drenagem apreende um outro curso fluvial e se apodera de toda a sua drenagem à montante, delimitando a área onde ocorreu essa apreensão na rede de drenagem

(SUMMERFIELD, 1991; HUGGETT, 2007). Em áreas de escarpas, os estudos das capturas de drenagem são importantes, pois redirecionam toda a área de uma bacia hidrográfica, seus níveis de base e transformações nas formas geomorfológicas nessa bacia, já que a dissecação do relevo e a progressão das cabeceiras de drenagem ocasionam a retração da escarpa (PRINCE *et al.*, 2011).

De forma geral, as capturas fluviais em escarpas se iniciam com a incisão de um canal que drena nessa escarpa; em seguida, um canal que drena no degrau superior começa a drenar em direção ao degrau inferior; por consequência, é gerado um novo nível de base, o que provoca o encaixe das duas redes de drenagem e um aumento da competência desse canal e, como consequência, um recuo dessa escarpa (PRINCE *et al.*, 2010).

Assim como descrito acima, há vários outros estudos no Brasil e fora dele em que se discute o papel das capturas fluviais. O Rio dos Bagres, que hoje é o rio principal da bacia homônima de que trata este estudo, passou pelo mesmo processo que, em grande medida, é abordado por esses estudos, os quais apontam resultados parecidos com o ocorrido na bacia do Rio dos Bagres. Assim, citam-se as pesquisas desenvolvidas por Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002); Oliveira (2003); Oliveira e Queiroz Neto (2007); Mikesell *et al.* (2010); Prince *et al.* (2010); Prince *et al.* (2011); Salgado *et al.* (2012); Rezende *et al.* (2013); Oliveira (2010).

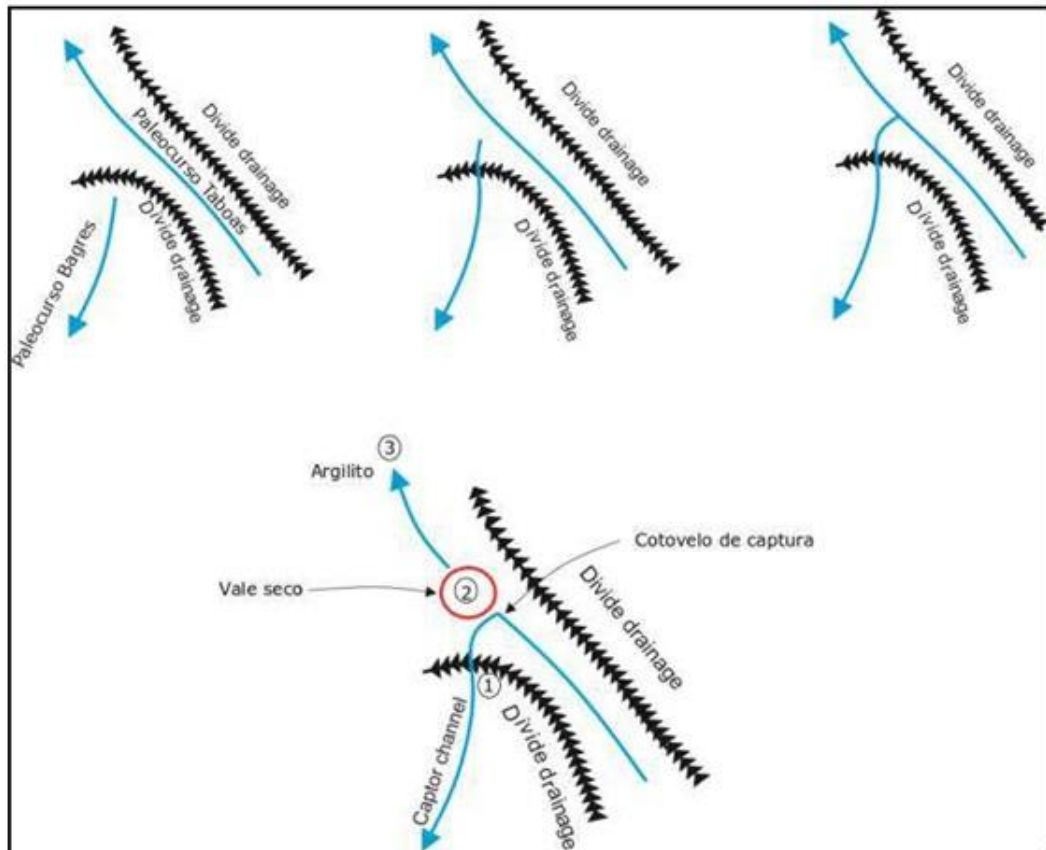


Figura 42 – Croqui da captura no Rio dos Bagres.
Fonte: Oliveira (2018)

Toda evolução da bacia hidrográfica do Rio dos Bagres está atrelada, desde o início, aos fatores tectônicos e hídricos, no sentido de que os eventos tectônicos deram à rede de drenagem características ímpares para sua formação. O quadro tectônico já descrito é caracterizado pela conjuntura litológica da bacia (Figura 16), que por sua vez, em análise conjunta com a sua morfometria, dá embasamento a esse estudo para entendimento de sua evolução.

As falhas de origem pré-cambrianas, reativadas no cretáceo, deram origem à escarpa e aos compartimentos morfológicos, que por sua vez influenciaram a captura da drenagem principal de seus canais no sentido da foliação litológica, assim como a falha que gerou os degraus geomorfológicos que tiveram seus canais drenando perpendicular ao rio principal, formando vales profundos e carregando sedimentos que hoje são reconhecidos como áreas aluviais e colúvias no degrau mais baixo. Todas essas relações entre eventos tectônicos, litologia e hidrografia formam o cenário ilustrado neste estudo.

Hoje toda competência gerada nesse canal que está associada à falha está revertida para geração de energia. Desde 1999, está em atividade a PCH-Ervália, que hoje está sob concessão da CEMIG e leva energia elétrica para vários municípios (Figura 43), todavia sem os aspectos morfológicos e abióticos citados, seria impossível essa ocorrência.



Figura 43 – Imagem da barragem na escarpa do Rio dos Bagres para geração de energia
Fonte: CEMIG.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Dissecação Ross

O resultado do índice de dissecação (Figura 44) da bacia revela assertividade em vários pontos, usando a proposta alternativa à de Ross no que se refere a sua matriz de dissecação.

O primeiro ponto a ser levado em consideração seria a diferença entre os valores encontrados nos patamares Guiricema e Tuiutinga, o que sugere, na área fortemente dissecada (Guiricema), o patamar mais rebaixado da bacia, uma concordância com as formas vistas em campo, morros e morrotes aplainados com baixa variação altimétrica. Na área espacial onde está localizado o compartimento Tuiutinga, temos o segundo o índice de dissecação, áreas com menores índices, na sua maioria moderada, que marca esse patamar.

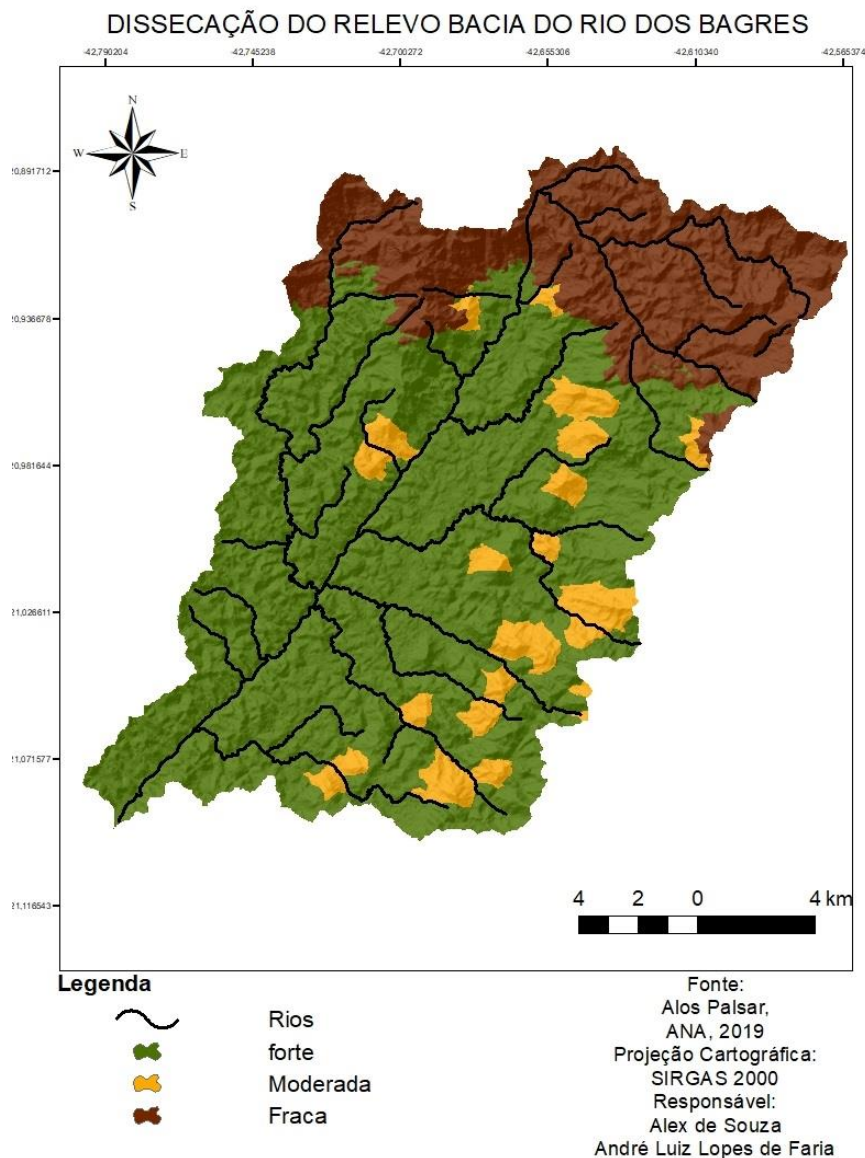


Figura 44 – Dissecação do Relevo em três classes.
 Fonte: O Autor.

A dissecação mostra grande compatibilidade com a escolha da compartimentação da bacia, já que, segundo esse índice, podemos dividir a bacia em patamar Guiricema, com forte dissecação; patamar Tuiutinga, com áreas de dissecação moderada; e patamar Vargelândia, com fraca dissecação. Os resultados mostram com clareza a esculturação dos vales e a formação de colinas e rampas de colúvio, resultado dos canais que escoam paralelamente do compartimento Tuiutinga para o Guiricema, porém há de se destacar que, ao longo do compartimento Tuiutinga, temos valores moderados de dissecação, intercalados com forte dissecação (Figura 45).



Figura 45 - À esquerda da imagem, colinas com dissecção distinta do compartimento Tuiutinga; à direita, área fortemente dissecada do compartimento Guiricema. Vista do alto da Santa Montanha, próximo ao vilarejo de Vilas Boras.

Fonte: O Autor.

Outra característica que marca a bacia é a presença de processos moderados de dissecamento em toda a vertente que envolve o compartimento Guiricema, quando dividido em cinco classes, em detrimento ao baixo índice no compartimento Vargelândia a de NNW a NNE, esse dissecamento mostra que essas vertentes estão em pleno desenvolvimento e recuo. Segundo King (1953), a evolução desse recuo invariavelmente pode levar a outras capturas fluviais para o interior do compartimento Guiricema, como acontecido com o Rio dos Bagres (Figura 46). Tal situação foi detectada na parte NNW da bacia com a confluência próxima dos canais Laranjeiras, Boa Sorte e Bambus, os quais drenam da mesma cabeceira em pleno processo de dissecção e recuo.

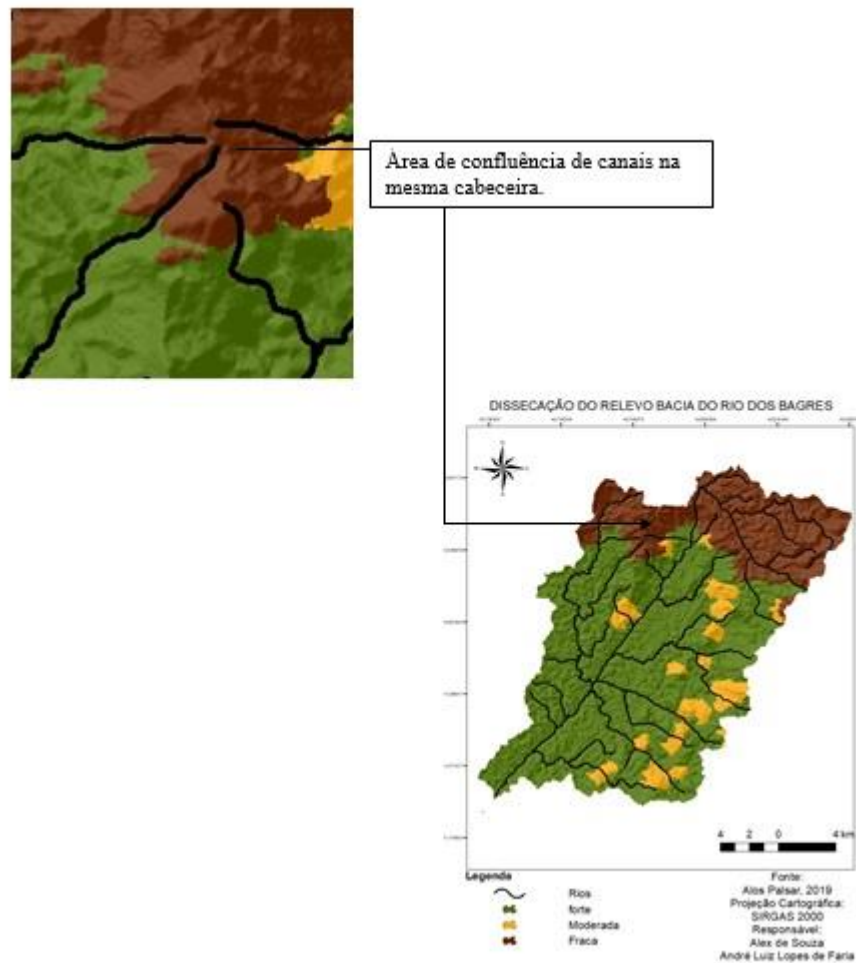


Figura 46 – Imagem de nascentes na mesma cabeceira.
Fonte: O Autor.

6.2 ICR – Índice de Concentração da Rugosidade

O ICR foi usado neste trabalho como forma de monitorar os resultados da dissecação proposta por Ross (1996) e dar subsídios para sua classificação.

A área escarpada da bacia se mostrou compatível com os mapas de declividade e dissecação do relevo. Outro ponto importante acerca do ICR para a bacia do Rio dos Bagres foi o aparecimento das colunas no patamar Tuiutinga, que contribui para entendimento da evolução geomorfológica dessa paisagem (Figura 47). O outro fator a ser considerado é a área com relevo suave no interior da bacia ao longo do curso principal após o declive escarpado, que mostra a forte dissecação e acompanha o lineamento da foliação geológica na qual o canal principal se desloca.

Dessa forma, podemos entender que, assim como a dissecação, o ICR mostra com clareza, mais uma vez, a assertividade na compartimentação geomorfológica escolhida e no mapeamento das formas propostas neste estudo para essa área.

A área denominada de compartimento Tuiutinga serve de referencial, pois o ICR mostra uma dissecação diferencial, a marcação do degrau morfológico e a formação de colinas e vales profundos (Figura 48), com valores mais altos de rugosidade, que sugerem a formação de escarpas e das referidas formas.

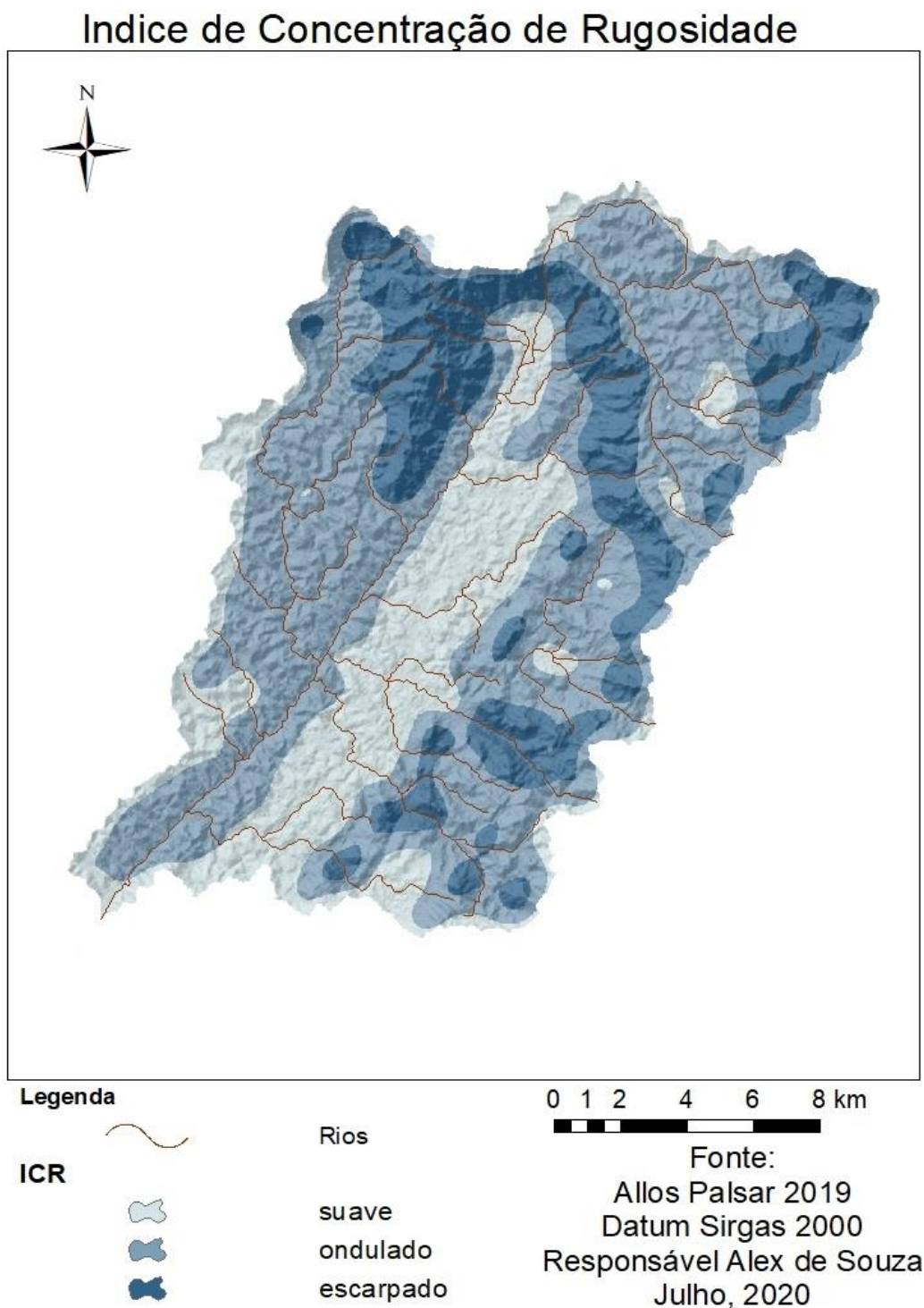


Figura. 47 – Índice de Concentração da Rugosidade (ICR).
Fonte: O Autor.



Figura 48 – Vale suspenso do Patamar Tuiutinga, vista das margens da rodovia BR 265, próximo à cidade de São Sebastião da Vargem Alegre.

Fonte: O Autor.

6.3 Índice de Dissecação segundo Hack (SL)

Os valores de SL, quando comparados aos valores encontrados nos índices de dissecação, demonstram relações contrárias em todos os compartimentos, ou seja, são inversamente proporcionais. Onde foi identificado um grande valor de dissecação, encontraram-se números baixos de SL. Isso se deve ao fato de que os canais onde o valor de SL é baixo estejam em áreas bastante evoluídas pelo trabalho dos canais e, conseqüentemente, ajudaram a dissecar essa área.

Dois canais têm valores muito baixos de SL e não drenam dos compartimentos superiores para o compartimento Guiricema, são os canais Sta. Terezinha e Córrego Fazenda Velha; os dois canais têm todo seu leito no compartimento Vargelândia, ambos drenam suas águas para o Rio dos Bagres no sentido à montante da escarpa que liga o compartimento Vargelândia ao Guiricema; dessa forma, seu valor de ΔH (variação da altimétrica) é muito baixo, gerando baixa energia para o transporte de sedimentos.

Índice SL da Bacia do Rio dos Bagres

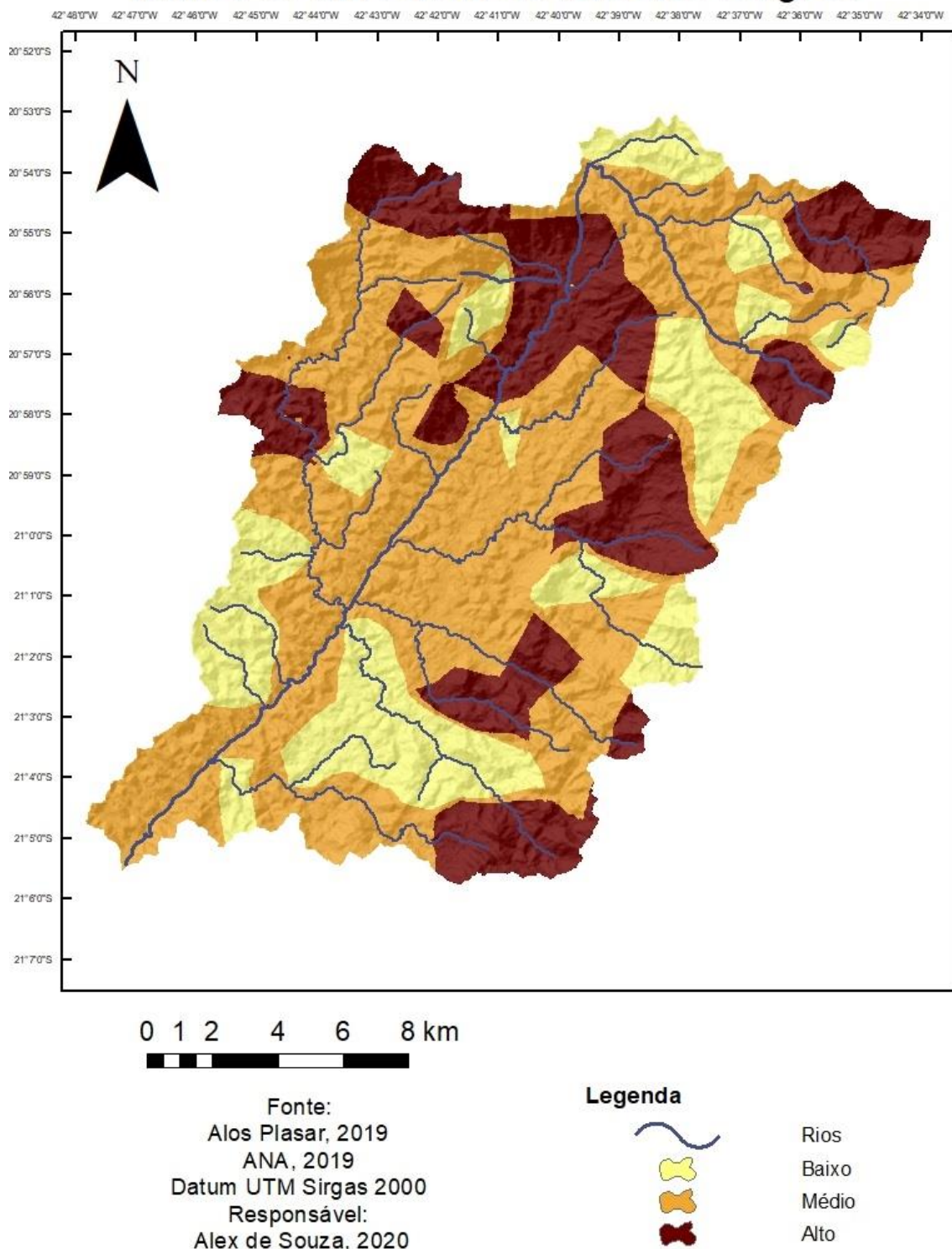


Figura 49 – Índice SL da Bacia do Rio dos Bagres.
Fonte: O Autor.

Os maiores valores SL encontrados vão de encontro às análises do campo (Figura 50), sendo um deles a área da escarpa do Rio dos Bagres. Outra área com alto valor SL se encontra

na área conhecida como Santa Montanha, próximo ao vilarejo de Vilas Boas, com muitas quedas de blocos. Outro ponto é a área do vale suspenso do córrego Santana, citado acima em relação a seu *knickpoint*.

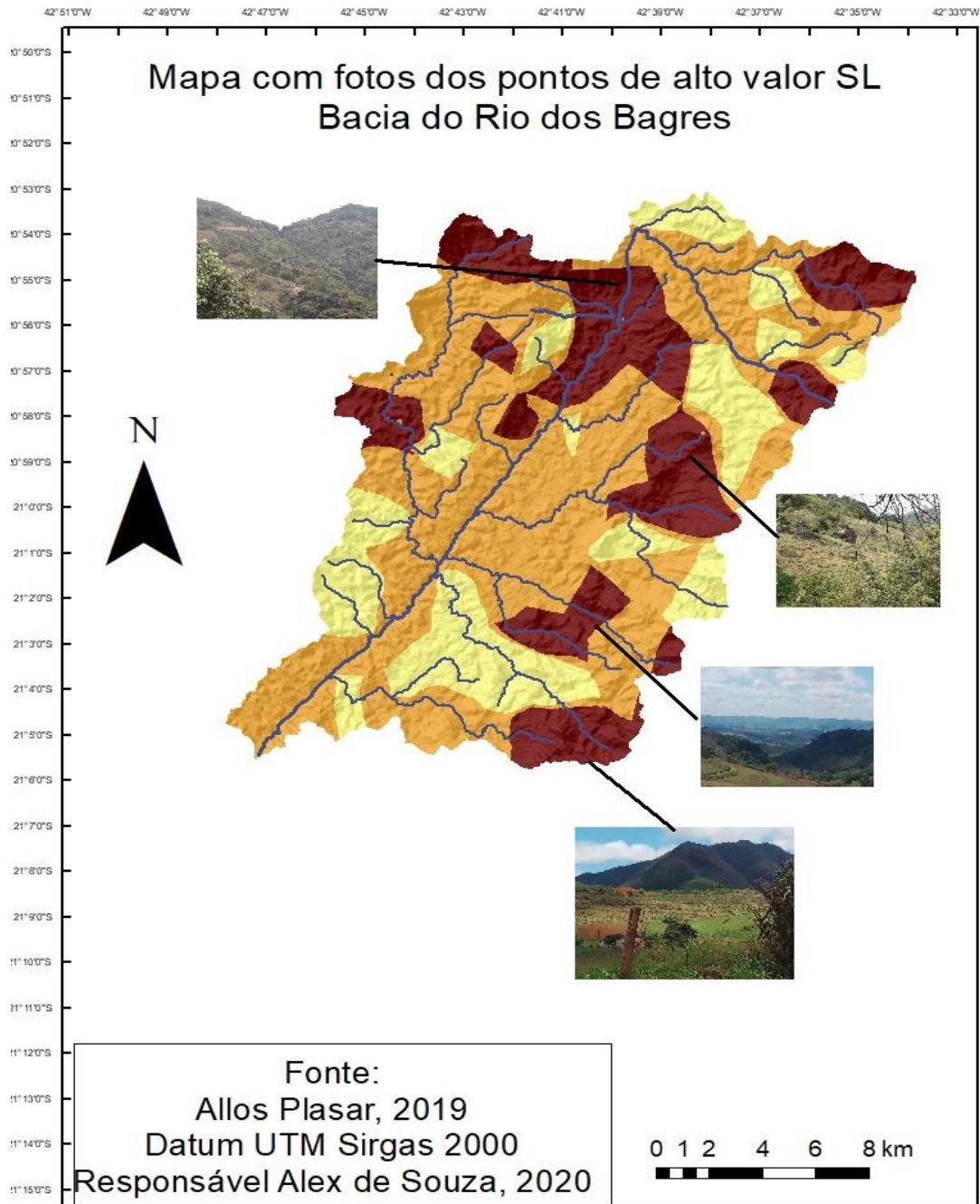


Figura 50 – Mapa SL com Fotos de Campo. Foto à esquerda: vale em “V”, na escarpa do Rio dos Bagres. Foto superior direita: área denominada Santa Montanha, com queda de blocos. Foto na parte central do lado direito: vale suspenso de Tuiutinga. Foto na parte inferior direita: morros de topo convexo, próximo a Guiricema.

Fonte: O Autor.

Quando comparados à compartimentação geomorfológica em três patamares, os índices se mostram maiores na margem esquerda da bacia, de onde drenam os rios perpendiculares ao rio principal, mostrando a escavação no compartimento Tuiutinga. Ao mesmo tempo, os índices associados aos solos mostram uma associação dos índices maiores de SL à formação de solos aluviais provenientes da escavação desses vales em áreas predominantemente de gnaisses.

Fica evidenciado, através do média mais alta índice de SL ao longo de toda vertente que envolve a parte central da bacia (compartimento Guiricema), que essa vertente está em pleno desenvolvimento e recuo, nos compartimentos Tuiutinga a leste e Vargelândia ao norte, pois esses valores mostram a velocidade e energia no transporte de sedimentos nessas áreas.

Os Valores de SL, quando comparados aos valores encontrados nos índices de dissecação, demonstram relações contrárias em todos os compartimentos, ou seja, são inversamente proporcionais. Onde os valores grandes de dissecação são identificados, temos números baixos de SL; isso se deve ao fato de que os canais onde o valor de SL é baixo esteja em áreas bastante evoluídas pelo trabalho erosivo dos canais e conseqüentemente ajudaram a dissecar essa área.

6.4 Índice Ksn

O índice Ksn, usado também como cálculo da taxa de erosão de determinada área, serviu de ajuste ao índice SL. Ao contrário da vasta literatura consultada, este estudo contempla toda a bacia, fazendo um cálculo SL Global e não apenas em um canal fluvial ou em vários canais dentro da bacia, analisados de forma individualizada. O cálculo de SL Global para todos os canais de ordenamento quatro em diante, fez-se necessário a partir da visualização dos resultados dos cálculos do índice por sub-bacias (cálculo do índice por canais individualmente), que mostrou resultados parciais com SL alto para o Rio dos Bagres e Córrego Santana, ao longo de todo canal, o que não representa a realidade. Com isso, foi feito o índice global (para toda a bacia), o que gerou as análises de SL do capítulo anterior. Porém, o SL Global não conseguiu identificar quais dos maiores resultados de SL estavam ligados a resultados tectônicos, que, com as análises de campo, mostraram-se importantes, já que a formação de um vale suspenso para a região na qual está localizada a área de estudo não é uma característica comum, ao passo que áreas com relevantes quedas de blocos e rampas de colúvios denotam forças endógenas na esculturação da área.

Para a conclusão integral deste estudo, foi criado – como foi mencionado nos tópicos acima – o índice Ksn (Figura 51), que associa o seu maior valor a pontos de maiores valores de SL, tanto por sub-bacias, como o SL Global, mesmo com falhas normais, que, como descrito no

capítulo de introdução deste estudo, são provenientes do pré-cambriano e estão associadas ao evento brasileiro, que formaram o sistema de rifteamento do sudeste brasileiro e foram reativadas no cenozoico.

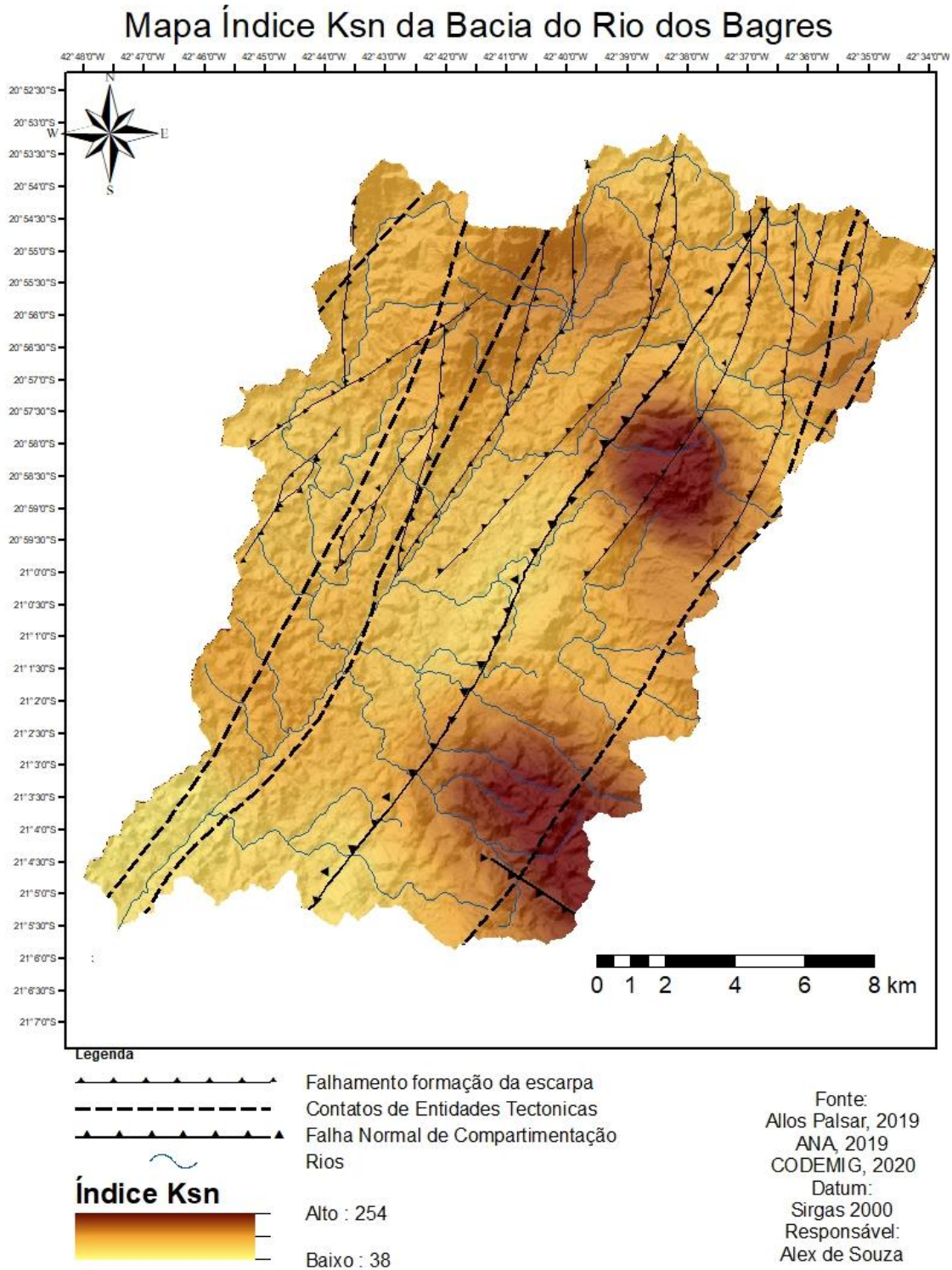


Figura 51 – Índice Ksn para a Bacia do Rio dos Bagres.

Fonte: O Autor.

7 CONCLUSÃO

As características geomorfológicas de uma área a fazem única por suas peculiaridades originais que foram destinadas à sua formação. O estudo da evolução da paisagem da Bacia do Rio dos Bagres, que tem características geomorfológicas tão marcantes, evidenciou que as falhas criadas no evento brasileiro e reativadas no cenozoico foram responsáveis pelas compartimentações geomorfológicas dentro da bacia em três degraus. Ademais, verificou-se que o degrau intermediário – denominado de patamar Tuiutinga (OLIVEIRA, 2018) – está em plena transformação através da incisão fluvial, com dissecção distinta em vários pontos e elevado grau de SL e Ksn em dois pontos (vale suspenso do córrego Santana e na Santa Montanha), o que mostra uma elevada competência dos canais de transportar sedimentos e alta taxa de erosão nessas áreas.

Como consequência, constata-se formações de áreas aluviais e coluviais no compartimento abaixo, o patamar Guiricema, que por sua vez é o maior compartimento geomorfológico da bacia e sua principal área de sedimentação, o que acarreta transformações na forma de lidar com as águas desses canais, que carregam muitos sedimentos na sua drenagem.

A residência dos sedimentos nestas áreas controla parcialmente a carga deles em suspensão nos canais dos cursos d'água. Durante as grandes enchentes estas áreas podem receber mais sedimentos ou liberá-los para o fluxo de água, conseqüentemente esse fluxo carregado de sedimentos está associado com as enchentes recentes nas cidades de Guiricema e Guidoal.

A velocidade das águas em canais retilíneos é maior e seu efeito destrutivo também. As cheias no rio dos Bagres podem ser muito rápidas e demandam cuidados especiais dos órgãos responsáveis por elas

A área da bacia é constituída em grande parte por encostas e morros de topo convexo e vertentes côncavas e retilíneas, principalmente próximo aos canais e vales fluviais, o que mostra uma grande evolução dessa área, cuja formação original é muito antiga. Contudo, por conta da reorganização fluvial após reativações de falhas na era cenozoica, encontram-se, principalmente a leste da bacia, colinas e morros de topos convexos, o que mostra que a área está em plena evolução.

A reativação das falhas no cenozoico, que está ligada à reorganização fluvial, é responsável também por toda reordenação dos canais fluviais da Bacia do Rio dos Bagres, que, após esse evento capturou o córrego Tábuas e incorporou o compartimento Vargelândia, que

antes drenava para a bacia do Rio Doce. Após a captura do Rio dos Bagres, foram reordenados os canais da bacia, drenando todos para o compartimento Guiricema, seguindo a foliação litológica da bacia, que é dividida pelos ortognaisses e anfibolitos dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira. Essa mudança fez com que o Rio dos Bagres ganhasse mais afluentes e conseqüentemente maior competência, formando um vale em “V” na borda da escarpa, o que lhe deu um grande gradiente, que, aliado a sua competência, proporcionou uma ótima característica para geração de energia hidroelétrica. Dessa forma, desde o ano de 1999, promove a geração de energia para várias cidades, graças aos eventos tectônicos registrados na área.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 26, p. 38-49, 1957.
- AB'SÁBER, A. N. Refletindo sobre questões ambientais: ecologia, psicologia e outras ciências. **Psicologia USP**, São Paulo, v. 16, n. 1-2, p. 19-34, 2005.
- ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. DNPM, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Brazilian Journal of Geology**, v. 26, n. 3, p. 125-138, 1996.
- ANTONIOLI, L.; TUPINAMBÁ, M.; GARCIA, M. J.; DINO, R. **Palinologia e idade de sedimentos neógenos (mioceno superior/plioceno) da depressão do Rio Pomba-Muriaé (MG)**. In: 9o Simpósio de Geologia do Sudeste/13o Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2005, Niterói. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. v. 1. p. 63-63.
- ARGENTO, M. S. F. Mapeamento geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1995, p. 365-391.
- ASF Data Search. Disponível em: <https://search.asf.alaska.edu/>. Acesso em: 15 mar. 2020.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; SAMPAIO, T. V. M. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n.1, 2014.
- ÁVILA, F. F.; CARVALHO, V. L. M. Morfogênese, pedogênese e etchplanação: análise integrada dos aspectos geoquímicos, mineralógicos e micromorfológicos dos solos de uma topossequência na depressão de Gouveia – Serra do Espinhaço - Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 223-233, 2012.
- BERVEGLIERI, A.; MENEGUETTE, M.; PITERI, M. A.; ANJOS, D. S. Classificação Fuzzy de vertentes por Thin-Plate Spline e Krigagem com comparação de resultados. **Revista Brasileira de Cartografia (Online)**, v. 64, p. 69-82, 2012.
- BRICALLI, L. L.; MELLO, C. L. Padrões de lineamentos relacionados à litoestruturas e ao fraturamento neotectônico (Estado do Espírito Santo, Sudeste do Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, 2013.
- BOTELHO, R. G. M.; DA SILVA, A. S. Bacia hidrográfica e qualidade ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. *In*: MONIZ, A. C.; FURLANI, A. M. C.; FURLANI, P.; FREITAS, S. S. (Coords.) **Responsabilidade social da ciência do solo: e os simpósios Microbiologia do solo: só simbioses? A importância do conhecimento da cobertura pedológica: a análise estrutural**. Campinas: SBCS, 1988, p.79-90.

BRITO NEVES, B. B. Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. *In*: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, Brazil, p. 5-26, 2003.

BROOKFIELD, M. E. The evolution of the great river systems of southern Asia during the cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. **Geomorphology**, v. 22, n. 3-4, p. 285-312, 1998. DOI: 10.1016/S0169-555X(97)00082-2.

BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M. A.; GLEADOW, A. J. W. Apatite fission track analysis: its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development. **Process models and theoretical geomorphology**, p. 23-53, 1994.

BUI, E. N.; LOUGHEAD, A.; CORNER, R. Extracting soil-landform rules from previous soil surveys. **Austr. J. Soil Res.**, n. 37, p. 495-508, 1999.

BUSHNELL, T. M. Some aspects of the soil catena concept. **Soil Science Society of America Journal**, v. 7, p. 466-476, 1942.

CADASTRO DE METADADOS. Disponível em: <https://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/metadata.show?id=121&currTab=distribution>. Acesso em: 13 set. 2019; 22 jan. 2020.

CARVALHO, L. M. de. **Geodiversidade do estado da Bahia**. CARVALHO, L. M. de.; RAMOS, Maria Angélica Barreto (Orgs). Salvador: CPRM, 2010. 184 p.; 30 cm + 1 DVD.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]. 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 06 fev. 2019.

CASTRO, S. S.; SALOMÃO, F. X. T. Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. **GEOUSP, Espaço e Tempo**, n. 7, p. 27-37, 2000.

CEMIG. Disponível em: <https://novoportal.cemig.com.br/usina/pch-ervalia>. Acesso em: 10 dez. 2020.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A.V. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; BOURLES, D.; MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; NALINI JUNIOR, H. A. 2012b. Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no SE de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography: a systems approach**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. *In: DNPm-DGM, Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Folha RI (SF. 23), VIT (SF.24) e (SG.23), p.175-207, 1979.

CORREIA NEVES, J. M.; SOARES, A. C. P.; MARCIANO, V. R. P. R. O. A província oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p.106-118, 1986.

COOK, K. L.; TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N. A demonstration of the importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 7, p. 683-695, 2013. DOI: 10.1002/esp.3313.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, p. 341-346, 1983.

CREPANI, Edison *et al.* **Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao zoneamento ecológico-econômico e ao ordenamento territorial**. São José dos Campos: Inpe, 2001.

DAVIS, W. M. The Seine, the Meuse and the Mouselle. **National Geographic Magazine**, v. 7, n. 6, p. 189-202, 1896.

DIBIASE, R. A.; WHIPPLE, K. X.; HEIMSATH, A. M.; OUIOMET, W. B. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 289, n. 1-2, p. 134-144, 2010. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.10.036.

DIKAU, R.; RASEMANN, S.; SCHMIDT, J.; Hillslope, F. *In: GOUDIE, A. Encyclopedia of geomorphology*. **International Association of Geomorphologists**, v. 1, p. 516-521, 2004.

DUARTE *et al.* Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 67-82, 1997.

EASTMAN, J. Ronald; JIANG, Hong; TOLEDANO, James. **Multicriteria Analysis for Land-Use Management**, 1998, v. 9. ISBN: 978-90-481-5077-9

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências da USP - Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONII, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade Extensão) em

segmentos de drenagem. **Revista UNESP – Geociências**, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

EVANS, I. S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. (p.18-90). *In*: CHORLEY, R. J. **Spatial Analysis in Geomorphology**. London: British Geomorphological Research Group, 1972. 391 p.

FINNEGAN, N. J.; SKLAR, L. S.; FULLER, T. K. Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, p. 1-17, 2007. DOI: 10.1029/2006JF000569.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. *In*: KER, J. C.; KURI, N.; SCHAEFER, C E G R.; VIDAL-TORRADO (Eds). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa-MG: SBCS, 2012. 343 p.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 1, p. 87-95, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-87-2019.

FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. 320p.

GATTO *et al.* Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória - geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: [s.n.], 1983. p. 780.

GEOWEB. Disponível em: <http://geowebapp.cprm.gov.br/ViewerWEB/>. Acesso em: 21 abr. 2020.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of the Henry Mountains**, Washington, 1877. 141 p.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007. DOI: 10.1002/esp.1413.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of Geomorphology**. Routledge: London, 2004, 1200 p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Orgs.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 394p. Biblioteca(s): Embrapa Florestas; Embrapa Solos.

GUERRA, Antonio Teixeira (1924-1968). **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. 446p.

GUIMARÃES F. S. *et al.* Uma proposta para automatização do índice de dissecação do relevo. **Rev. Bras. Geomorfol. (online)**, São Paulo, v. 18, n. 1, jan.-mar., p.155-167, 2017.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J. T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: US Geol. Survey **Prof. Paper**, 294-B, p. 45-97, 1958.

HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ^{10}Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.

HASUI, I.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. Geocronologia da região do Médio Rio Doce-MG. In: **CONG. BRAS. GEOL.**, 29, Resumos, Ouro Preto, SBG, p. 211-212, 1976.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach In: CHORLEY, R.J. **Spatial analysis in geomorphology**, p. 225-245, 1972.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Routledge Fundamentals of Physical Geography Series. London: Routledge, 2007.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 2009, 182p.

IBGE. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>. Acesso em: 10 set. 2019.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p.

KING, L. A geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, 1956.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009.

KÖPPEN, W. **Climatología**: con un estudio de los climas de la Tierra. México: Fondo de Cultura Económica, 1948. 172 p.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms & processes**. Londres: Arnol, 1998. 383p.

LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P.T.A. Análise morfométrica da Bacia do Rio do Tanque, MG-BRASIL. **REM**, Ouro Preto-MG, 2001, v. 54, n. 2, p. 121-126.

LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI: 10.1002/esp.3462.

MARENT, B.R. **Geomorfogênese dos degraus escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. Tese (Doutorado) - Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, 2016.

MARTONNE, E de. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Cartografia**, São Paulo, 1943, v. 5.

- MERRITTS, D.; VINCENT, K. R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Medocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, n. 11, p. 1373-1388, 1989. DOI:10.1130/0016-7606(1989)101<1373:GROCST>2.3.CO;2.
- MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary sedimentation, Neotectonics and the evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.
- MIKESELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 267-277, 2010.
- MODENESI, M. C.; TOLEDO, M. C. M. Morfogênese quaternária e intemperismo: colúvios do Planalto Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico**. 14(1), São Paulo, 1993.
- MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; CAMPOS, M. C. C.; SOUZA, Z. M.; CAMARGO, Z. A. Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 41, n. 2, p. 191-199, 2010.
- MUDD, S. M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D. T.; GRIEVE, S. W.; VALTERS, D. A. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, p. 138-152, 2014. DOI: 10.1002/2013JF002981.
- MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; Hurst, M. D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 505–523, 2018. DOI: 10.5194/esurf-6-505-2018.
- MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; GRIEVE, S. W. D.; VALTERS, D. A.; HURST, M. D. LSD TopoTools Documentation (Version v2.0). **Zenodo**, 2019a. DOI: 10.5281/zenodo.2560224.
- MUÑOZ, Viviana Aguilar; VALERIANO, Márcio de Morisson. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delineamento de manchas de solo. In: **14 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil**. 2009. p. 7741-7748.
- NEGRÃO *et al.* Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonosedimentares. **Brazilian Journal of Geology** v. 45, n. 2, p. 273–291, 2015.
- NOCE *et al.* Geologia das folhas Ubá e Muriaé. In: Pedrosa-Soares, A. C. (Org.). **Projeto Sul Minas etapa I: geologia e recursos minerais do sudeste mineiro** Belo Horizonte. [s.n.], 2003.
- NOCE *et al.* Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in paleoproterozoic time. **Precambrian Research**, v. 159, n. 1–2, p. 60–78, 2007.
- OKA-FIORI, C. Atributos topográficos secundários no mapeamento de pedoformas. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 63-77, 2008.

OLIVEIRA, Leandro Duque de. **Reativações intraplaca no graben do rio dos Bagres, Serra da Mantiqueira Setentrional: análise integrada de morfotectônica, termocronologia (U-Th-Sm)/He e isótopos cosmogênicos**, 2018. 182 f. il.

OLIVEIRA, Paula Cristina Almeida de; RODRIGUES, Sílvio Carlos. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 2, 2007.

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução do relevo na Serra do Mar no estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, v. 22, p. 73-88, 2007.

OLIVEIRA, G. O. **Precisão de modelos digitais de terreno, mapeamento automático de APPs em topos de morros e a eficácia do novo código florestal**. 139 p. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2015.

OLIVEIRA, Guilherme de Castro *et al.* Automated mapping of permanent preservation areas on hilltops. **Cerne**, v. 22, n. 1, p. 111-120, 2016.

OUMET, W. B.; WHIPPLE, K. X.; GRANGER, D. E. Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 579-582, 2009. DOI: 10.1130/G30013A.1.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 185 p., 1980.

PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013. DOI: 10.1002/esp.3302.

PORTAL DA GEOLOGIA. Disponível em: <http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa>. Acesso em: 31 ago. 2019.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4, p. 305-319, 2010.

QUEIROZ NETO, J.P. Geomorfologia e pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 59-67, 2000.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise estrutural da cobertura pedológica: uma experiência de ensino e pesquisa. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 15, p. 77-90, 2002.

QUEIROZ-NETO, J. P. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 13, 2011.

RADAMBRASIL, Projeto. **Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. 1983.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; SILVA, J. R.; BOURLÈS D.; BRAUCHER, R.; LÉANNI, L. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rift Continental

do Sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2013.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 383-405, 2004.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia (USP)**, São Paulo, v. 6, 1992.

ROSS, J. **Geomorfologia ambiente e planejamento**. S. Paulo: Editora Contexto, 1990. 85p.

ROSS, Jurandy Luciano Sanches. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. São Paulo: Editora Contexto, 2000.

RUELLAN, A.; QUEIROZ NETO, J. P.; PELLERIN, J. Analyse structurale de la couverture pedologique: une experience d'enseignement et de recherches au Bresil. **Cahers Orstom, Serie Pedologie**, Paris (França), v. 21, n. 4, p. 253-256, 1984.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; SANTOS, A. M.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 211-234.

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

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade. **Anais do VII Encontro Nacional de Geomorfologia**, Belo Horizonte, 2008.

SAMPAIO, T. V. M. **Índice de Concentração de Rugosidade (ICR): uma proposta para o mapeamento morfométrico via emprego de Geotecnologias**. Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Viçosa-MG, 2009. Disponível em: http://www.geo.ufv.br/simposio/simposio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo1/094.pdf. Acesso em: 07 abr. 2009.

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics alluvial rivers**. Cambridge University Press, 276, 2000.

SCHWANGHART, W.; KUHN, N. J. TopoToolbox: a set of MATLAB functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 6, p. 770-781, 2010. DOI: 10.1016/j.envsoft.2009.12.002.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2– MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014. DOI: 10.5194/esurf-2-1 2014.

- SILVA, T. P. Neotectônica na região da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes, entre Miguel Pereira (RJ) e Juiz de Fora (MG). **Dissertação** (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.
- SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do Planalto Sudeste Brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 2, n. 20, p. 1-22, 2009.
- SILVA, T. P., MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Geologia USP**, v. 11, n.1, p-95-111, 2011.
- SILVA, D. G.; MELO, R. F. T.; BARROS, A. C C. A influência da densidade de drenagem na interpretação da evolução geomorfológica do complexo de tanques do município de Brejo da Madre de Deus– Pernambuco, nordeste do Brasil. **Revista de Geografia**, Recife, v. 26, n. 3, p. 294-306, 2010.
- SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. **Geology**, v. 29, n. 12, p. 1087-1090, 2001. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<1087:AS RSCO>2.0.CO;2.
- SOMA BRASIL. Disponível em: <http://mapas.cnpm.embrapa.br/somabrasil/webgis.html>. Acesso em: 27 mar. 2020.
- SOUZA *et al.* Aplicação do índice de Hack (SL) a um trecho do rio Zêzere, Portugal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 23-28, 2011.
- STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952a.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952b.
- SUERTEGARAY, D. M. A. Tempos longos...Tempos curtos... Na análise da natureza. **Geografares**, Vitória, 2002, p. 159-163.
- SUERTEGARAY, D. M. A. Geomorfologia: novos conceitos e abordagens. In: **Anais do VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Fórum Americano de Geografia Física Aplicada**. Curitiba: Editora da Universidade Federal do Paraná, 1997. p. 24-29.
- TEIXEIRA *et al.* Índice de dissecação do relevo da APA Serra da Piedade em Visconde do rio branco-MG. In: FUENTES, Adriano R. de La; AVELAR, Gilmar Alves de; ORLANDO, Paulo H. Kingma (Orgs.). **Geografia, meio ambiente, educação & cidadania: elementos para refletir a realidade socioambiental**. Curitiba: CRV, 2020.
- TRICART, J. **Principes et méthodes de la geomorphologie**. Paris: Masson Ed., 1965. 201 p.
- TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: SUPREN, 1977.
- TRICART, J.; KILIAN, J. **L'éco-géographie**. Paris: Ed. F. Maspero, 1979.
- TROEH, F. R. Landform equations fitted to contour maps. **American Journal of Science**, v.

263, p. 616-627, 1965.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C. D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.

UFV - CETEC - UFLA - FEAM. Mapa de solos do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. 49 p. Disponível em: <http://www.feam.br/noticias/1/949-mapas-de-solo-do-estado-de-minas-gerais>. Acesso em: 27 out. 2011.

VALERIANO, M. M. Curvatura vertical de vertentes em microbacias pela análise de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 3, p. 539-546, 2003.

VALERIANO, M. M.; MORAES, J. F. L. Extração de rede de drenagem e divisores por processamento digital de dados topográficos. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10, Foz do Iguaçu, 2001. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2001.

VON BLANCKENBURG, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 462-479, 2005.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.