

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA FRONTEIRA SUL
CAMPUS CHAPECÓ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO STRICTO SENSU EM GEOGRAFIA
CURSO DE GEOGRAFIA**

NADIALINE ZAMBOT

**INDÍCIOS MORFOTECTÔNICOS E ESTRUTURAIS DO RELEVO DA BACIA DO
RIO CHAPECÓ (SC)**

CHAPECÓ

2022

NADIALINE ZAMBOT

**INDÍCIOS MORFOTECTÔNICOS E ESTRUTURAIS DO RELEVO DA BACIA DO
RIO CHAPECÓ (SC)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. William Zanete Bertolini

CHAPECÓ

2022

Bibliotecas da Universidade Federal da Fronteira Sul - UFFS

Zambot, Nadialine
Indícios morfotectônicos e estruturais do relevo da
bacia do rio Chapecó (SC) / Nadialine Zambot. -- 2022.
123 f.:il.

Orientador: Doutor em Geografia William Zanete
Bertolini

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da
Fronteira Sul, Programa de Pós-Graduação em Geografia,
Chapecó, SC; Erechim, RS, 2022.

1. análise da rede de drenagem, morfotectônica,
índices morfométricos, paisagem basáltica.. I.
Bertolini, William Zanete, orient. II. Universidade
Federal da Fronteira Sul. III. Título.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DA FRONTEIRA SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - CHAPECÓ

ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO Nº 22 / 2022 - PPGGEO - CH (10.41.13.10.06)

Nº do Protocolo: NÃO PROTOCOLADO

Chapecó-SC, 16 de novembro de 2022.

Ata de Defesa de Dissertação - Programa de Pós-Graduação em Geografia

Aos vinte e um dias do mês de novembro do ano de dois mil e vinte e dois, às quatorze horas, de modo híbrido, na Sala 203, Bloco A, Campus Chapecó e na sala Webex por videoconferência, reuniu-se a banca examinadora para defesa da dissertação apresentada por Nadialine Zambot, intitulada: "Indícios morfotectônicos e estruturais do relevo da bacia do rio Chapecó (SC)", composta pelos professores: Prof. Dr. William Zanete Bertolini (Presidente/orientador - UFFS), Prof. Dr. Andrey Luis Binda (Membro avaliador interno/UFFS), e Prof. Dr. Roberto Célio Valadão (Membro titular externo/IGC/UFMG). O presidente da banca examinadora deu por aberta a sessão e, logo a seguir, passou a palavra à) mestranda para que, em até trinta minutos, expusesse seu trabalho. Terminada a exposição, passou-se à arguição da Banca Examinadora.

Os membros examinadores decidiram por (x) aprovar () reprovar o trabalho.

Observações:

Realizar correções menores em termos da redação e pequenos ajustes nas figuras para encaminhamento do texto final ao acervo da instituição.

Nestes termos, esta ata segue assinada pelos Membros da Banca Examinadora e pelo(a) mestrando(a).

(Assinado digitalmente em 21/11/2022 16:07)

ANDREY LUIS BINDA
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
ACAD - CH (10.41.13)
Matrícula: 1768145

(Assinado digitalmente em 21/11/2022 16:06)

WILLIAM ZANETE BERTOLINI
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
ACAD - CH (10.41.13)
Matrícula: 2022753

(Assinado digitalmente em 21/11/2022 20:04)

ROBERTO CÉLIO VALADÃO
ASSINANTE EXTERNO
CPF: 489.775.196-91

(Assinado digitalmente em 22/11/2022 10:38)

NADIALINE ZAMBOT
ASSINANTE EXTERNO
CPF: 059.925.029-12

Processo Associado: 23205.034933/2022-13

Visualize o documento original em <https://sipac.uffs.edu.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: 22, ano: 2022, tipo: ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO, data de emissão: 16/11/2022 e o código de verificação: 8b949db497

Dedico este trabalho à minha mãe, por todo seu esforço para com a criação de suas filhas e o incentivo aos estudos.

AGRADECIMENTOS

Chega-se ao fim de mais um trabalho, em que houve muita dedicação e horas de pesquisa e leitura. Esse momento é sempre aguardado, pois ciclos se encerram e outros se iniciam. Um trabalho que, apesar de ser, por muitas vezes, considerado solitário, não se constrói totalmente sozinho, pois, por trás dos palcos há sempre todo um enredo, que faz o projeto ficar completo, e essa pesquisa não é diferente; há pessoas e instituições que foram primordiais para sua realização, e aqui deixo meus sinceros agradecimentos.

Agradeço primeiramente a Deus, pela dádiva da vida, que nos abre caminhos que são, muitas vezes, como os rios, que, por mais que não saibamos qual será seu destino, sempre estamos sendo guiados por uma força maior.

Agradeço pela criação da instituição Universidade Federal da Fronteira Sul, que garante para milhares de pessoas uma formação acadêmica de qualidade e gratuita e, por conseguinte, abre portas para uma melhor qualidade de vida.

Deixo meu agradecimento especial ao meu orientador, professor William Zanete Bertolini, que conheci ainda durante o período da minha Graduação em Geografia; por acreditar em mim e na minha capacidade em realizar esta pesquisa, e por todo seu conhecimento e paciência durante esses dois anos, possibilitando-me ver o mundo pela ótica da geomorfologia.

Agradeço ao meu esposo, Adélir Gabriel Riedel, por me acompanhar por tanto tempo, e pela paciência e zelo durante todo esse percurso, nos trabalhos de campo, por me ouvir e escutar minhas frustrações.

Aos meus pais, Neiva Compagnolo e Luiz Carlos Zambot, que sempre me apoiaram em minhas decisões ao longo dessa caminhada. Às minhas irmãs, Nileidy Zambot (*in memoriam*), Neilidiane Zambot e Nadianély Zambot, por estarem sempre junto comigo nessa caminhada, me apoiando e aconselhando.

Agradeço à professora e amiga Gisele Leite de Lima, por me incentivar a tentar realizar este Mestrado, e por me acolher durante os momentos de angústias.

Aos meus amigos, Soleandro Zambom e Rayneken Casanova, por me apoiarem, escutarem e acreditarem que essa pesquisa era possível e, principalmente, pelas conversas que me faziam refletir nos momentos turbulentos.

Aos bolsistas de Iniciação Científica, Bruna Zanetti e Ramón Borges, por contribuírem para o desenvolvimento desta pesquisa.

Agradeço, igualmente, aos colegas da turma de Mestrado em Geografia de 2020 pelo compartilhamento de suas conquistas e angústias durante esse caminho.

A todos os professores da Pós-Graduação em Geografia, pelos conselhos e aprendizados ofertados.

A todos os professores que contribuíram para a minha formação, desde a Educação Básica até a Superior, pois, se atualmente me tornei a profissional que sou, certamente é pela contribuição de cada uma dessas pessoas.

A todos que, de forma direta ou indireta, estiveram comigo durante essa jornada, que me incentivaram a continuar na pesquisa e na docência, fundamentais para a finalização deste trabalho.

Um dos preconceitos mais conhecidos e mais espalhados consiste em crer que cada homem possui como sua propriedade certas qualidades definidas, que há homens bons ou maus, inteligentes ou estúpidos, enérgicos ou apáticos, e assim por diante. Os homens não são feitos assim. Podemos dizer que determinado homem se mostra mais frequentemente bom do que mau, mais frequentemente inteligente do que estúpido, mais frequentemente enérgico do que apático, ou inversamente; mas seria falso afirmar de um homem que é bom ou inteligente, e de outro que é mau ou estúpido. No entanto, é assim que os julgamos. Pois isso é falso. Os homens parecem-se com os rios: todos são feitos dos mesmos elementos, mas ora são estreitos, ora rápidos, ora largos, ora plácidos, claros ou frios, turvos ou tépidos (Liev Tolstói, escritor russo, 1828-1910).

RESUMO

A rede de drenagem é uma ferramenta importante para a compreensão da geomorfologia regional. Ela expressa de maneira sensível e rápida as transformações ocorridas temporalmente na escala geológica. Os rios são feições que demonstram a ocorrência de processos deformativos, em especial os relacionados aos fatores endógenos. A bacia hidrográfica do rio Chapecó – BHRC – constitui um relevo planáltico modelado sobre as coberturas vulcânicas (básicas e ácidas) que encerraram a sedimentação da Bacia Sedimentar do Paraná em todo o oeste catarinense. As características geomorfológicas dessa área de mais de 8000 km² dão conta, há décadas, de fatores estruturais intervenientes na sua morfogênese e nas condições superficiais dos materiais que constituem esta paisagem caracterizada por rios em leito predominantemente rochosos e vales incisos, no entanto, explicações mais detalhadas de quais seriam os fatores responsáveis e em que medida eles podem ser de fato marcadores de tensões tectônicas de caráter intra-placa herdadas ou ainda vigentes. Esta pesquisa teve como objetivo identificar a atuação de fatores litoestruturais e tectônicos na morfogênese do relevo da Bacia do Rio Chapecó, e, além disso, analisar e compreender o trabalho da rede de drenagem com base nos parâmetros morfométricos analisados e contrapostos à dissecação do relevo da bacia. Buscou-se pela análise espacial dos índices morfométricos a identificação de anomalias que pudessem revelar a influência neotectônica sobre o relevo da região. Foram aplicados e analisados os seguintes parâmetros morfométricos: fator de assimetria, integral hipsométrica, índice de Hack, índice de alongamento, índice de circularidade, correlação de gradientes de canais e vertentes, análise dos perfis longitudinais e seu fator de concavidade, análise dos declives médios e perfis de varredura. Esses índices foram aplicados conjuntamente a uma amostra de 43 sub-bacias, afluentes dos dois principais canais da BHRC, rios Chapecó e Chapecozinho. Os resultados obtidos pela análise morfométrica e qualitativa da rede de drenagem indicam a existência de uma condição de desequilíbrio geomorfológico característica da atual fase morfogenética do seu relevo. Tal condição é marcada pela existência de perfis longitudinais convexos e irregulares, knickpoints, sub-bacias com valores elevados de assimetria e HI e baixa correlação entre gradientes de vertente e de canal para as 43 sub-bacias analisadas. Este contexto é condizente com a manifestação de fatores de ordem neotectônica afins a um soerguimento regional capaz de ter fornecido energia ao sistema geomorfológico para movimentar falhas, bascular blocos e induzir a incisão e o rejuvenescimento da rede de drenagem com geração de novos knickpoints e a constituição de uma rede de drenagem transiente. Muitos desses knickpoints e cachoeiras podem ser considerados como marcadores de tensões mais ou menos verticalizadas ligadas a forças tectônicas minimamente quaternárias, embora tantas outras dessas feições possam ter se originado apenas por juntas e fraturas nas rochas.

Palavras-chave: análise da rede de drenagem, morfotectônica, índices morfométricos, paisagem basáltica.

ABSTRACT

The drainage network is an important tool for understanding the regional geomorphology. It expresses in a sensitive and rapid way the transformations that occur over time on the geological scale. Rivers are features that demonstrate the occurrence of deformation processes, especially those related to endogenous factors. The hydrographic basin of the Chapecó River – BHRC – constitutes a plateau relief modeled on the volcanic coverings (basic and acidic) that ended the sedimentation of the Sedimentary Basin of Paraná throughout the west of Santa Catarina. The geomorphological characteristics of this area of more than 8000 km² have, for decades, account for structural factors intervening in its morphogenesis and in the surface conditions of the materials that constitute this landscape characterized by rivers in predominantly rocky beds and incised valleys, however, more detailed explanations which would be the responsible factors and to what extent they may in fact be markers of inherited or still prevailing intra-plate tectonic tensions. This research aimed to identify the role of lithostructural and tectonic factors in the morphogenesis of the relief of the Chapecó River Basin, and, in addition, to analyze and understand the work of the drainage network based on the morphometric parameters analyzed and opposed to the dissection of the relief of the bowl. Through the spatial analysis of morphometric indices, an attempt was made to identify anomalies that could reveal the neotectonic influence on the relief of the region. The following morphometric parameters were applied and analyzed: asymmetry factor, hypsometric integral, Hack index, elongation index, circularity index, correlation of gradients of channels and slopes, analysis of longitudinal profiles and their concavity factor, analysis of average slopes and scan profiles. These indices were jointly applied to a sample of 43 sub-basins, tributaries of the two main channels of the BHRC, Chapecó and Chapecozinho rivers. The results obtained by the morphometric and qualitative analysis of the drainage network indicate the existence of a condition of geomorphological imbalance characteristic of the current morphogenetic phase of its relief. This condition is marked by the existence of convex and irregular longitudinal profiles, knickpoints, sub-basins with high values of asymmetry and HI and low correlation between slope and channel gradients for the 43 sub-basins analyzed. This context is consistent with the manifestation of neotectonic factors related to a regional uplift capable of providing energy to the geomorphological system to move faults, tilt blocks and induce the incision and rejuvenation of the drainage network with the generation of new knickpoints and the constitution of a transient drainage network. Many of these knickpoints and waterfalls can be considered as markers of more or less vertical tensions linked to minimally Quaternary tectonic forcing, although many other of these features may have originated only by joints and fractures in the rocks..

Keywords: drainage network analysis, morphotectonics, morphometric indices, basaltic landscape.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Parâmetros morfométricos de perfil longitudinal normalizado de canal	32
Figura 2 – Modo de mensuração do fator de assimetria de bacias de drenagem	34
Figura 3 – Modo de amostragem dos declives de canal e vertente para análise de correlação	35
Figura 4 – Localização da bacia hidrográfica do rio Chapecó e distribuição espacial das sub-bacias analisadas	40
Figura 5 – Exemplo de canal em leito rochoso com formação de marmitas. Rio Chapecó, Quedas de Chapecó, Abelardo Luz (SC)	42
Figura 6 – Rio Chapecó próximo de sua foz no rio Uruguai. Município de Águas de Chapecó-SC	43
Figura 7 – Hipsometria da Bacia do Rio Chapecó-SC	44
Figura 8 – Arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Paraná e localização da BHRC nesse contexto (ponto vermelho). 21: sistema de falhas Lancinha/Cubatão	45
Figura 9 – Mapa geológico da Bacia do Rio Chapecó-SC	47
Figura 10 – Perfil esquemático de interações geológico-geomorfológicas para o médio	48
Figura 11 – Esquema da variação de textura de um derrame basáltico	50
Figura 12 – Aspecto de afloramento basáltico em corte de estrada em posição de média vertente, revelando as fraturas e os blocos de rocha arredondados em função do intemperismo esferoidal. Próximo da confluência do rio Chapecozinho com o rio Chapecó	51
Figura 13 – Mapa geomorfológico da Bacia do rio Chapecó-SC	52
Figura 14 – Aspecto geral do Planalto Dissecado do Rio Uruguai: sub-bacia do rio Xaxim	53
Figura 15 – Aspecto morfológico do contato entre Planalto Dissecado do Rio Uruguai e Planalto dos Campos Gerais (escarpa erosiva) com planície assimétrica	54
Figura 16 – Dissecação do relevo da bacia do rio Chapecó-SC	55
Figura 17 – Aspecto típico do Planalto dos Campos Gerais: no primeiro plano, lajedo no canal do rio Chapecó a montante das Quedas do rio Chapecó	56
Figura 18 – Aspecto morfológico de vertentes convexas junto ao vale do rio Chapecozinho, aproximadamente 1 km a montante de sua foz no rio Chapecó. Dissecação medianamente forte	57
Figura 19 – Planalto dos Campos Gerais: vertentes convexas com rampas longas e mantos de intemperismo mais espessos e cascalhentos. A nordeste do município de Lajeado Grande (SC)	59
Figura 20 – Rede de drenagem e identificação das sub-bacias da BHRC	60
Figura 21 – Densidade de drenagem da BHRC	62
Figura 22 – Hierarquização fluvial da bacia do rio Chapecó-SC	63
Figura 23 – Aspecto da rede de drenagem automática e hierarquizada sobreposta à carta topográfica em escala de 1:50.000	64
Figura 24 – Detalhe do círculo vermelho da Figura 23. Inconsistência da drenagem extraída automaticamente a partir do MDE ALOS PALSAR	65
Figura 25 – Ruptura de declive com cerca de 2 metros de desnível em canal de 3ª ordem, afluente da margem esquerda do baixo rio Chapecozinho	66
Figura 26 – Ruptura de declive no canal do rio Chapecó a montante do Parque das Quedas do rio Chapecó. Município de Abelardo Luz (SC)	67

Figura 27 – Quedas do rio Chapecó. Ruptura de declive escalonada no rio Chapecó, município de Abelardo Luz (SC)	68
Figura 28 – Aspecto de rupturas centimétricas em níveis vesiculares e não vesiculares da rocha junto ao leito do rio Chapecó – a montante das Quedas do rio Chapecó	69
Figura 29 – Aspecto do leito rochoso em trecho de alternância poço-corredeira com carga de fundo incompatível com a vazão atual do canal. Canal de 3ª ordem a NE da sede urbana de Coronel Freitas	70
Figura 30 – Área das sub-bacias do rio Chapecó – SC	71
Figura 31 – Comprimento das sub-bacias do rio Chapecó-SC	73
Figura 32 – Índice de circularidade das sub-bacias do Rio Chapecó	74
Figura 33 – Índice de alongamento das sub-bacias do Rio Chapecó	75
Figura 34 – Amplitude altimétrica das sub-bacias do rio Chapecó-SC	76
Figura 35 – Espacialização do fator de assimetria (FA - 50) para as sub-bacias da BHRC	77
Figura 36 – Declives médios de superfície da bacia do rio Chapecó - SC	79
Figura 37 – Coeficientes de correlação entre declives de canal e de vertentes da bacia do rio Chapecó – SC	82
Figura 38 – Variação do coeficiente de correlação de Spearman na BHRC de montante a jusante	83
Figura 39 – Correlação de gradientes médios de declive	84
Figura 40 – Aprofundamento das incisões fluviais na BHRC	85
Figura 41 – Perfis de varredura da Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó – SC	86
Figura 42 – Integral hipsométrica das sub-bacias analisadas	88
Figura 43 – Relação entre amplitude altimétrica e integral hipsométrica (HI)	89
Figura 44 – Perfis longitudinais normalizados do rio Chapecó e Chapecozinho	91
Figura 45 – Perfis longitudinais dos rios Chapecó e Chapecozinho e anomalias do índice k associadas	93
Figura 46 – Quedas da linha Santo Antonio (A). Cataratas do Salto Saudades (B). Cascata S'Manella C) e Cascata S'Manella vista de cima (D)	94
Figura 47 – Tipologias dos perfis longitudinais das sub-bacias do rio Chapecó-SC	95
Figura 48 – Perfis longitudinais tipicamente côncavos	97
Figura 49 – Perfis longitudinais tipicamente côncavos no terço superior e convexos no terço inferior	101
Figura 50 – Perfis longitudinais tipicamente convexos	103
Figura 51 – Perfis longitudinais irregulares	104
Figura 52 – Dispersão dos valores do fator de concavidade (Cf) para o rio Chapecó e afluentes	106
Figura 53 – Dispersão dos valores do fator de concavidade (Cf) para o rio Chapecozinho e afluentes	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Correlação de gradientes de declive	80
Tabela 2 – Perfis Longitudinais dos rios Chapecó e Chapecozinho e dos 43 canais analisados	89
Tabela 3 – Síntese dos índices morfométricos para a BHRC	108

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 REVISÃO TEÓRICA	18
2.1 CONCEITOS RELACIONADOS À REDE DE DRENAGEM E À BACIA HIDROGRÁFICA	18
2.2 CONDICIONANTES ESTRUTURAIS DO RELEVO	23
2.3 PERFIL LONGITUDINAL DE CANAL, RUPTURAS DE DECLIVE E SUA RELAÇÃO COM O QUE SE PODE ENTENDER A RESPEITO DAS INFLUÊNCIAS ESTRUTURAIS NA GÊNESE DO RELEVO	26
3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS E TÉCNICO-OPERACIONAIS	29
3.1 ÁREA E COMPRIMENTO DA BACIA	30
3.2 OBTENÇÃO E ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM E PARÂMETROS DE PERFIS LONGITUDINAIS DE CANAL NORMALIZADOS	31
3.3 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA	33
3.4 ANÁLISE DE CORRELAÇÃO ENTRE GRADIENTES DE CANAL E DE VERTENTE ...	34
3.5 ÍNDICE DE HACK (K) E ANÁLISE DAS RUPTURAS DE DECLIVE	36
3.6 ÍNDICE DE CIRCULARIDADE (Ic)	37
3.7 ÍNDICE DE ALONGAMENTO (Ie)	37
3.8 INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (HI)	38
3.9 PERFIS TOPOGRÁFICOS DE VARREDURA	39
4 ÁREA DE ESTUDO	40
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	60
5.1 CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ	60
5.2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DAS SUB-BACIAS	70
5.2.1 ÁREA DAS SUB-BACIAS	70
5.2.2 COMPRIMENTO DAS SUB-BACIAS (Lb)	72
5.2.3 ÍNDICE DE CIRCULARIDADE (Ic)	73
5.2.4 ÍNDICE DE ALONGAMENTO (Ie)	74
.....	75
5.2.5 FATOR DE ASSIMETRIA (FA-50)	76
5.3 ANÁLISE DOS DECLIVES DE SUPERFÍCIE E CORRELAÇÃO DE GRADIENTES DE CANAL E DE VERTENTE	78
5.4 PERFIS DE VARREDURA	86
5.5 INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (HI)	87
5.6 PERFIS LONGITUDINAIS, ÍNDICE DE HACK (K) E ÍNDICES ASSOCIADOS	89
6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	109
7 REFERÊNCIAS	114

1 INTRODUÇÃO

Os derrames continentais de lava constituem o substrato rochoso superficial e subsuperficial de toda a região oeste catarinense, que se encontra no contexto geológico de uma das maiores províncias ígneas do Planeta: a Província Paraná-Etendeka. As rochas básicas (basaltos) e ácidas (riolitos, dacitos) provenientes desse evento de grande magnitude, associado à separação do Gondwana, estão relacionadas ao Cretáceo Inferior (150 - 110 Ma) (RENNE *et al.*, 1992) e formam os materiais sobre os quais todo o modelado do relevo se desenvolveu após esses derrames.

A expressão de processos tectônicos quiescentes no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná e, por conseguinte, em contexto de margem passiva, tem suscitado questionamentos acerca da influência das tensões intraplaca na morfogênese do relevo. Esse contexto de margem passiva é caracterizado por muitos como sismicamente inativo, pois está situado no interior da placa Sul-Americana, a mais de 1.800 quilômetros do limite convergente oeste da América do Sul e há mais de 2.000 quilômetros da Dorsal Meso-Atlântica. Vários autores, no entanto, têm apontado indícios ligados à morfologia sobre a movimentação e deformação em áreas consideradas de margem passiva, inclusive na Bacia Sedimentar do Paraná (LIMA FILHO, 1998; FORTES; STEVAUX; VOLKMER, 2005; JACQUES, 2013; SALAMUNI *et al.*, 2015; PEYERL *et al.*, 2018; SALAMUNI *et al.*, 2021; BERTOLINI; DEODORO; ZAMBOT, 2021). Peyerl *et al.* (2018) afirmam que as deformações no interior das placas tectônicas são frequentemente subestimadas, por se tratar de movimentos de blocos relativamente muito tênues e assísmicos. Mediante a dificuldade de reconhecer feições tectônicas em domínio crustal distensivo e sem guias estratigráficos evidentes, como acontece no caso dos derrames vulcânicos da bacia sedimentar do Paraná (LICHT; ARIOLI, 2018), as feições geomorfológicas surgem como meio de análise para o reconhecimento dessas deformações na modelagem da paisagem.

A epirogênese pós-cretácica foi responsável por reativações e exumação tectônica de embasamentos pré-cambrianos na Plataforma Sul-Americana e pela geração tectônica de grandes ressaltos topográficos, como a escarpa da Serra Geral, na borda leste da Bacia do Paraná, e calhas circundesnudacionais (AB'SABER, 1950;

1965; HASUI, 1990; HACKSPACHER *et al.*, 2004; ZALÁN, 2004; FRANCO-MAGALHÃES, 2009). Esse fenômeno, que tradicionalmente na geomorfologia brasileira é apontado como de grande importância para o desenvolvimento das grandes linhas de relevo na fachada atlântica do país (AB'SABER, 1950; 1965) é menos compreendido para os interiores continentais, principalmente no domínio do Planalto Basáltico Meridional do país, também conhecido como Planalto das Araucárias (IBGE, 2018). Outros trabalhos também destacam a importância da neotectônica sobre o contexto de margem passiva, como Hasui (1990), Sternberg (1950) e Almeida (1974), entre outros. Mais recentemente, Peyerl *et al.* (2018) apontaram para a reativação cenozóica e expressão morfológica da zona de falha Taxaquara, no centro-sul do Paraná. Bertolini, Deodoro e Zambot (2021) caracterizaram um quadro morfogenético ativo e atrelado a influências estruturais para a região hidrográfica da Várzea, na margem esquerda do médio rio Uruguai, no norte gaúcho.

A rede de drenagem que se desenvolveu sobre os derrames vulcânicos é um importante fator para a compreensão geomorfológica regional. Ela expressa de maneira sensível e rápida as transformações que ocorreram em decorrência dos processos deformativos, em especial aos fatores endógenos. Os rios são expressões que facilitam a análise de superfícies geomorfológicas e sua configuração. Os canais retratam a relação entre a rede de drenagem e as modificações do relevo, por meio da influência da estrutura geológica atuando como fator controlador da morfogênese.

A rede de drenagem e o relevo estão intrinsecamente associados à estrutura geológica e às tensões tectono-estruturais por meio deles manifestadas. As estruturas geológicas estão diretamente ligadas à evolução tectônica, assim como estão continuamente sob o efeito das ações climáticas, que fomentam os processos de intemperismo e erosão. De um ponto de vista tectônico, em larga escala, os esforços tectônicos estão relacionados aos movimentos de placas e à tectônica de placas. Localmente, entretanto, esses esforços podem ser influenciados por fatores como o arqueamento de camadas (anterior à propagação de falhas) e as interferências de falhas, além de outros efeitos locais (FOSSÉN, 2017).

As análises morfométricas da paisagem fluvial podem refletir os processos relativos à tectônica em escalas de tempo longas (MERRITS; HESTERBERG, 1994; KELLER; PINTER, 2002). Além do fator tectônico, o comportamento dos materiais e relevos em relação à erosão depende das propriedades físicas e químicas das rochas

sob a ação de diferentes condições morfoclimáticas. Os fatores litológicos e estruturais condicionam os processos erosivos (PENTEADO, 1974) e são importantes de serem compreendidos nas suas ações causais sobre a morfogênese do modelado. A compreensão dessas relações elucidada a história natural das paisagens e as características que interferem a curto, médio e longo prazo na ocupação humana do espaço.

A compreensão de índices morfométricos na área estudada se faz importante para analisar a morfotectônica e os padrões de drenagem. Em concordância com isto, Fujita (2014) afirma que:

A análise morfométrica da rede de drenagem por meio de sua representação longitudinal pode ser uma ferramenta muito importante quando aliada a estudos geomorfológicos por atentar à compreensão dos condicionantes que equilibram ou desequilibram o sistema fluvial, bem como auxilia no entendimento da evolução geomorfológica de uma região (FUJITA, 2014, p. 62).

Fujita, Paisani e Pontelli (2017) destacam que o rio Chapecó apresenta anomalias verificadas por meio do índice de gradiente RDE. Os autores concluíram em seu trabalho que a bacia do rio Chapecó apresenta influência tectônica, mesmo que de forma muito suave (FUJITA *et al.*, 2017).

Para avaliar a organização e o trabalho fluvial de desnudação da paisagem, a mensuração de parâmetros e características dos elementos morfológicos do relevo e da rede de drenagem é um meio tradicionalmente utilizado em pesquisas geomorfológicas nacionais (SANTOS; LADEIRA; BATEZELLI, 2019; PAES; SILVA, 2017) e internacionais (LIFTON; CHASE, 1992; WOBUS *et al.*, 2006; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008; PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017; KOUKOUVELAS *et al.*, 2018).

Desse modo, este trabalho tem como princípio norteador a análise espacial do relevo da bacia do rio Chapecó-SC e a sua interpretação, do ponto de vista de condicionantes morfotectônicos e estruturais, por meio da mensuração de índices morfométricos. Nesse sentido, é importante relacionar esses processos aos materiais e formas do relevo e reconhecer suas alterações durante o tempo, pois isso abre possibilidades de prognósticos que facilitam o entendimento sobre as transformações e a esculturação do relevo e suas repercussões em termos morfodinâmicos para o planejamento ambiental e de uso dos recursos naturais. Nesta pesquisa, buscou-se identificar a atuação de condicionantes de caráter estrutural e tectônico na morfogênese do relevo da Bacia Hidrográfica do rio Chapecó-SC (BHRC) e, além

disso, analisar e compreender o trabalho da rede de drenagem com base nos parâmetros morfométricos analisados e contrapostos à dissecação do relevo da bacia. Nesse caso, buscou-se a identificação de anomalias e feições que possam revelar a influência de uma tectônica quaternária sobre o relevo da região.

O rio Chapecó é o maior afluente da bacia hidrográfica do Alto Rio Uruguai, no estado de Santa Catarina. Sua bacia tem mais de 8.000 km² e abrange compartimentos planálticos com diferentes padrões de dissecação (IBGE, 2018). Os canais dessa região do Alto Rio Uruguai são de leitos rochosos (*bedrock channels*) e apresentam uma profusão de rupturas de declives na forma de cachoeiras e pequenos ressaltos em seus leitos (LEINZ, 1949). Muitas dessas rupturas foram e ainda são aproveitadas para barramentos hidrelétricos, pois auxiliam na geração e na produção de energia elétrica.

Esta pesquisa teve, como objetivo geral, identificar a atuação de fatores litoestruturais e tectônicos na morfogênese do relevo da Bacia do Rio Chapecó (SC), e, como objetivos específicos: (i) analisar a organização espacial da rede de drenagem; (ii) analisar e avaliar a dissecação do relevo da bacia; (iii) identificar padrões anômalos da rede de drenagem que pudessem indicar a influência de esforços tectônicos sobre o relevo da região de estudo; (iv) identificar as rupturas de declive dos dois canais principais da bacia – rios Chapecó e Chapecozinho; (v) analisar os perfis longitudinais de canais e índices associados; (vi) analisar a simetria de sub-bacias; (vii) mensurar a correlação entre declives de vertente e de canal de sub-bacias; e, (viii) mensurar e analisar a espacialização dos índices de circularidade, alongamento, integral hipsométrica, perfis de varredura e declives médios de superfície para um conjunto de 43 sub-bacias afluentes diretas dos rios Chapecó e Chapecozinho amostradas.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 CONCEITOS RELACIONADOS À REDE DE DRENAGEM E À BACIA HIDROGRÁFICA

A investigação dos processos, formas e marcas fluviais na paisagem permite o reconhecimento das condições e da dinâmica da topografia atual, possibilitando compreender as formas do relevo em seus fatores morfogenéticos e como estes aspectos atuam na mudança de diferentes partes da superfície geomorfológica. Desse modo, busca-se, então, compreender de que maneira os agentes endógenos e exógenos atuam sobre a modelagem do relevo. Por exemplo, a incisão de drenagem e a dissecação do relevo e, ainda, de que modo esses agentes podem estar expressos na configuração da rede de drenagem e do relevo.

A rede de drenagem é um importante fator para análise de neotectônica, visto que os canais são os primeiros elementos a mostrarem sinais de mudanças do relevo, pois são sensíveis a processos endógenos e exógenos, como falhas em rochas e erosão dos solos. Conforme Lima, Lavor e Furrier (2017), o padrão apresentado por uma rede de drenagem está ligado à evolução morfológica e morfoestrutural da sua área, portanto, ligado ao seu substrato geológico.

De acordo com Christofletti (1980), as bacias hidrográficas são um dos elementos da paisagem mais ativos no contexto dos processos morfogenéticos responsáveis pela esculturação e modelação do relevo. As bacias hidrográficas apresentam diferentes definições pelos estudiosos, mas de forma geral, muitas se aproximam do conceito de Barrella *et al.* (2001), definido como um conjunto de terras drenadas por um rio e seus afluentes, em que as águas pluviais escoam de forma superficial, formando riachos ou rios, e ainda infiltrando para o solo até atingir o lençol freático.

As bacias hidrográficas são delimitadas pela sucessão de pontos mais altos que delineiam os chamados divisores d'água, definindo o direcionamento dos fluxos hídricos pela vertente. Uma bacia com relevo mais íngreme tende a produzir maiores picos de vazão de escoamento superficial.

O padrão de uma rede de drenagem está ligado às características dos materiais sobre os quais os canais escoam e à evolução geológica pela qual determinado relevo passou temporalmente. A bacia hidrográfica é um sistema sensível às diferentes variações que acontecem por conta de fatores climáticos, estruturais e/ou ainda antrópicos, como uma forma de guardar suas marcas durante esses processos ocorrentes sob sua área. Em decorrência disso, uma das melhores formas de se compreender a dinâmica morfotectônica é analisar as alterações dos padrões de drenagem que aquela bacia sofreu ao longo do tempo, visto que o padrão de drenagem, ao sofrer alterações, imprime marcas na paisagem e no relevo em virtude do reajuste a novas condições que lhe foram impostas. Japsen *et al.* (2012), analisando contextos morfológicos diversos de margens passivas pelo globo, afirmam que a chave para o entendimento da gênese regional dos relevos dessas margens é a erosão fluvial, porque o nível de base dos canais é o que efetivamente controla a erosão numa perspectiva ampla.

A bacia hidrográfica é um sistema inteiramente sensível às variações que advêm dos fenômenos morfotectônicos, funcionando como um testemunho dos processos ocorrentes na área sobre a qual ela está assentada. Logo, as bacias hidrográficas se comportam como ferramentas importantes para o estudo de indícios de neotectônica, sendo que quando o terreno sofre qualquer alteração, o seu padrão é reajustado às novas condições impostas de forma quase imediata (LIMA; LAVOR; FURRIER, 2017).

Conforme Arcanjo (2011), a rede de drenagem consegue oferecer informações sobre a estrutura e as variações litológicas da área. Este arranjo que caracteriza uma bacia hidrográfica é denominado como padrão de drenagem. Esses padrões são determinados mediante diversos fatores, como densidade, orientação e grau de controle, entre outros.

O estudo das superfícies geomorfológicas por meio da rede de drenagem é importante, pois esta pode apresentar declives, cortes abruptos, indicando fatores supostamente relacionados com a tectônica. Em relação à incisão vertical dos canais, os rios alteram a conformação das superfícies geomorfológicas ao longo do tempo, escavando-as e recortando-as. Sobre isso, pode-se afirmar, conforme Bonnet *et al.* (1998, 2000 *apud* REZENDE; CASTRO, 2016), que o entalhamento fluvial, expresso pelo desnível altimétrico entre topos e fundos de vale, pode ser considerado um indicador do grau de dissecação do relevo.

Segundo o Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009), os modelados de dissecação podem apresentar formas consideradas estruturais ou homogêneas. O modelado de dissecação homogênea é encontrado em litologias diversas, não demonstrando um controle estrutural marcante, tendo como características de relevo associadas a presença de colinas, morros e interflúvios tabulares. Já o modelado de dissecação estrutural, diferentemente do padrão homogêneo, apresenta um forte controle estrutural, associado a rochas muito deformadas, caracterizando-se por inúmeras cristas, vales e sulcos estruturais. No modelado de dissecação estrutural, observam-se padrões de drenagem cujos canais indicam possíveis estruturas geológicas ou acamamento estratigráfico, tais como os padrões treliça, paralelo e retangular (IBGE, 2009, p. 43).

Conforme Souza (2015), as análises dos parâmetros morfométricos tiveram destaque com o pesquisador Robert Elmer Horton, na década de 1940, que objetivava principalmente compreender a configuração e a evolução das bacias hidrográficas e suas redes de drenagens. As pesquisas que envolvem esses métodos de análise são consideradas quantitativas ou semiquantitativas, pois são analisadas por índices numéricos, por exemplo, altimetria, quantidade de canais, densidade da rede de drenagem e perfis longitudinais, entre outros fatores.

Segundo Christofolletti (1981), a análise morfométrica de bacias hidrográficas é o estudo da configuração dos elementos do modelado superficial que atuam na expressão e configuração espacial do relevo de forma quantitativa. Esses elementos são compostos pelo conjunto das vertentes e canais que compõem o relevo, identificado por valores que equivalem aos atributos medidos das bacias hidrográficas.

A hierarquia da rede de drenagem é realizada mediante o ordenamento de cada sequência de seus trechos. Inicialmente, os ordenamentos dos cursos d'água foram realizados por Horton (1945) e, mais tarde, modificados por Strahler (1952), referindo-se apenas aos aspectos das confluências ou ligações fluviais. Outro fator morfométrico importante trata da densidade da rede de drenagem. Conforme Ferreira (2013), é um importante instrumento de análise da paisagem quando se relaciona a densidade de drenagem aos diversos processos superficiais. Além disso,

este índice permite fazer inferências com respeito ao substrato, à declividade das vertentes, à cobertura vegetal e a precipitação na área da bacia, apesar de ser uma relação bem simples entre o comprimento total de todos os canais e a área da bacia (FERREIRA, 2013, p. 16).

Ainda sobre parâmetros morfométricos, esses auxiliam na investigação de áreas que possivelmente sofreram mudanças em decorrência de processos tectônicos recentes. Desse modo, uma ferramenta que ampara a investigação desses processos são os perfis longitudinais, por auxiliarem na demonstração e compreensão de sistemas que podem desequilibrar os canais fluviais. Os perfis longitudinais, conseguem responder às mudanças, como, por exemplo, alterações no seu substrato geológico e na topografia. O perfil pode indicar informações relevantes para a compreensão do comportamento fluvial, como intervenções do substrato litoestrutural, rupturas de declives que podem ter sido geradas em decorrência de tectônica e a localização de níveis de bases locais (MAGALHÃES; BARROS; LAVARINI; 2020)

A análise morfométrica busca identificar e compreender anomalias de drenagem. Howard (1967) caracteriza anomalia de drenagem como um desvio local a partir de uma via de drenagem e/ou, ainda, um fluxo regional da rede de drenagem que pode ocorrer sob influência estrutural ou topográfica. As feições anômalas acontecem de forma conjunta. Significa dizer, que uma bacia assimétrica terá maior probabilidade de desenvolver uma morfoestrutura, se conjuntamente ocorrer, trechos retos, alinhamento ou linearidade do canal principal, ou dos seus tributários, diferenças no padrão de drenagem em uma ou mais bacia, mudanças bruscas no comportamento do canal (BEZERRA, 2003).

As movimentações verticais da superfície estão geralmente relacionadas a sistemas distensivos, compressivos ou a sistemas transcorrentes com movimentação oblíqua, entre outros tipos de movimentações, que acabam ocasionando soerguimento ou rebaixamento em decorrência de falhas normais, inversas, arcos, bacias, basculamentos. Estas estruturas podem transformar o padrão de drenagem de modo geral, ou influenciar, de modo significativo, provocando anomalias fluviais, tal como, alargamento ou estreitamento de canais, desenvolvimento de meandros ou de um padrão entrelaçado em rio retilíneo, barramento de rios e formação de rios-lagos. Além disso, a tectônica ativa pode ocasionar entalhamentos, convexidades ou concavidades do perfil longitudinal, variação na profundidade do canal (BEZERRA, 2003).

Essas irregularidades (anomalias na drenagem) são apresentadas na literatura por diversos autores, como Howard (1967), Summerfield (1991), Lima (2002) e Bezerra (2003) e associadas a feições como: cotovelos de drenagem, curvas anômalas, mudanças abruptas do padrão do canal e vales assimétricos.

Para identificar as anomalias, é necessário estudar e entender alguns parâmetros morfométricos, como os perfis longitudinais, as rupturas de declive e o fator de assimetria de sub-bacias de drenagem. Ainda, outros indicadores que colaborem com o entendimento sobre os processos estruturais, que podem estar ligados a controles litológicos e/ou neotectônicos. Dessa forma, processos de rearranjo da rede de drenagem alteram em grande medida os padrões de drenagem. Esses processos incluem capturas, desvios, e podem contribuir significativamente para a compreensão da evolução da paisagem. Em relação aos desvios, estes podem ocorrer devido ao redirecionamento da drenagem para uma bacia adjacente que pode estar associada a rupturas do divisor, migração do canal, tectonismo, entre outros (BARROS; MAGALHÃES, 2020).

Além disso, a influência da tectônica pode condicionar características mais favoráveis ou desfavoráveis aos processos fluviais e a dinâmica lateral ou vertical dos canais. Dessa forma, o grau de incisão vertical dos cursos d'água responde diretamente às condições tectônicas. Em grande medida as regiões tectonicamente ativas, em decorrência do elevado potencial energético e dos declives médios mais íngremes, acabam configurando altas taxas de desnudação. Uma das grandes dificuldades no emprego de parâmetros/indicadores morfométricos associados ao relevo e à rede de drenagem, sobretudo, é a falta de padronização em valores de referência.

Em relação aos canais meandrantés, o seu processo de formação acontece como uma forma de equilibrar as forças energéticas do curso d'água, visto que sua principal característica é sua dinâmica deposicional, em decorrência do predomínio dos processos erosivos e sedimentares em margens distintas, fazendo com que essa força acabe gerando a migração dos canais e, como consequência, a energia se dissipa por meio do aumento da rugosidade nas curvaturas (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS; COTA, 2020). A formação de meandros está diretamente ligada aos processos erosivos e de sedimentação que tornam possível o desenvolvimento dessa tipologia de canal. Tradicionalmente, na literatura geomorfológica, este é o argumento utilizado para explicar a existência de um padrão meandrante encaixado em substrato rochoso, como no caso da BHRC. Ou seja, está associado a rios com meandros livres desenvolvidos em antigas planícies, transformados em decorrência de soerguimento tectônico, condicionando a incisão dos meandros, mas com a preservação da morfologia meândrica (STRAHLER, 1977; TWIDALE, 2004). A sinuosidade pode ser

reflexo, também, do ajuste do curso d'água à litoestrutura e, ainda, em alguns casos, essa sinuosidade pode representar uma ferramenta sensível para o reconhecimento da atividade neotectônica (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS; COTA, 2020).

2.2 CONDICIONANTES ESTRUTURAIS DO RELEVO

A geomorfologia estrutural e tectônica está relacionada com a compreensão dos processos que estão diretamente conectados aos fatores endógenos da Terra, responsáveis pelas transformações que aconteceram ao longo de milhões de anos e que contribuíram, de forma significativa, para a geomorfologia atual. Com isso, a área aprofundou seus estudos para buscar entender como esse processo ocorre e como ele transforma e modifica a paisagem existente.

Esses dois campos de estudo da geomorfologia apresentam características diferentes entre si. A geomorfologia estrutural está diretamente ligada aos seus condicionantes e às transformações do relevo que atuam sobre o substrato. Pelas formas atuais do relevo, é possível identificar quais processos estruturais ocorreram na área sob investigação. Para caracterizar a geomorfologia tectônica, os seus processos de origem ainda devem ser perceptíveis, ou seja, uma escarpa de falha pode ser considerada como tectônica quando o processo erosivo ainda não a descaracteriza em sua morfologia original.

Para que se possa fazer uma diferenciação mais completa do que é geomorfologia estrutural e tectônica, é necessário considerar a escala de análise. Pois, em escalas diferentes de análise, os processos que transformaram esse relevo podem ser identificados ou não, há depender da escala de detalhe, em que há investigação está ocorrendo.

A tectônica é um condicionante importante do estilo e da dinâmica fluvial e também está relacionada à configuração espacial da rede de drenagem, visto que, geralmente, os cursos d'água são controlados pelos sistemas de lineamentos estruturais e/ou movimentos tectônicos. No Brasil, os estudos sobre os indícios neotectônicos somente se aprofundaram a partir da década de 1970 do século XX, por conta de grandes obras ligadas a usinas hidrelétricas e nucleares (SUGUIO, 1999), propiciando o desenvolvimento de diversos estudos e técnicas acerca dessa linha de pesquisa.

O termo neotectônico de acordo com a Comissão de Neotectônica INQUA (International Union for Quaternary Research) considera como neotectônica: “quaisquer movimentos ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente da idade”, ou seja, não há limite temporal definido (DRUMMOND, 2019, p. 7).

Os estudos desenvolvidos sobre canais em leitos rochosos, especialmente no Brasil, são ainda recentes. Muitos desses foram produzidos na literatura inglesa. Por conta disso, alguns termos são importantes para serem apresentados em sua análise. Inicialmente, o termo utilizado na literatura inglesa para tratar de canais de leitos rochosos é o *bedrock*, usado amplamente na literatura geomorfológica internacional, e que inclui ainda as margens rochosas. A expressão *bedrock channel* pode ser definida tanto para canais de leito rochoso, com ou sem margens rochosas. Segundo Tinkler e Whol (1998 *apud* LIMA, 2010, p. 540),

Os canais rochosos, considerados num sentido estrito, ou seja, isentos de qualquer tipo de cobertura aluvial, não existem por longas extensões. Assim, canais rochosos são mais apropriadamente designados de canais mistos rochoso-aluvial (*mixed bedrock-alluvial channels*). Neste caso, o termo “rochoso” refere-se a trechos onde o leito rochoso é exposto, enquanto o termo “aluvial” refere-se a trechos que possuem uma fina cobertura aluvial mobilizável durante os eventos de fluxo de alta magnitude.

Assim sendo, é importante frisar que os canais de leito rochoso nem sempre são inteiramente cobertos por material rochoso, podendo apresentar também cobertura aluvial (LIMA, 2010). Para considerarmos canal de leito rochoso, é necessário que o mesmo seja desenvolvido em material coeso e resistente, que ainda pode ter como característica a presença de aluviões e cascalhos cimentados.

Os canais de leito rochoso são geralmente assim considerados por possuírem capacidade de transporte elevada. Isso acontece porque a capacidade do rio de transportar sedimentos ultrapassa o suprimento de material para o canal, ou seja, esses canais são normalmente considerados como capazes de transportar uma carga maior do que a que lhes é fornecida. O transporte de sedimentos e a cobertura aluvial exercem, portanto, um papel substancial na erosão do leito rochoso fluvial (TUROWSKI *et al.*, 2008).

Outro aspecto que caracteriza os canais rochosos é a significativa incisão vertical ou lateral sem que haja erosão do substrato rochoso (TUROWSKI *et al.*, 2008). Com isso, os canais rochosos poderiam ser classificados em três diferentes categorias: canal inteiramente confinado em rocha, apresentando rocha tanto no seu leito como em suas margens; canal com margens rochosas, apresentando cobertura

aluvial em seu leito; e, por fim, canal com cobertura rochosa apenas no leito (LIMA, 2010). A declividade do canal consegue estabelecer a potência do escoamento, e consequentemente, a capacidade de transporte dos sedimentos. Os canais rochosos se diferenciam de canais aluviais, morfologicamente, principalmente em decorrência das declividades maiores, mas ainda podem ocorrer em baixas declividades (LIMA, 2010).

Outro detalhe sobre os canais em leitos rochosos é que, em casos onde a litologia se mostra homogênea e há o predomínio de erosão por arranque (*plucking*), geralmente a largura de seus leitos tende a aumentar de forma proporcional ao aumento da área drenada, em relação aos segmentos onde predomina a abrasão (MAGALHÃES JUNIOR; BARROS; COTA, 2020). A erosão por arranque ocorre devido à força do fluvial que atua no sentido de separar fragmentos do leito e das margens. Esse tipo de erosão ocorre de maneira propícia quando há diferenças estruturais, como, por exemplo, fraturas e planos de acamamento (MAGALHÃES JUNIOR; BARROS; COTA, 2020).

A morfologia dos canais rochosos é sinalizada, sobretudo, por processos erosivos, devido ao fato de que as condições de energia tendem a ser menos favoráveis à sedimentação. O principal processo de erosão em leitos rochosos é a abrasão, gerada pela carga de fundo, que pode determinar desgastes no leito e favorecer o encaixe dos cursos d'água. Falhas e fraturas tendem a enfraquecer as rochas diante da ação abrasiva dos sedimentos, proporcionando o aparecimento de cavidades erosivas, como as marmitas (MAGALHÃES JUNIOR; BARROS; COTA, 2020). Para canais fluviais desenvolvidos em litologia basáltica e sobre os derrames vulcânicos da Bacia do Paraná, Lima e Flores (2017) afirmam que o processo de arranque (*plucking*) é um dos principais mecanismos para o trabalho erosivo e a incisão desses canais. Segundo os autores, isso se deve à grande profusão de juntas/diáclases nas rochas. A grande quantidade de *knickpoints* presentes nesses canais sobre basaltos se deve, também segundo os mesmos autores, à ocorrência de falhas transversais na direção do canal.

As marmitas, bastante comuns em leitos rochosos no Brasil, são decorrentes da ação de fluxos turbulentos que levam à formação de vórtices com eixos verticais e horizontais.

Essas espirais turbilhonares de energia concentrada nos fluxos surgem a partir das irregularidades dos leitos e são responsáveis pelo transporte de

sedimentos dendríticos abrasivos que escavam os leitos e geram marmitas e outras cavidades de diferentes formas e dimensões (RICHARDSON; CARLING, 2005 *apud* MAGALHÃES JUNIOR; BARROS; COTA, 2020. p.144).

2.3 PERFIL LONGITUDINAL DE CANAL, RUPTURAS DE DECLIVE E SUA RELAÇÃO COM O QUE SE PODE ENTENDER A RESPEITO DAS INFLUÊNCIAS ESTRUTURAIS NA GÊNESE DO RELEVO

O perfil longitudinal de canal é um dos elementos amplamente reconhecidos na literatura que auxiliam a compreender a interação entre processos que causam anomalias na rede de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1981; HOOLBROK; SCHUMM, 1999; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Esses perfis são ferramentas úteis para a verificação de anomalias de drenagem como as mostradas por meio de rupturas de declive ou *knickpoints* (SEEBER; GORNITZ, 1983; SILVA *et al.*, 2006). Além disso, são também fatores indicativos do estágio de evolução dos canais, subsidência ou soerguimento tectônico, variações na resistência das rochas e mudanças do nível de base (PHILLIPS; LUTZ, 2008).

Os perfis longitudinais podem ser entendidos como um elemento que auxilia a compreensão dos processos geomorfológicos que modificam a paisagem (KNIGHTON, 1998). Ainda de acordo com Fujita (2009), o perfil longitudinal traduz-se em um processo simples e eficaz, utilizando dados de altitude e a extensão do canal para a realização de uma curva, em que é possível aferir as maiores declividades nas nascentes e menores em direção à foz. Essa análise pode trazer resultados como a indicação de falhas, erosão, rupturas e soerguimentos.

Rios que possuem um ajuste entre a carga detrítica fornecida a eles e a vazão (*graded rivers*) possuem um perfil tipicamente côncavo, com alta convexidade e concavidade máxima próxima da nascente. Desvios de um perfil tipicamente côncavo são indicativos de influências externas, como camadas de rochas mais resistentes ou atividade neotectônica (HOLBROOK; SCHUMM, 1999; RUSZKICZAY-RÜDIGER *et al.*, 2009).

As rupturas de declive são identificadas por meio dos perfis fluviais como degraus ou irregularidades de dimensões variáveis, e podem ser respostas a movimentações tectônicas recentes. A identificação e associação desse tipo de feição dos leitos fluviais a processos relativos a perturbações da superfície capazes de originar essas rupturas no canal é bastante antiga (DAVIS, 1899). A presença dessas

feições tende a indicar uma condição de desequilíbrio da rede de drenagem (SILVA *et al.*, 2006; AMBILI; NARAYANA, 2014; BERTOLINI; CHEREM, 2017), sobretudo quando se trata de rupturas equivalentes a encachoeiramentos que estabelecem quedas d'água de significativa amplitude. É importante, todavia, esclarecer que a literatura internacional aponta que fatores como variações na resistência litológica também podem conduzir a origem dessas rupturas ou *knickpoints*.

As rupturas de declive são indicadores que marcam diferenças bruscas na declividade do canal. Essas feições são também popularmente conhecidas como corredeiras, saltos, cachoeiras, quedas d'água, cascatas e cataratas. Também denominadas de *knickpoints*, esses desníveis estão relacionados a mudanças do nível de base, que podem ser causadas por litologias mais resistentes, aumento na turbulência do fluxo ou soerguimento da superfície (tectônica ativa) (MOLIN; PAZZAGLIA; DRAMIS, 2004; BISHOP *et al.*, 2005; AMBILI; NARAYANA, 2014). Davis (1899) afirmava que estas rupturas indicam pontos de mudança na dureza das rochas sobre as quais escoam o canal, e demonstram que o canal acima do local da ruptura ainda não alcançou o nível de base, pois quando este alcança o nível de base as quedas d'água desaparecem.

Essas rupturas de declive podem ser evidenciadas por controles litológicos e demonstram a sensibilidade do canal a influências intrínsecas ou extrínsecas à sua evolução e ao seu perfil de equilíbrio (CHRISTOFOLETTI, 1981). Embora alguns autores tendam a associar a gênese de *knickpoints* a fatores de ordem tectônica, Kirby e Whipple (2012) afirmam que a morfologia dessas feições pode ser indicativa de origem tectônica ou não. Rupturas verticais ou na forma de degrau (*vertical step*) são, segundo esses autores, de causas não tectônicas. Rupturas de formato mais suavizado (*slope break*) tendem a estar associadas com tensões de origem tectônica. A visualização dessa diferença pode ser distinguida, segundo os autores, em gráficos logarítmicos da declividade x área. Hipótese alternativa a da origem tectônica de *knickpoints* e *knickzonas* é a de Groh e Scheingross (2022). Eles afirmam que canais em leito rochoso sujeitos a fluxos supercríticos (n° de Froude > 1) desenvolvem uma série de degraus de baixa amplitude nos leitos separados por ressaltos hidráulicos, denominados degraus cíclicos, os quais podem crescer em altura e originar cachoeiras (GROH e SCHEINGROSS, 2022, p.248).

Portanto, na literatura, a gênese desse tipo de feição pode ser atribuída a fatores de caráter estrutural ou não. Vale destacar que fatores de ordem estrutural não

significam ser necessariamente de natureza tectônica. Diáclases, juntas e fraturas na rocha são estruturas que representam pontos de fraqueza na litologia e podem dar origem a essas rupturas.

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS E TÉCNICO-OPERACIONAIS

Os procedimentos metodológicos empregados neste trabalho baseiam-se predominantemente na mensuração e análise de características morfométricas do relevo, dos canais e da rede de drenagem. Tais características são de natureza areal, linear e pontual, tendo sido obtidas em SIG por meio da utilização do *software* ArcGis® 10.5, pela análise da cobertura topográfica da bacia do rio Chapecó em escala de 1:50.000 e pelo modelo digital de elevação ALOS PALSAR (ASF, 2015).

A análise morfométrica tem como princípio a relação entre formas e processos que atuam na esculturação, modelação e transformação da paisagem terrestre. Nesta pesquisa, para averiguar a influência de fatores tectônicos e estruturais na morfogênese do relevo, foram aplicadas técnicas já consolidadas na literatura geomorfológica nacional e internacional visando a verificar a espacialização das mudanças e características do relevo que permeiam a bacia hidrográfica do rio Chapecó (BHRC).

O reconhecimento de influências estruturais e tectônicas sobre o relevo por meio das variáveis morfométricas e da rede de drenagem é uma constante nas últimas décadas (FUJITA; PAISANI; PONTELLI, 2017; HARTWIG; RICCOMINI, 2010; SANTOS; LADEIRA; BATEZELLI, 2019). Com o desenvolvimento dos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) foi possível a manipulação de um conjunto maior e mais representativo de dados geomorfológicos de áreas pequenas e grandes, com a possibilidade de verificar e analisar variáveis na transformação do relevo e na procura de relações de causa e consequência, a partir da análise espacial e geográfica desses dados e características morfométricas.

O primeiro passo consistiu na obtenção das cartas topográficas em escala de 1:50.000 do Banco de Dados do Exército do Brasil (BDGEX). As cartas topográficas disponibilizadas encontram-se georreferenciadas segundo o DATUM WGS-84. Para o recobrimento da área estudada, foram necessárias 24 cartas topográficas. A seguir da abertura e visualização das cartas topográficas no *software* ArcGis®, foi traçado e vetorizado o limite da bacia do rio Chapecó de modo manual, com base nas curvas de nível em escala 1:50.000. Os canais dos rios Chapecó e Chapecozinho e todos os canais principais das sub-bacias foram vetorizados manualmente com base nessa escala.

As sub-bacias para as quais foram mensurados os índices morfométricos foram delineadas de modo automático por meio da ferramenta *watershed*, em que, a partir do ponto do exutório indicado, o próprio software delinea o perímetro da bacia de drenagem sobre o MDE. Nas proximidades da foz de muitas dessas sub-bacias foi necessário realizar ajustes manuais nos limites, com base também no mapeamento topográfico de 1:50.000.

As bases cartográficas utilizadas para avaliação e contraposição aos dados gerados nesta pesquisa consistiram basicamente no seguinte:

- Mapa de dissecação do relevo. Folha SG.22/21/23 Radam Brasil. Escala 1:100.000. 2005.
- Mapeamento geológico: Folha SG-22-Y-A, Folha SG-22-Y-B, Folha SG-22-Y-C, Folha SG-22-Y-D. Projeto Oeste de Santa Catarina (Proesc). Escala: 1:250.000. 2002.
- Mapa geomorfológico Folha SG.22/21/23 Radam Brasil. Escala 1:100.000. 2005.

Outro importante passo foi a realização da interpretação de mapas temáticos, bem como a divisão das unidades geomorfológicas e a análise de mapas de densidade da rede de drenagem, altimetria, dissecação fluvial, desenvolvidos pelos projetos Radam Brasil e PROESC.

Os trabalhos de campo foram realizados como meio de verificação e de visualização das características geomorfológicas da BHRC. Dessa forma, a visita *in loco* serviu como auxílio e observação das características geomorfológicas de canais de diferentes ordens.

3.1 ÁREA E COMPRIMENTO DA BACIA

O comprimento ou extensão da bacia (L_b) é caracterizado pela distância em linha reta entre a foz e o ponto mais distante situado em seu interflúvio (SCHUMM, 1956; CHRISTOFOLETTI, 1999). O procedimento para esta operação foi realizado no ambiente SIG e os valores foram calculados automaticamente pelo software. O cálculo da área da BHRC e das sub-bacias também foi realizado dessa maneira.

3.2 OBTENÇÃO E ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM E PARÂMETROS DE PERFIS LONGITUDINAIS DE CANAL NORMALIZADOS

A obtenção da rede de drenagem foi o segundo passo seguido para a abordagem metodológica que se delineou nesta pesquisa. Ela foi obtida a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) originalmente proveniente das imagens de radar do SRTM GL1 e reamostradas e ortorretificadas para uma resolução espacial de 12,5 x 12,5 metros. Esse tratamento das imagens de radar, em resolução original de 30 x 30 metros, foi feito pela *Alaska Satellite Facility (ASF)* em 2015, plataforma de onde se obteve as imagens para as análises morfométricas aqui realizadas. Por tratar-se de um novo produto, o MDE, após reamostragem e ortorretificação, é denominado MDE ALOS PALSAR.

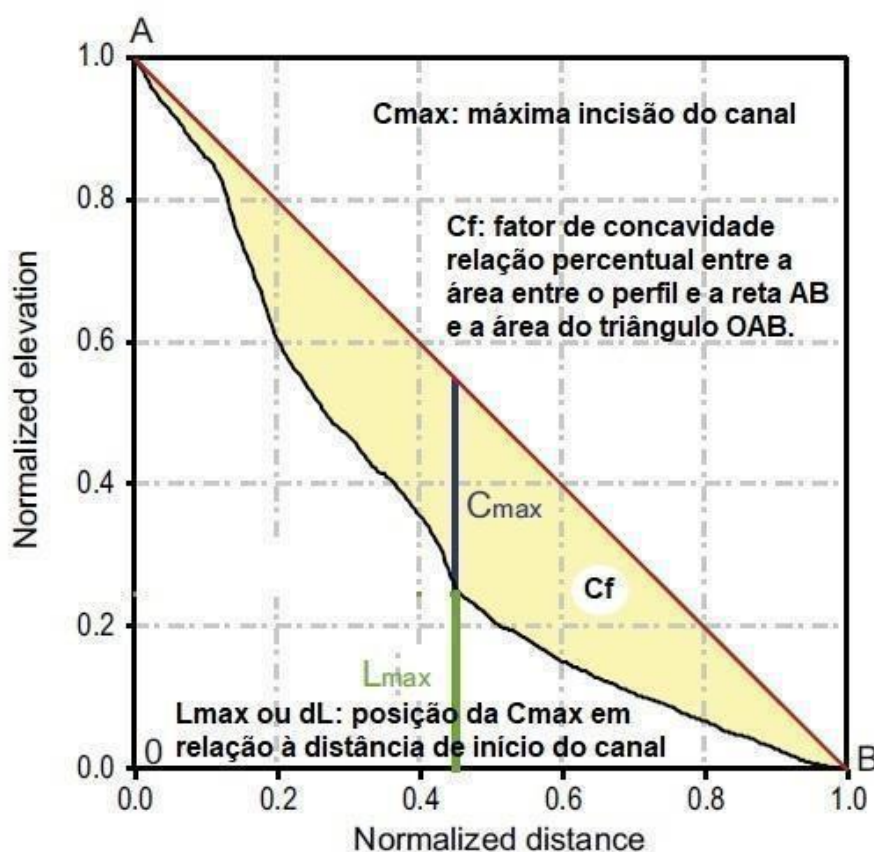
Após a realização do mosaico das imagens de modo a recobrir toda a bacia, os seguintes passos foram realizados em SIG, para a geração propriamente dita da rede de drenagem: (i) reprojeção do *raster*, utilizando a reamostragem bilinear; (ii) aplicação da ferramenta *fill*, para preenchimento de vazios no MDE; (iii) aplicação da ferramenta de direção de fluxo (*flow direction*); (iv) aplicação da ferramenta de acumulação de fluxo (*flow accumulation*); (v) aplicação da ferramenta calculadora raster (*raster calculator*), indicando o nível de detalhamento com que os canais devem ser gerados; (vi) aplicação da ferramenta *stream to feature*, para transformar o *raster* em *shapefile*; e, (vii) hierarquização da rede de drenagem. Todos esses procedimentos têm sido amplamente utilizados com vistas a análises tectônicas e morfométricas do relevo e da evolução da rede de drenagem (WOBUS *et al.*, 2006).

A rede de drenagem obtida automaticamente a partir do MDE ALOS foi hierarquizada conforme Strahler (1952). Na etapa (v) foram feitos vários testes, com diferentes números da condicional (*con*), de modo que a rede de drenagem automática pudesse se aproximar daquela do mapeamento topográfico em escala de 1:50.000. Conforme o resultado da rede de drenagem automática e pelos motivos explicitados nas conclusões, decidiu-se por considerar principalmente a rede de drenagem do mapeamento topográfico, conforme escala de 1:50.000.

Os perfis longitudinais fluviais foram obtidos a partir do *plugin Nprofiler*, conforme as especificações de Pérez-Peña *et al.* (2017). A utilização deste *plugin* facilita a obtenção de perfis normalizados e apresenta a vantagem de apresentar também a concavidade máxima do perfil (C_{max}), a distância dessa concavidade em

relação à nascente (dL ou L_{max}) e o fator de concavidade (C_f), dado em %, que expressa a concavidade do perfil em relação a um triângulo cujos vértices são a nascente, a foz e o ponto zero (Figura 1).

Figura 1 – Parâmetros morfométricos de perfil longitudinal normalizado de canal



Fonte: Adaptado de PÉREZ-PEÑA *et al.* (2017).

O fator de concavidade do perfil (C_f) refere-se à porcentagem de área entre o perfil longitudinal e uma reta que une o ponto de início e o de fim do perfil. Valores negativos de C_f indicam convexidades do perfil, e valores positivos de C_f indicam concavidade do perfil. Quanto maior o valor de C_f , mais côncavo e, portanto, teoricamente mais equilibrado ou grande (MACKIN, 1948) demonstra ser o canal. Quanto mais próximo de zero for o valor de C_f , mais retilínea é a morfologia do perfil (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017). Maiores concavidades do perfil tendem a indicar rios que já executaram a maior parte do seu trabalho erosivo, consoante as condições hidráulicas e de vazão inerentes (MACKIN, 1948). Comparativamente, perfis convexos tendem a indicar desajuste nas condições hidráulicas x incisão, expressas

por fatores de resistência ao trabalho erosivo do canal ou condições extrínsecas aos parâmetros estritamente hidráulicos.

Concavidade máxima (C_{max}) refere-se ao tamanho da concavidade em seu ponto máximo. Sua interpretação deve estar vinculada à posição em relação ao canal (se mais próxima da nascente ou da foz, ou médio curso). Perfis tipicamente côncavos possuem a C_{max} próxima da nascente (RUSZKICZAY-RÜDIGER *et al.*, 2009).

Esses perfis foram realizados para os rios Chapecó e Chapecozinho e para os canais principais das 43 sub-bacias amostradas nas porções da alta, média e baixa BHRC. O critério para a escolha dessas sub-bacias foi o de serem canais afluentes diretos dos rios Chapecó e Chapecozinho e não serem canais de primeira ordem.

3.3 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIA

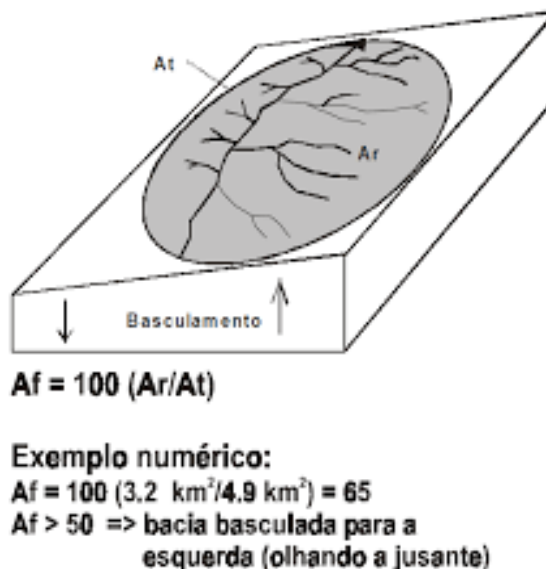
Outra variável morfométrica aplicada a todas as sub-bacias amostradas dentro do perímetro da bacia do rio Chapecó foi a assimetria, que, segundo Cox (1994 *apud* BRICALLI, 2016), é uma característica morfométrica que quantifica o deslocamento de canais devido a causas tectônicas. O desenvolvimento da rede de drenagem sob influência de deformação tectônica resulta em distintos padrões e geometrias de bacias dentro de uma área maior. O fator de assimetria – FA – foi concebido para detectar o adernamento tectônico (*tectonic tilting*) em escala de bacia de drenagem e é definido, segundo Keller e Pinter (2002), como:

$$FA = 100. (A_p/A_t)$$

Nesta formulação, A_p é a área de toda a porção direita (sentido de jusante) da bacia em relação ao seu canal principal, e A_t , a área total da mesma (Figura 2). Teoricamente, em condições estáveis de desenvolvimento do fluxo hídrico, FA deve estar em torno do valor de 50. Como o fator de assimetria é sensível ao adernamento perpendicular em relação ao eixo central da bacia, valores muito maiores ou menores que 50 para esse índice podem sugerir a manifestação desse fenômeno (KELLER; PINTER, 2002). Normalmente se considera o valor em módulo de $FA - 50$, apenas para se lidar com a variação em torno do número de referência que é 50. Scotti *et al.* (2014), em análise de bacias na Cadeia Ibérica (Espanha), consideraram valores de $FA - 50 < 5$ como de bacias simétricas; $5 < FA - 50 < 10$, bacias levemente

assimétricas; $10 < FA - 50 < 15$, bacias moderadamente assimétricas, e $FA - 50 > 15$, como relativos a bacias fortemente assimétricas.

Figura 2 – Modo de mensuração do fator de assimetria de bacias de drenagem



Fonte: Modificado de SALAMUNI; EBERT; HASUI (2004).

3.4 ANÁLISE DE CORRELAÇÃO ENTRE GRADIENTES DE CANAL E DE VERTENTE

A análise da correlação entre gradientes de canais e de vertente é baseada no pressuposto explicitado por Strahler (1950), segundo o qual é de se esperar que, em correspondência com altas declividades no terreno, os gradientes dos canais também sejam elevados, enquanto vertentes com baixas declividades sejam acompanhadas de cursos d'água também de baixos gradientes. É com base nesta associação entre a declividade das vertentes do vale, a declividade e a velocidade dos canais para transportar para fora do sistema a carga fornecida pelas vertentes que vários autores convergem quanto ao equilíbrio fluvial (BERTOLINI; CHEREM, 2017).

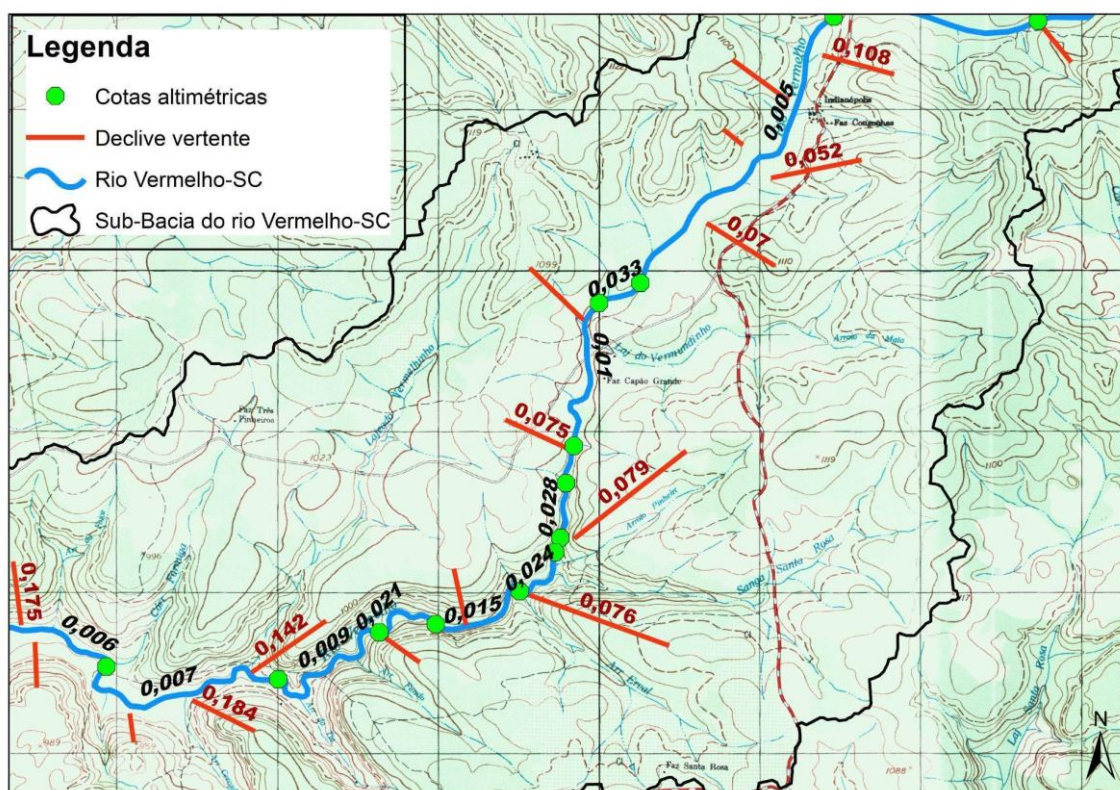
Qualquer plotagem desses dados (declividade média da vertente x declividade média dos canais) em um gráfico de dispersão que fuja a uma reta de regressão linear, demonstra algo de "incomum" num suposto equilíbrio do sistema fluvial (STRAHLER, 1974), como, por exemplo, um soerguimento tectônico. Movimentos desse tipo influenciam as declividades da bacia de drenagem, o que influencia os declives de

vertente e, por isso, a densidade de drenagem, segundo Willgoose, Bras e Rodriguez-Iturbe (1992).

Mas também os gradientes de vertente e canal estão relacionados pela continuidade do transporte de sedimentos de modo que o gradiente da bacia é influenciado pelo declive da vertente. Nem a vertente, nem a rede de drenagem podem ser estudadas independentemente uma da outra. Os declives de uma bacia estão explicitamente relacionados às suas condições climáticas e geológicas (WILLGOOSE, BRAS e RODRIGUEZ-ITURBE, 2012).

Para esta pesquisa, os cálculos dos declives de canal e de vertentes foram tomados sobre a escala de 1:50.000, conforme as cartas topográficas georreferenciadas em SIG pelo Banco de Dados do Exército Brasileiro. Os declives de vertente foram tomados sempre na direção do canal principal de cada sub-bacia, expressando declividades em ambas margens do canal e entre as altas e baixas vertentes, de modo a se obter uma quantidade significativa de valores para toda a sub-bacia. Os declives de canal foram tomados para os segmentos entre as curvas de nível (Figura 3).

Figura 3 – Modo de amostragem dos declives de canal e vertente para análise de correlação



Fonte: Nadialine Zambot (2022).

Com os dados obtidos a partir das cartas topográficas, foi feita a verificação da normalidade estatística mediante o teste de *Shapiro Wilk*, para escolha do teste de correlação adequado, conforme significância baseada em 95% de intervalo de confiança. As análises estatísticas foram feitas no Excel®, utilizando o suplemento XReal Statistics (ZAIONTZ, 2020).

3.5 ÍNDICE DE HACK (K) E ANÁLISE DAS RUPTURAS DE DECLIVE

O índice de gradiente de canal ou índice de Hack foi desenvolvido pelo próprio John Hack (1957; 1973) para identificar alterações nos cursos fluviais provenientes da heterogeneidade no substrato rochoso, aporte de carga ou tectonismo. Trata-se de um índice que considera a relação entre a declividade ou gradiente do canal (*slope*) e o seu comprimento (*length*), de modo que possibilite uma análise dos declives fluviais, retirando-se o efeito da diminuição das declividades rio abaixo, produzida pela interação entre hidráulica e transporte de sedimentos (LIMA, 2013). Por este motivo, é um indicativo de anomalias tectônicas ou mudanças de litologia ao longo do canal adequado para a avaliação de trechos fluviais de diferentes extensões. Em estudo de canais na região dos Apalaches, Hack (1975) afirma que os altos índices abaixo de *Blue Ridge* indicam um rejuvenescimento da seção fluvial e que a grande variação dos índices indica ajustamento parcial a diferentes resistências litológicas (HACK, 1975, p. 98).

O índice também é reconhecido pelas iniciais SL (declividade – *slope* –, e extensão – *length*) e pela denominação de *stream gradient index*, como proposto originalmente por Hack. É calculado por meio da seguinte equação: $SL = \Delta H / (\ln L_2 - \ln L_1)$, na qual ΔH é a diferença altimétrica entre dois pontos (inicial e final) de um segmento de drenagem; $\ln L_2$ é o logaritmo natural da distância do ponto final à nascente do canal; e $\ln L_1$ é o logaritmo natural do ponto médio do segmento considerado.

O índice pode ser aplicado ao canal integral, desde sua nascente até sua foz ou a segmentos do canal. No caso do canal integral, ou seja, considerando toda sua extensão desde a foz até a nascente, o denominador da equação pode ser resumido a $\ln L_2$, que é o mesmo que o logaritmo natural da extensão total do canal, tal como sugerido por (MCKEOWN *et al.* (1988). O índice de Hack, tal como proposto por este autor, deriva do perfil semilogarítmico e não deve ser confundido com o gradiente

hidráulico ou declive do canal, sendo simplesmente a razão entre a diferença altimétrica entre dois pontos e a distância horizontal entre eles (LIMA, 2013). Burbank e Anderson (2001) afirmam que estudos do SL comparando trechos, mais do que dados absolutos para todo o canal, podem ser mais úteis como instrumento de reconhecimento e comparação da evolução das paisagens, isso porque as peculiaridades de cada bacia podem mascarar a comparação do índice do seu canal principal com o índice do canal de outra bacia.

As rupturas de declive em canais de drenagem, também conhecidas por *knickpoints*, são feições nos cursos d'água que representam quebras mais ou menos abruptas na declividade destes, constituindo cachoeiras e pequenos ressaltos no canal. Tais rupturas são consideradas há muito no raciocínio geomorfológico como feições indicativas de mudanças do nível de base (DAVIS, 1899). A gênese dessas feições, contudo, nem sempre é fácil de definir, pois diversas características e condicionantes podem ser elencadas na sua geração.

3.6 ÍNDICE DE CIRCULARIDADE (I_c)

Esse índice foi proposto por Miller em 1953, e trata da relação existente entre a área da bacia e a área de um círculo de mesmo perímetro. Quanto mais próximo de 1 for o resultado, mais circular é o formato da bacia. Quanto mais próximo de 0, menos circular e mais alongada. Bacias que demonstram maiores índices de circularidade tendem a ser mais suscetíveis a processos de cheias e inundações em decorrência de seu menor raio e do menor tempo de concentração das águas nas calhas fluviais. Já em bacias mais alongadas, as contribuições pluviais acontecem de forma desconcentrada ao longo de sua rede hidrográfica e, dessa forma, são menos suscetíveis às cheias e inundações (BARGOS, 2019).

3.7 ÍNDICE DE ALONGAMENTO (I_e)

O índice de alongamento, ou taxa de alongação (*elongation ratio*) da bacia, está relacionado à sua forma. Trata-se da razão entre o diâmetro do círculo de mesma área da bacia de drenagem em consideração e o comprimento ou extensão da mesma (SCHUMM, 1956). O comprimento ou extensão é considerado como a distância em linha reta entre o exutório da bacia e o ponto mais distante em seu interflúvio. As bacias que são mais influenciadas por esforços tectônicos são tidas como geralmente

mais alongadas (MOLIN; PAZZAGLIA; DRAMIS, 2004; XUE *et al.*, 2017). Quanto menor o valor desse índice, mais alongada é o formato da sub-bacia. Do ponto de vista do escoamento hídrico, quanto mais alongada for a bacia, maior será o tempo de escoamento e, conseqüentemente, menor será de a probabilidade da bacia chegar a grandes cheias. Segundo Summerfield (1991), bacias mais alongadas são mais jovens e ainda podem ser controladas por um terreno anisotrópico, como os que ocorrem em eventos orogenéticos. As bacias mais arredondadas, geralmente são mais evoluídas e/ou podem ter controle isotrópico, dessa forma os esforços tendem a se dissipar em todas as direções e na mesma velocidade.

3.8 INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (HI)

Esse índice expressa a proporção relativa de terras altas em relação às terras baixas numa dada área. É calculado por meio da formulação descrita a seguir, e tem a vantagem de ser um modo objetivo de comparar a condição erosiva de bacias de diferentes tamanhos.

$$\frac{\textit{altitude média} - \textit{altitude mínima}}{\textit{altitude máxima} - \textit{altitude mínima}}$$

Os valores de HI podem ser expressos variando de 0 a 1 ou em %. Ao valor de HI está associada, de um ponto de vista gráfico, uma curva chamada de curva hipsométrica. Segundo Schumm (1956), a área abaixo da curva hipsométrica corresponde à HI, expressa como %. Uma HI de 60% significa que a erosão removeu 40% da massa da bacia entre os planos do seu topo (ponto mais alto) e da sua base (ponto mais baixo). O significado desse índice ressalta que altos valores indicam que a maior parte da topografia está acima da média, enquanto valores intermediários a baixos estão associados com uma dissecação mais uniforme de determinada área (KELLER; PINTER, 2002; RUSZKICZAY-RÜDIGER *et al.*, 2009). Resultados de uma integral hipsométrica alta indicam, como resultado preliminar, um relevo jovem e que, conseqüentemente, não sofreu intensos processos erosivos. Valores muito altos ou muito baixos são apontados como indicativos de deformação neotectônica por Keller e Pinter (2002) e Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2009). Expressões disso podem se dar por vales muito incisivos, típicos de áreas em soerguimento, enquanto áreas em subsidência são usualmente caracterizadas por extensões de baixas colinas.

Topografias acima da média, ou seja, com altas taxas, podem ser indícios de algum processo de soerguimento, incluindo-se aí movimentos tectônicos recentes. Na literatura, altos valores de HI correspondem a um estágio de juventude, acompanhado de tectônica ativa e soerguimento, enquanto baixos valores de Er representam paisagens antigas já muito desnudadas e pouco influenciadas por processos neotectônicos (LIFTON; CHASE, 1992; FARAHN *et al.*, 2016). Walcott e Summerfield (2008, p. 185) afirmam que a análise da variação espacial da integral hipsométrica (HI) em bacias de diferentes tamanhos é um meio útil de determinar medidas que possam ser utilizadas para se determinar o papel relativo de movimentos crustais e variações na resistência litológica no desenvolvimento do relevo.

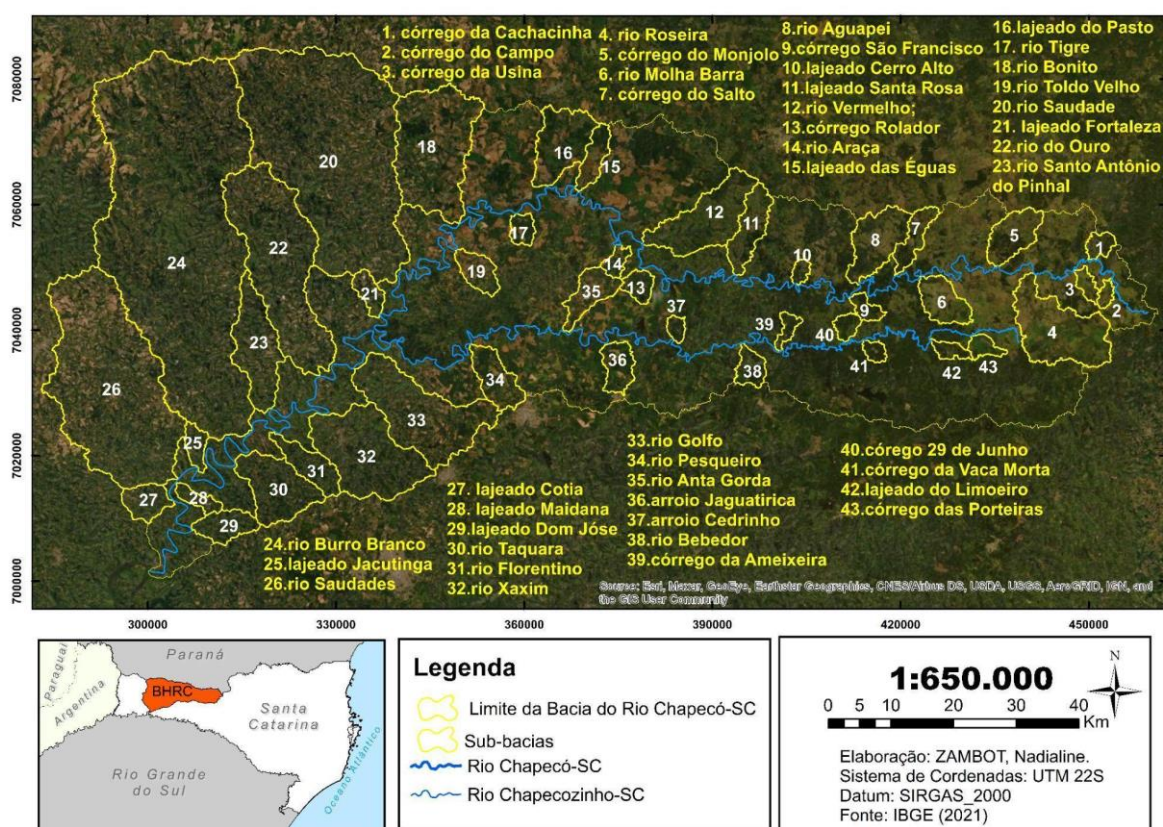
3.9 PERFIS TOPOGRÁFICOS DE VARREDURA

Foram realizados três perfis topográficos de varredura para análise regional da variação e tendência de distribuição dos declives de superfície, desde a porção alta até a baixa BHRC. Os perfis foram gerados de modo automático por meio da ferramenta *SwathProfiler* (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017). As altitudes consideradas pela ferramenta foram aquelas do MDE ALOS PALSAR (ASF, 2015). Para cada um dos perfis, foi considerada uma área de 5 km de largura à esquerda e à direita do vetor central que definiu a seção dos perfis de varredura, ao longo da qual a ferramenta, por padrão, elabora uma quantidade definida de perfis, os quais são considerados na mensuração dos perfis de máximas, mínimas, médias e amplitudes altimétricas, mostrados como resultado.

4 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó – BHRC – (Figura 4) possui uma área total de 8.295 km² (SANTA CATARINA, 2009), abrangendo 52 municípios do Oeste Catarinense. Com uma área predominantemente rural, o meio físico da Bacia do Rio Chapecó possui a característica de ambientes antropizados, com desenvolvimento de agricultura e pecuária em mosaicos de pastagem e fragmentos de mata. Toda sua área está contida dentro do Planalto das Araucárias e faz parte do sistema fluvial do alto rio Uruguai, estando situada inteiramente na região oeste do estado de Santa Catarina.

Figura 4 – Localização da bacia hidrográfica do rio Chapecó e distribuição espacial das sub-bacias analisadas



Fonte: IBGE (2021).

A área de estudo possui grande potencial hídrico e energético (TERRA AMBIENTAL, 2020). São muitos os barramentos para aproveitamentos hidrelétricos de maior e menor porte ao longo dos rios principais. Conforme os estudos da empresa Desenvolver Engenharia e Meio Ambiente, em 2016, foram diagnosticados 66 pontos

de aproveitamentos hidrelétricos, entre Usina Hidrelétrica (UHE), Pequena Central Hidrelétrica (PCH) e Central Geradora Hidrelétrica (CGH). De modo geral, os recursos hídricos regionais possuem alto nível de poluição e impacto por uso de agrotóxicos e dejetos animais (suinocultura) lançados sem tratamento nos corpos d'água.

As características climáticas da BHRC, em conformidade com classificação de Köppen se referem a um clima subtropical com uma pequena variação na porção oeste, apresenta o mesotérmico úmido e verão quente (Cfa), enquanto a porção leste apresenta o mesotérmico úmido e verão ameno (Cfb). A variação mensal de temperatura na estação meteorológica de Xanxerê em 54 anos de observação possui uma amplitude da temperatura mensal entre 12,4°C e 21,1°C. A maior média de temperatura máxima, foi de 28,1°C, no mês de janeiro, que corresponde ao verão. A maior média de temperatura mínima, foi de 7,1°C no mês de julho, correspondendo ao inverno (PROESC, 2002). Além disso, a variação da umidade relativa média regional varia entre 73,30% e 80,26% (SANTA CATARINA, 1997).

O regime pluviométrico apresenta variações na BHRC, com uma precipitação total anual variando aproximadamente de 1.500 mm a 2.300 mm. Na estação pluviométrica de Campina da Alegria (alta BHRC), altitude de 1000 m, a média anual de precipitação ficou na casa de 1857,7 mm. Também na alta BHRC, a estação pluviométrica de Ponte Serrada apresentou uma média pluviométrica anual de 2215,7 mm. Na média BHRC, a estação pluviométrica de Abelardo Luz, altitude de 760 m, a média pluviométrica anual foi de 2002,5 mm. A estação pluviométrica de Saudades (baixa BHRC), altitude de 280 m, a média pluviométrica anual foi de 1770,5 mm (PROESC, 2002). Além disso, o relevo regional não tem a capacidade direta de interferir no clima a ponto de criar diferenciações muito expressivas na média pluviométrica anual (NIMER, 1989). A topografia e o regime pluviométrico regular ao longo do ano auxiliam na formação de rios perenes (SANTA CATARINA, 2009). A vazão média anual do rio Chapecó próximo de sua foz (27°6'S e 53°0'W) para o período de 1952 a 1977 é de 203,30 m³/s, conforme a Avaliação Ambiental Integrada do baixo rio Chapecó (2015). Os rios que estão presentes no território catarinense são dominados pelo regime pluviométrico, o qual apresenta distribuição de chuvas bastante regular ao longo do ano, conferindo o abastecimento normal dos mananciais. Apresenta pequenas variações sazonais com dois períodos de cheias dos rios, que acontecem na primavera e no final do verão. E dois períodos de vazões mínimas são registrados, no início do verão e no outono.

No que tange às características morfológicas, os rios da bacia hidrográfica do rio Chapecó, em geral, escoam em leitos rochosos. Uma diferença significativa de canais de leito rochoso para canais de leito aluvial é que os de leitos rochosos apresentam declividades maiores (LIMA, 2010). As marmitas (Figura 5) são feições bastante comuns em leitos rochosos no Brasil. Essas feições estão presentes na área de estudo e, conforme a literatura, as irregularidades em seus leitos são responsáveis pela formação da morfologia das marmitas.

Figura 5 — Exemplo de canal em leito rochoso com formação de marmitas. Rio Chapecó, Quedas de Chapecó, Abelardo Luz (SC)



Fonte: Registro fotográfico por William Zanete Bertolini.

O rio Chapecó (Figura 6) possui extensão de 425 quilômetros e é um dos principais afluentes da margem direita do rio Uruguai. Sua nascente está localizada

no município de Macieira, a uma altitude de cerca de 1.320 metros. Sua foz encontra-se a uma altitude de 240 metros, próximo à sede urbana de São Carlos (SC) e com uma vazão de 263 m³/s (PROESC, 2002).

Figura 6 – Rio Chapecó próximo de sua foz no rio Uruguai. Município de Águas de Chapecó-SC

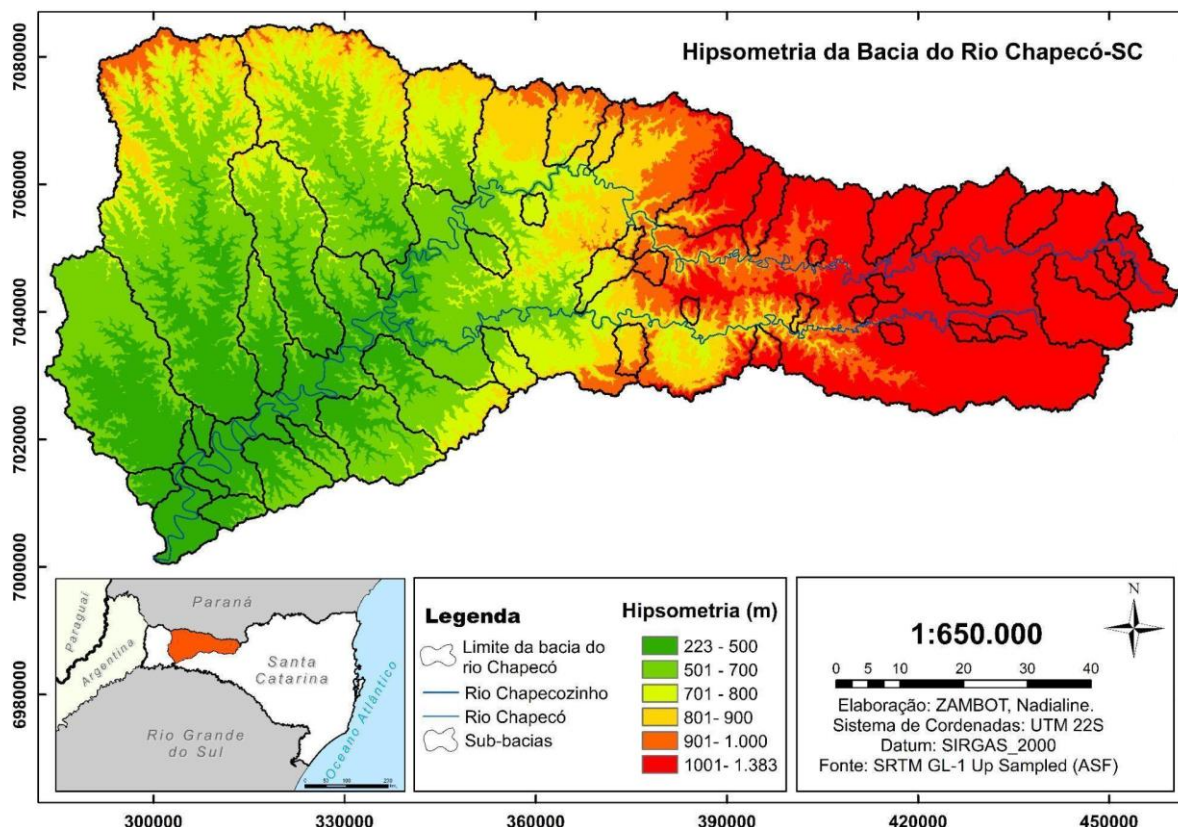


Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

Do ponto de vista da altimetria, a BHRC apresenta altitudes que decrescem continuamente de leste para oeste. Tal característica é apontada como obedecendo as suaves inclinações dos derrames de lavas. Segundo Licht e Arioli (2018), as unidades que compõem o Grupo Serra Geral no Estado do Paraná são, na maior parte das vezes, levemente mergulhadas para o oeste. Esse mergulho geral, que varia entre 2° e 5° para oeste, pode sofrer interrupções por falhamentos, por leves basculamentos de blocos ou por pequenos movimentos de transcorrência.

A altitude da BHRC possui uma variação de cerca de 1.160 metros (Figura 7). É possível perceber visualmente uma setorização com três níveis principais de altimetria. Na alta BHRC, estão pronunciadas as maiores altitudes, acima de 901 até 1.383 metros. A média BHRC, concentra as altitudes entre 701 até 900 metros. E a baixa BHRC, apresenta altitudes entre 700 até 223 metros.

Figura 7 – Hipsometria da Bacia do Rio Chapecó-SC



Fonte: SRTM GL-1 Up Sampled (ASF, 2015).

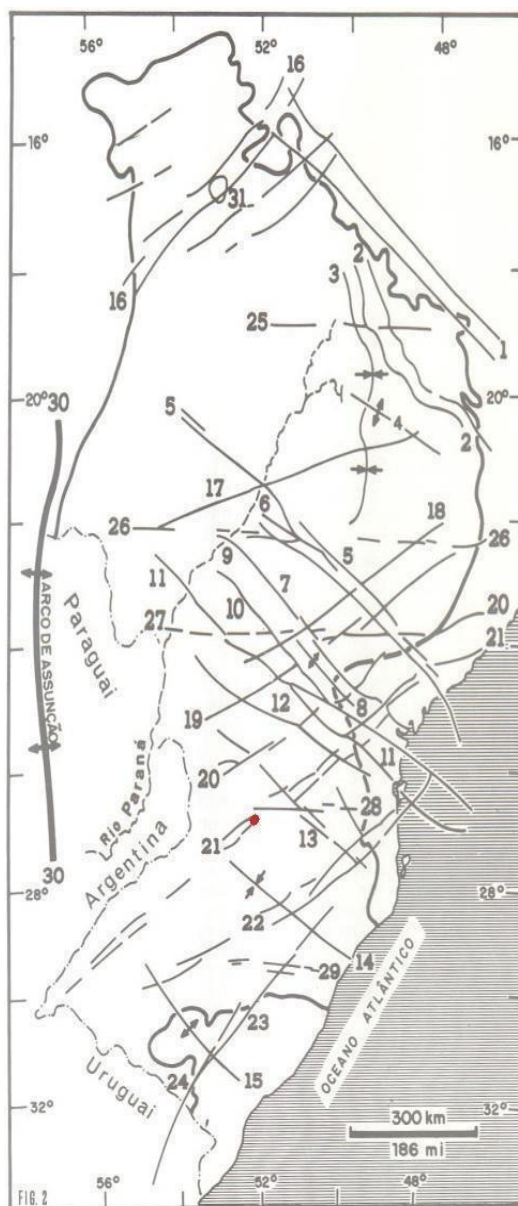
Segundo o relatório do projeto RADAM BRASIL:

O Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares corresponde à Bacia do Paraná, que configura uma entidade estrutural, controlando arranjos regionais de relevo. Este domínio abrange relevos esculpido sobre litologias da fase sedimentar da bacia, que afloram na parte leste, e relevos modelados em rochas da fase efusiva, que correspondem à maior parte do mesmo, além dos arenitos de cobertura que ocorrem em pequena extensão, nas partes noroeste e sudoeste. Todo o conjunto apresenta uma inclinação geral para oeste em direção à calha do rio Paraná, obedecendo ao mergulho das rochas da Bacia do Paraná que, em sua parte oriental, segue este sentido geral. Isso é responsável pela diminuição das cotas altimétricas para oeste, variando de mais de 1.200 m na parte leste a 136 m próximo à confluência do rio Iguazu com o Paraná (IBGE, 2018, p. 367).

Do ponto de vista tectono-estrutural, a BHRC está situada na porção sul-sudoeste da Bacia Sedimentar do Paraná, ao longo da zona de falha Lancinha/Cubatão, conforme Zalán *et al.* (1987) (Figura 8). O mapa tectônico da América do Sul (1:5.000.000) indica a ocorrência de uma zona de sutura, inferida por

gravimetria, ao longo de um eixo leste-oeste sobre todo o oeste catarinense, incluindo a área da BHRC.

Figura 8 – Arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Paraná e localização da BHRC nesse contexto (ponto vermelho). 21: sistema de falhas Lancinha/Cubatão



Fonte: ZALÁN *et al.* (1987).

As direções NE-SW e NW-SE são consideradas as orientações de lineamentos mais importantes, representados por falhas simples ou zonas de falhas extensas, algumas ultrapassando dezenas de quilômetros de largura e representando áreas com maior mobilidade tectônica em comparação às áreas adjacentes. Também são comuns feições com direção E-W. As zonas de fraqueza NE e NW são muito antigas

e acabaram sendo reativadas durante o processo de evolução da bacia sedimentar (ZALÁN *et al.* 1987). O padrão estrutural das zonas de falha NE é diferente, conforme Zalán *et al.* (1987), pois elas são compostas ou por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea, com exceção da falha Lancinha/Cubatão. Vale destacar que as estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes são mais presentes ao longo dos lineamentos NE (ZALÁN *et al.* 1987). As falhas com orientação NW foram fortemente reativadas durante o Evento Sul-Atlântico (fragmentação juro-cretáceo do Gondwana) enquanto as de direção NE não o foram (ZALÁN *et al.* 1987).

Toda a área de estudo está enquadrada no domínio das rochas vulcânicas da Bacia Sedimentar do Paraná, reunidas em seu conjunto sob a nomenclatura de Grupo Serra Geral, antigamente denominada de Formação Serra Geral.

As rochas vulcânicas da Bacia do Paraná são constituídas predominantemente por derrames basálticos, intercalando na porção médio-superior da coluna manifestações ácidas subordinadas (riolitos e riódacitos), em pelo menos dois níveis distintos. São reconhecidas ainda manifestações hipabissais na forma de diques e soleiras intrudidas nas rochas do embasamento cristalino e nos sedimentos gondwânicos subjacentes (PROESC, 2002, p. 7).

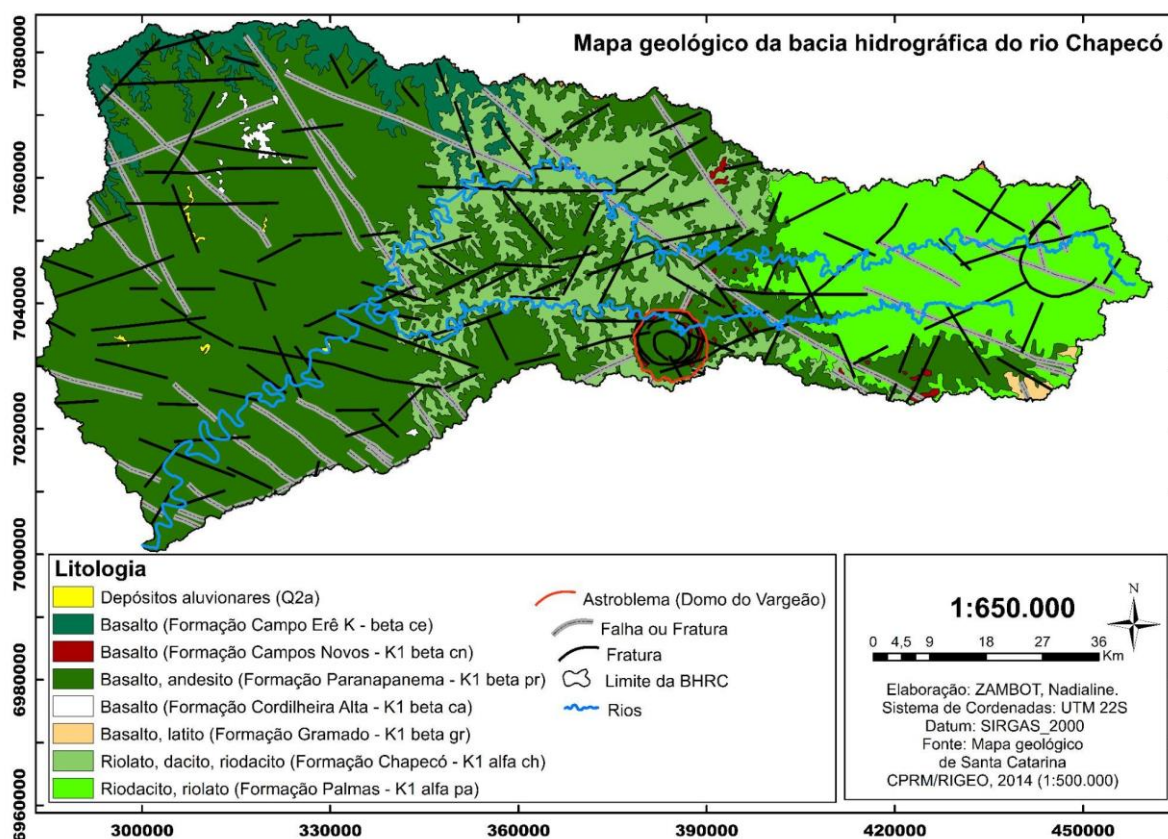
Em termos de cobertura das unidades litoestratigráficas, conforme o mapeamento da CPRM (2014) (Figura 9), 67% da área da BHRC é representada pelos derrames de rochas básicas (basaltos) enquanto os 33% restantes são constituídos pelos derrames ácidos (dacitos, riódacitos e riolitos). Menos de 1% da área da bacia é constituída por depósitos aluvionares recentes.

A BHRC apresenta extensos e numerosos lineamentos estruturais, associados a fraturas, falhamentos e contatos interderrames (SANTA CATARINA, 2009), em muitos casos de natureza indeterminada entre si (CPRM, 2014). Conforme o mapa geológico da bacia do rio Chapecó (Figura 9), as falhas ou fraturas de natureza indeterminada se dispõem principalmente segundo as direções NO-SE e NE-SO e, em menor medida, na direção E-W.

Na média bacia BHRC está localizada a estrutura de impacto denominada Domo de Vargeão, ocasionada pelo impacto meteorítico que expõe localmente o arenito Botucatu, subjacente aos derrames de lavas. Essa cratera de impacto possui aproximadamente 10 quilômetros de diâmetro. Trata-se de um astroblema localizado à margem esquerda do rio Chapecozinho. O Domo do Vargeão, onde se localiza o sítio urbano homônimo, foi estudado com certo detalhe na década de 1980, em meio às pesquisas à procura de óleo e gás na Bacia Sedimentar do Paraná. Desde sua

borda mais externa até o interior da sua estrutura circular foram identificados quatro derrames vulcânicos impactados pelo bólido: três derrames inferiores, representados por basaltos, e o derrame superior, constituído por quartzo-latito pórfiro. No piso da estrutura circular afloram arenitos da Formação Botucatu, destacados como de natureza tectônica pelos estudos da década de 80, em razão dos contatos falhados com as vulcânicas do Grupo Serra Geral (CRÓSTA et al., 2005).

Figura 9 – Mapa geológico da Bacia do Rio Chapecó-SC



Fonte: CRPM/RIGEO (2014).

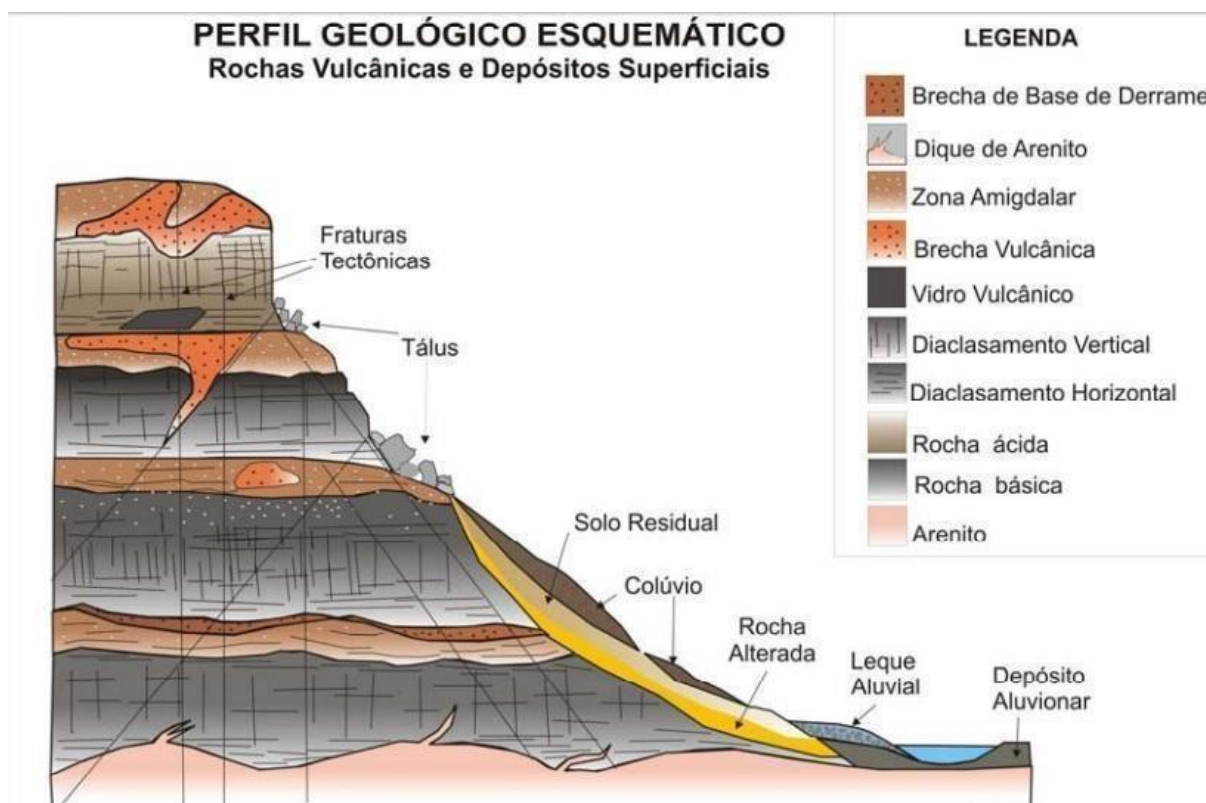
A intermitência e as condições físico-químicas dos diferentes derrames ocorridos ao longo de milhões de anos (arquitetura faciológica) deu origem a materiais e criou níveis de contato que hoje, muitas vezes, se expressam na paisagem morfológica e nas coberturas superficiais de toda a região do médio e alto Uruguai, por exemplo, através do que se denomina de patamares estruturais (IBGE, 2018).

As feições que caracterizam a arquitetura faciológica de uma sequência vulcânica são resultantes de processos e ambientes de colocação e resfriamento de derrames de lava e ambientes de deposição de produtos vulcanoclásticos e de sedimentos de mesma idade. Essas feições são essencialmente composicionais (minerais primários e secundários), texturais

(cristalinidade, tamanho relativo e arranjo dos grãos) e estruturais (geometria de corpos ígneos, zonalidade interna, estilo de disjunção, diques e soleiras internas, feições de superfície) (LICHT; ARIOLI, 2018).

A Figura 10 tem a intenção de representar esta complexidade de interações entre materiais, processos e formas que repercutem na organização faciológica da seqüência de derrames e morfológica das paisagens regionais.

Figura 10 – Perfil esquemático de interações geológico-geomorfológicas para o médio e alto Rio Uruguai.



Fonte: Relatório Projeto Frag-Rio Etapa 1. UFSM/UNIPAMPA, 2009. Adaptado de NUMMER (2003).

Em termos macroestruturais e tectônicos, vale destacar que:

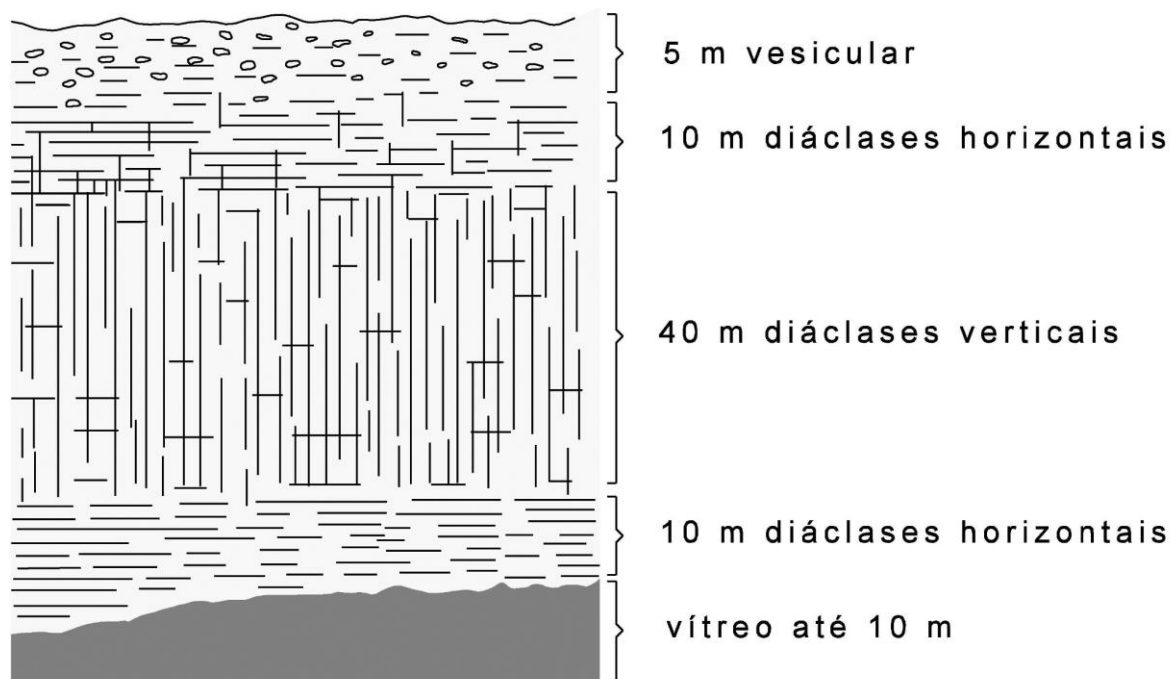
A tectônica distensiva que imperou durante o Mesozóico e início do Terciário, vinculada aos processos que culminaram com a abertura do Atlântico, cedeu lugar a uma tectônica intraplaca. Esta envolve tensões induzidas pelo deslocamento da Placa Sul-Americana com eixo de compressão horizontal, com direção em torno de WNW-ESE. Em outros continentes já se mostrou que as tensões determinadas in situ mostram orientações não necessariamente concordantes com as previstas, provavelmente devido à influência de anisotropias crustais ou presença de tensões residuais de eventos tectônicos anteriores, e também apresentam magnitudes diversas (...) o que impõe cautela nas inferências teóricas (HASUI, 1990, p. 11).

O quadro neotectônico do Brasil se insere num cenário de uma placa litosférica em movimento para WNW, com movimentos epirogenéticos

positivos e, menos expressivamente, negativos. A expressão estrutural da movimentação da placa se dá eminentemente por falhas, cuja atividade é de caráter ressurgente, condicionada pelas zonas de cisalhamento e suturas ligadas à estruturação de primeira ordem, antiga, da crosta no território. As falhas são predominantemente transcorrentes, mas outros tipos também podem aparecer em função do ângulo entre as feições reativadas e as tensões. Já a movimentação epirogenética, eventualmente pode se manifestar por falhas normais (HASUI, 1990, p. 12).

Segundo Leinz (1949), o Sul do Brasil e países adjacentes foram acometidos por extensa atividade vulcânica, produzindo vastos derramamentos e intrusões sob forma de *sill* e diques. A Bacia do Paraná, considerada como província geológica sedimentar desde o Devoniano, foi quase totalmente coberta por rochas efusivas basálticas. Todo esse processo provocou vários e intensos processos de derramamentos de lava ao longo de milhares de anos, e com isso, toda a área passou por intensa modificação, que acarretou diminuição da área recoberta pelas efusivas basálticas. Leinz afirma serem vários os elementos que permitem inferir o número de corridas de lava. Outro fator estrutural importante sobre a geologia dos derrames da Bacia do Paraná são as diferentes formas e orientações das diáclases (Figura 11). Essas juntas, muitas delas de contração térmica, são horizontais perto dos contatos entre derrames e verticais no centro dos derrames, onde o resfriamento foi lento. Normalmente, a formação de diáclases horizontais é explicada pelo efeito da contração térmica magmática, mas também podem ocorrer devido à corrida laminares de lava (LEINZ, 1949). As faixas de diáclases horizontais e de textura amigdaloidal sofrem processos erosivos de forma mais intensa, em decorrência da maior retenção de água de percolação. Já as zonas de faixa vertical demonstram-se mais escarpadas, em virtude das juntas verticais, que facilitam o desprendimento de blocos segundo planos a prumo, com solapamento por decomposição mais rápida do piso (LEINZ, 1949).

Figura 11 – Esquema da variação de textura de um derrame basáltico



Fonte: LEINZ, 1949.

Além disso, a origem das cachoeiras e quedas d'águas cobertas pelas efusivas é, em grande medida, alterada pela variação em textura e diaclasamento dos derrames. A erosão fluvial que acontece em áreas de diaclases horizontais escava os leitos de rios rasos e, em decorrência disso, pequenos "saltos" escalonados de decímetros de altura são originados, até que atinjam a faixa das diaclases verticais predominantes. Nesse ponto, o processo erosivo acontece de forma mais rápida em profundidade, dado o desmoronamento dos "prismas" verticais das efusivas, formando um canalão (canyon), onde, geralmente, a sua base é a zona das diaclases horizontais subjacentes (LEINZ, 1949).

Mais recentemente, Lima e Flores (2017) afirmam que os *knickpoints* nos canais sobre substrato basáltico são originados por contrastes na erodibilidade da rocha, devido à resistência diferenciada do canal à presença de níveis maciços e vesiculares e da inserção ou não de trechos fluviais em zonas fraturadas, ou não. Concluem, conforme os canais estudados na margem direita do rio Iguaçu, no Paraná, que apesar dos basaltos apresentarem uma aparente homogeneidade à resposta geomorfológica, diferenças na densidade de juntas/diaclases e vesicularidade da rocha podem originar diferentes comportamentos.

A grande densidade de fraturas e juntas das rochas efusivas é amplamente disseminada na paisagem e em seus afloramentos rochosos. Associado a isso, é muito comum a existência de blocos rochosos de variadas dimensões, arredondados e em variados estágios de transformação, como resultado do intemperismo esferoidal (Figura 12).

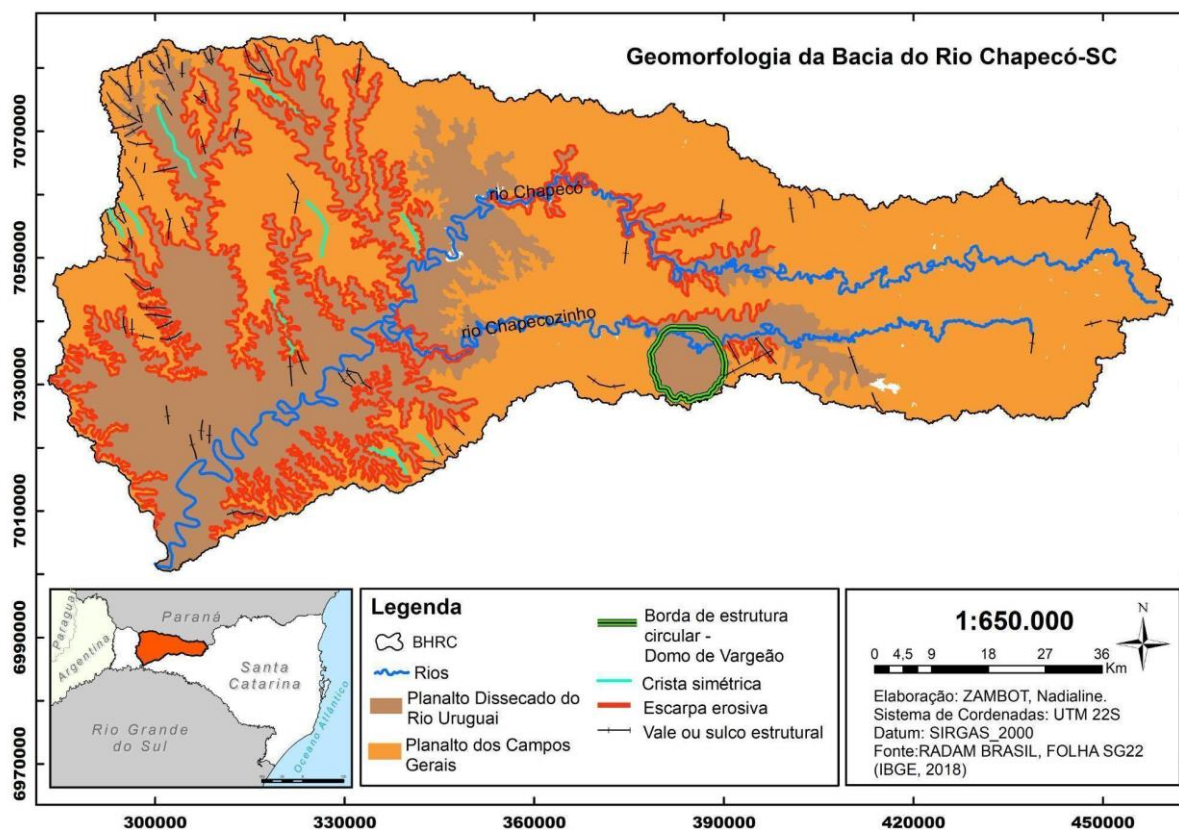
Figura 12– Aspecto de afloramento basáltico em corte de estrada em posição de média vertente, revelando as fraturas e os blocos de rocha arredondados em função do intemperismo esferoidal. Próximo da confluência do rio Chapecozinho com o rio Chapecó



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

Geomorfologicamente, a bacia está inserida na região geomorfológica do Planalto das Araucárias (IBGE, 2009). A geomorfologia do Planalto das Araucárias apresenta um relevo ora muito dissecado e, em outros pontos, com uma morfologia aplanada e de fraca dissecção. O relevo desta unidade foi modelado sobre rochas efusivas básicas (basaltos) e ácidas do Grupo Serra Geral. Regionalmente, essa unidade planáltica é dividida em duas principais subunidades geomorfológicas (Figura 13), denominadas de Planalto Dissecado do Rio Uruguai e Planalto dos Campos Gerais (IBGE, 2018).

Figura 13 – Mapa geomorfológico da Bacia do rio Chapecó-SC



Fonte: RADAM BRASIL (IBGE, 2018).

O Planalto Dissecado do rio Uruguai é um compartimento que se expressa de modo mais proeminente no baixo curso do rio Chapecó e que se estende até as proximidades de Abelardo Luz. Em relação às vertentes (Figura 14), esta unidade apresenta relevo bastante dissecado de forma descontínua, cortada por vales e sulcos, apresentando vertentes com forte declive, caracterizando-se, em algumas situações, como escarpa, em alguns locais, 250 metros entre os topos e fundos de vale. As vertentes apresentam interrupções ao longo de suas extensões configurando degraus ou patamares (IBGE, 2018).

Figura 14 – Aspecto geral do Planalto Dissecado do Rio Uruguai: sub-bacia do rio Xaxim



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

A unidade geomorfológica do Planalto Dissecado do Rio Uruguai é composta por modelados, resultados de processos de dissecção fluvial que atuaram na região, ligados a condicionantes estruturais (IBGE, 2018). Os condicionantes estão relacionados à geologia local, formada por sequências de derrames de rochas efusivas que se individualizam por suas características morfológicas e petrográficas. Neste compartimento, são comuns planícies assimétricas em vários trechos de canais de ordens variadas (Figura 15).

Além disso, essa unidade possui modelados formados em consequência de processos de dissecção e processos estruturais, que estão diretamente ligados à geologia da área por meio de sequências de derrames das rochas efusivas que, ao longo do tempo, se dividiram em decorrência de suas características morfológicas (IBGE, 2018).

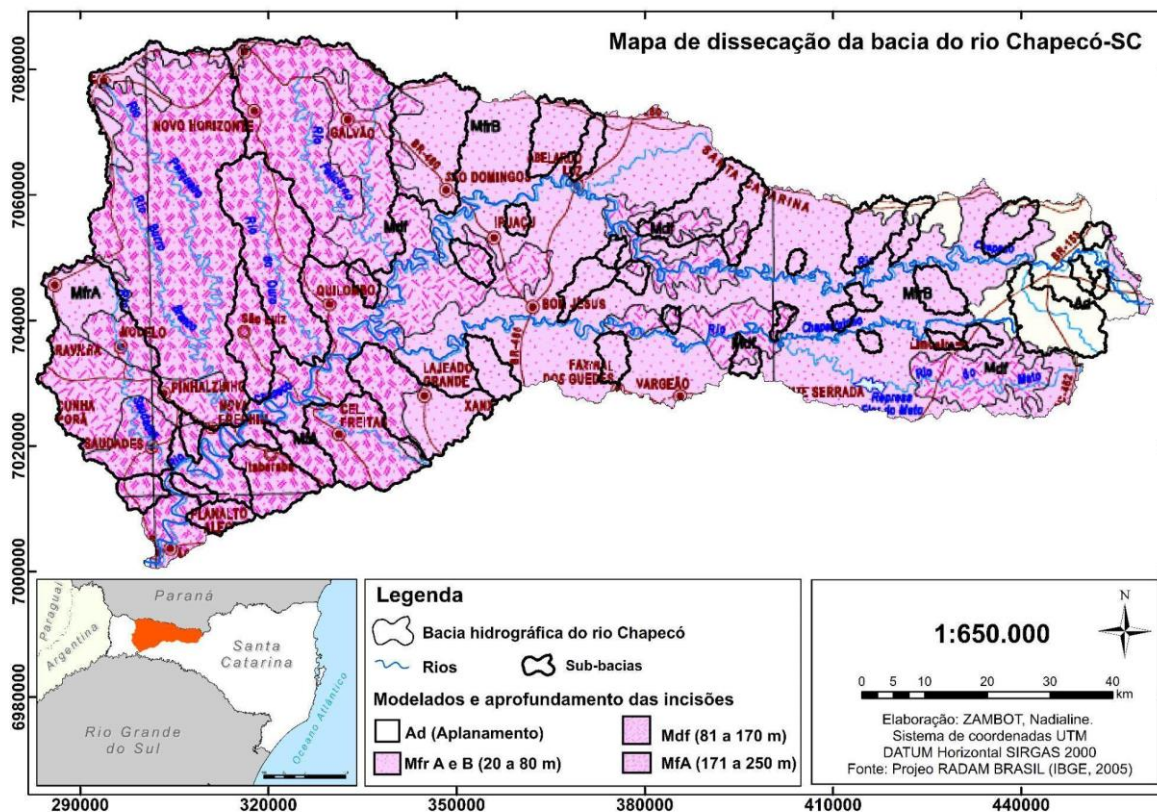
Figura 15 – Aspecto morfológico do contato entre Planalto Dissecado do Rio Uruguai e Planalto dos Campos Gerais (escarpa erosiva) com planície assimétrica



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

A dissecação do relevo mapeada pelo Radam Brasil (IBGE, 2005) demonstra duas categorias diferentes de modelados na BHRC. A primeira trata-se do modelado denominado desnudado (Ad), caracterizado como de aplanamento. A outra categoria é a de desnudação e se apresenta subdividida em 4 classes ou graus de dissecação: muito fraca A (MfrA), muito fraca B (MfrB), medianamente forte (Mdf) e muito forte A (MfA) (Figura 16).

Figura 16 – Dissecação do relevo da bacia do rio Chapecó-SC



Fonte: Projeto RADAM BRASIL (IBGE, 2005).

Em relação aos graus de dissecação muito fraca A e B, estes encontram-se dispostos ao longo da BHRC, com presença mais expressiva em torno do alto e médio curso, e com maior concentração do muito fraco A no seu baixo curso, na extremidade oeste da bacia. Essa morfologia tem como característica modelados de lombas e colinas de diferentes extensões, vales rasos com incisão entre 20 e 80 metros e declividade entre 5° e 10° , possuindo uma densidade de drenagem grosseira, sendo bastante comum a apresentação de *dales* e lajeados. Este é o modelado típico do Planalto dos Campos Gerais (Figura 17).

Figura 17 – Aspecto típico do Planalto dos Campos Gerais: no primeiro plano, lajedo no canal do rio Chapecó a montante das Quedas do rio Chapecó



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

Os *dales* são depressões rasas e úmidas, que podem estar associadas a fenômenos de subsidência e/ou extravasamento do lençol freático (IBGE, 2009). Sua formação ocorre em consonância ao direcionamento das águas de recarga que fluem para o vale, ocorrendo no terço superior das vertentes, nos limites inferiores das chapadas, equivalente às nascentes de drenagem.

Essas morfologias, localmente, podem apresentar ocorrência de erosão acelerada como sulcos, ravinas e voçorocas, ressaltos topográficos e a presença de relevos residuais e, ainda, a dissecação muito fraca B, que se apresenta de forma descontínua e menos esparsa, com afloramentos rochosos ocasionais (IBGE, 2005).

As morfologias que expressam a categoria medianamente forte (Mdf) expressam um modelado de topos convexos e vertentes irregulares e em patamares, com vales encaixados com incisões entre 81 e 170 metros. Possuem grau de declividade entre 10° e 18°, e ainda formas localizadas de erosão acelerada, exposição de blocos e afloramentos rochosos (IBGE, 2005). Essa classe de dissecação apresenta-se em áreas mais localizadas no médio curso, próximas aos rios Chapecó e Chapecozinho. (Figura 18).

Figura 18 – Aspecto morfológico de vertentes convexas junto ao vale do rio Chapecozinho, aproximadamente 1 km a montante de sua foz no rio Chapecó. Dissecação medianamente forte



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

Por fim, a classe muito forte A (Mfa) apresenta modelados de topos planos a convexos, às vezes aguçados, e vales encaixados e vertentes em patamares com formas de erosão acelerada e exposição de blocos localizados. Possui aprofundamento entre 171 e 250 metros, e uma densidade média de drenagem. Essa categoria está localizada de forma mais efetiva na baixa bacia.

Os condicionantes estruturais, quando ligados a fatores climáticos, principalmente a umidade, facilitam o processo de intemperismo químico em regiões de maior fraqueza e, com isso, permitem uma drenagem bastante desenvolvida. As superfícies da unidade geomorfológica do Planalto dos Campos Gerais estão presentes de forma mais ampla na média e alta bacia, e em faixas menos expressivas, também a noroeste.

A unidade geomorfológica do Planalto dos Campos Gerais (Figura 19) corresponde aos topos regionais modelados em rochas efusivas ácidas e básicas do Grupo Serra Geral. Estes relevos estão em topografias de altitudes mais elevadas, em comparação às áreas circundantes pertencentes ao Planalto Dissecado do rio Uruguai (IBGE, 2018).

O Planalto dos Campos Gerais apresenta um relevo pouco dissecado, com desníveis pequenos, tendo destaque para os modelados de aplanamento e de dissecação homogênea e diferencial, e ainda com drenagem pouco aprofundada. De modo geral, os modelados de aplanamento referem-se a restos de uma superfície de aplanamento que ainda se mantêm conservados, ocorrendo de forma descontínua na unidade (IBGE, 2018).

Ainda no Planalto dos Campos Gerais encontra-se uma forma de modelado bastante característica – os aplanamentos degradados, com ou sem coberturas de formações superficiais – com ocorrência restrita, e que no caso do Planalto Chapecó, é um relevo, que está limitado por escarpamento mapeado como borda estrutural (IBGE, 2018).

Além disso, outra característica geomorfológica, segundo o projeto Radam Brasil, diz respeito aos compartimentos do Planalto dos Campos Gerais. Sobre essa unidade:

O Planalto dos Campos Gerais, em seus compartimentos, funciona como área divisora de drenagem. Assim é que o Planalto de Guarapuava funciona como divisora entre os rios que, para norte, dirigem-se para o rio Piquiri e, para sul, drenam para o rio Iguaçu; o Planalto de Palmas e o do Capanema são divisores entre a drenagem do rio Iguaçu e do rio Uruguai; já o Planalto de Campos Novos divide drenagem para os rios Iguaçu, Uruguai e Itajaí-Açu. Os rios maiores, ao drenarem áreas desta Unidade, mostram geralmente vales encaixados com patamares dissimulados nas encostas e cursos tortuosos, com algumas curvas meândricas. Entre eles se destacam os rios Pelotas, Canoas, Chapecó e Jordão. Estes rios apresentam, com muita frequência, corredeiras e pequenas cachoeiras resultantes das diferenças internas nos derrames das rochas efusivas. Os rios menores que drenam a Unidade geralmente têm suas nascentes nas dales, e o direcionamento de seus cursos obedece a controle estrutural, dado pelas fraturas e disjunções das rochas efusivas. Esta drenagem de pequeno porte, em alguns trechos da unidade, ocorre de forma incipiente, sem canais de escoamento definidos, representados por áreas brejosas alongadas, com cobertura vegetal de gramíneas (IBGE, 2018, p. 369).

Em comparação com as coberturas do Planalto Dissecado do rio Uruguai, nesta unidade essas são mais profundas e argilosas, com presença de níveis cascalhentos, formando lentes e linhas de pedra esparsas.

Figura 19 – Planalto dos Campos Gerais: vertentes convexas com rampas longas e mantos de intemperismo mais espessos e cascalhentos. A nordeste do município de Lajeado Grande (SC)



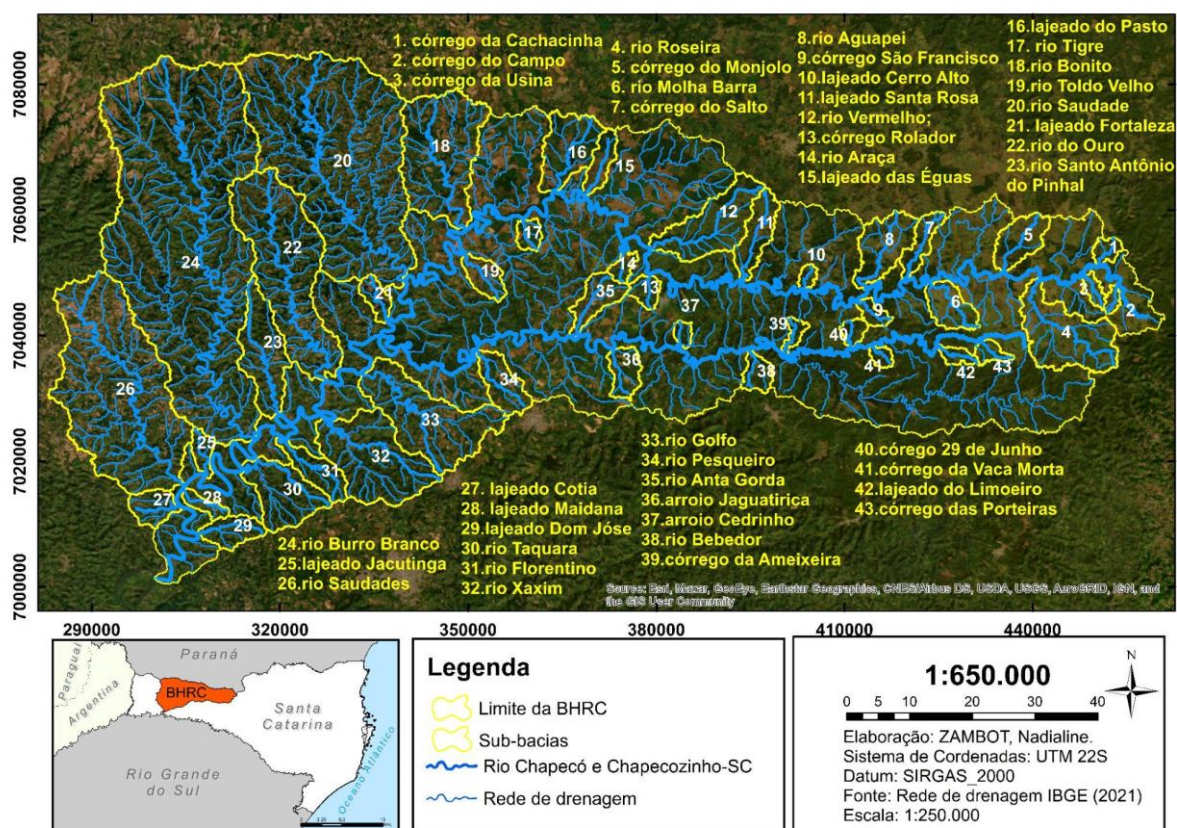
Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ

É possível perceber que o padrão predominante da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do rio Chapecó - BHRC - (Figura 20) é um padrão dendrítico. Além disso, o padrão de drenagem apresenta manchas de padrão sub-dendrítico, as quais, segundo Arcanjo (2011), são padrões transacionais em que a estrutura geológica pode ter influído levemente nos rios principais. Em relação às propriedades da rede de drenagem, a tropia é multidirecional desordenada e, ainda, com uma forte assimetria. Tradicionalmente, padrões dendríticos sugerem um baixo controle geológico no desenvolvimento da rede de drenagem em terreno com uniformidade litológica (TWIDALE; 2004; HUDDART; STOTT, 2010).

Figura 20 – Rede de drenagem e identificação das sub-bacias da BHRC



Fonte: IBGE (2021).

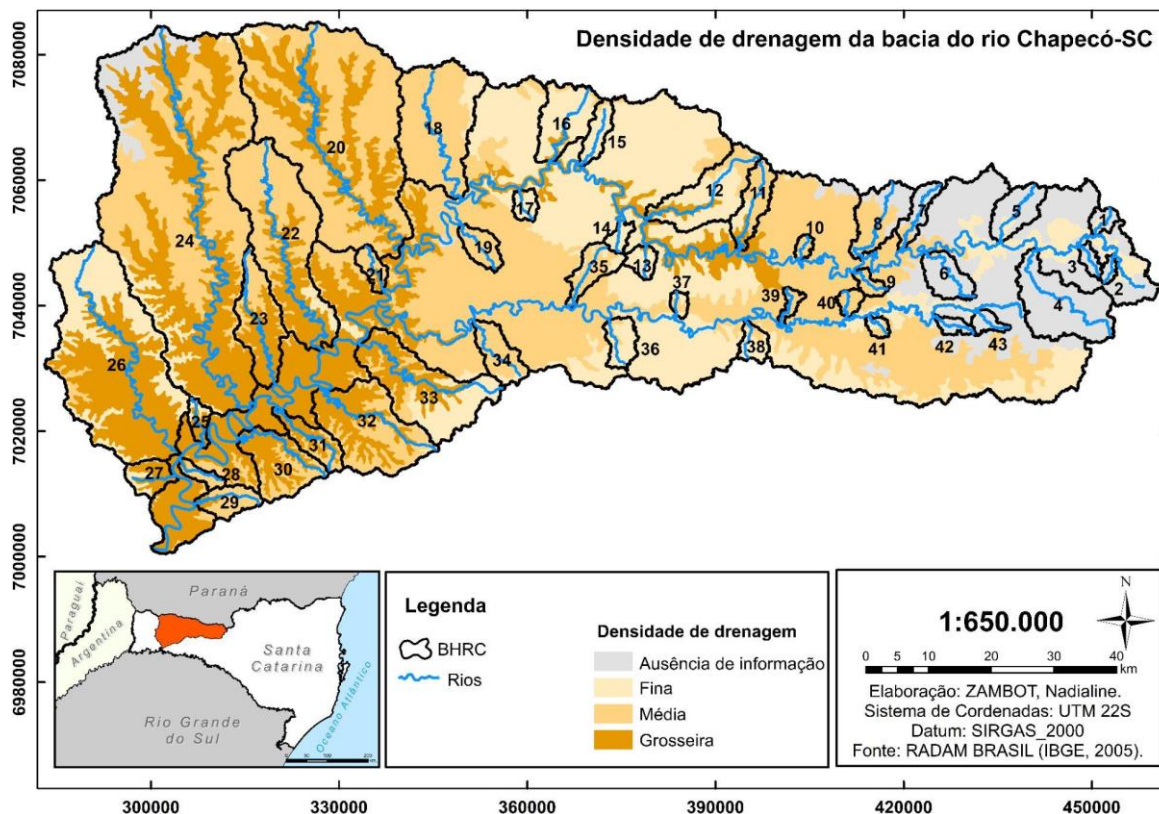
Muitos rios apresentam caráter predominantemente sinuoso e meandrante. O que chama a atenção para o contexto da BHRC é que, geomorfologicamente, está inserida em um contexto planáltico basáltico, onde muitos canais estão em leitos rochosos e, para um canal desenvolver seu curso sob um padrão meandrante, o seu vale precisa ter espaço suficiente para meandrar. No contexto da BHRC, este espaço não existe; assim, os canais são meandantes apenas em termos de morfologia e não do ponto de vista processual hidrodinâmico. No entanto, os espaços de planícies aluviais são, no geral, muito restritos e descontínuos na BHRC. O que pode explicar a forma desses canais meandantes no contexto planáltico basáltico é que cursos d'água contidos em vales profundos podem ter sido herdados de uma antiga superfície associada a níveis de base mais arrasados e, com isso, apresentar características de forma semelhantes das de rios meandantes em planícies fluviais.

Em relação à densidade da rede de drenagem (Figura 21), ela foi classificada pelo Projeto Radam Brasil (IBGE, 2018) em fina, média e grosseira. Na alta BHRC, no geral, associada às mais altas cotas altimétricas e ao Planalto dos Campos Gerais, a densidade varia de fina a média.

A média BHRC apresenta uma concentração bem específica de densidade grosseira, bem próxima das margens do rio Chapecó e, de maneira significativa, isso vai se alterando em áreas de transição, passando de grosseira para fina densidade de drenagem. As áreas de média e fina densidade estão no domínio do Planalto dos Campos Gerais, na porção mais oriental da BHRC.

Na baixa BHRC, é possível identificar o predomínio das áreas com densidade de drenagem grosseira, principalmente na direção da foz do rio Chapecó. Nesta área, apenas duas pequenas porções possuem densidade média. A maior parte das áreas que apresentam densidade de drenagem grosseira encontra-se no compartimento do Planalto Dissecado do rio Uruguai e nas áreas de transição da escarpa erosiva. Essas áreas com densidade de drenagem grosseira estão mais sujeitas aos processos erosivos.

Figura 21 – Densidade de drenagem da BHRC



Fonte: IBGE (2005).

A média BHRC apresenta uma concentração bem específica de densidade grosseira, bem próxima das margens do rio Chapecó e, de maneira significativa, isso vai se alterando em áreas de transição, passando de grosseira para fina densidade de drenagem. As áreas de média e fina densidade estão no domínio do Planalto dos Campos Gerais, na porção mais oriental da BHRC.

Na baixa BHRC, é possível identificar o predomínio das áreas com densidade de drenagem grosseira, principalmente na direção da foz do rio Chapecó. Nesta área, apenas duas pequenas porções possuem densidade média. A maior parte das áreas que apresentam densidade de drenagem grosseira encontra-se no compartimento do Planalto Dissecado do Rio Uruguai e nas áreas de transição da escarpa erosiva. Essas áreas com densidade de drenagem grosseira estão mais sujeitas aos processos erosivos.

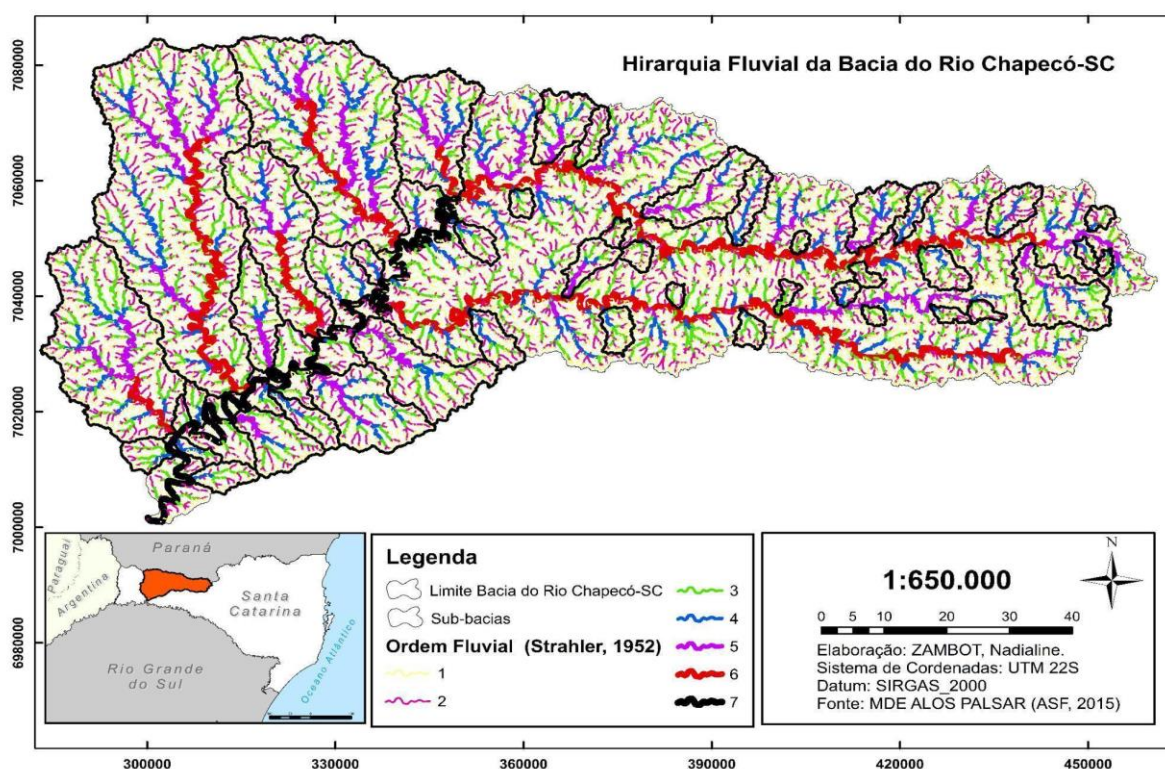
Conforme Arcanjo (2011), áreas que apresentam maior densidade de drenagem frequentemente indicam baixo grau de infiltração, o que decorre de

materiais impermeáveis, e baixa densidade de drenagem sugere alto grau de infiltração, proporcionada por materiais porosos.

O perímetro da BHRC descreve um formato predominantemente alongado no sentido leste-oeste, com inflexão significativa do rio Chapecó para a direção sudoeste, a partir das Quedas do rio Chapecó, importante ruptura de declive no seu médio curso. Em relação ao rio Chapecozinho, este mantém-se na direção leste-oeste por todo o seu curso. Com uma extensão de 197 km (MDE ALOS), vale lembrar que o Chapecozinho é o maior afluente do rio Chapecó.

Já em relação às sub-bacias, é possível identificar um condicionamento dos rios, que estão sendo controlados pelos dois principais níveis de base da BHRC (rios Chapecó e Chapecozinho), em relação ao direcionamento dos canais. A hierarquização fluvial, baseada na drenagem automática extraída do MDE ALOS PALSAR, conforme Strahler (1952), permitiu classificar o rio Chapecó como um canal de 7ª ordem. O rio Chapecozinho e vários afluentes associados às sub-bacias de maiores áreas no baixo curso constituem canais de 6ª ordem (Figura 22).

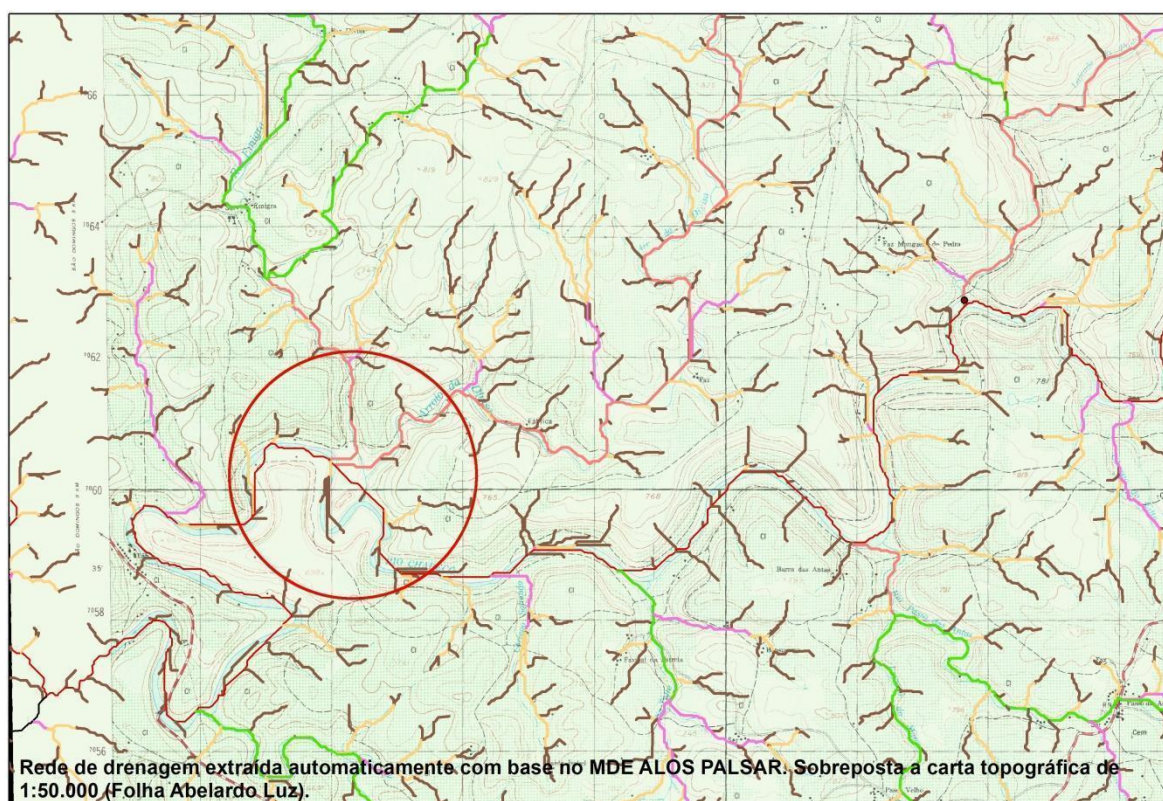
Figura 22 – Hierarquização fluvial da bacia do rio Chapecó-SC



Fonte: MDE ALOS PALSAR (ASF, 2015).

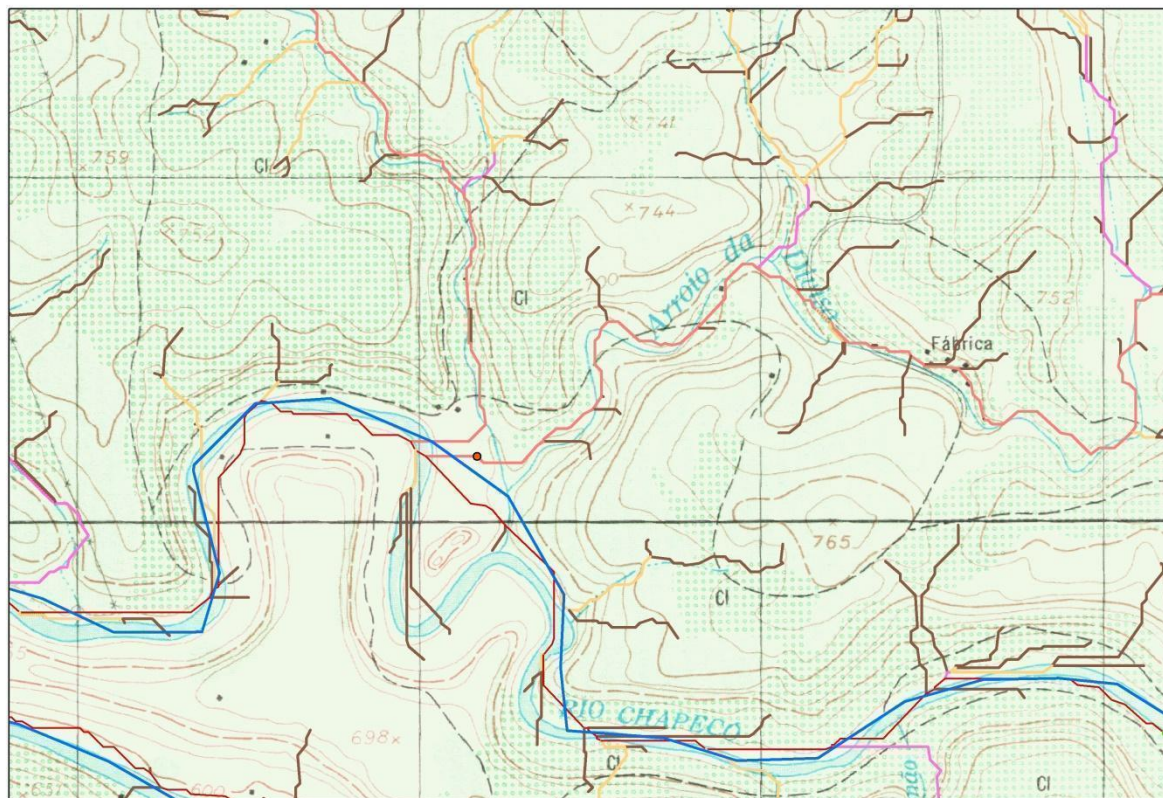
A drenagem extraída automaticamente, com base na metodologia já exposta, permite algumas considerações importantes na comparação com a drenagem mapeada pelas cartas topográficas em escala de 1:50.000. Houve várias inconsistências na rede de drenagem obtida de modo automático junto ao SIG. Foram testados no procedimento de geração dos canais vários limiares condicionantes do algoritmo (> 400 , > 500 , > 700 , > 1000) para a geração da rede de drenagem. O que mais se aproximou da drenagem das cartas em escala 1:50.000 foi o condicionante > 700 , mas, mesmo assim, persistiram incongruências de variados tipos na rede de drenagem gerada (Figuras 23 e 24).

Figura 23 – Aspecto da rede de drenagem automática e hierarquizada sobreposta à carta topográfica em escala de 1:50.000



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Figura 24 – Detalhe do círculo vermelho da Figura 23. Inconsistência da drenagem extraída automaticamente a partir do MDE ALOS PALSAR



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Dentre as principais inconsistências de drenagem, provenientes da sua geração automatizada a partir do MDE ALOS PALSAR estão: (i) a geração de canais de primeira e segunda ordens inexistentes, sobretudo nas áreas mais planas do terreno junto aos fundos de vale e níveis de base principais; (ii) retilinearizações, onde existem sinuosidades de canal; e (iii) supressão de meandros. Alguns desses problemas, como as retilinearizações em fundos de vale, são reconhecidos na literatura por diferentes autores e o procedimento de preenchimento de píxeis (através da ferramenta *fill*) não se mostrou eficiente para sanar esse tipo de problema.

Outro aspecto importante em relação à rede de drenagem diz respeito às rupturas de declive e encachoeiramentos presentes nos cursos d'água das mais diversas ordens dentro da BHRC (Figuras 25, 26 e 27). Estas feições de canal se apresentam na forma de cachoeiras, corredeiras e pequenos ressaltos, que criam um maior turbilhonamento do fluxo. A sucessão de rupturas de ordem centimétrica é comum em muitos trechos fluviais, constituindo *knickzonas*.

O rio Chapecó é composto por diversas corredeiras e pequenas cachoeiras, resultantes das diferenças internas nos derrames de rochas efusivas (IBGE, 2018). Nesta bacia, temos o Salto Saudades e ainda as Quedas do rio Chapecó, em Abelardo Luz.

Figura 25 – Ruptura de declive com cerca de 2 metros de desnível em canal de 3ª ordem, afluente da margem esquerda do baixo rio Chapecozinho



Fonte: Registro fotográfico de William Zanete Bertolini (2022).

Como se pode constatar em campo, as rupturas de declive nos canais apresentam desníveis de ordem centimétrica a decamétrica. Além disso, essas feições não se apresentam linearmente nos leitos, mas, geralmente, com curvaturas

mais ou menos abertas. Nas rupturas de maior ordem (cachoeiras), são comuns os blocos rochosos caídos. Ao se verificar algumas dessas rupturas em campo não foi constatada diferenciação litológica que pudesse justificar sua origem. Por meio desta observação e do grande fraturamento associado aos derrames de lava, entende-se que tais descontinuidades parecem fatores de maior importância na origem dessas rupturas do que a diferença ou alternância de litologia, ou mesmo os contatos horizontalizados entre diferentes derrames (Figura 28). É muito comum o escalonamento e sucessão dessas rupturas em muitos trechos, constituindo as *knickzonas*.

Figura 26 – Ruptura de declive no canal do rio Chapecó a montante do Parque das Quedas do rio Chapecó. Município de Abelardo Luz (SC)



Fonte: Registro fotográfico por William Zanete Bertolini (2022).

Figura 27 – Quedas do rio Chapecó. Ruptura de declive escalonada no rio Chapecó, município de Abelardo Luz (SC)



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

Figura 28 – Aspecto de rupturas centimétricas em níveis vesiculares e não vesiculares da rocha junto ao leito do rio Chapecó – a montante das Quedas do rio Chapecó



Fonte: Registro fotográfico de William Zanete Bertolini (2022).

São comuns também as alternâncias de poços-corredeiras (*pool-riffles*), inclusive com carga de fundo incompatível com as condições atuais de vazão (Figura 29). É de se questionar se trechos com estas características não funcionam como leitos encouraçados.

Figura 29 – Aspecto do leito rochoso em trecho de alternância poço-corredeira com carga de fundo incompatível com a vazão atual do canal. Canal de 3ª ordem a NE da sede urbana de Coronel Freitas



Fonte: Registro fotográfico de Nadialine Zambot (2022).

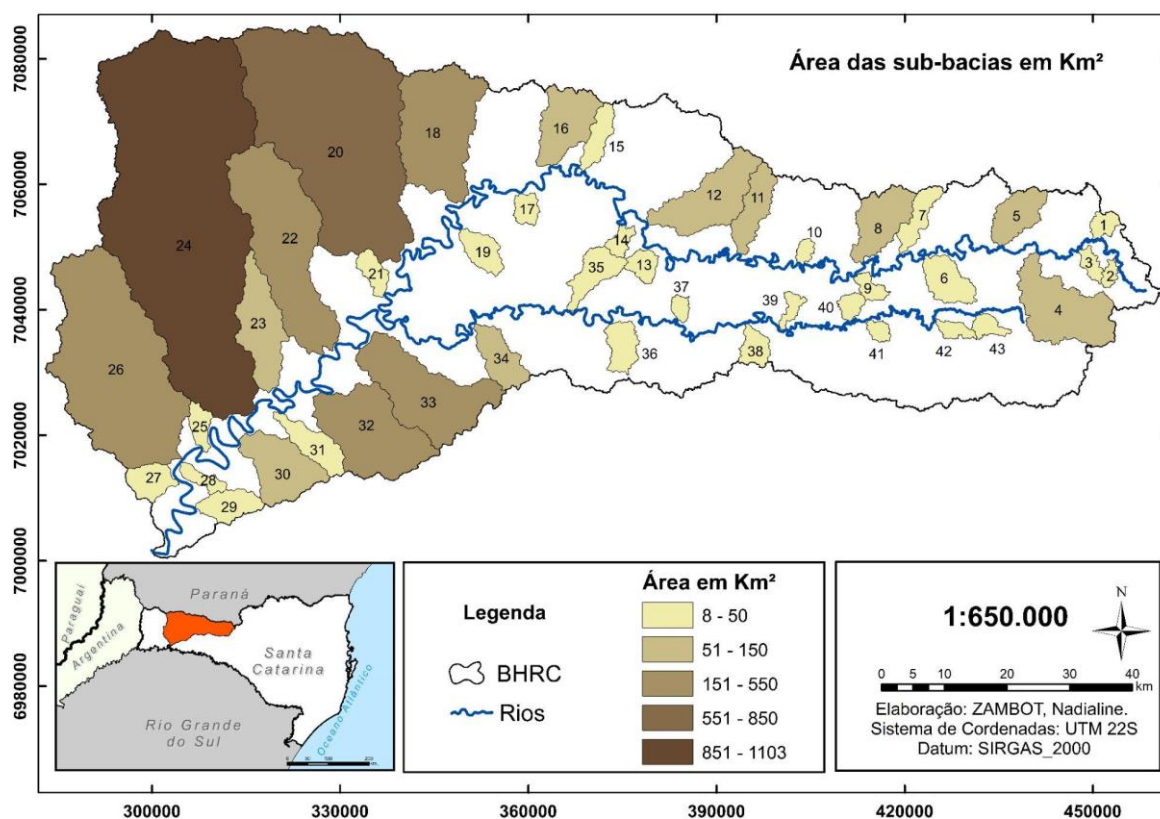
5.2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DAS SUB-BACIAS

5.2.1 Área das sub-bacias

Na alta BHRC, as sub-bacias, de forma geral, são menores e com formatos que se aproximam mais de bacias arredondadas (Figura 30). A maior bacia deste trecho é a bacia do rio Roseira (135,41 km²) afluyente da margem esquerda do alto curso do rio Chapecó. As menores bacias deste trecho são as do córrego do Campo (8,22 km²), afluyente da margem esquerda do rio Chapecó, e a do córrego da Vaca Morta (9,90

km²), sub-bacia do rio Chapecozinho, na sua margem direita. Na alta BHRC, as sub-bacias do rio Chapecozinho evidenciam tamanhos menores se comparadas às sub-bacias do rio Chapecó que possui as sub-bacias de maiores áreas comparativamente. Hipotetiza-se que tal fato deva estar diretamente relacionado com a evolução dos divisores da BHRC em seu perímetro. Mas um outro fator explicativo para tal situação também pode estar relacionada a antigas capturas fluviais por parte do rio Chapecó que foram agregando à sua área de drenagem as sub-bacias da sua baixa margem direita que poderiam drenar diretamente para o rio Uruguai, como acontece com as bacias vizinhas a oeste da BHRC (extremo oeste de SC).

Figura 30 – Área das sub-bacias do rio Chapecó – SC



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Na média BHRC, as sub-bacias apresentam tamanhos e formas diferenciadas entre si, não obedecendo a um padrão único. Destaca-se a presença de três sub-bacias mais alongadas na margem esquerda no rio Chapecó, e três mais circulares, também em sua margem esquerda. A maior bacia neste trecho é a sub-bacia do rio Bonito (220 km²), afluente da margem direita do rio Chapecó. Entre as sub-bacias

analisadas, a maior sub-bacia do rio Chapecozinho é a do rio Pesqueiro (50,06 km²), em sua margem esquerda. A menor bacia neste trecho é a do arroio Cedrinho, com 9,54 km², afluente da margem direita do rio Chapecozinho. A menor sub-bacia do rio Chapecó, em sua margem esquerda, é a do rio Araçá, com 13,87 km², afluente da sua margem esquerda

Na baixa BHRC, as sub-bacias apresentaram as maiores áreas, principalmente na margem direita do rio Chapecó. A maior bacia neste trecho é a sub-bacia do rio Burro Branco (24), com 1.102,31 km². Na margem esquerda, a maior sub-bacia é a do rio Golfo (33), com 192,71 km². A menor sub-bacia neste trecho da margem direita é a do lajeado Fortaleza, com 22,05 km², e, pela margem esquerda, a menor é a do lajeado Maidana, com 16,14 km². De modo geral, as menores sub-bacias se concentram na alta e média BHRC e possuem aspecto mais arredondado.

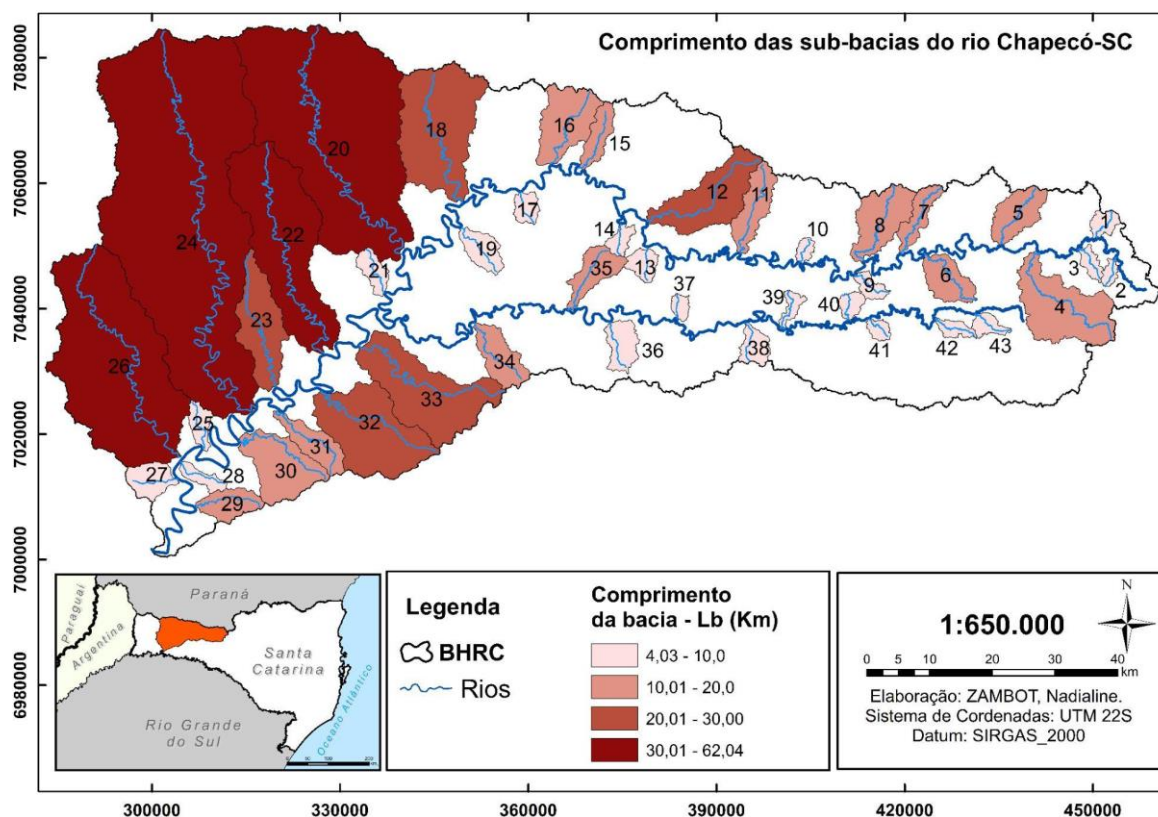
5.2.2 Comprimento das sub-bacias (Lb)

A caracterização do comprimento das sub-bacias (Figura 31) permitiu verificar uma variação de 4,03 km (37 – arroio Cedrinho) a 62,04 km (24 – rio Burro Branco). Constatou-se, portanto, uma variação considerável entre as sub-bacias.

Na porção da alta BHRC, a diferença de comprimentos varia em até 16 km. As menores sub-bacias em extensão, no geral, apresentam uma maior concentração em torno do rio Chapecozinho, na alta e média BHRC.

As sub-bacias mais extensas e que proporcionalmente possuem as maiores áreas estão situadas e agrupadas na margem direita do baixo rio Chapecó; já na margem esquerda deste rio, há duas sub-bacias que possuem extensões com valores entre 20 e 30 km, as sub-bacias 32 e 33. Ainda, na baixa bacia há a presença de três sub-bacias com comprimentos entre 10 a 20 km, sendo elas 29, 30 e 31, e também três sub-bacias que apresentaram valores entre 4 a 10 km, sendo as 25, 27 e 28.

Figura 31 – Comprimento das sub-bacias do rio Chapecó-SC



Fonte: ZAMBOT, N. (2022)

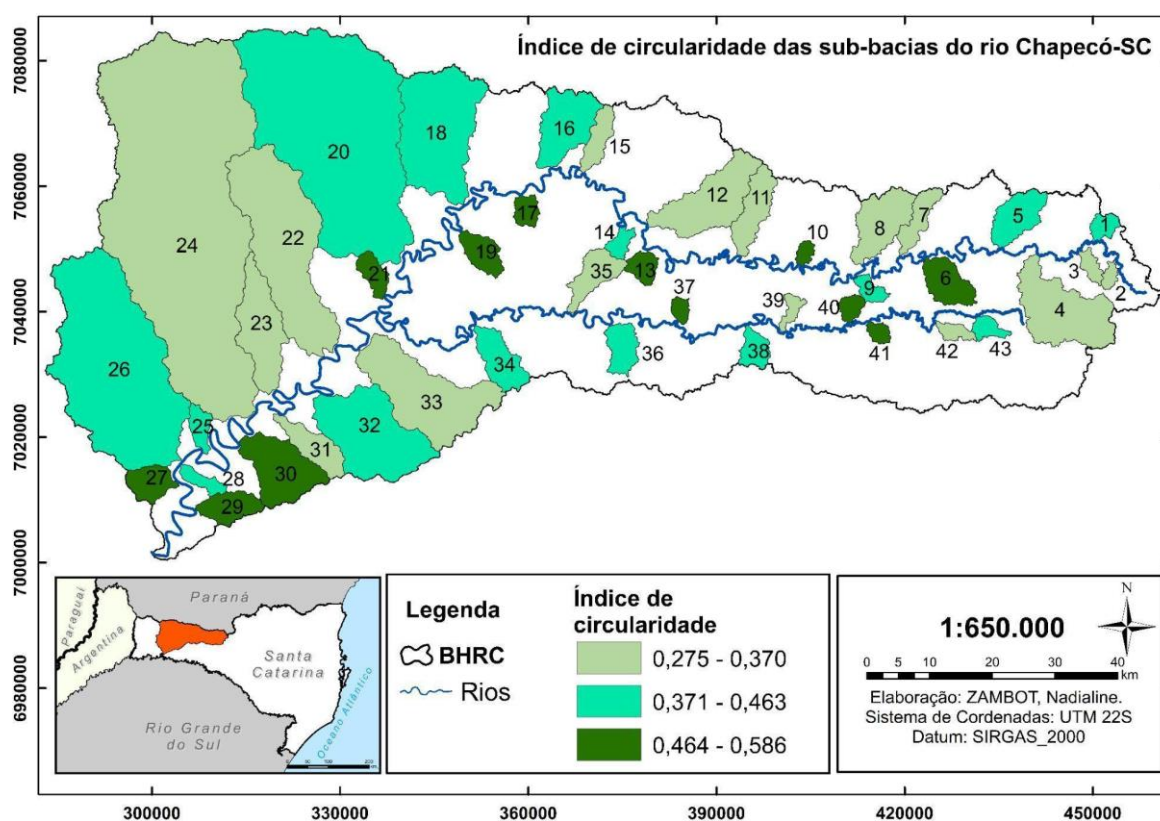
As sub-bacias mais extensas e que proporcionalmente possuem as maiores áreas estão situadas e agrupadas na margem direita do baixo rio Chapecó; já na margem esquerda deste rio, há duas sub-bacias que possuem extensões com valores entre 20 e 30 km, as sub-bacias 32 e 33. Ainda, na baixa bacia há a presença de três sub-bacias com comprimentos entre 10 a 20 km, sendo elas 29, 30 e 31, e também três sub-bacias que apresentaram valores entre 4 a 10 km, sendo as 25, 27 e 28.

5.2.3 Índice de circularidade (Ic)

O índice de circularidade (Figura 32), conforme Miller (1953), apresentou valores que variaram de 0,275 (7 – córrego do Salto) a 0,586 (17 – rio Tigre). Quanto mais próximo de 1 o valor do índice, mais circular é a bacia. Evidentemente não há um perímetro perfeitamente circular, portanto, o valor médio do conjunto das 43 sub-bacias analisadas foi utilizado como valor de referência. O valor médio do Ic foi de 0,419. Neste estudo, doze sub-bacias apresentaram valores entre 0,464 e 0,586,

representando as mais circulares da BHRC. As sub-bacias mais circulares estão situadas na média BHRC. No curso inferior do rio Chapecó, são três as sub-bacias que se apresentaram como mais circulares: 27 – lajeado Cotia, 29 – lajeado Dom José e 30 – rio Taquara. Esse índice não demonstrou homogeneidade em sua distribuição espacial. Sendo possível identificar, ainda, um conjunto de sub-bacias no sentido noroeste da BHRC que apresenta índices entre 0,275 e 0,463, ou seja, menos circulares.

Figura 32 – Índice de circularidade das sub-bacias do Rio Chapecó



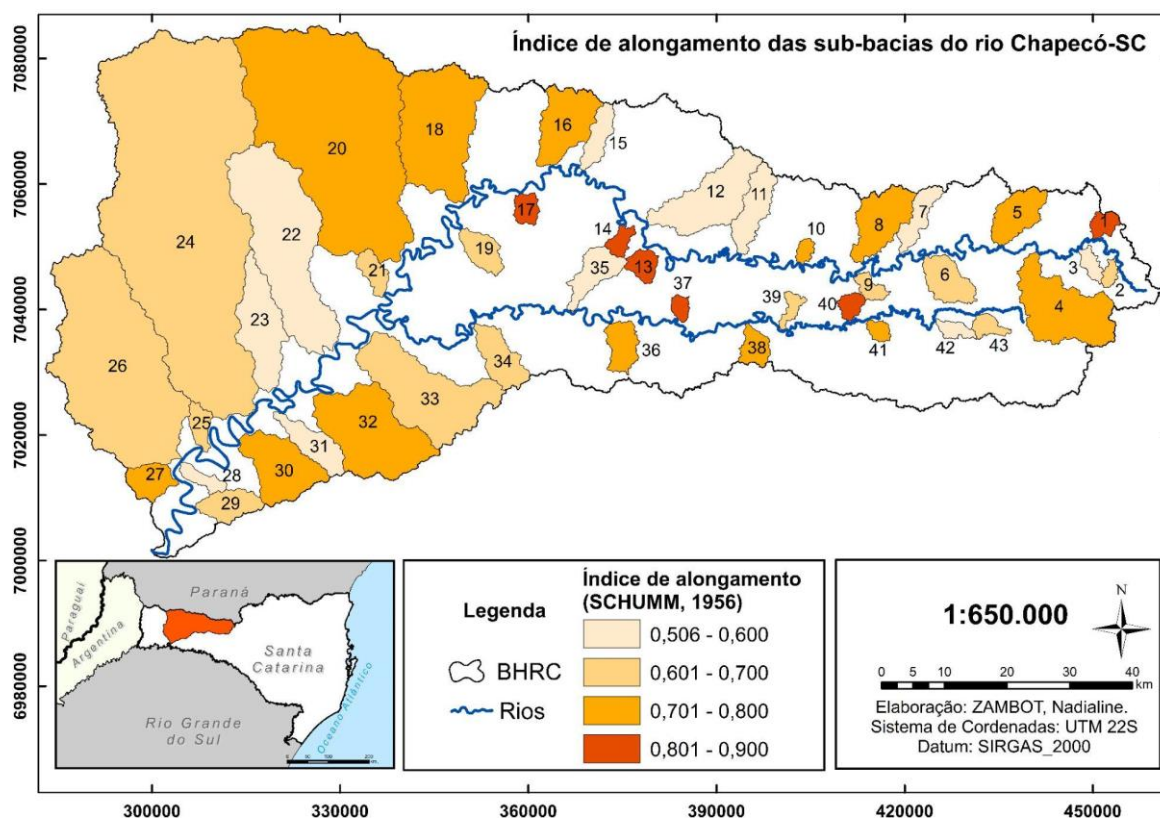
Fonte: ZAMBOT, N. (2022)

5.2.4 Índice de alongamento (Ie)

O índice de alongamento (Figura 33) apresentou valores que variaram entre 0,506 (7 – córrego do Salto) e 0,882 (13 – córrego Rolador), com um valor médio de 0,685. A espacialização desse índice demonstra que às onze sub-bacias com maior alongamento (0,506 a 0,600) estão distribuídas de modo esparsa ao longo de toda a BHRC.

A média BHRC também apresentou bacias mais alongadas e que demonstraram valores relativamente elevados de amplitude altimétrica, mas que são menores quando comparados com as amplitudes das sub-bacias presentes na baixa BHRC.

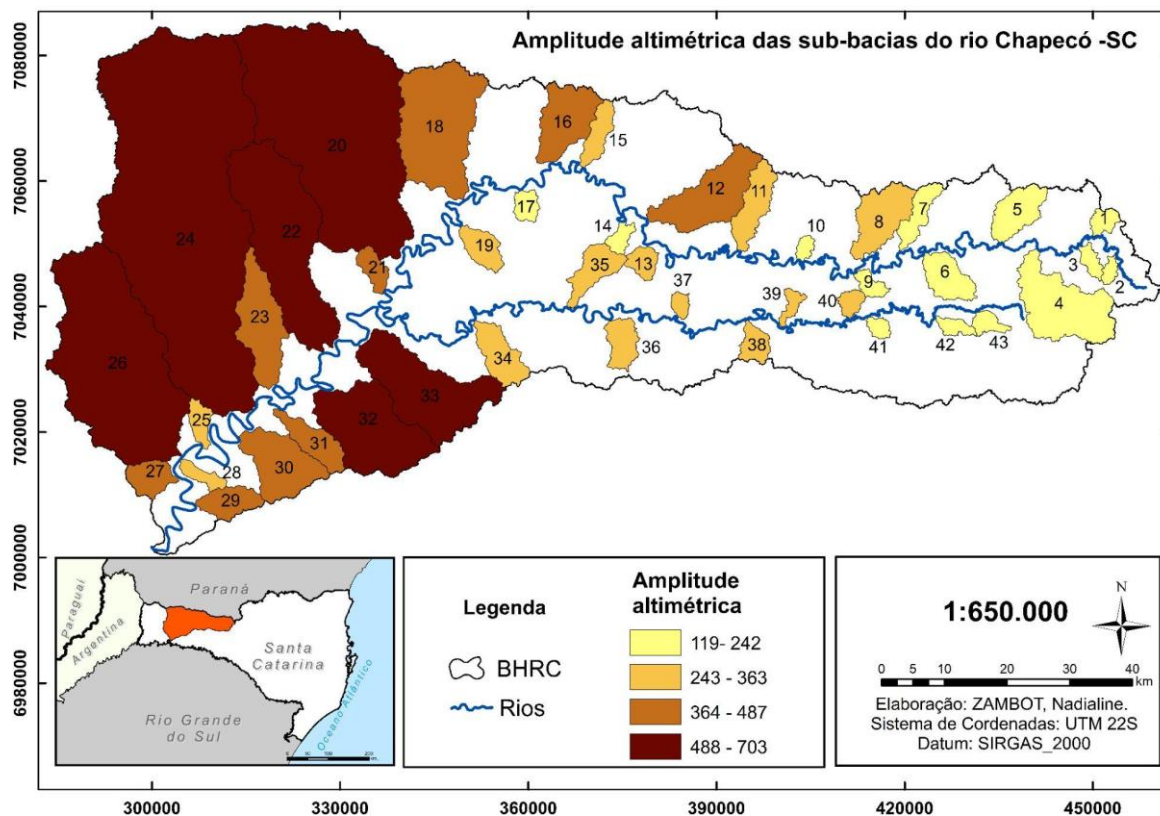
Figura 33 – Índice de alongamento das sub-bacias do Rio Chapecó



Fonte: ZAMBOT, N. (2022)

O índice de alongamento indica que bacias que estão sob controle de esforços tectônicos tendem a apresentar sua forma mais alongada e os declives de superfície são mais acentuados com amplitudes altimétricas maiores (MOLIN; PAZZAGLIA; DRAMIS, 2004). A baixa BHRC apresentou a maior concentração de amplitudes altimétricas (Figura 34) e os maiores declives médios de superfície, indicando que se trata de uma porção onde a dissecação ocorreu de forma mais intensa. A média BHRC também apresentou bacias mais alongadas e que demonstraram valores relativamente elevados de amplitude altimétrica, mas que são menores quando comparados com as amplitudes das sub-bacias presentes na baixa BHRC.

Figura 34 – Amplitude altimétrica das sub-bacias do rio Chapecó-SC



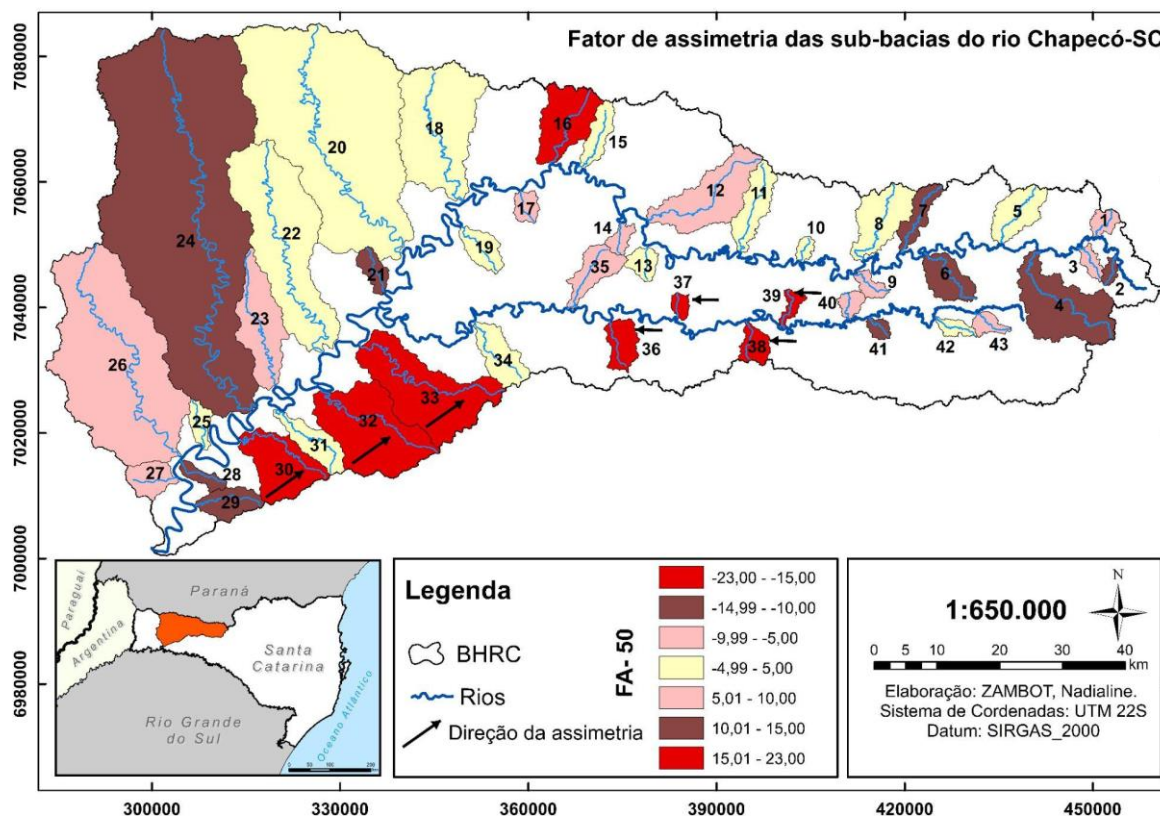
Fonte: ZAMBOT, N. (2022)

Além disso, esse índice está associado ao comprimento das sub-bacias. No geral, as que apresentaram os maiores comprimentos também demonstraram maior índice de alongamento, apresentando comprimentos maiores que 20 km. Dessa forma, pode-se concluir que o índice de alongamento e o comprimento das sub-bacias apresentaram associação entre si, principalmente na média e baixa BHRC, tendendo a ser indicativo de esforços tectônicos atuantes sobre a BHRC.

5.2.5 Fator de assimetria (FA-50)

O fator de assimetria mensurado para as 43 sub-bacias demonstrou desde variações muito pequenas em relação ao valor de referência de 50 (que indica ausência de assimetria) até valores superiores a 15 de FA-50 (Figura 35), classificados por Scotti *et al.* (2014) como valores relativos à forte assimetria em bacias da Cadeia Ibérica (Espanha).

Figura 35 – Espacialização do fator de assimetria (FA - 50) para as sub-bacias da BHRC



Fonte: ZAMBOT, N. (2022)

Os valores mínimo e máximo de FA-50 variaram, em módulo, de 0,72 a 22,31. Foram identificadas sub-bacias hidrográficas simétricas, levemente assimétricas, moderadamente assimétricas e fortemente assimétricas, em que o FA-50 variou entre 0 e 5, 5,01 a 10, 10,01 a 15 e 15,01 a 23,00, respectivamente. Valores negativos indicam que houve basculamento do canal principal para a direita e os valores positivos indicam que houve maior basculamento do canal principal para a esquerda. No conjunto das 43 sub-bacias foram identificadas 14 simétricas, 12 levemente assimétricas, 9 moderadamente assimétricas e 8 fortemente assimétricas, conforme a classificação de Scotti et al. (2014).

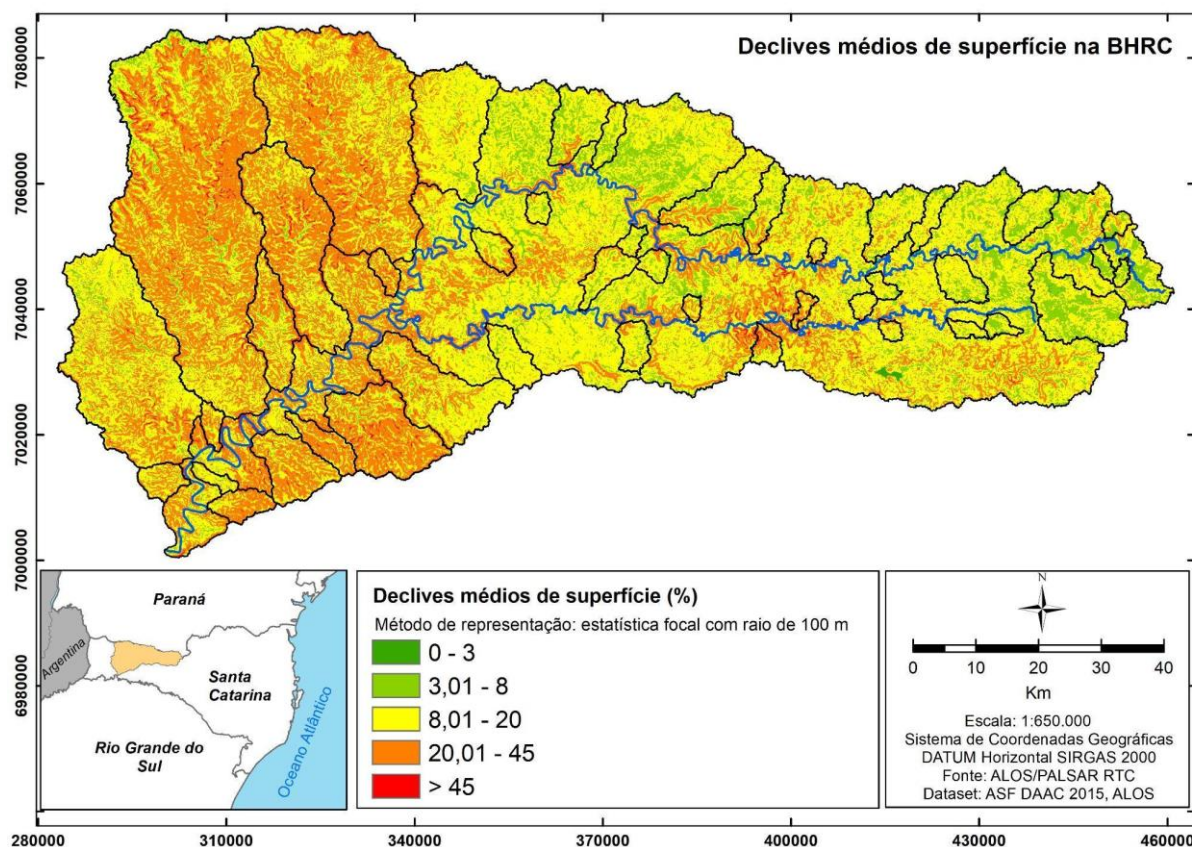
A sub-bacia com índice mais elevado é a do arroio Jaguatirica (22,31), na margem esquerda do rio Chapecozinho. Nas suas proximidades, outras três sub-bacias apresentaram valores elevados de FA-50, sendo elas: arroio Cedrinho (-20,22) e córrego da Ameixeira (-17,18), situadas na margem direita do Chapecozinho, e a sub-bacia do rio Bebedor (20,92), na sua margem esquerda. Outro ponto importante nesse conjunto de quatro sub-bacias é o fato de que as que estão situadas na margem

direita do Chapecozinho apresentaram valores negativos e as sub-bacias na margem esquerda apresentaram valores positivos. Vale destacar que os canais principais dessas sub-bacias estão todos direcionados para a esquerda, sentido de jusante do nível de base, indicando um forte desequilíbrio nesta parte da BHRC. Todas essas sub-bacias encontram-se no entorno do Domo do Vargeão, corroborando que esta área tenha sofrido com algum controle estrutural. Outra área que dá indícios de adernamento tectônico apresenta-se na baixa bacia, onde foram identificadas três sub-bacias com valores de FA-50 entre -19,67 (rio Golfo) e 17,33 (rio Taquara), incluindo a do rio Xaxim, todas situadas na margem esquerda do rio Chapecó. Já na margem direita, as sub-bacias, na direção norte-sul, demonstraram valores entre moderadamente e levemente assimétricas, e o maior valor desta porção é da sub-bacia do rio Burro Branco (11,13).

5.3 ANÁLISE DOS DECLIVES DE SUPERFÍCIE E CORRELAÇÃO DE GRADIENTES DE CANAL E DE VERTENTE

A figura 36 apresenta a espacialização dos declives médios de superfície da BHRC, mediante aplicação de filtro de estatística focal, com a finalidade de melhorar a visualização do fenômeno em análise. Pode-se perceber que a concentração dos maiores declives se encontra na baixa bacia, com destaque para o meridiano de $52^{\circ}35'$ que estabelece uma clara divisão na concentração da declividade entre a porção oeste e a centro-leste da BHRC. Concentrações de declividades médias mais elevadas se encontram, de modo mais localizado, também na confluência do Chapecozinho com o rio Chapecó e a nordeste do Domo de Vargeão.

Figura 36 – Declives médios de superfície da bacia do rio Chapecó - SC



Fonte: MDE ALOS PALSAR (2015).

A espacialização dos declives médios de superfície constitui importante marcador da atual fase morfogenética da bacia. A baixa bacia, região onde, em teoria, seriam esperados os menores declives de superfície, apresenta-se, na realidade, com os maiores declives, caracterizando, portanto, um claro rejuvenescimento geomorfológico dessa porção, independente do compartimento geomorfológico considerado. A concentração de maiores declividades é marca disso, embora não aponte qual tenha sido a causa originária dessa condição.

Do ponto de vista dos declives de canal e de vertentes e sua correlação estatística para cada sub-bacia, a Tabela 1 apresenta essas variáveis. No geral, os coeficientes de correlação foram baixos ou negativos, o que, por si só, demonstra uma baixa associação entre as variáveis declividade de canal e declividade de vertente. Tal fato sugere um descompasso entre os tempos de desnudação/incisão dos canais e os das vertentes, coerente com a hipótese de um rejuvenescimento geomorfológico.

Os coeficientes negativos indicam que, enquanto a distribuição dos declives de vertente diminui de montante para jusante, os gradientes fluviais aumentam no mesmo

sentido. Os valores de correlação negativos variaram de -0,019 a -0,564, respectivamente, para as sub-bacias do rio Golfo, afluente da margem esquerda do baixo rio Chapecó e córrego do Campo, afluente da margem esquerda do alto rio Chapecó.

Coefficientes próximos de 0 indicam uma baixa correlação entre as variáveis, ou seja, a declividade média do canal e a declividade média de vertente não variam no mesmo compasso. A maioria dos valores dos coeficientes de correlação demonstraram valores abaixo de 0,308. Indicando que a maioria das sub-bacias analisadas possui uma baixíssima correlação entre as suas duas variáveis.

Tabela 1 – Correlação de gradientes de declive

Correlação de declividade entre canais e vertentes				
Sub-bacias	Ordem	Declividade média do canal	Declividade média de vertente	Coefficiente de correlação de Spearman
Sub-bacias do rio Chapecó				
córrego do Campo	3	0,064	0,103	-0,564
córrego Cachacinha	4	0,013	0,130	0,306
córrego da Usina	3	0,108	0,104	-0,252
rio Roseira	4	0,006	0,112	0,062
córrego do Monjolo	4	0,011	0,069	0,026
rio Molha Barra	4	0,011	0,130	-0,462
córrego do Salto	4	0,013	0,144	0,093
rio Aguapé	4	0,014	0,144	-0,257
córrego São Francisco	4	0,017	0,127	0,119
lajeado Cerro Alto	3	0,068	0,239	-0,364
lajeado Santa Rosa	3	0,037	0,160	0,021
córrego Rolador	3	0,042	0,171	0,204
rio Vermelho	4	0,014	0,172	0,03
rio Araçá	3	0,048	0,149	0,536
lajeado das Éguas	2	0,016	0,080	0,515
lajeado do Pasto	4	0,032	0,180	0,328
rio Tigre	3	0,045	0,141	0,238
rio Bonito	5	0,017	0,120	0,232
rio Toldo Velho	3	0,039	0,154	0,47
rio Saudade	4	0,020	0,209	0,115
lajeado Fortaleza	3	0,049	0,220	-0,173
rio Golfo	4	0,026	0,174	-0,019
rio do Ouro	5	0,013	0,243	0,135

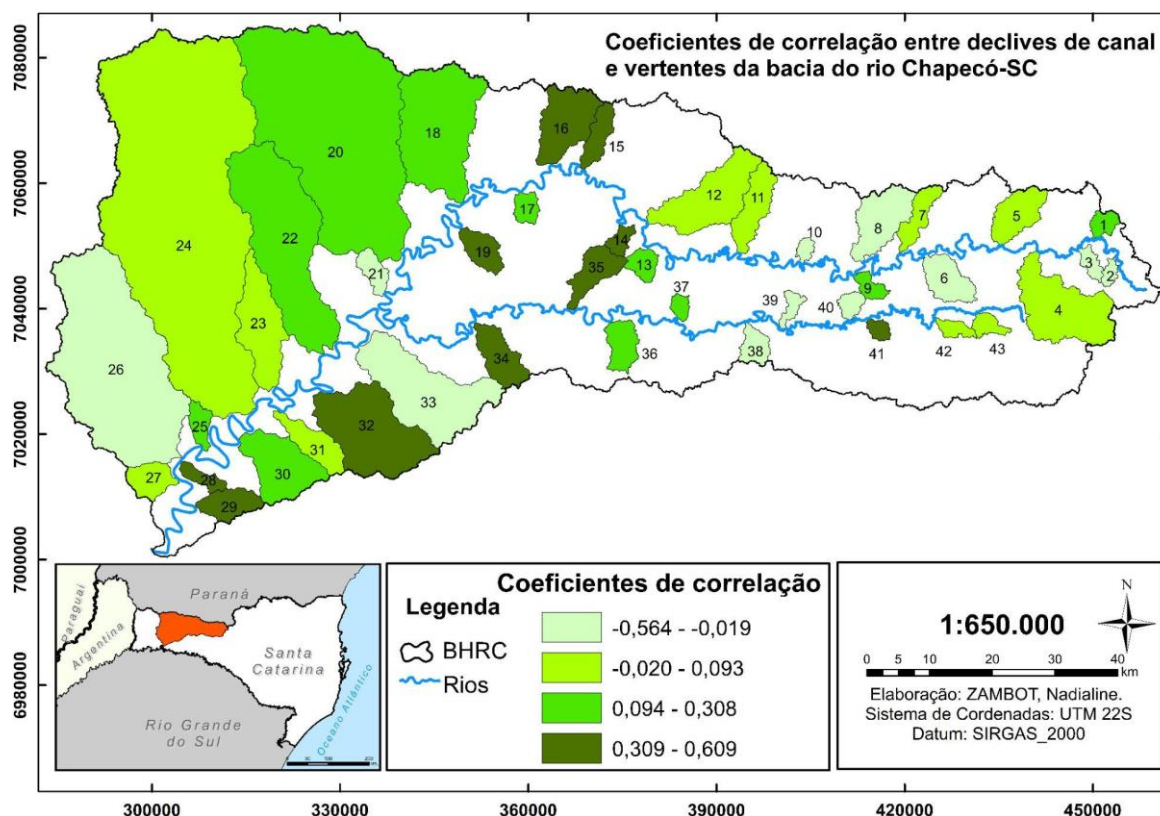
rio Xaxim	4	0,028	0,255	0,449
rio Santo Antônio do Pinhal	4	0,016	0,183	0,012
rio Florentino	3	0,043	0,228	0,038
rio Burro Branco	5	0,009	0,237	0,013
rio Taquara	4	0,035	0,240	0,239
lajeado Jacutinga	2	0,043	0,231	0,207
rio Saudades	4	0,01	0,175	-0,304
lajeado Maidana	3	0,038	0,160	0,462
lajeado Cotia	3	0,060	0,277	0,047
lajeado Dom José	4	0,076	0,237	0,593
Sub-bacia do rio Chapecozinho				
córrego das Porteiras	4	0,017	0,110	0,034
lajeado do Limoeiro	3	0,022	0,140	0,014
córrego da Vaca Morta	3	0,038	0,156	0,609
córrego 29 de junho	4	0,044	0,156	-0,193
córrego da Ameixeira	4	0,051	0,251	-0,137
rio Bebedor	3	0,062	0,217	-0,019
arroyo Cedrinho	3	0,096	0,222	0,308
arroyo Jaguatirica	3	0,081	0,207	0,29
arroyo Anta Gorda	3	0,037	0,130	0,549
rio Pesqueiro	3	0,029	0,142	0,385

Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

Em relação à espacialização da correlação de declives de canal e de vertente (Figura 37), os valores variaram entre o limite negativo de -0,564 (sub-bacia 2 - córrego do Campo) ao limite positivo de 0,609 (sub-bacia 41 - córrego da Vaca Morta), ambas localizadas na alta BHRC.

As sub-bacias da média BHRC apresentaram valores de mínima 0,094 e máxima 0,609. Demonstrando uma grande variação desses dados, para essa parte da bacia, que indicam que às duas variáveis não se alteram do mesmo modo, ou seja, não diminuem ou aumentam conjuntamente. Na média BHRC se verificam os maiores valores de correlação, entre 0,328 a 0,549, mas ainda não são fortes indicadores que há uma correlação significativa entre as variáveis analisadas.

Figura 37 – Coeficientes de correlação entre declives de canal e de vertentes da bacia do rio Chapecó – SC

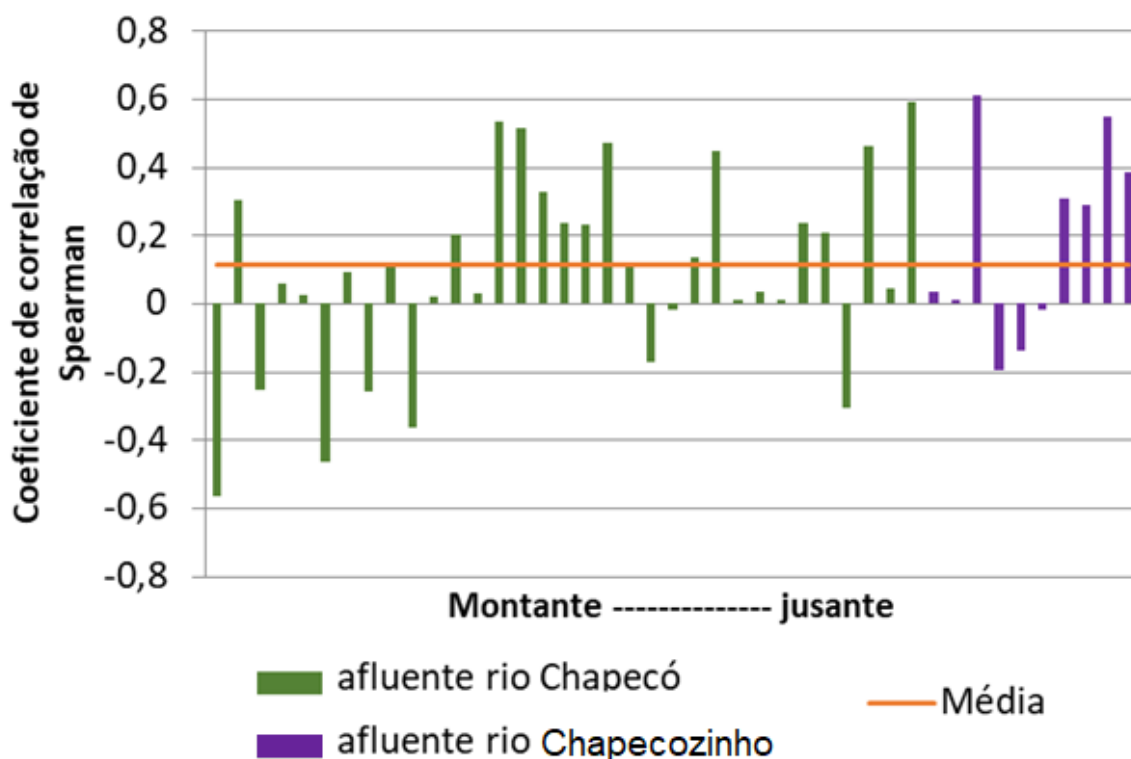


Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Na baixa BHRC, os valores se mostraram heterogêneos. Na margem direita do rio Chapecó os valores não ultrapassaram 0,308 e, ainda, a sub-bacia 26 apresentou valor negativo de -0,304, sustentando uma grande área desajustada em seu equilíbrio geomorfológico. As sub-bacias da margem esquerda demonstraram a presença dos maiores valores positivos de correlações do baixo rio Chapecó e Chapecozinho. Além disso, os coeficientes de correlação de declives de Spearman, na cor azul, representando as sub-bacias do rio Chapecó e na cor verde, representando as sub-bacias do rio Chapecozinho, apresentaram trinta e dois valores positivos e onze valores negativos (Figura 38). Destes dados, apenas oito sub-bacias demonstraram valores superiores a 0,400. A maioria das sub-bacias apresentou valores abaixo de 0,399, e outras quatorze demonstraram valores positivos abaixo de 0,200. Sobre as sub-bacias com valores negativos, duas evidenciaram valores abaixo de -0,400 e as mesmas estão localizadas próximas à nascente do rio Chapecó. O restante das sub-bacias com valores negativos apresentou coeficientes inferiores a 0,400, dispersos

por toda a BHRC. Pode-se destacar que a maioria das sub-bacias apresentou valores que indicam baixa correlação entre as variáveis analisadas.

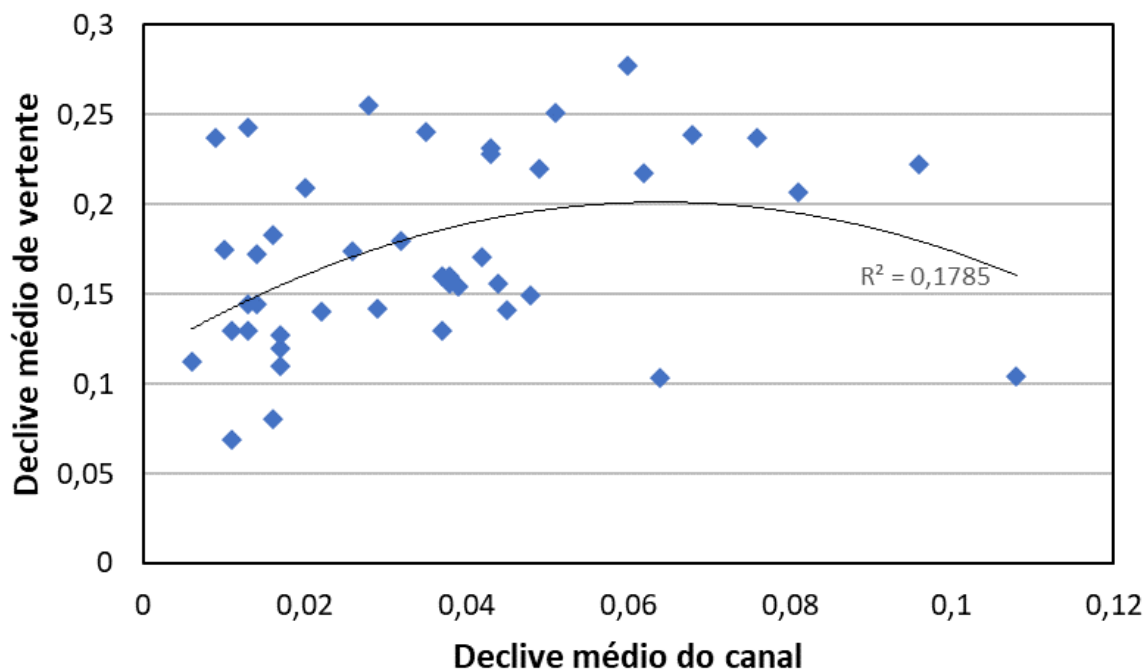
Figura 38 – Variação do coeficiente de correlação de Spearman na BHRC de montante a jusante



Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

A baixa associação entre os declives médios de canal e de vertentes no conjunto das sub-bacias analisadas (Figura 39) sugere, no contexto da BHRC, um descompasso entre o trabalho da rede de drenagem e a esculturação das vertentes e vales, com uma baixa resposta ou previsibilidade de uma variável em função da outra. Do ponto de vista geomorfológico, tal situação se refere ao que se pode denominar, conforme Strahler (1950; 1952; 1974), de desequilíbrio do sistema geomorfológico da bacia.

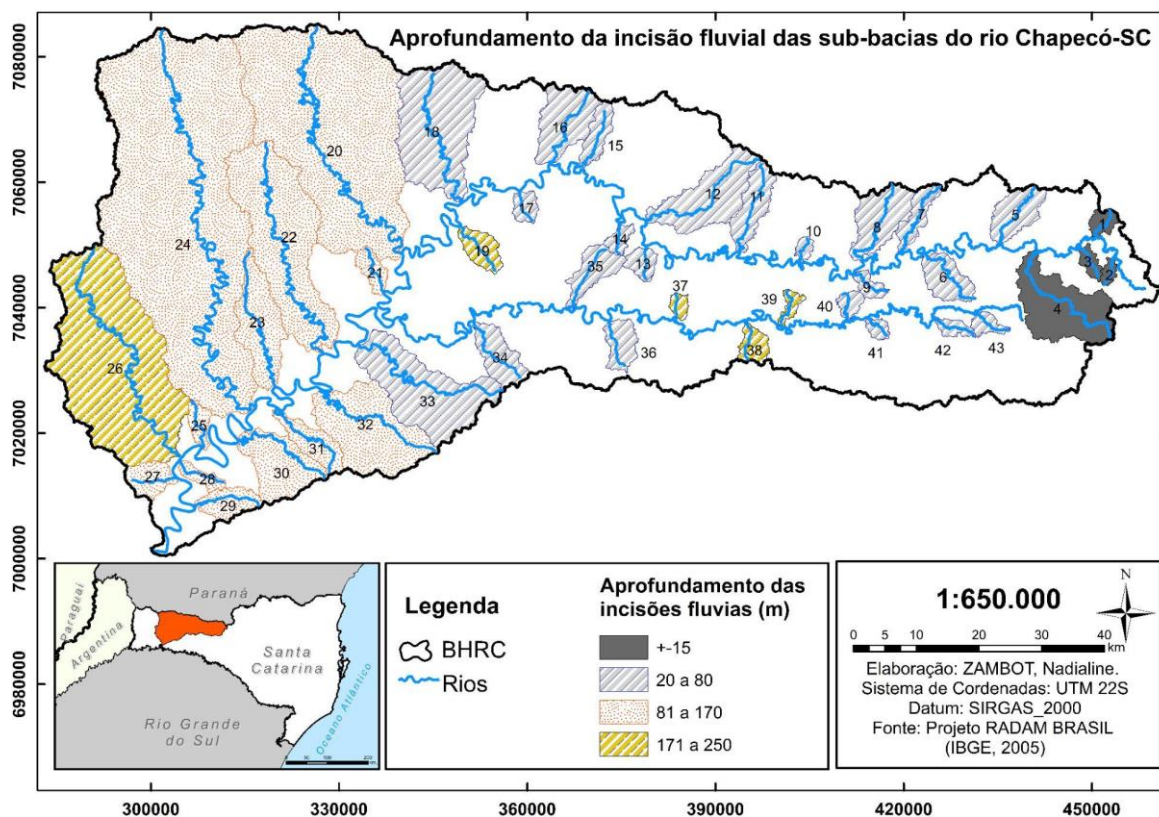
Figura 39 – Correlação de gradientes médios de declive



Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

A declividade média dos canais se mostrou relacionada ao aprofundamento da incisão fluvial, conforme os dados do Projeto Radam Brasil (IBGE, 2005) (Figura 40). As sub-bacias da alta BHRC demonstraram que os declives médios, principalmente na margem direita, possuem menos de 20%, estando relacionados a incisões entre 20 e 80 metros. Próximo à nascente do rio Chapecozinho, em sua margem esquerda, há uma concentração de declives médios inferiores a 45%, que estão localmente relacionados a incisões fluviais entre 81 e 170 metros.

Figura 40 – Aprofundamento das incisões fluviais na BHRC



Fonte: Projeto RADAM BRASIL (IBGE, 2005).

Os declives médios superiores a 20% estão associados à incisão fluvial da ordem de 171 a 250 metros. O aprofundamento das incisões fluviais para a BHRC variou em torno de 15 a 250 metros. Das 43 sub-bacias analisadas, apenas quatro delas evidenciaram incisões até 15 metros, todas elas pertencentes ao alto rio Chapecó. Na alta e média BHRC, as sub-bacias demonstraram incisões predominando entre 20 a 80 metros. Mas na média BHRC encontram-se três sub-bacias (37, 38 e 39) tributárias do rio Chapecozinho que possuem aprofundamentos das incisões fluviais entre 171 a 250 metros, área que também já apresentou outros parâmetros morfométricos com indicadores irregulares. Essas sub-bacias estão localizadas no entorno do Domo de Vargeão.

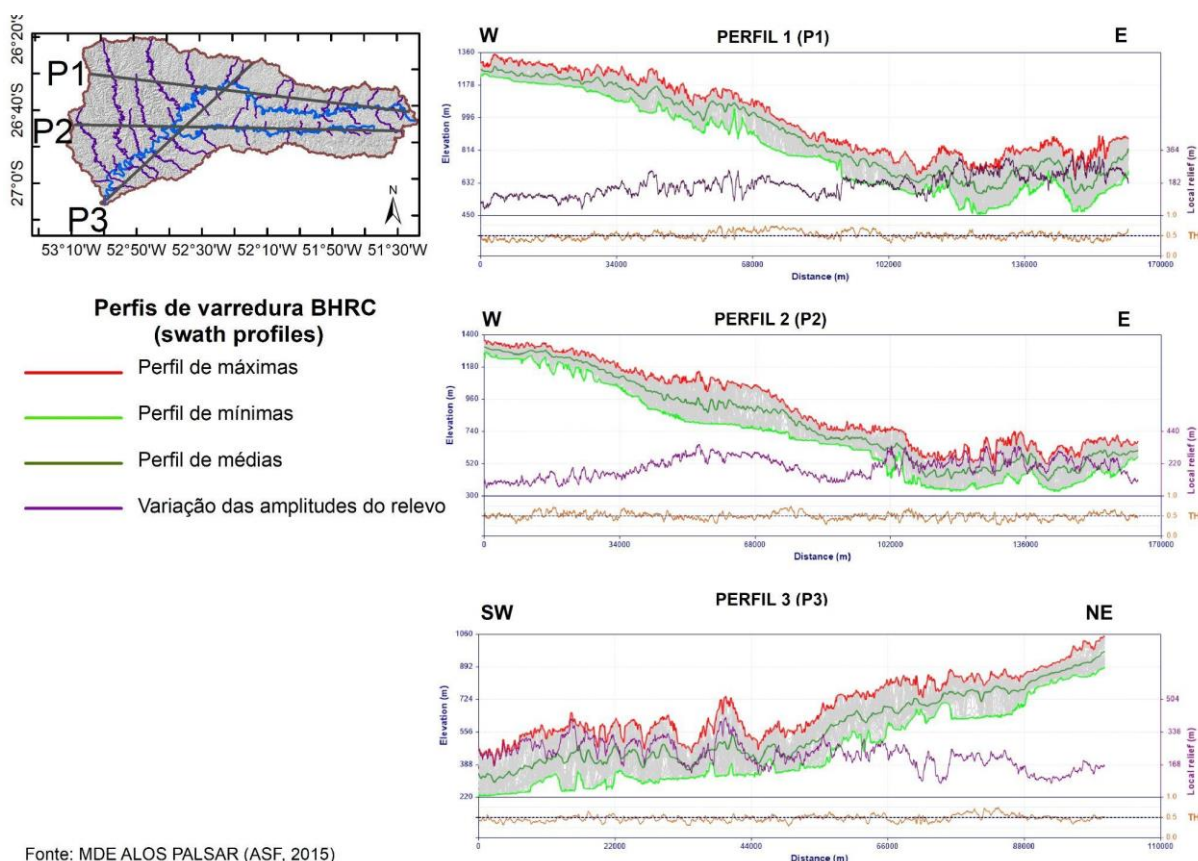
Na baixa BHRC, as incisões fluviais predominantes estão entre 81 a 170 metros em sua grande maioria, o que demonstra ser um padrão em relação a este parâmetro. Nessa área, apenas uma sub-bacia demonstrou incisão fluvial entre 171 a 250 metros,

o que pode indicar condicionantes locais no estabelecimento do ritmo atual entre o processo de incisão dos canais e a morfogênese do relevo.

5.4 PERFIS DE VARREDURA

A variação dos declives a partir dos perfis de varredura (Figura 41) demonstrou uma tendência de diminuição não gradual dos declives leste para oeste (perfis 1 e 2) e de nordeste para sudoeste (perfil 3), com variações bruscas, tanto no Planalto dos Campos Gerais quanto no Planalto Dissecado do Rio Uruguai.

Figura 41 – Perfis de varredura da Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó – SC



Fonte: Elaborado por William Zanete Bertolini (2021).

No perfil 1, que enfatiza principalmente o vale do rio Chapecó, não se verifica espelhamento entre altitudes máximas e mínimas. O perfil de mínimas apresenta várias intercalações bruscas, com declividades acentuadas. As amplitudes altimétricas aumentam na direção oeste da bacia.

O perfil 2 dispõe-se ao longo da calha do rio Chapecozinho e, da mesma forma, não demonstra espelhamento de variação entre altitudes máximas e mínimas. As

médias ao longo desse perfil tendem a um aumento gradual e diminuição (convexidade marcante) no médio-baixo rio Chapecozinho. A partir daí, e à margem direita do rio Chapecó, as médias apresentam amplitudes de variação maiores.

O perfil 3 dispõe-se na direção NE-SE, com origem nas proximidades das Quedas do Rio Chapecó e fim na foz desse rio. Acompanhando, grosso modo, o vale do médio e baixo Chapecó apresenta as maiores variações de amplitude do relevo, principalmente na baixa BHRC.

A análise dos perfis de varredura reforça o caimento geral das superfícies geomorfológicas para a direção oeste/sudoeste da BHRC, acompanhando o trabalho da rede de drenagem. Na baixa BHRC, o espelhamento dos perfis de máximas e mínimas é menos homólogo do que na alta BHRC, o que tende a indicar fatores na morfogênese do relevo que desnivelaram de modo irregular e possivelmente rápido as superfícies “primitivas” associadas supostamente a um relevo do pós-derrame (posterior ao Cretáceo). Nesse sentido, os perfis de varredura também justificam e amparam uma componente tectônica regional aparente na baixa BHRC e que se reflete no trabalho da rede de drenagem.

5.5 INTEGRAL HIPSOMÉTRICA (HI)

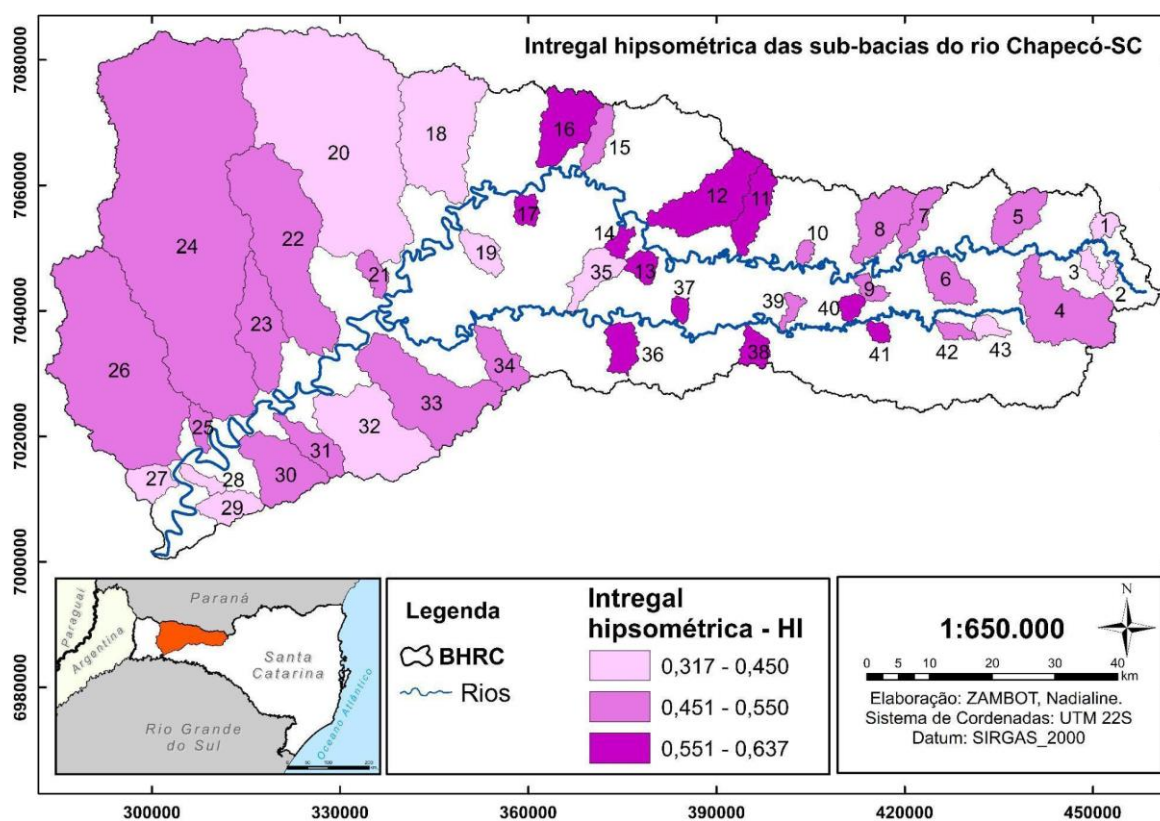
A integral hipsométrica (HI) apresentou valores que variaram de 0,317 (sub-bacia 28 - Lajeado Maidana) a 0,637 (sub-bacia 11 - Lajeado Santa Rosa), (Figura 42). Teve como resultado o valor médio de 0,501 para toda a BHRC e com um valor médio de HI de 0,489 para as sub-bacias afluentes do rio Chapecó e 0,541 para o conjunto das sub-bacias do rio Chapecozinho, este índice apontou valores relativamente altos. Valores acima de 0,555 são apontados por Keller e Pinter (2002) e Ruzkiczay-Rüdiger *et al.* (2009) como indicativos de um estágio juvenil da evolução do relevo, na perspectiva davisiana de transformação de longo termo do relevo. Valores entre 0,450 e 0,555 são apontados como expressão de estágio de maturidade geomorfológica na mesma perspectiva davisiana, e valores abaixo de 0,317 estão associados a um relevo jovem em um estado de pouco avanço da desnudação, o que pode indicar deformação tectônica.

Os maiores valores (0,551 a 0,637) estão concentrados na média BHRC. Os menores valores (0,317 a 0,450) encontram-se em sua grande maioria dispostos na

baixa BHRC, estando associadas a curvas hipsométricas côncavas, demonstrando um relevo mais desnudado em comparação ao das sub-bacias na média BHRC.

A alta BHRC apresentou quatro sub-bacias com valores entre 0,317 a 0,450, (1, 2 e 3 - afluentes do rio Chapecó e 43 - afluente do rio Chapecozinho). De acordo com os valores limites indicados por Keller e Pinter (2002) e Ruzkiczay-Rüdiger *et al.* (2009) pode-se interpretar que a porções alta e baixa da BHRC encontram-se em estágio erosivo mais avançado do que a média porção, onde se concentram as sub-bacias com HI mais elevado. Tal fato associado a espacialização do HI tende a suportar a existência de uma onda erosiva regressiva que se encontra “estacionada” na média BHRC na atual fase morfogenética de evolução do seu relevo.

Figura 42 – Integral hipsométrica das sub-bacias analisadas

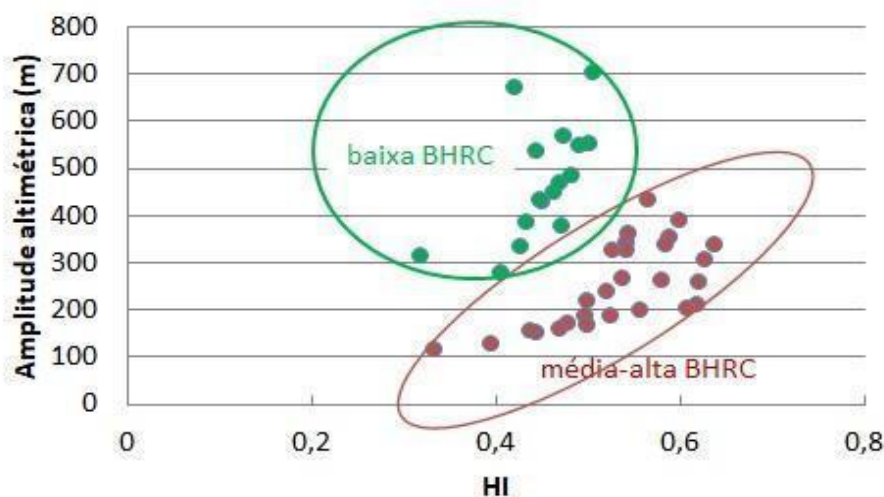


Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Na relação com a amplitude altimétrica, foi possível distinguir dois grupos de sub-bacias com base no HI, conforme demonstrado na Figura 43. Com isso, é possível reconhecer a associação de que aos valores mais altos de HI, presentes na média/alta BHRC, correspondem a amplitudes altimétricas menores. E as sub-bacias da baixa

BHRC, em geral, apresentaram amplitudes altimétricas maiores. Quando comparado com outros indicadores como o aprofundamento das incisões fluviais, a distribuição dos declives médios e os coeficientes de correlação de Spearman, os mesmos certificam que essas áreas da média/alta BHRC estão sofrendo alterações em sua morfometria coerentes com os efeitos de um soerguimento tectônico.

Figura 43 – Relação entre amplitude altimétrica e integral hipsométrica (HI)



Fonte: Elaborada por William Zanete Bertolini (2022).

5.6 PERFIS LONGITUDINAIS, ÍNDICE DE HACK (K) E ÍNDICES ASSOCIADOS

Os perfis longitudinais foram extraídos tanto para os rios Chapecó e Chapecozinho como para os canais principais das 43 sub-bacias analisadas. Para os dois primeiros, que constituem os níveis de base regionais, os perfis foram também confeccionados de modo manual, com base nas cotas e comprimentos dos trechos de canal entre as curvas de nível do mapeamento topográfico. Os canais apresentados na Tabela 2 são os canais principais de cada uma das sub-bacias.

Tabela 2 – Perfis Longitudinais dos rios Chapecó e Chapecozinho e dos 43 canais analisados

	Perfis longitudinais normalizados			
	Cf (%)	Cmax	dL	Litologia predominante (CPRM, 2014)
rio Chapecó	12,26	0,183	0,675	basaltos e rochas ácidas
rio Chapecozinho	5,61	0,137	0,357	basaltos e rochas ácidas
Sub-bacias do rio Chapecó				

córrego do Campo	57,2	0,495	0,208	riodacitos/riolitos
córrego Cachacinha	29,68	0,336	0,451	riodacitos/riolitos
córrego da Usina	39,55	0,312	0,220	riodacitos/riolitos
rio Roseira	22,24	0,274	0,153	riodacitos/riolitos
córrego do Monjolo	33,43	0,298	0,388	riodacitos/riolitos
rio Molha Barra	28,12	0,254	0,298	riodacitos/riolitos
córrego do Salto	15,31	0,156	0,180	riodacitos/riolitos
rio Aguapé	39,95	0,389	0,486	riodacitos/riolitos
córrego São Francisco	37,38	0,314	0,376	riodacitos/riolitos
lajeado Cerro Alto	8,46	0,147	0,714	riodacitos/riolitos
lajeado Santa Rosa	-0,17	n/a	n/a	riolitos/dacitos
córrego Rolador	-14,46	n/a	n/a	riolitos/dacitos
rio Vermelho	20,07	0,186	0,612	basaltos
rio Araçá	-1,8	n/a	n/a	riolitos/dacitos
lajeado das Éguas	-0,66	n/a	n/a	riolitos/dacitos
lajeado do Pasto	2,52	0,135	0,063	riolitos/dacitos e basaltos
rio Tigre	6,61	0,212	0,145	riolitos/dacitos
rio Bonito	49,53	0,437	0,157	basaltos e riolitos/dacitos
rio Toldo Velho	37,19	0,341	0,122	riolitos/dacitos
rio Saudade	50,57	0,413	0,259	basaltos
lajeado Fortaleza	29,1	0,267	0,486	basaltos
rio Golfo	35,28	0,341	0,373	basaltos
rio do Ouro	45,08	0,362	0,267	basaltos
rio Xaxim	58,52	0,485	0,161	basaltos
rio Santo Antonio do Pinhal	36,54	0,293	0,302	basaltos
rio Florentino	40,08	0,333	0,18	basaltos
rio Burro Branco	52,27	0,419	0,247	basaltos
rio Taquara	42,23	0,336	0,149	basaltos
lajeado Jacutinga	30,61	0,269	0,345	basaltos
rio Saudades	36,45	0,322	0,369	basaltos
lajeado Maidana	31,31	0,337	0,122	basaltos
lajeado Cotia	8,26	0,196	0,231	basaltos
lajeado Dom José	49,27	0,392	0,192	basaltos
Sub-bacias do rio Chapecozinho				
córrego das Porteiras	18,97	0,200	0,416	riodacitos/riolitos
lajeado do Limoeiro	19,18	0,202	0,322	riodacitos/riolitos
córrego da Vaca Morta	-19,11	n/a	n/a	riodacitos/riolitos
córrego 29 De Junho	-9,75	n/a	n/a	riodacitos/riolitos
córrego da Ameixeira	42,44	0,325	0,239	basaltos
rio Bebedor	33,9	0,336	0,455	basaltos
arroyo Cedrinho	4,61	0,19	0,392	basaltos
arroyo Jaguatirica	12,85	0,257	0,098	basaltos
arroyo Anta Gorda	36,76	0,364	0,09	riolitos/dacitos

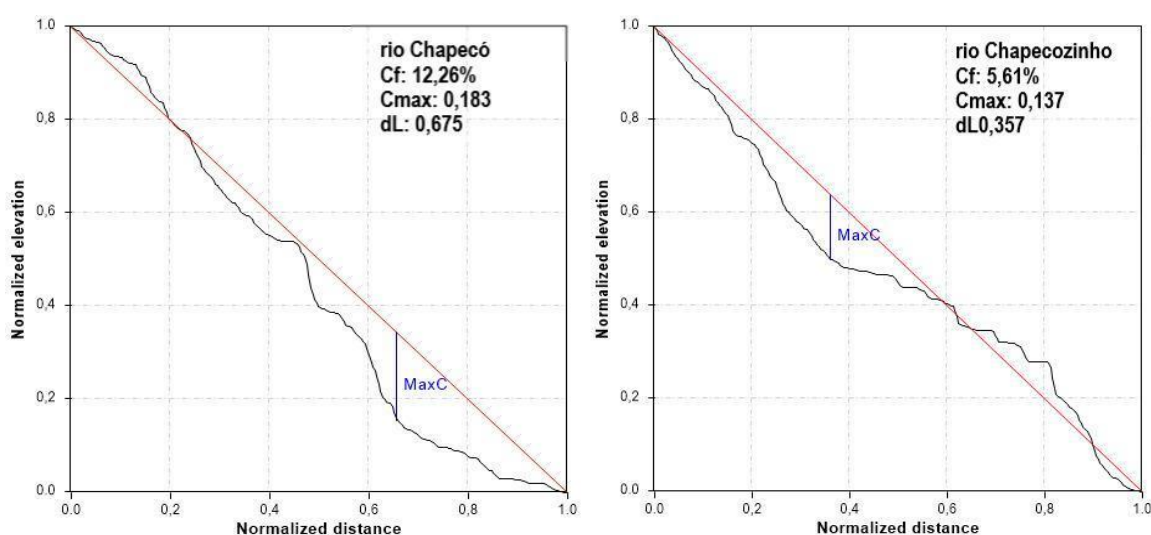
rio Pesqueiro	14,74	0,235	0,106	basaltos e riolitos/dacitos
---------------	-------	-------	-------	-----------------------------

Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

A começar pela análise dos perfis longitudinais normalizados dos rios Chapecó e Chapecozinho, (Figura 44) é possível dizer que os mesmos apresentaram irregularidades. O perfil longitudinal normalizado do rio Chapecó apresentou um fator de concavidade baixo (12,26%), o que já dá indícios de um canal desajustado. Próximo a sua nascente percebe-se uma convexidade e no médio/baixo curso outra convexidade. O C_{max} teve como resultado o valor de 0,183, enquanto o dL apresentou o valor de 0,675. Isso demonstra um canal em desajuste hidrodinâmico. Pois, segundo Demoulin (1998), teoricamente quanto mais próximo de 0 o valor deste parâmetro dL (ou mais próximo da nascente) mais bem ajustado é o perfil longitudinal.

O perfil longitudinal normalizado do rio Chapecozinho apresentou um fator de concavidade mais baixo ainda que o do rio Chapecó (5,61%) demonstrando os mesmos indícios de desajuste encontrados no rio Chapecó. No caso do rio Chapecozinho, percebe-se que o seu perfil inicia de forma côncava e em seu baixo curso encontra-se uma convexidade significativa. O C_{max} teve como resultado o valor de 0,137, enquanto o dL apresentou o valor de 0,357. O parâmetro dL apresenta-se de forma mais ajustada para esse perfil quando analisado de forma isolada, pois está mais próximo da sua nascente, mas quando analisado todo o perfil normalizado e os seus parâmetros, conclui-se por um perfil de fato desajustado e de baixa concavidade.

Figura 44 – Perfis longitudinais normalizados do rio Chapecó e Chapecozinho



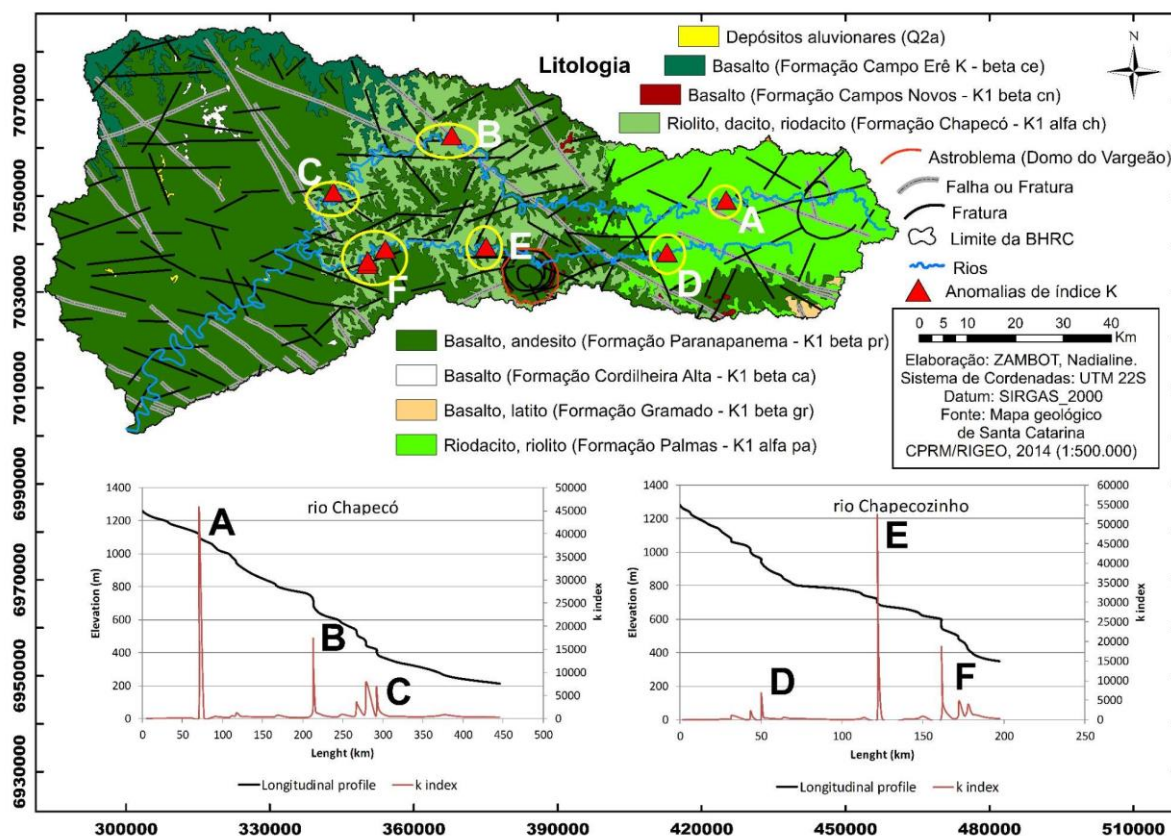
Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

As anomalias do índice K (picos dos gráficos da Figura 45) constatadas foram localizadas sobre as litologias da bacia, visíveis na figura 45. Elas se constituem em anomalias porque seus valores se elevam muito acima do valor médio do canal na sua totalidade. O índice K do rio Chapecó apresentou o valor de 1243,78 para o canal como um todo e do rio Chapecozinho o valor 1251,46. Os picos indicados nos gráficos da Figura 45 constituem as maiores anomalias ao longo dos cursos e foram identificadas como anomalias A, B e C para o rio Chapecó e D, E e F para o rio Chapecozinho. Todas essas anomalias coincidem com rupturas de declive nos canais, algumas na forma de encachoeiramentos e quedas d'água em escadaria, como é o caso das Quedas do rio Chapecó (anomalia B).

De montante a jusante, a anomalia A refere-se ao barramento da PCH Coronel Araújo (1100 m). A anomalia B diz respeito às Quedas do rio Chapecó (700 m). Apenas essa anomalia B coincide com indicação de falha de direção NW-SE no mapa geológico do estado de Santa Catarina (CPRM, 2014). A *knickzona* representada pela anomalia C é configurada por uma sucessão de quedas entre 400 a 500 metros, sendo que algumas são aproveitadas hidreletricamente (Quedas da Linha Santo Antônio a 460 m e Usina de Quebra Queixo a 540 m) e ainda as cataratas do Salto Saudades a 400 m.

Para o rio Chapecozinho, em seu alto curso, a anomalia D apresentou uma altitude entre 1000 m a 940 m situada no município de Passos Maia (SC). Mais a jusante a anomalia E, em torno de 700 m, refere-se ao barramento da PCH Celso Ramos e no seu baixo curso encontra-se uma sucessão de quedas d'água entre 420 e 600 m, que se refere à Cascata S' Manella (600 m) (Figura 46). Junto a cota de 420 metros, localiza-se o aproveitamento hidrelétrico PCH Salto Voltão.

Figura 45 – Perfis longitudinais dos rios Chapecó e Chapecozinho e anomalias do índice k associadas



Fonte: CPRM (2014). Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

As anomalias demonstradas pelo índice k ocorrem em diferentes litologias da BHRC. Algumas ocorrem em transição entre tipos litológicos ácidos e básicos, outras não. As anomalias (A) e (D) estão sob o domínio litológico riolacito/riolito (Formação Palmas). As indicadas por (B), (C), (E) e (F) estão sobre o predomínio de litologias que intercalam entre o basalto/andesito (Formação Paranapanema) e riolito/dacito/riodacito (Formação Chapecó). Na escala do mapeamento geológico aqui considerado (CPRM, 2014), apenas a anomalia B (Quedas do rio Chapecó) coincide com uma provável estrutura de falha de direção NO-SE, o que sugere que cachoeiras de desnível pronunciado como essa tenham sido condicionadas por falhamentos com rejeito vertical não muito antigos.

Figura 46 – Quedas da linha Santo Antonio (A). Cataratas do Salto Saudades (B). Cascata S'Manella (C) e Cascata S'Manella vista de cima (D)



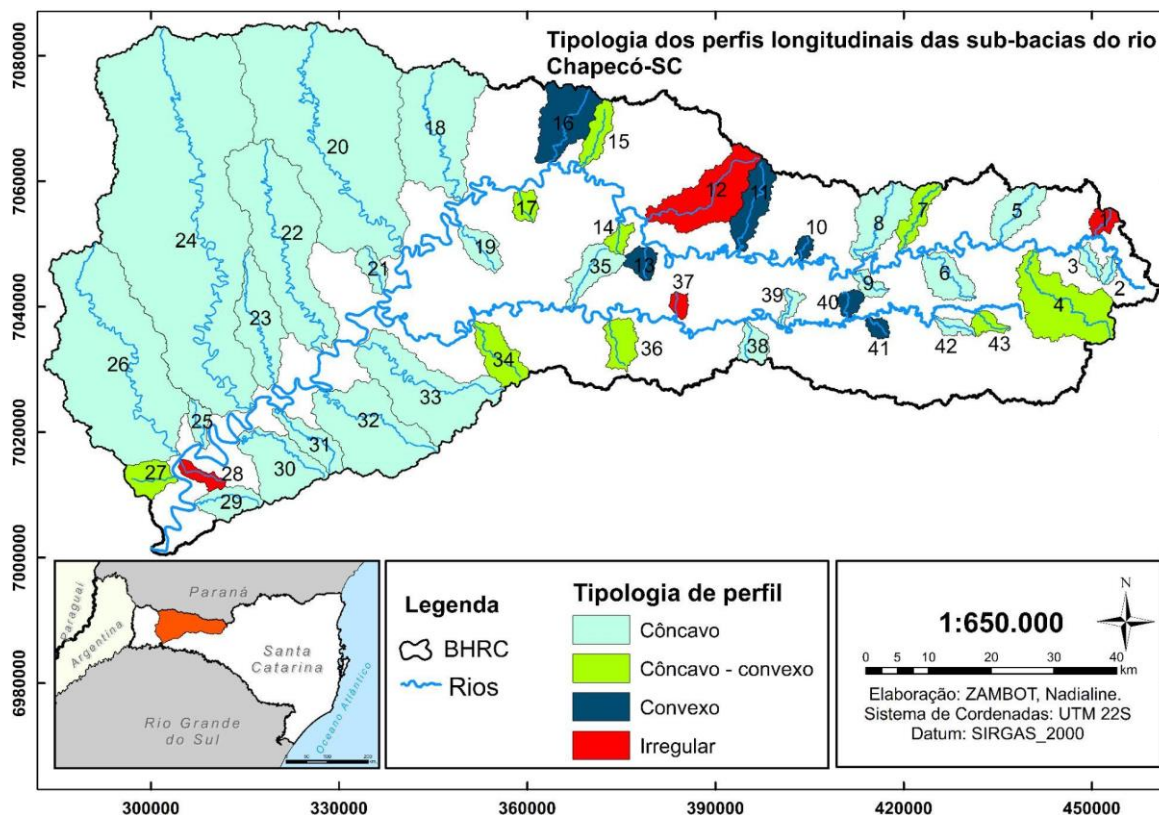
Fonte: Compilação do autor¹

Conforme a morfologia dos perfis longitudinais dos canais principais das 43 sub-bacias, foi possível categorizá-los em quatro grupos, de acordo com suas convexidades, concavidades e irregularidades (Figura 47). O grupo (i) apresenta perfis longitudinais tipicamente côncavos; o grupo (ii) reúne perfis tipicamente côncavos no

¹ Montagem a partir de imagens coletadas da internet; (A) Google mapas, foto de Erivelto Cecchet. (B): Notas de viagem, foto de Jessica Edel. (C): Imagem coletada do site lance notícias. (D): Imagem coletada do site Portal de turismo Xanxerê.

terço superior e convexos no terço inferior. O grupo (iii) apresenta perfis predominantemente convexos; e o grupo (iv) elenca perfis irregulares.

Figura 47 – Tipologias dos perfis longitudinais das sub-bacias do rio Chapecó-SC



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

O fator de concavidade ($C_f\%$) dos perfis longitudinais normalizados dos canais principais das 43 sub-bacias apresentou uma variação entre -19,11% e 58,52%. Os perfis longitudinais côncavos (Figura 48) constituem vinte e quatro dos 43 canais, o que representa 55% dos canais analisados. Os perfis côncavos se encontram em sua grande maioria presentes na baixa BHRC, nove perfis estão situados na alta BHRC e três perfis na média BHRC. O fator médio de concavidade para essa categoria foi de 40,03%. O C_{max} apresentou para esses perfis um valor médio de 0,346. E o dL teve como resultado um valor médio de 0,279. A maioria dos perfis longitudinais côncavos são afluentes do rio Chapecó. Apenas quatro perfis côncavos são afluentes do rio Chapecozinho. Em grande medida, esses perfis correspondem aos canais mais extensos, tributários do rio Chapecó.

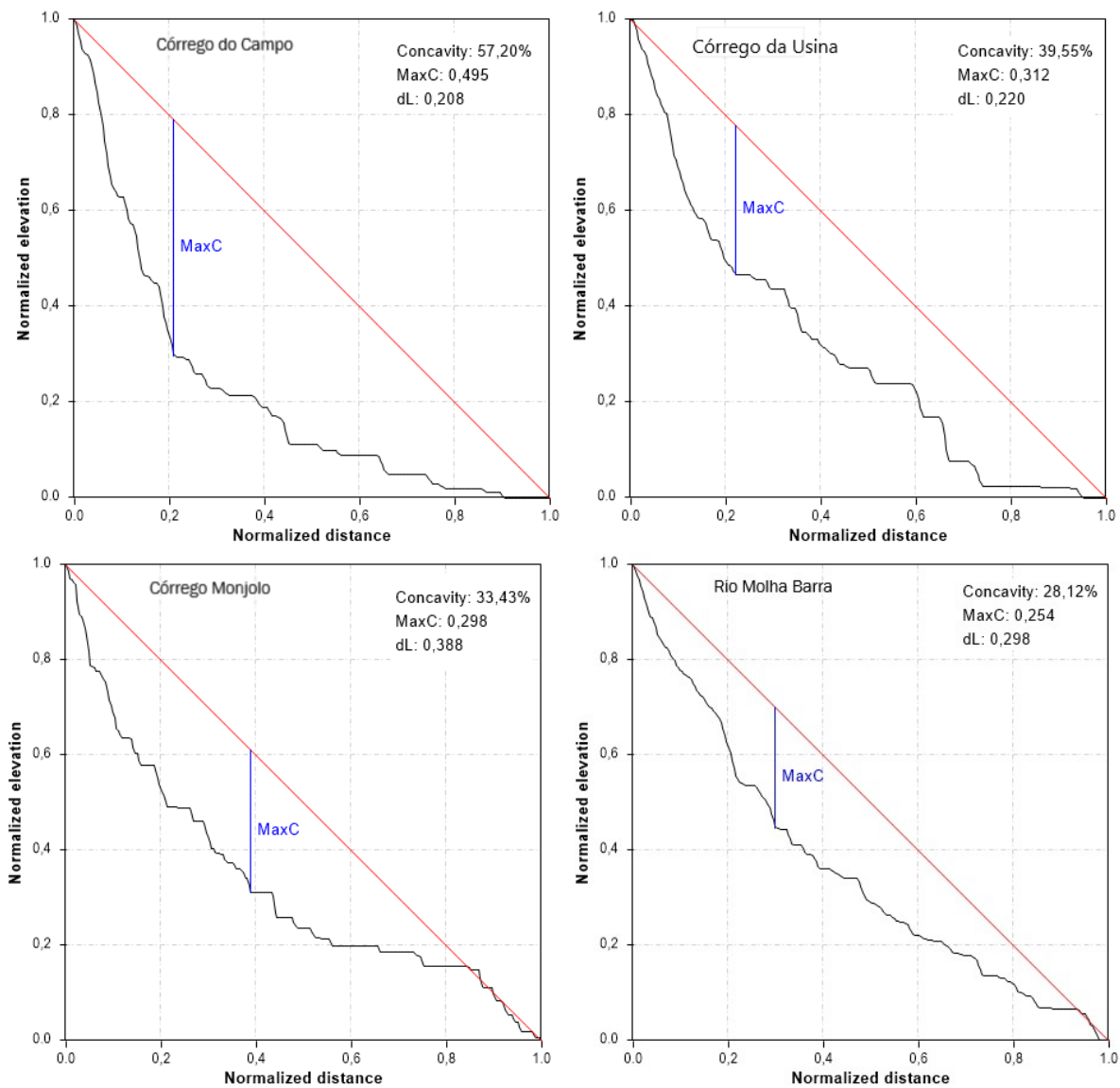
Os perfis longitudinais tipicamente côncavos no terço superior e convexo no terço inferior (Figura 49) representam nove dos 43 canais. Isso representa 21% dos canais analisados. Esses perfis se encontram distribuídos por toda a BHRC: três na alta BHRC, quatro na média BHRC e dois na baixa BHRC, chamando a atenção para sua maior concentração na média BHRC. O fator médio de concavidade para esse conjunto de perfis foi de 10,65%, indicando uma baixa concavidade e perfis mais desajustados. O C_{max} teve como resultado médio 0,218, enquanto o índice dL apresentou um valor médio de 0,194. Os perfis côncavo-convexos são em sua maioria afluentes do rio Chapecó, sendo apenas 3 deles afluentes do rio Chapecozinho. Esses perfis, no geral, apresentam canais pouco extensos comparados com os maiores da BHRC.

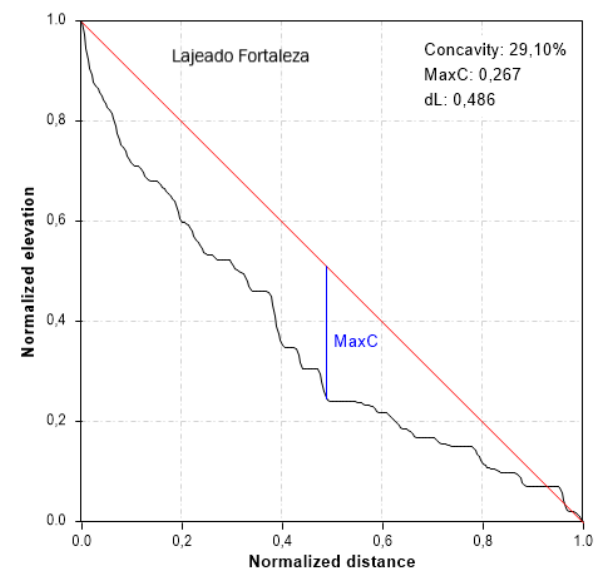
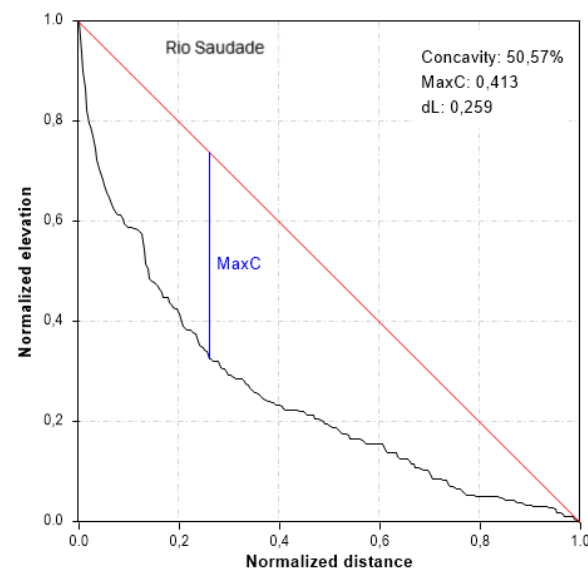
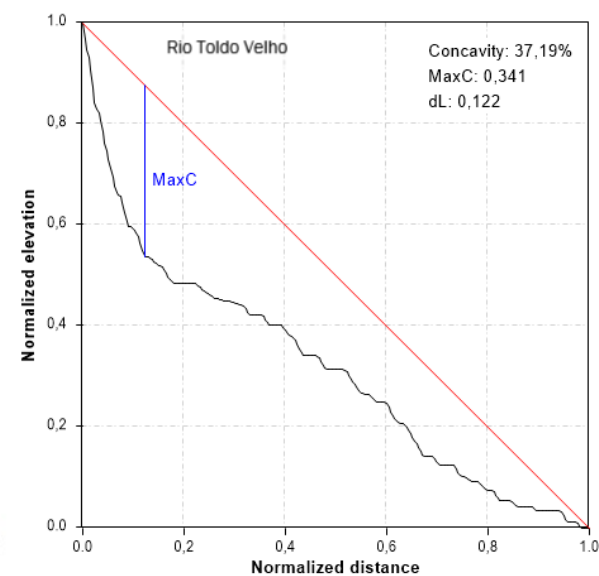
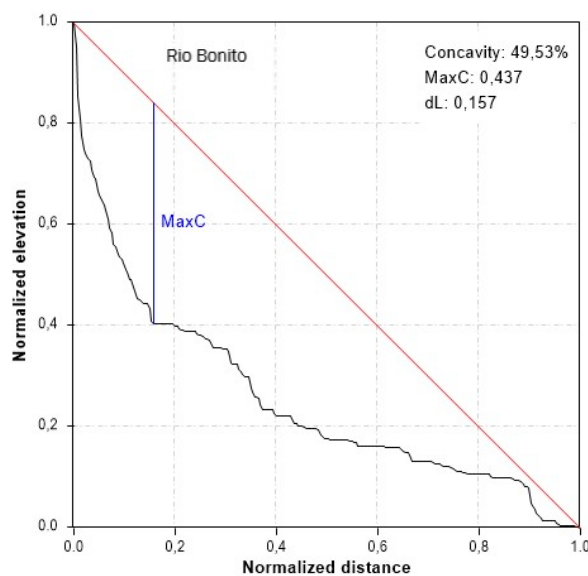
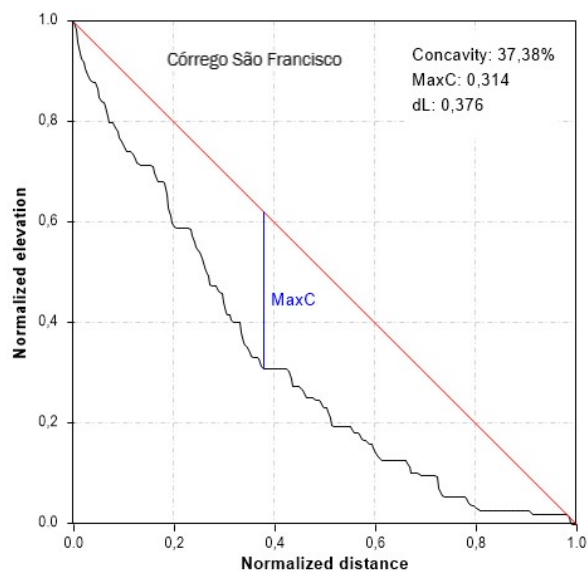
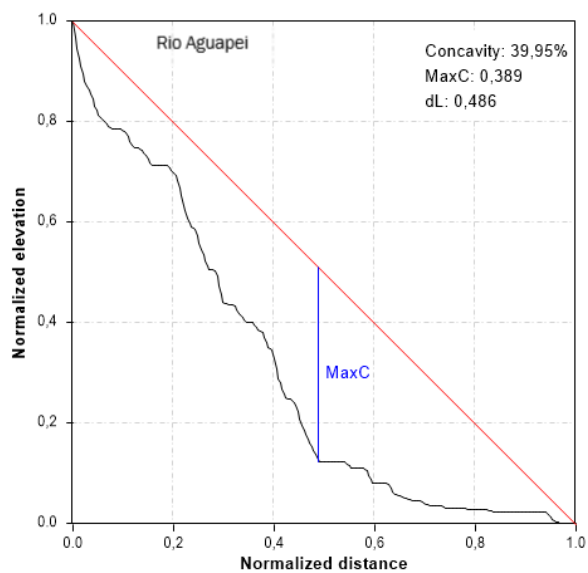
Os perfis longitudinais convexos (Figura 50) constituem seis dos 43 canais e representam 14% dos canais analisados. Esses perfis encontram-se distribuídos nas áreas da alta e média BHRC. O fator médio de concavidade para esse conjunto de perfis foi de -0,51%. O C_{max} apresentou como resultado o valor médio de 0,141 e o índice dL teve um valor médio de 0,389. Quatro perfis são afluentes do rio Chapecó e dois são afluentes do rio Chapecozinho. A maioria desses perfis está associada a canais pouco extensos.

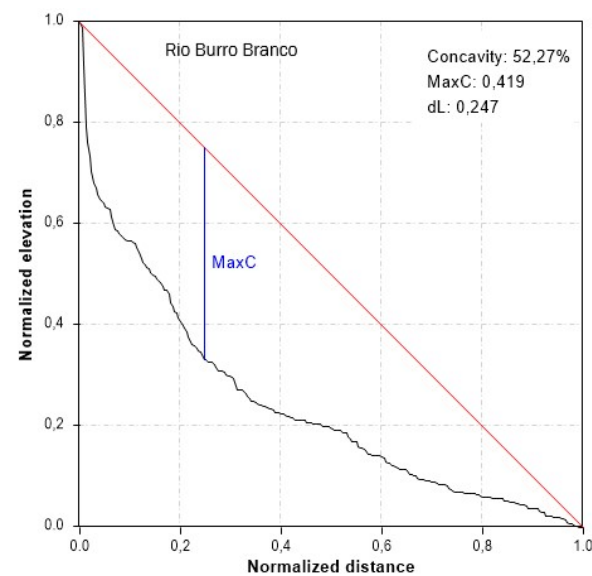
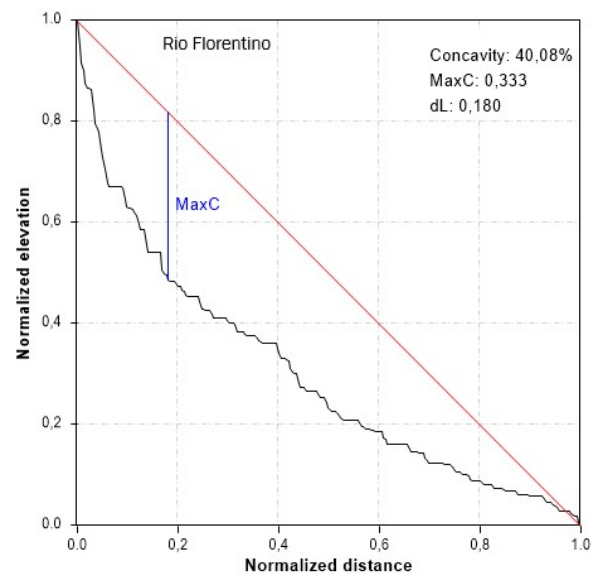
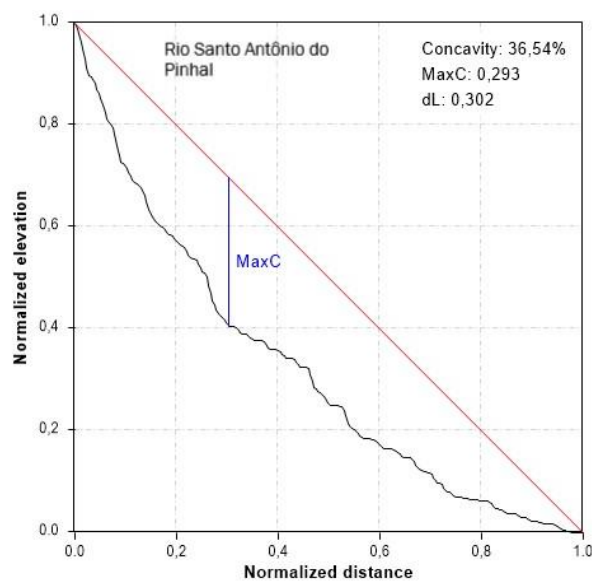
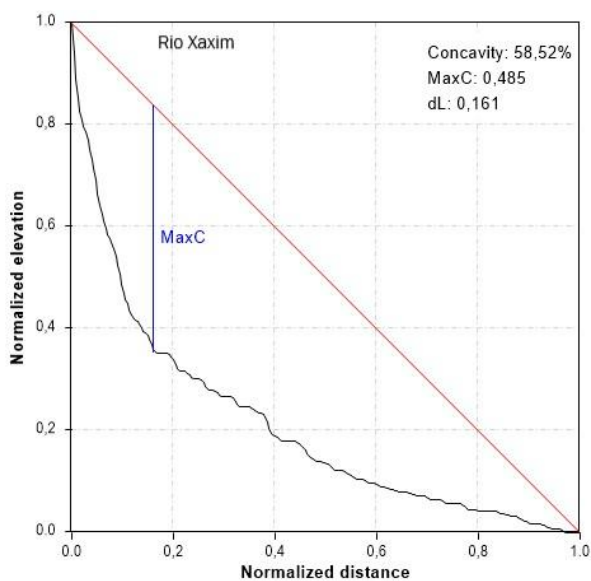
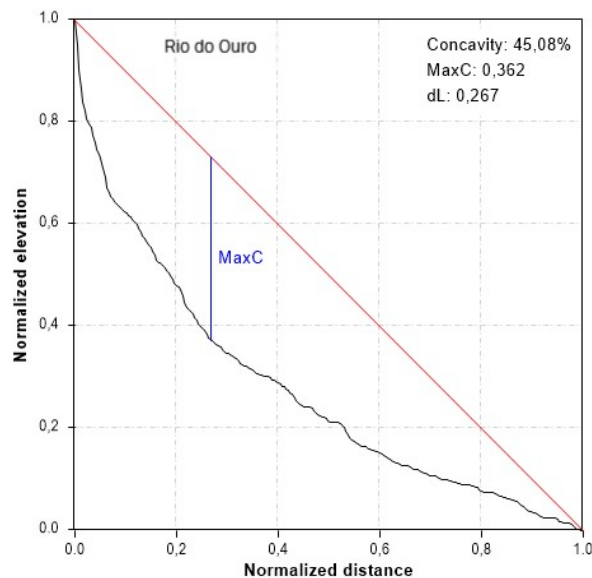
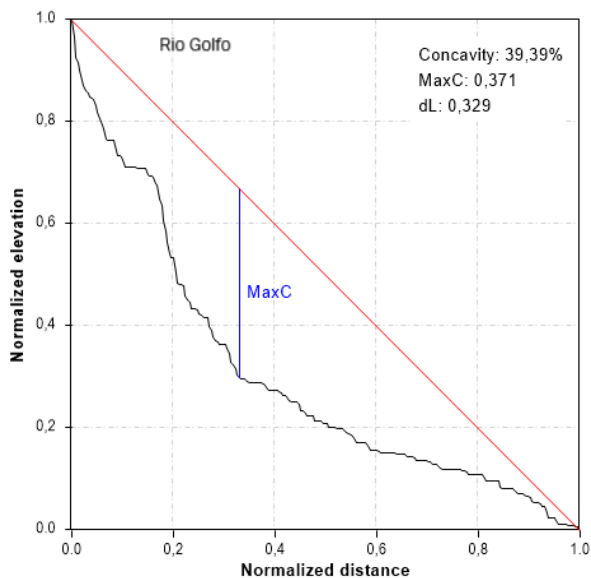
Os perfis longitudinais irregulares (Figura 51) perfazem quatro dos 43 canais e representam 9% dos canais analisados. Três desses perfis são tributários do rio Chapecó e um é tributário do rio Chapecozinho. Esses perfis estão localizados na alta, média e baixa bacia, sendo um na alta, dois na média e um na baixa BHRC. O fator de concavidade teve um valor médio de 21,42% demonstrando baixa concavidade no geral. O C_{max} teve como resultado médio para esse conjunto de perfis o valor de 0,262, enquanto o dL apresentou um valor médio de 0,394.

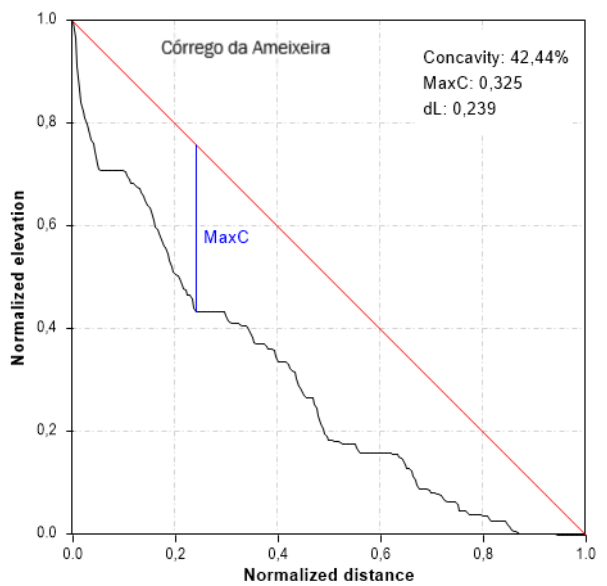
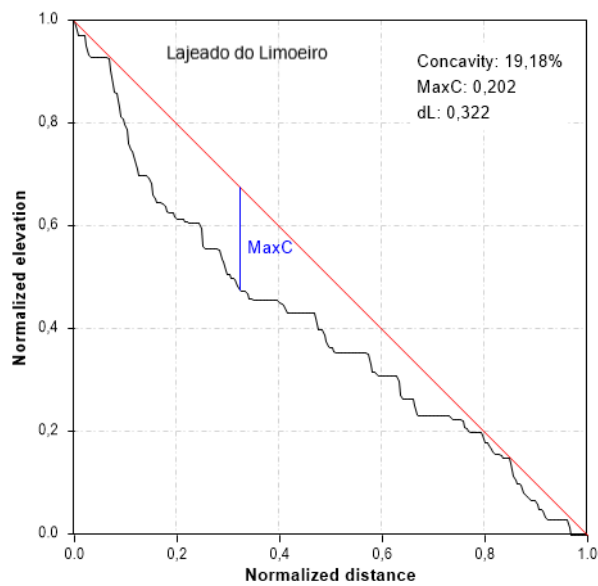
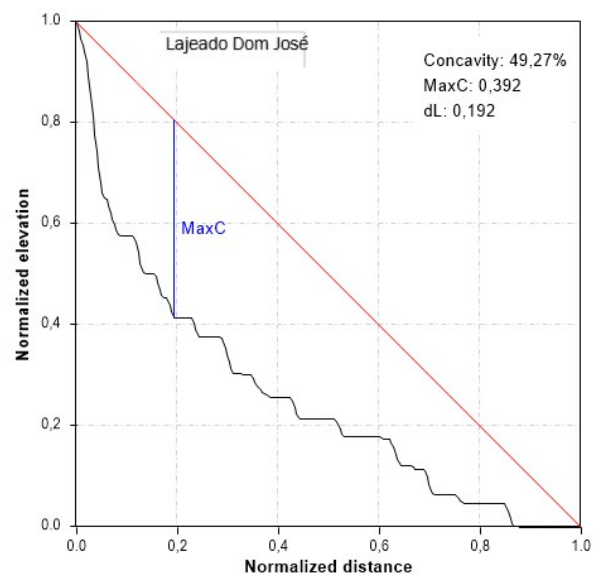
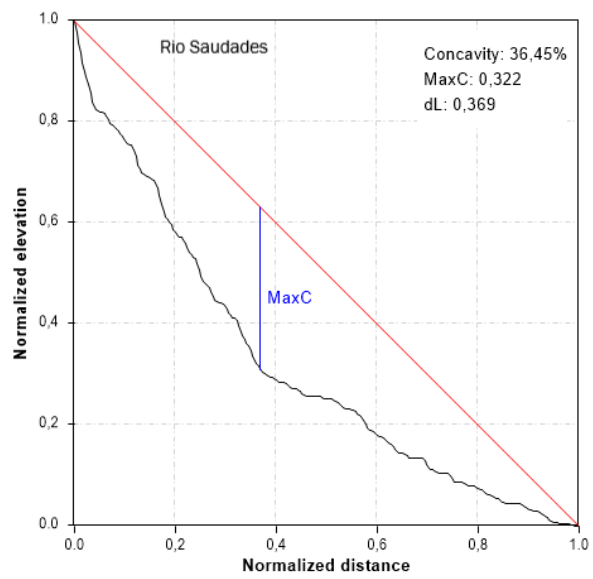
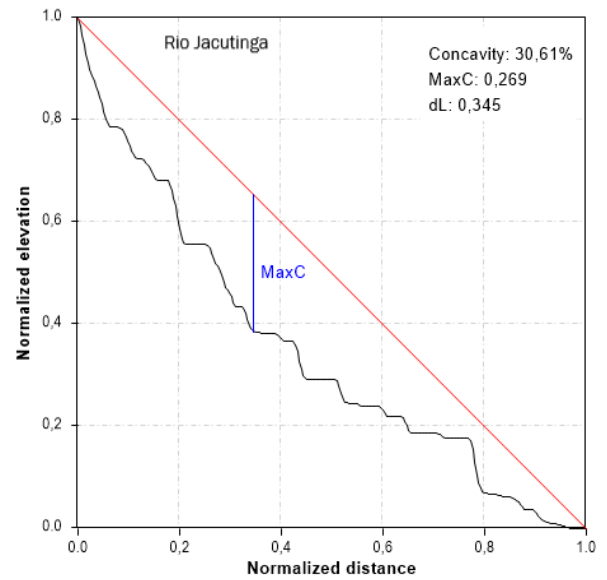
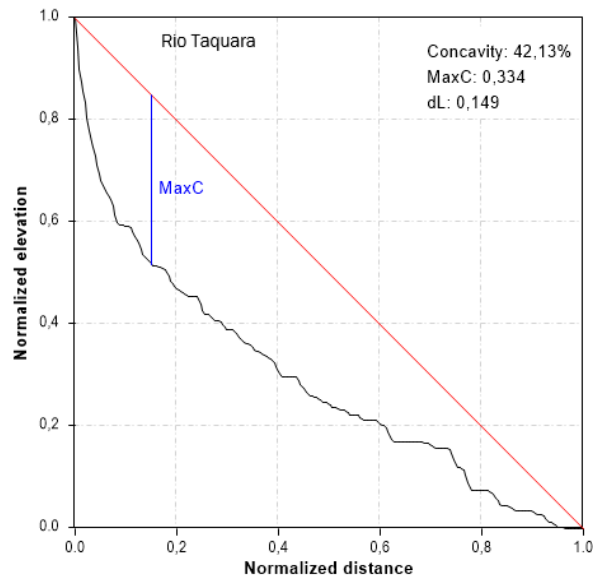
De modo geral, pode-se concluir que a alta/média BHRC apresentou os perfis mais desajustados, corroborando apoiando a argumentação de que há esforços tectônicos atuando nessa parte da bacia. Parâmetros como fator de assimetria (FA-50), integral hipsométrica (HI), declives de canais e de vertente também evidenciam valores alterados para essa parte da BHRC, sustentando áreas anômalas em relação a esses parâmetros morfométricos.

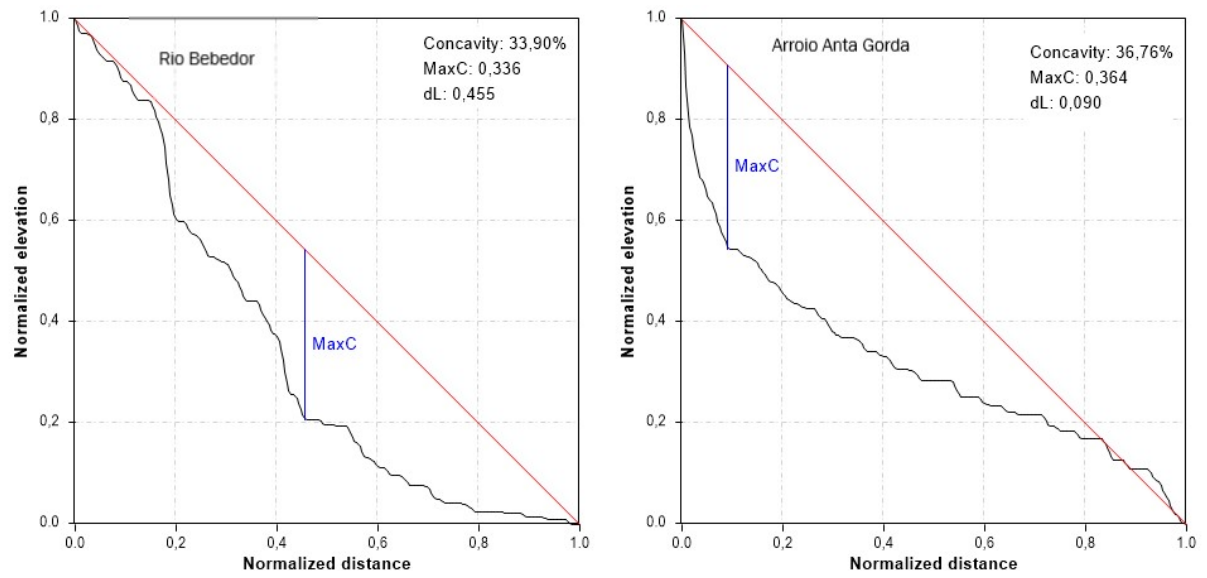
Figura 48 – Perfis longitudinais tipicamente côncavos





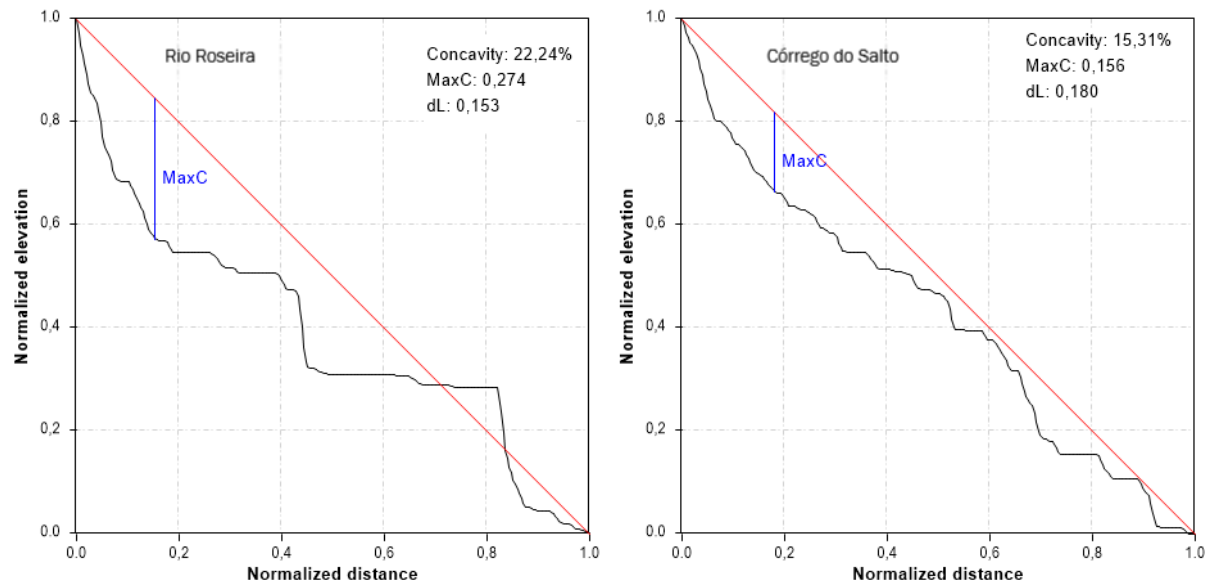


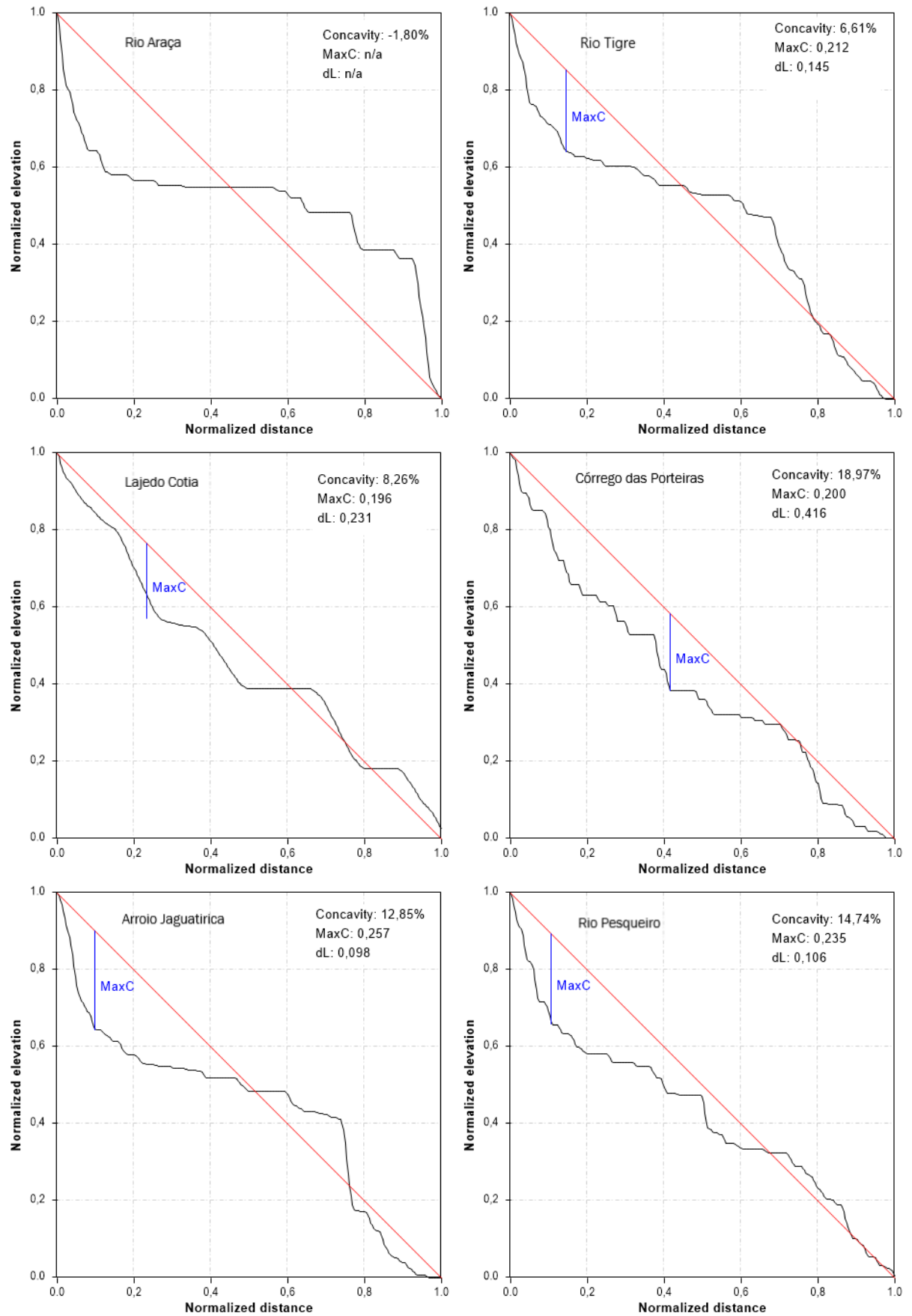




Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

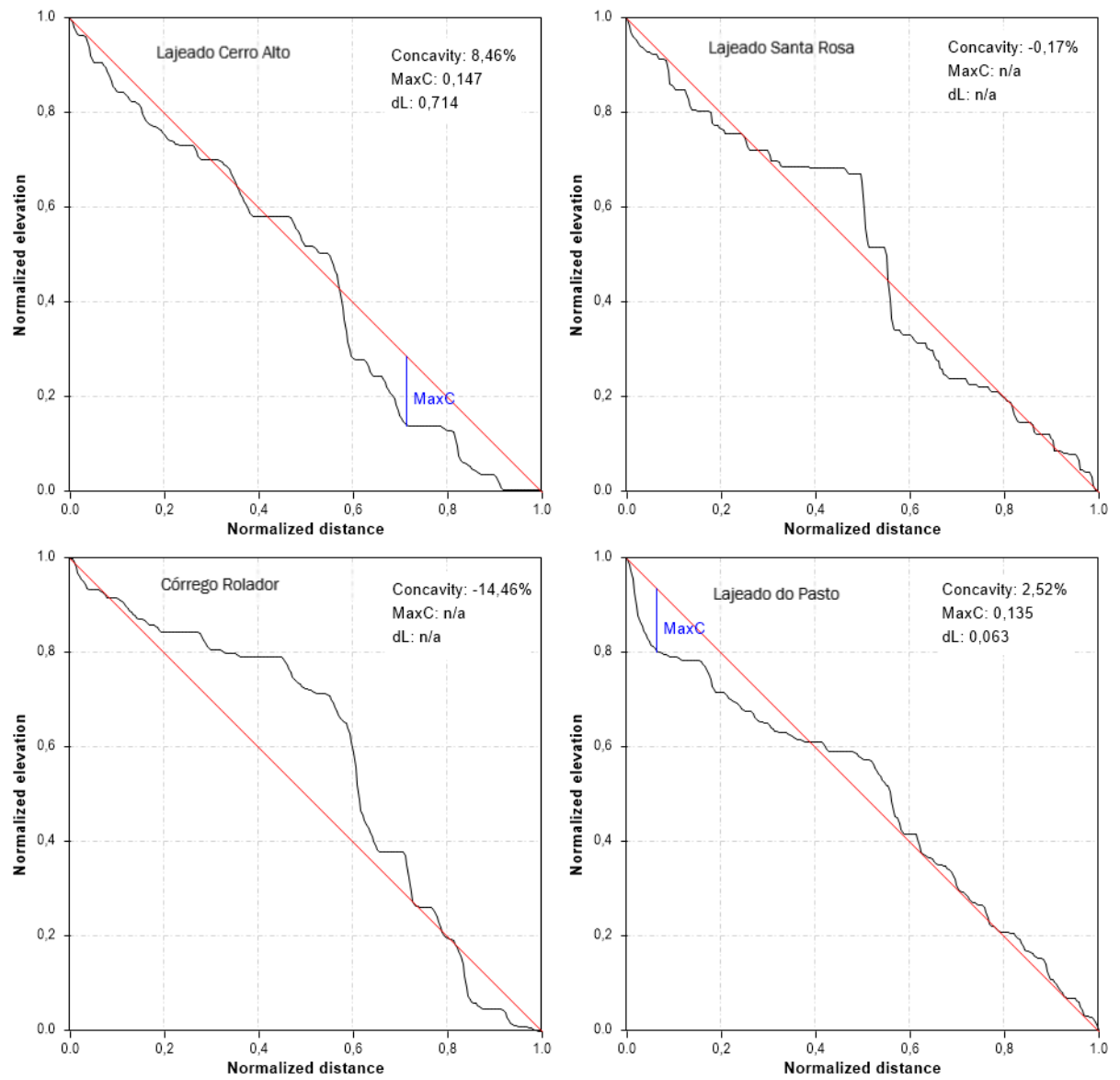
Figura 49 – Perfis longitudinais tipicamente côncavos no terço superior e convexos no terço inferior

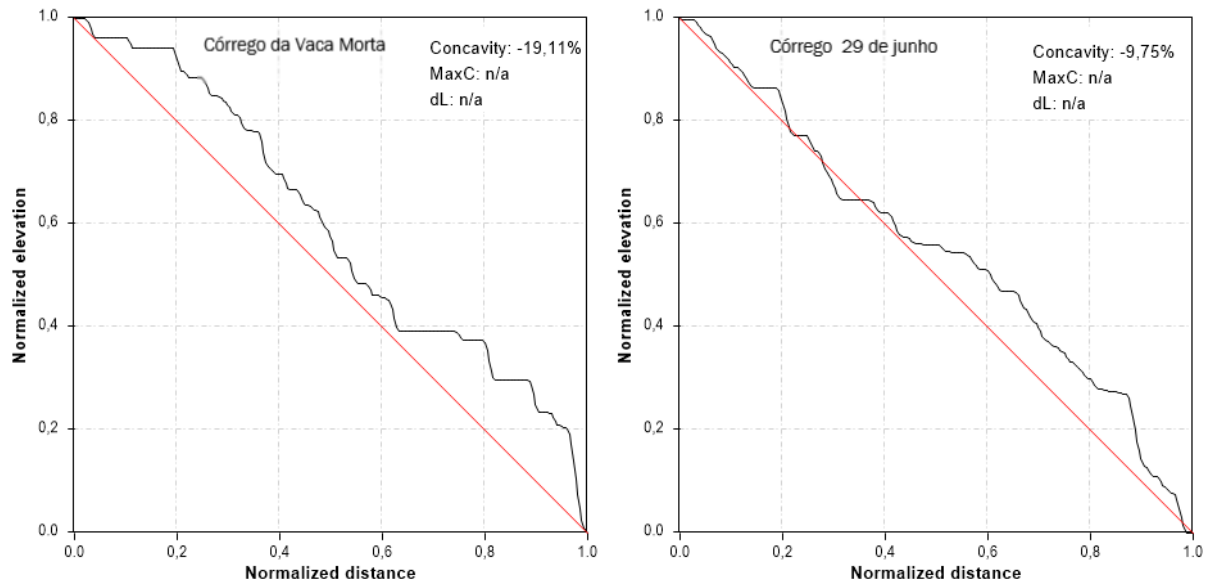




Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

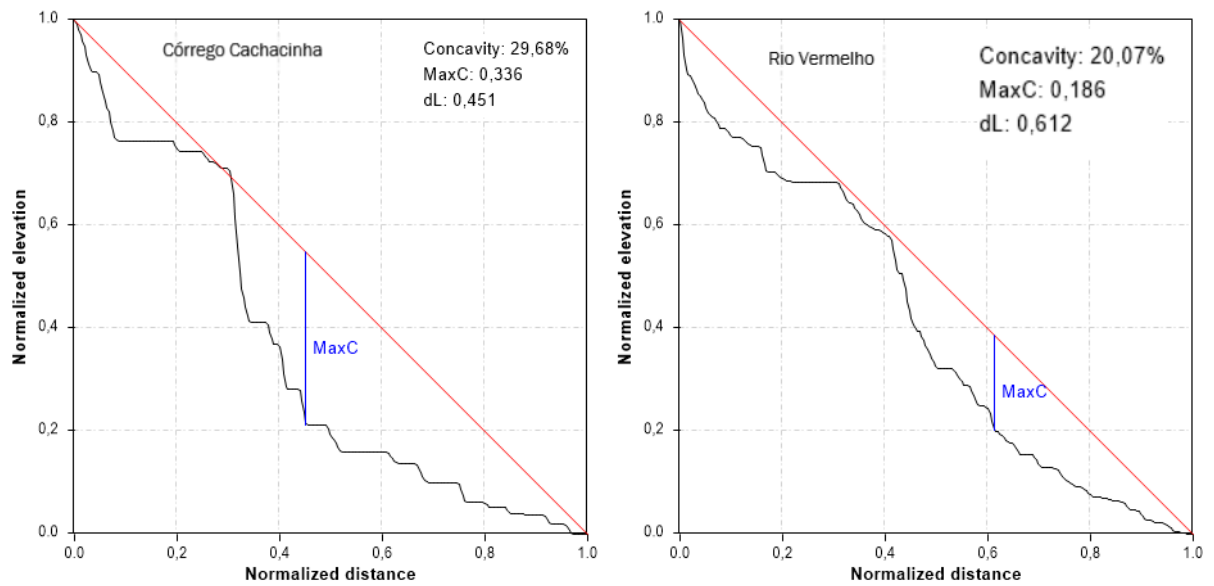
Figura 50 – Perfis longitudinais tipicamente convexos

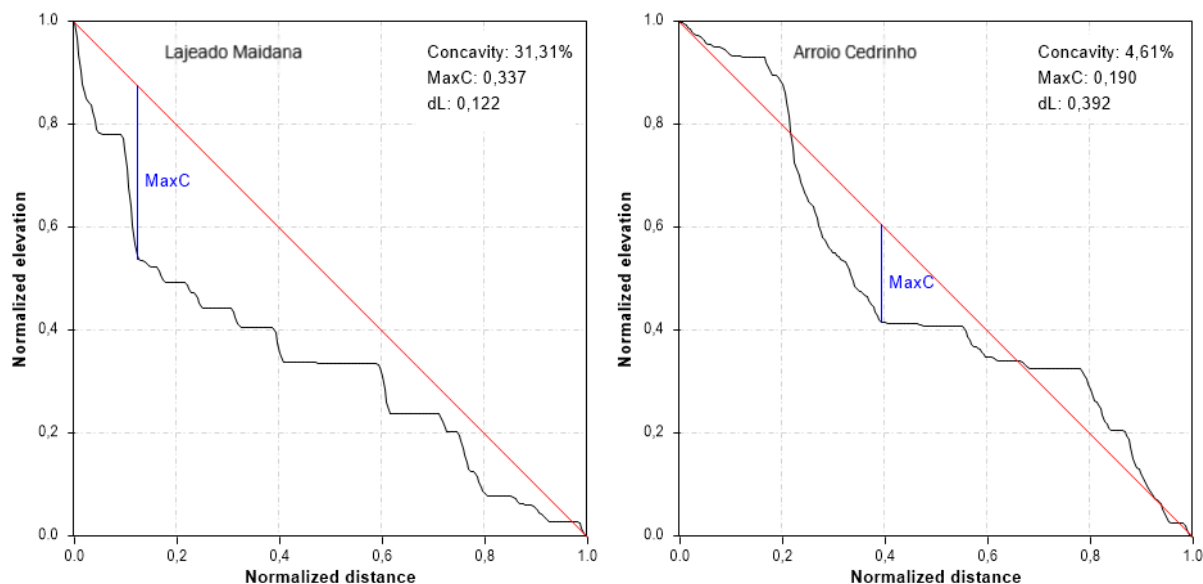




Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022)

Figura 51 – Perfis longitudinais irregulares





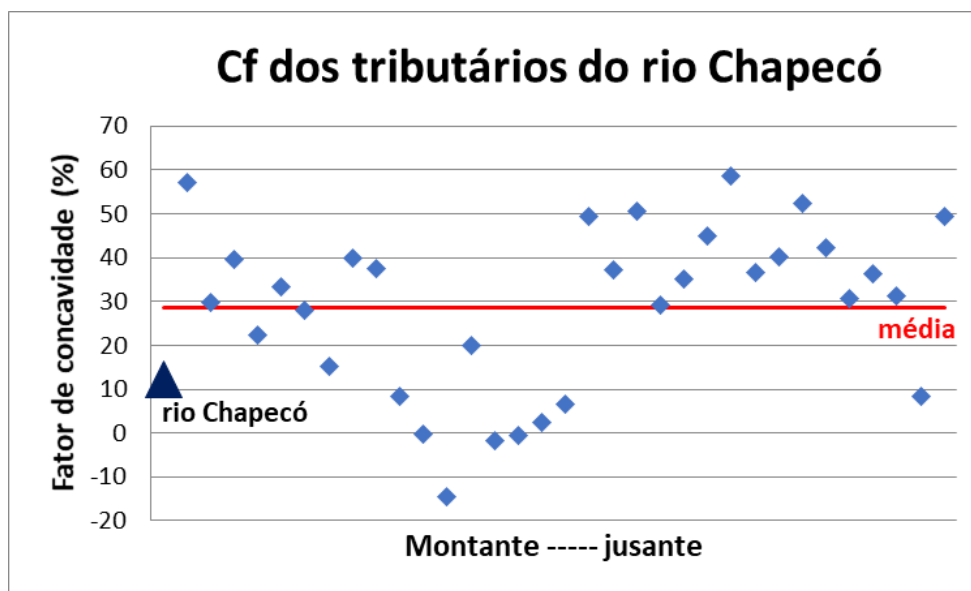
Fonte: Elaborada por Nadialine Zambot (2022).

Quanto mais próximo de 100%, mais tipicamente côncavo e ajustado é o perfil. Nesse sentido, os canais com maior ajuste na relação entre os fatores hidráulicos responsáveis pelo escoamento e pelo seu trabalho são afluentes do rio Chapecó no seu alto e baixo curso.

Os perfis com menores fatores de concavidade não negativos são os do lajeado do Pasto, com valor de 2,52% de concavidade; do arroio Cedrinho, com valor de 4,61%, e do rio Tigre com Cf de 6,61%. Em relação aos perfis convexos, estes apresentaram dados variáveis entre si. O que apresentou maior convexidade foi o córrego da Vaca Morta (-19,11%). O de menor convexidade foi o lajeado Santa Rosa (-0,17%). Isso significa que a erosão proporcionada pelo canal aconteceu de forma muito sutil, ou quase inexistente, o que permite afirmar que ocorreu pouca dissecação, o que é coerente com um soerguimento que ainda não tenha sido compensado pela incisão do canal

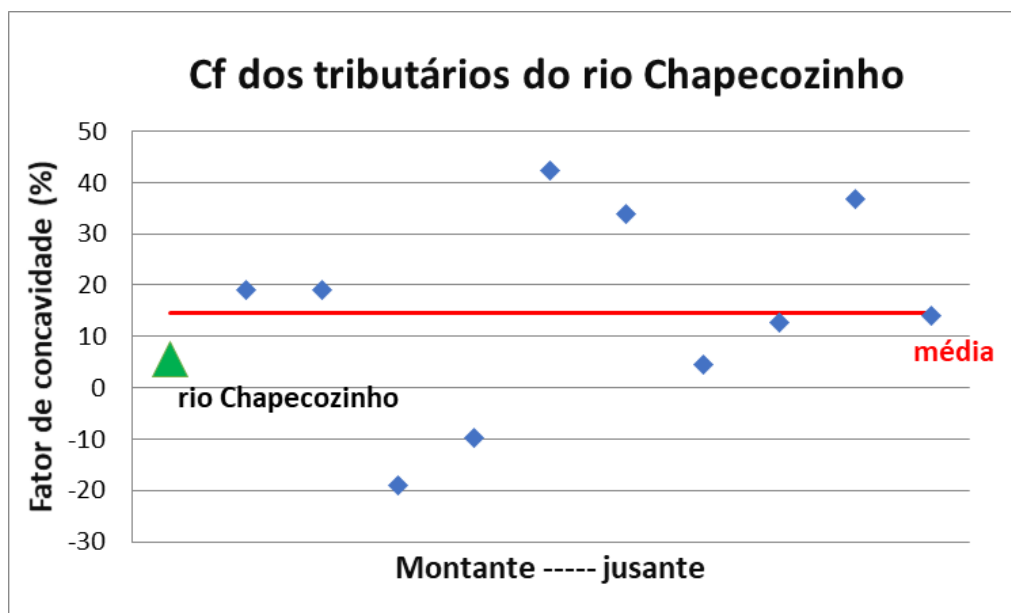
Os fatores de concavidade do rio Chapecó e Chapecozinho foram amostrados graficamente (Figuras 52 e 53), representam os Cf dos perfis normalizados ao longo da BHRC de montante a jusante e a linha em vermelho representa a média do Cf para os perfis tributários dos dois rios principais.

Figura 52 – Dispersão dos valores do fator de concavidade (Cf) para o rio Chapecó e afluentes



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Figura 53 – Dispersão dos valores do fator de concavidade (Cf) para o rio Chapecozinho e afluentes



Fonte: ZAMBOT, N. (2022).

Em relação à dispersão dos valores de fator de concavidade do rio Chapecó e seus 33 tributários, esses canais tiveram como resultado um valor médio de concavidade de 28,47%. O menor fator de Cf foi de -14,46% (córrego Rolador e o maior Cf foi de 58,52%, com uma amplitude de 72,98, demonstrando grande

variabilidade entres os perfis normalizados analisados para esse conjunto de sub-bacias

Graficamente, percebe-se três padrões em relação aos fatores de concavidade. Os canais mais a montante da BHRC, em geral, estão acima da linha média e apresentam concavidade positiva. No médio curso é possível identificar que a maioria se apresenta abaixo da média e ainda aqui se concentram os perfis convexos. Já no baixo curso os canais apresentam novamente uma concavidade positiva e acima da linha média.

A relação do fator de concavidade do rio Chapecozinho e os seus canais tributários, tiveram um valor médio de concavidade de 14,50%, demonstrando uma menor concavidade em relação aos tributários do rio Chapecó. Houve uma variação entre -19,11% (córrego da Vaca Morta) e 42,44% (córrego da Ameixeira) para o conjunto desses afluentes, apresentando uma amplitude de 61,55. O mesmo padrão que foi observado para os afluentes do rio Chapecó foi identificado para os tributários do rio Chapecozinho, indicando um maior desajuste dos perfis normalizados principalmente no curso médio desses canais principais, em que outros parâmetros como HI apresentaram valores mais altos na média BHRC e valores mais baixos na alta e baixa BHRC.

A concavidade máxima dos perfis (C_{max}) apresentou variação de 0,360 entre a menor (lajeado do Pasto) e a maior (córrego do Campo). O canal com menor (lajeado do Pasto) C_f é também o que apresenta menor C_{max} , enquanto essa razão não se mantém no canal de maior C_f (rio Xaxim) e o canal de maior C_{max} (córrego do Campo).

Em relação ao parâmetro dL, 13 canais apresentam índices menores que 0,200. Os outros canais possuem dL no médio ou baixo curso, indicando um grau médio a alto de desajuste (*ungraded*), conforme esse parâmetro. O canal que apresentou maior dL é o lajeado do Pasto, que não possui significativa taxa de C_f e C_{max} , considerando dessa forma, um alto grau de desajuste em seu canal.

A análise dos perfis normalizados dos canais principais das 43 sub-bacias da BHRC demonstra canais bastante irregulares do ponto de vista geométrico, com muitas rupturas de declives e convexidades bem-marcadas intercaladas por trechos de baixos declives. Isso tende a evidenciar um desajuste ou um estágio atual transiente do ponto de vista geomorfológico nesta paisagem fluvial. Em função da análise conjugada aos outros índices, as causas desse estado transiente da rede de drenagem são coerentes com forçantes tectônicas que afetam o substrato e a rede de

drenagem da BHRC. Pois a tipologia dos perfis normalizados e a incisão fluvial indicam estágios diferentes de evolução da rede de drenagem na baixa BHRC em comparação com a média e alta BHRC. Embora a morfologia de cada perfil não tenha sido analisada em detalhe na contraposição aos tipos litológicos da bacia, aparentemente não parece haver uma associação entre o substrato litológico e a classificação morfológica dos perfis fluviais.

A Tabela 3 demonstra, de forma sintetizada, os valores máximo, mínimo, médio e de amplitude dos índices morfométricos das 43 sub-bacias de drenagem analisadas no contexto da bacia hidrográfica do rio Chapecó (BHRC).

Tabela 3 – Síntese dos índices morfométricos para a BHRC

SÍNTESE DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS PARA A BHRC							
Fator de assimetria (FA-50)				Índice de alongamento (Ie)			
Max	Min	Amplitude	Média	Max	Min	Amplitude	Média
72,312	29,789	42,523	48,276	0,882	0,506	0,376	0,685
Comprimento de bacia (Lb)				Índice de circularidade (Ic)			
Max	Min	Amplitude	Média	Max	Min	Amplitude	Média
62,04	4,03	58,01	13,673	0,586	0,275	0,311	0,419
Fator de concavidade (Cf)				Declividade média dos canais			
Max	Min	Amplitude	Média	Max	Min	Amplitude	Média
58,52	-19,11	77,63	25,056	0,108	0,006	0,102	0,036
Declividade média das vertentes				Integral Hipsométrica (HI)			
Max	Min	Amplitude	Média	Max	Min	Amplitude	Média
0,277	0,069	0,208	0,173	0,637	0,317	0,32	0,501

Fonte: Elaborada por BERTOLINI; ZAMBOT (2022).

6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A geomorfologia da Bacia hidrográfica do rio Chapecó (BHRC) apresenta um relevo planáltico típico das coberturas de lavas efusivas do Mesozoico da Bacia Sedimentar do Paraná. A configuração regional da rede de drenagem constitui importante aspecto paisagístico, fértil para a pesquisa geológica e geomorfológica em termos da aplicação de parâmetros morfométricos e sua interpretação, inclusive na relação com estruturas rochosas rúpteis e campos de esforços tectônicos ativos ou herdados. Diversas feições de natureza fluvial se apresentam como potenciais indicadores de influência tectônica, que a despeito de necessitarem de melhor compreensão do ponto de vista temporal (quando se originaram?), na sua configuração espacial tende a apontar para a atuação de tensões e esforços tectônicos intraplaca que, aparentemente, demonstram ter tido influência importante na morfogênese cenozoica e quaternária do relevo regional.

A rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Chapecó apresentou, a partir da espacialização dos índices morfométricos, desequilíbrios em sua organização hidrográfica, sustentando um quadro evolutivo através dos condicionantes tectônicos na transformação cenozoica do seu relevo, com prováveis falhamentos de movimentação transcorrente e basculamento de blocos. Em relação aos aspectos relacionados à área das sub-bacias e alongamento, esses apresentaram variações dentro da área de estudo. Atrelados diretamente no direcionamento dos dois canais principais. Pois, o rio Chapecó muda sua direção, flexionando o seu sentido E-W para NW-SE, que coincide diretamente a um *knickpoint* (Quedas de Chapecó, Abelardo Luz -SC), que está sob uma falha/fratura que corta toda a extensão na média BHRC, no sentido NO-SE, condicionando a sub-bacias com menores tamanhos e mais circulares na média e alta BHRC e na bacia BHRC, sub-bacias predominantemente maiores e mais alongadas.

As rupturas de declive (*knickpoints*) e pequenos ressaltos são feições de canal extremamente comuns e frequentes em canais de variadas ordens, como foi possível verificar em campo. Muitas dessas rupturas podem ser verificadas através dos perfis longitudinais; outras não. Junto das maiores (cachoeiras) é bastante comum a presença de blocos caídos e destacados do maciço rochoso (Figura 26) que aparentemente não demonstram variação na textura do maciço. O mesmo ocorre para rupturas de dimensão centimétrica, identificadas em campo, demonstrando que o

mesmo processo ocorre em diferentes escalas, sem a variação da litologia do material. Nesse sentido, pode-se supor que a gênese destas rupturas esteja ligada em muitos casos à disposição de fraturas e falhas e não a contatos entre diferentes litologias. Desse modo, o fraturamento e diaclasamento das rochas parecem ser aspectos estruturais de primeira importância na origem de muitas das rupturas de declive dos canais da BHRC, com possibilidade de que as de maior desnível devem estar atreladas a falhamentos, inclusive associados a manifestações de esforços tectônicos recentes na bacia.

O formato da BHRC apresenta-se na forma de L deitado em direção leste-oeste, sofrendo, o rio Chapecó, uma inflexão próxima ao meridiano $52^{\circ}30'W$ fazendo com que em seu alto e médio curso apresente direção E-W e no seu baixo curso direcionamento NW-SE. O rio Chapecozinho, seu afluente mais extenso, possui todo o seu curso também no sentido E-W. Os canais apresentaram, em grande maioria, morfologia meandrante, escoando predominantemente sobre leitos rochosos.

Considerando os parâmetros morfométricos, de forma geral as sub-bacias apresentaram formatos mais arredondados na alta BHRC. Na média BHRC, as sub-bacias demonstraram-se bastante heterogêneas em termos de formatos, sendo que algumas apresentaram características mais alongadas, enquanto outras, formatos mais circulares. É na baixa BHRC que são encontradas as maiores sub-bacias, as quais estão agrupadas na margem direita do rio Chapecó, e apresentam também alguns dos maiores índices de alongamento.

Sobre a densidade da drenagem, foi possível identificar níveis de densidade de drenagem, desde muito baixa até alta densidade. As áreas de média e baixa densidade de drenagem estão no domínio do Planalto dos Campos Gerais, na porção mais oriental da BHRC. Já a baixa bacia apresenta a densidade de drenagem alta localmente, junto a sua foz. A maior parte das áreas que apresentam densidade de drenagem alta encontra-se no compartimento do Planalto Dissecado do Rio Uruguai e nas áreas de transição da escarpa erosiva. Essas áreas, com alta densidade de drenagem, estão mais sujeitas aos processos erosivos.

Os valores relacionados a área e extensão apresentaram grande variação, com uma concentração de bacias de menor área e extensão na alta e média BHRC, e as de maiores valores em extensão e área na baixa BHRC. Em relação aos comprimentos das sub-bacias (L_b), evidencia-se o agrupamento das bacias com extensões superiores a 30 km na margem direita do baixo rio Chapecó. Já as sub-

bacias que apresentaram comprimentos entre 4 a 10 km estão dispostas principalmente no rio Chapecozinho, tanto na margem esquerda como na direita.

Em relação ao fator de assimetria, as sub-bacias mais assimétricas ($FA - 50 > 15$) podem ser agrupadas em dois conjuntos bem localizados na BHRC. O primeiro relacionado com as quatro sub-bacias localizadas na média BHRC, no entorno do Domo do Vargeão, entre 9 e 33 km² e na margem direita e esquerda do rio Chapecozinho. A assimetria dos canais principais dessas sub-bacias indicou basculamento para oeste. O segundo conjunto se refere às sub-bacias da margem esquerda do rio Chapecó em seu baixo curso, entre 16 e 192 km², as quais indicaram basculamento preferencial para a direção NE. Os dois conjuntos tiveram como resultado valores semelhantes a contextos de tectônica ativa, o que sugere basculamentos de blocos de modo mais localizado e soerguimento diferencial de blocos dentro da BHRC.

A análise dos declives de superfície e correlação de gradientes de canal e de vertente demonstraram em toda a BHRC: os declives médios, com porcentagem superior a 20%, se concentram na baixa bacia. As correlações entre declives de vertente e de canal, de forma geral, foram baixas ou negativas, demonstrando a quase inexistência de correlação entre essas variáveis para a maioria das sub-bacias analisadas da BHRC. Nesse sentido, pode-se dizer que há um desequilíbrio entre o trabalho da rede de drenagem e a esculturação das vertentes e vales.

Os perfis de varredura apresentaram ausência de espelhamento entre altitudes máximas e mínimas e, ainda, diferenças e intercalações com grandes desníveis e declividades acentuadas. A integral hipsométrica (HI), igualmente, indicou padrões anômalos, com a concentração dos maiores valores na média BHRC, sugerindo fatores tectônicos que atuaram nessa área.

Os perfis dos rios Chapecó e Chapecozinho apresentaram baixa concavidade, o que já demonstra por si só condições de desajuste de canal. Os dois canais principais apresentaram fatores de concavidade de 12,26% para o rio Chapecó e 5,61% para o rio Chapecozinho. Além disso, através do índice de Hack (índice k) foi possível distinguir três anomalias para cada um dos canais. Essas anomalias estão dispostas na alta e na média BHRC e correspondem a *knickpoints*/cachoeiras. As anomalias A e E apresentaram os índices mais elevados do índice K, superiores a 45.000, muito mais elevados quando comparados com o valor médio do canal inteiro do rio Chapecó (1.243,78) e do rio Chapecozinho (1.251,46). Isso representa uma

variação de 2 a 40 vezes mais que o K médio dos canais em toda a sua extensão. Algumas dessas anomalias sugerem movimentos verticais (falhamentos), como parece ser o caso das anomalias B, C e F que estão dispostas sobre falhas ou fraturas de natureza indeterminada. A anomalia B refere-se às Quedas do rio Chapecó. A partir daí o canal deixa de apresentar direção E-W e passa a apresentar direção NE-SW, até a sua foz no rio Uruguai. Essa inflexão está diretamente relacionada a uma diferença morfológica regional de declives superficiais entre a porção da baixa BHRC, mais declivosa, e a porção da média/alta BHRC que é menos declivosa. Essa diferença ainda é associada com o aprofundamento das incisões de drenagem, que é maior para o baixo curso do rio Chapecó. Também na baixa BHRC estão localizados os canais de maior extensão e vazão. Isso denota, em conjunto com a falha de direção NW-SE (Falha Lancinha/Cubatão), e outros índices morfométricos avaliados, a presença de esforços tectônicos que possivelmente reativaram essa falha e contribuíram para a formação das Quedas do rio Chapecó, oferecendo, além disso, energia ao sistema de drenagem a jusante para aumentar a incisão dos vales.

Os perfis longitudinais foram agrupados segundo suas morfologias, em quatro tipologias: côncavos, convexos, côncavos no terço superior e convexos no terço inferior, e perfis irregulares. Têm-se, assim, uma concentração de perfis côncavo-convexos, convexos e irregulares na média BHRC, que também estão associados a valores mais altos da integral hipsométrica, indicando uma condição geomorfológica em que os vales estão sendo erodidos e os canais sofrendo incisão vertical na atual fase de morfogênese. Este contexto está associado a um provável desequilíbrio nas condições hidrodinâmicas da rede de drenagem. Na média BHRC, vários dos parâmetros morfométricos analisados demonstraram estar relacionados a canais de pouca extensão e também relacionados aos maiores valores de fator de assimetria.

Os índices morfométricos que não demonstraram nenhum padrão específico em sua espacialização foram a correlação de declives de canal e de vertente, principalmente os dados de declividade da vertente, quando analisados separadamente e o índice de circularidade. Esses parâmetros, para o contexto da BHRC demonstraram ser os menos precisos na indicação de perturbações na paisagem.

No contexto planáltico e erosivo da BHRC, onde os depósitos correlativos são quase inexistentes, as variáveis morfométricas aqui analisadas se apresentaram como possibilidades interessantes em termos de resultados e interpretações a

respeito da evolução de longo termo do relevo regional. Inclusive como indicadoras prováveis de esforços e tensões associados à crosta profunda e ao que vem sendo denominado de topografia dinâmica da “superfície” do manto, em função da circulação mantélica.

A paisagem fluvial de todo o compartimento planáltico da BHRC demonstrou ser um rico e interessante quadro morfológico para a investigação de forças tectônicas, relacionadas ao contexto intraplaca da bacia sedimentar do Paraná e para análise do comportamento, incisão e desnudação dos canais fluviais originados sobre litologias básicas e ácidas no contexto desta província ígnea global. De modo geral, os parâmetros morfométricos contribuíram de forma significativa para o entendimento do quadro morfotectônico presente na BHRC, pois indicaram e sustentam uma região morfodinâmica que apresenta claros indícios de desajustes fluviais e desequilíbrio geomorfológico compatíveis com a existência de força tectônica de soergimento que se expressa atualmente na rede de drenagem e no relevo com prováveis falhamentos de movimentações transcorrentes e basculamentos de blocos. Cabe destacar ainda que em grande medida os índices morfométricos indicam de modo regionalizado valores anômalos na porção da média BHRC. Mesmo com as dificuldades em distinguir sinais de forças tectônicas ativas de condicionantes estruturais antigos e não tectônicos, os índices aqui analisados contribuíram com indicativos de movimentação tectônica, que podem ser de caráter isostático ou flexural de larga amplitude e podem estar associados com repercussões da orogenia andina no interior da Plataforma Sul-Americana.

7 REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **O papel das regiões de circundesnudação na compartimentação do relevo brasileiro**. 1965. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP, São Paulo, 1965.
- AB'SABER, A. N. Sucessão de quadros paleogeográficos no Brasil do triássico ao quaternário. **Anuário da Faculdade de Filosofia** – Sedes Sapientiae, 1950-1951. São Paulo: Universidade Católica de São Paulo. p. 61-69, 1950.
- ALMEIDA, L. F. G de. **A drenagem festonada e seu significado fotogeológico**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. p. 175-198, 1974.
- AMBILI, V.; NARAYANA, A. C. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. **Geomorphology**, v. 217, p. 37-47, 2014.
- ARCANJO, J. B. A. **Fotogeologia, conceitos, métodos e aplicações**. Salvador: CPRM; SGB. 144p. 2011.
- ALASKA SATELLITE FACILITY - ASF. **Radiometrically Terrain Corrected ALOS PALSAR products**. Product guide. 2015. ASF engineering. Disponível em: https://media.asf.alaska.edu/uploads/RTC/rtc_product_guide_v1.2.pdf Acesso em: 03 jul. 2020.
- BARGOS, C. D. **Caracterização de bacias hidrográficas**. Universidade de São Paulo. Escola de Engenharia de Lorena. 2019. Disponível em: https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/4617040/mod_resource/content/1/aula%202_LOB1233.pdf Acesso em: 10 fev. 2022.
- BARROS, L. F. de P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Bases teóricas e fatores controladores da dinâmica fluvial. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1. ed. p. 23-56. 2020.
- BARROS, L. F. de P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Morfogênese fluvial. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1. ed. p. 163-173. 2020.
- BARRELLA, W.; PETRERE JUNIOR, M.; SMITH, W. S.; MONTAG, L.F. de A. As relações entre as matas ciliares os rios e os peixes. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) **Matas ciliares: conservação e recuperação**. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2001.
- BERTOLINI, W. Z.; CHEREM, L. F. S. Relação entre o relevo e a rede de drenagem na análise da condição de equilíbrio no alto Rio Piranga (MG). **Revista Geografias**, v. 12, n. 1, p. 102-118, 2017.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; BOETTCHER, N. Análise morfométrica da Bacia do Rio Barra Grande: oeste de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 3-17, 2019.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; ZAMBOT, N. Análise morfométrica do relevo da região hidrográfica da Várzea - alto rio Uruguai (RS). **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 83-99, 2021.

BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 2003. 335 p. Tese (Doutorado)-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2003.

BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005.

BRICALLI, L. L. Procedimentos metodológicos e técnicas em geomorfologia tectônica. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 75-110, 2016.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. Geomorphic markers. Tectonic Geomorphology. Malden:(ed.) **Blackwell Publishing**, p. 13-32, 2001.

CASSETI, V. **Cartografia geomorfológica**. Geomorfologia. 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 12 maio 2021.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas**. 1970. 215 p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 1970.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher. 186 p. 1980

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blücher . V. 1.1981

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Editora Edgar Blucher. 236 p. 1999.

CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK. Astroblema Domo de Vargeão, SC-Registro de impacto meteorítico sobre rochas vulcânicas da bacia do Paraná. In: Winge,M.; Schobbenhaus,C.; Berbert-Born,M.; Queiroz,E.T.; Campos,D.A. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil (SIGEP 114)**. p. 24-34, 2005.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Emyament. **Geological Society of América Bulletin**, v. 106, p. 571-581, 1994.

CPRM. **Mapa geológico do Estado de Santa Catarina**. 2014. Escala 1:500.000. Serviço Geológico do Brasil.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal of Royal Society**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). **Geomorphology**, v. 24, n. 2-3, p. 189-208, 1998.

DRUMMOND, Pedro Dutra. **Existe uma influência climática na morfometria de bacias litorâneas brasileiras?** 2019. Trabalho (Conclusão de Curso de Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 2019.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

FARAHN, Y.; MOUSA, R.; DAGARAH, A.; SHTAYA, D. Regional hypsometric analysis of the Jordan Rift drainage basins (Jordan) using Geographic Information System. **Open Journal of Geology**, v. 6, p. 1312- 1343, 2016.

FERREIRA, R. S. **Estudo dos controles morfométricos a feições erosivas na bacia hidrográfica do Ribeirão da Contagem/DF.** 2013. Trabalho (Conclusão de Curso de Geografia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2013.

PHILLIPS, Jonathan D.; LUTZ, J. David. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, v. 102, n. 3-4, p. 554-566, 2008.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 325-338, 2005.

FOSSÉN, H. **Geologia estrutural.** Tradução Fábio R. D. de Andrade. 2. ed. atual e ampl. São Paulo: Oficina dos textos, 2017.

FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. **Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil.** 2009. 149p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, *Campus* de Rio Claro, 2009.

FREITAS, R. O. de. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. **Geologia**, n. 6, p. 7-107, 1951.

FUJITA R. H. **Geomorfologia e evolução quaternária da Calha do Alto Rio Paraná, no segmento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu.** 2014. 110p. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP, 2014.

FUJITA, R. H. **O perfil longitudinal do Rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos Maringá**. 2009. 118 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2009.

FUJITA, R. H.; PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Compartimentação fluviomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Chapecó – primeira aproximação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 2017.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8. ed. Rio de Janeiro: IBGE. 464 p.1993.

GUIMARÃES, D. **Arqui-Brasil e sua evolução geológica**. Boletim DNPM-DFPM. Rio de Janeiro, n.88, p.1-295. 1951.

GROH, E. L.; SCHEINGROSS, J. S. Morphologic signatures of autogenic waterfalls: A case study in the San Gabriel Mountains, California. **Geology**, v. 50, n. 2, p. 248-253, 2022.

HACK, J. T. Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland, U.S. **Geological Survey Professional Paper** 294-B, United States Government Printing Office, Washington, D.C., 1957.

HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. *In*: MELHORN, W.; FLEMAL, R. (ed.). **Theories of Landform Development** (chapter 5): Publications in Geomorphology. New York: Suny Binghamton, 1975.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and streamgradient index. **Journal Research U.S. Geol. Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; NETO, J. H., TELLO, C. E. S.; DANTAS, E. L. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**, v. 7, n. 1, p. 91-101, 2004.

HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica da região da Serra dos Órgãos, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, 2010.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, Belo Horizonte, Núcleo Minas Gerais, n. 11, p. 1-31, 1990.

HOLBROOK, J. M.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287-306, 1999.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological society of America bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologie Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2.246-2.259, 1967.

HUDDART, D.; STOTT, T. Fluvial processes and landform–sediment assemblages. *In: Earth Environments: past, present and future*. Wiley-Blackwell. West Sussex, UK. 896p. 2010.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Bacias e Divisões Hidrográficas do Brasil**. Base Cartográfica. Rio de Janeiro, 2021. Escala: 1:250.000.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Geociências. **Mapa de Avaliação de Relevo**. Rio de Janeiro: IBGE, 2005. 1 mapa. (Projeto RADAMBRASIL, v. 35 - Série Secundária: Coleção Ibgeana; Levantamento de recursos naturais). Escala: 1: 100.000

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Geociências. **Folha SG.22 Curitiba, parte da folha SG.21 Asunción e folha SG.23 Iguape**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 2018. (Projeto RADAMBRASIL, v. 35 - Série Secundária: Coleção Ibgeana; Levantamento de recursos naturais).

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia n. 5**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE. 182 p. 2009.

JACQUES, P. D. **Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina**. 2013. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2013.

JAPSEN, P.; CHALMERS, J. A.; GREEN, P. F.; BONOW, J. M. Elevated, passive continental margins: not rift shoulders, but expression of episodic, post-rift burial and exhumation. **Global and Planetary Change**, v. 90, p. 73-86, 2012.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape**. 2nd ed. Prentice Hall; Upper Saddle River. 362 p. 2002.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of structural geology**, v. 44, p. 54-75, 2012.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms & processes**. [S.l.]: Arnold. 383 p.1998.

KOUKOUVELAS, I. K.; ZYGOURI, V.; NIKOLAJOPOULOS, K.; VERROIOS, S. Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. **Journal of Structural Geology**, 116, p. 241-252, 2018.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. São Paulo, SP, **Bol. Fac. Fil. Cie e Letras**. 103 p.1949.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. **Mapa geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná** – nota explicativa. Curitiba: ITCG. 316 p. 2018.

LIFTON, N. A.; CHASE, C. G. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. **Geomorphology**, v. 5, n. 1-2, p. 77-114, 1992.

LIMA, A. G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Brazilian Geographical Journal**. v.4, n.2, p.680-692. 2013.

LIMA, A. G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, p. 375-388, 2017.

LIMA, A. G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**, v. 6, n. 2, p. 339-354, 2010.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. Belém, 2002.

LIMA, V. F.; LAVOR, L. F.; FURRIER, M. Estudos Neotectônicos Em margem continental do tipo passiva. **Geografia ensino & Pesquisa**, v. 21, p. 206, 2017.

LIMA FILHO, M. F. de. **Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco**. 1998. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

MACKIN, H. Concept of graded river. **Bulletin of the Geological Society of America**. v. 59, p. 463-612, 1948.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P.; COTA, G. E. M.; Morfodinâmica fluvial. *In*: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1. ed. p. 121-163. 2020

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P.; LAVARINI, C.; Unidades espaciais de estudo e elementos do sistema fluvial: bases conceituais. *In*: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1. ed. p. 51-77. 2020

MCKEOWN, F. A.; JONES-CECIL, M. B. L. K.; MCGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U.S Geological Survey Bulletin**, n. 1.807, p. 1-39, 1988.

MILLER, V. C. A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain área. **Technical Report**, Dept. Geology, New York: Columbia University, 1953.

MERRITS, D.; HESTERBERG, T. Stream networks and long-term surface uplift in the New Madrid Seismic Zone. *Science*. v.265, p.1081-1084, 1994.

MOLIN, P.; PAZZAGLIA, F.; DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy. **American Journal of Science**, v. 304, p. 559-589, 2004.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais 2. ed. Rio de Janeiro. 422 p. 1989.

NUMMER, A.V. Parâmetros Geológicos-Geotécnicos controladores dos movimentos de massa na RS486/Rota do Sol-Itati,RS. Tese (Doutorado) apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFRGS. 228p. 2003.

PAES, T. V.; SILVA, T. M. da. Indicadores geomorfológicos de controles litológicos e/ou estruturais – Bacia do Rio Guapi-Açu, Cachoeiras de Macacu (RJ). **Revista de Geografia-PPGEO-UFJF**, v. 7, n. 2, 2017.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE. 158 p. 1974.

PEYERL, W. L. P.; SALAMUNI, E.; SANCHES, E.; NASCIMENTO, E. R.; SANTOS, J. M.; GIMENEZ, V. B.; SILVA, C. L.; FARIAS, T. F. S. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná. **Brazilian Journal of Geology**. 48(3), p. 553-573, 2018. DOI: doi.org/10.1590/2317-4889201820170110

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J. M.; GALVE, J. P.; BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. SwathProfiler and NProfiler: two new ArcGis Add-ins for the automatic extraction of swath and normalize driver profiles. **Computer & Geosciences**, v. 104, p. 135-150, 2017.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. David. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, 102, p. 554-566, 2008.

PROESC. Projeto Oeste de Santa Catarina. **Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina**. Convênio CPRM e governo estadual. Execução: CPRM Porto Alegre. Organização Marcos A. de Freitas, Bráulio R. Caye e José L. F. Machado. Florianópolis: Proesc. 100 p. 2002.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**. v.258, p.975-979, 1992.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z.; FODOR, L.; HORVÁTH, E.; TELBISZ, T. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. **Geomorphology**, 104, p. 203-217, 2009. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, 1(1-2), p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Yociteru. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. do.; MORALES, N.; HASUI, Y. Análise morfotectônica da Região Sul do Brasil com vista à caracterização neotectônica. **Anais In: Simpósio Brasileiro de Estudos Tectônicos (SNET). Vitória (ES)**, 2015.

SALAMUNI, E.; SILVA, C. L. D.; NASCIMENTO, E. R. D.; SANTOS, J. M. D.; PEYERL, W. R. L.; GIMENEZ, V. B. Morphometric and structural diagnosis of fault reactivation in the Cenozoic: a case study of the Blumenau-Soledade Lineament in southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, 2021.

SANTA CATARINA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável – SDS. Diretoria de Recursos Hídricos – DRHI. **Plano estratégico de gestão integrada da bacia hidrográfica do rio Chapecó**. Florianópolis, SC: SDS/MPB Engenharia, 2009.

SANTA CATARINA. **Bacias hidrográficas de Santa Catarina: diagnóstico geral**. Florianópolis: Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, 1997.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, Alessandro. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, 2019.

SCHUMM, S. A. The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Bulletin of the Geological Society of America**, 67(5), p. 597-646, 1956. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EOD](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EOD)

SCOTTI, V. N.; MOLIN, P.; FACCENNA, C.; SOLIGO, M.; CASAS-SAINZ, A. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain). **Geomorphology**, 206, p. 37-57, 2014. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.017>

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335-367, 1983.

SILVA, T. M.; MONTEIRO, H. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, 29, p. 210-224, 2006.

SLAMA, T.; DEFFONTAINES, B.; TURKI, M. M. Morphotectonic and Morphodynamic investigations revealed by isobase surfaces analysis and derived differential mapping using GIS, Teboursouk area, northern Tunisia. **Earth Science Informatics**, v. 8, n. 4, p. 759-773, 2015.

SOARES, S. P.; LADEIRA, Francisco S. B.; LIESENBERG, V. Morfometria da bacia do Rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.

SOUZA, I. C. de. **Aspectos da morfometria de drenagem e produção de sedimentos em relação à variante chuva x vazão de diferentes trechos da Bacia do Ribeirão do Gama** – Distrito Federal nos anos de 2014 a 2015. 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

STERNBERG, H. O'Reilly. **Vales tectônicos na planície amazônica?** Brasília: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística; Conselho Nacional de Geografia, 1950.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336 p. (Coleção Geografia, v. 3/ organização Francisco de Assis Mendonça).

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v.248, p.673-696 (Parte I) e p.800-814 (Parte II), 1950.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 11, p. 1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. **Geografía física**. 3. ed. Barcelona: Ediciones Omega, 1974.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Editora Paulo's Comunicações e Artes gráficas. 366 p. 1999.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms**. 1ª ed. Harlow, Essex, England. Longman Scientific & Technical. Routledge. 560 p. 1991.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. **Prog. in Phys. Geog.**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

TERRA AMBIENTAL. **Avaliação integrada da bacia hidrográfica do rio Chapecó** – Trecho alto rio Chapecó. Terra Consultoria em Meio Ambiente. São José, SC. 2020. 5 vol.

TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A.; HORNG, M. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. **Geomorphology**, v. 99, p. 26-38, 2008.

TWIDALE, C.R. River patterns and their meaning. **Earth Science Reviews**. p.159-218, 2004.

WALCOTT, R. C.; SUMMERFIELD, M. A. Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 174-186, 2008.

WILLGOOSE, G; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A physical explanation of an observed link area-slope relationship. **Water Resources Research**, v. 27, n. 7, p. 1.697-1.702, 1991.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.; JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. WILLET, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T.; FISHER, D. M. In: **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution**. Geological Society of America v. 398. 2006.

XUE, L.; GANI, N.D.; ABDELSALAN, M.G. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. Oxford.UK. Elsevier Ltd. **Geomorphology**, v. 285, p. 374–398, 2017.

ZAIONTZ, C. **Real Statistics Using Excel**. 2020. Disponível em: www.real-statistics.com

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, Virgínio *et al.* (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-613.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1987, Curitiba. **Anais [...]**. Curitiba, PR, 1987. p. 441-473. V. 1.