

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

**BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS DO SISTEMA AQUÍFERO INTEGRADO
GUARANI/SERRA GERAL EM SANTA CATARINA**

Leila Carolina Martoni Amaral

Trabalho de Conclusão de Curso submetido a banca examinadora para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Arthur Schmidt Nanni

Coorientadora: Prof. Dr. Luana Moreira Florisbal

Florianópolis
2018

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Amaral , Leila Carolina Martoni

Blocos Hidrogeológicos do Sistema Aquífero Integrado
Guarani/Serra Geral em Santa Catarina / Leila Carolina
Martoni Amaral ; orientador, Arthur Schmidt Nanni,
coorientador, Luana Moreira Florisbal, 2018.

98 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2018.

Inclui referências.

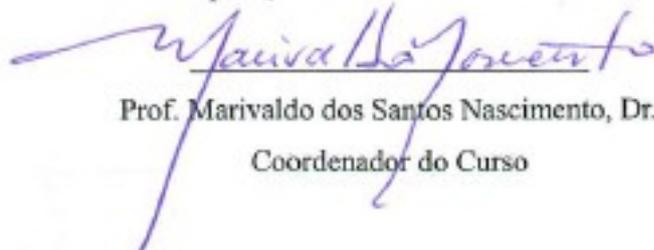
1. Geologia. 2. Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra
Geral. 3. Blocos Hidrogeológicos. 4. Análises
Morfométricas. 5. Geomorfologia Tectônica. I. Nanni, Arthur
Schmidt. II. Florisbal, Luana Moreira. III. Universidade
Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

LEILA CAROLINA MARTONI AMARAL

**BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS DO SISTEMA AQUÍFERO INTEGRADO
GUARANI/SERRA GERAL EM SANTA CATARINA**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Coordenador do Curso de Geologia.

Florianópolis, 23 de novembro de 2018.



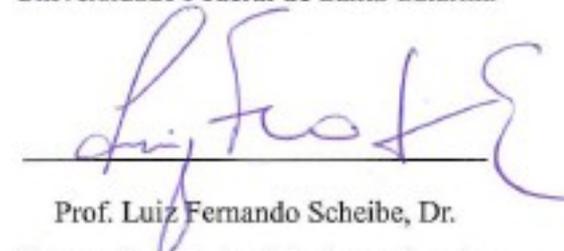
Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

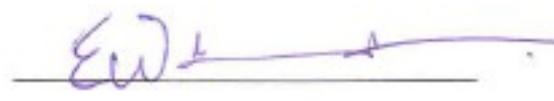


Prof. Arthur Schmidt Nanni, Dr.
Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Luiz Fernando Scheibe, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina



Erik Wunder, Me.
Estelar Engenheiros Associados

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Lúcia e Adolfo, por todas palavras de apoio e conforto, sempre me fazendo acreditar que eu sou mais do que capaz de atingir meus objetivos.

Ao meu amigo e orientador, Arthur Nanni, por toda paciência, por ter me mudado como pessoa, por me fazer enxergar as coisas de outras maravilhosas formas, em suma por todo aprendizado.

À empresa Estelar Engenheiros Associados, em especial aos geólogos Erik e Mauren, por terem me passado grandes ensinamentos no âmbito pessoal e profissional.

Aos meus colegas do Laboratório de Análise Ambiental (LAAM) e ao professor Luiz Fernando Scheibe coordenador técnico da Rede Guarani/Serra Geral em SC, por terem me dado a oportunidade de compartilhar momentos de sabedoria imensuráveis.

Aos meus amigos Brayan, Francis, Marisco e André por toda parceria e amizade ao longo da vida e da graduação, sem vocês essa jornada não teria sido tão maravilhosa.

RESUMO

O presente trabalho buscou, através de análises morfométricas, estratigráfica e geológicas a delimitação de possíveis blocos hidrogeológicos, visando a gestão de recursos hídricos do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral (SAIG/SG) em Santa Catarina. As análises morfométricas compreenderem os estudos de assimetria de bacias, do índice de gradiente, do índice de concentração de rugosidade, de lineamentos estruturais e o confronto entre perfis longitudinais de drenagem com curvas de melhor ajuste para os rios principais que ocorrem na área de estudo. A incessante análise das geomorfoestruturas conseguiu fornecer fortes evidências sobre a influência da tectônica no SAIG/SG, indicando sistemas de falhas normais marcadas ao longo dos perfis longitudinais de drenagem por meio de mudanças litológicas, grandes rupturas de declive com valores anômalos do índice de gradiente e mudanças abruptas do índice de concentração de rugosidade. Dessa maneira, algumas estruturas possíveis formadoras de blocos hidrogeológicos puderam ser delimitadas, embora até aqui não confirmadas devido a limitações impostas pela escassez e/ou baixa consistência de dados estratigráficos.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral. Geomorfologia Tectônica. Blocos Hidrogeológicos. Análises Morfométricas.

ABSTRACT

The present work sought, through morphometric, stratigraphic and geological analyzes, the delimitation of possible hydrogeological blocks, aiming at the management of water resources of the Integrated Aquifer System Guarani/Serra Geral (SAIG/SG) in Santa Catarina. The morphometric analysis includes the studies of basin asymmetry, gradient index, roughness concentration index, structural lineaments and the comparison between longitudinal drainage profiles with best fit curves for the main rivers that occur in the study area. The incessant search for geomorphostructures was able to provide strong evidence on the tectonic influence in the SAIG/SG, indicating normal fault systems marked along the longitudinal drainage profiles by means of lithological changes, large slope ruptures with anomalous values of the gradient index and changes abruptness of the roughness concentration index. Therefore, some possible hydrogeological block forming structures could be delimited although not confirmed, due to limitations imposed by the scarcity and/ or low consistency of stratigraphic data.

Key words: Guarani/Serra Geral Integrated Aquifer System. Tectonic Geomorphology. Hydrogeological Blocks. Morphometric analysis.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e da região de afloramento e de ocorrência do SAIG/SG na América do Sul.....	12
Figura 2 - Mapa de localização das regiões hidrográficas e dos principais comitês de bacias hidrográficas que abrangem o SAIG/SG.....	13
Figura 3 - Localização da Bacia do Paraná na América do Sul.....	15
Figura 4 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná de acordo com as supersequências.....	16
Figura 5 - Coluna estratigráfica parcial da Bacia do Paraná.....	18
Figura 6 - Mapa geológico da área de pesquisa.....	20
Figura 7 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná.....	21
Figura 8 - Esboço geotectônico do leste de Santa Catarina.....	22
Figura 9 - Mapa das Unidades Geomorfológicas do Estado de Santa Catarina.....	24
Figura 10 - Esquema de traçado de morfoestruturas (linhas pretas cotadas, traços indicam direção do mergulho).....	28
Figura 11 - Seção hidroestratigráfica do SAIG/SG no Estado de Santa Catarina, conforme sugerida por Descovi Filho (2015).....	31
Figura 12 - Perfil estrutural esquemático do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral (SAIG/SG).....	31
Figura 13 - Modelo de evolução geomorfológica em blocos geomorfoestruturais e tectônicos hidrogeológicos do SAIG/SG, tendo como exemplo as bacias dos rios Chapecó e do Peixe/SC.....	32
Figura 14 - Modelo digital de elevação para área de pesquisa acrescida do <i>buffer</i> de 20km.....	34
Figura 15 - Metodologia utilizada na delimitação e consolidação dos lineamentos estruturais da área de estudo.....	35
Figura 16 - Passos de interpretação utilizando-se o relevo sombreado com luminosidade de 45° segundo as direções NE (A), NW (B) e N (C).....	36
Figura 17 - Reorganização no padrão de drenagem levando a captura de drenagem devido ao soerguimento.....	38
Figura 18 - Anomalias morfoestruturais, em bloco-diagrama e planta, distribuição dos cursos de drenagem controlada por falha e basculamento.....	39
Figura 19 - Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD), que quantifica o deslocamento de um rio em função de causas tectônicas.....	40
Figura 20 - Gráfico hipotético de um rio demonstrando áreas com trechos em desajuste fluvial (em equilíbrio A, em ascensão – B e em subsidência – C), determinados em função da linha de ajuste.....	42
Figura 21 - Alinhamentos de rupturas de declive ao longo da rede de drenagem.....	43

Figura 22 - Mapa dos pontos de controle estratigráficos.....	44
Figura 23 - Mapa Hipsométrico da área de pesquisa acrescido do buffer de 20km.....	45
Figura 24 - Interpretação das principais direções de lineamentos observadas na escala de 1:2.000.000, 1:1.000.000 e 1:500.000, utilizando o modelo sombreado da área de estudo acrescida do <i>buffer</i> de 20km.....	46
Figura 25 - Interpretação das principais direções de lineamentos observadas na escala de 1:250.000, utilizando o modelo sombreado da área de estudo acrescida do <i>buffer</i> de 20km.....	47
Figura 26 - Mapa do Índice de Concentração de Rugosidade.....	48
Figura 27 - Mapa do Índice de Concentração de Rugosidade com as possíveis estruturas responsáveis pela compartimentação do relevo.....	49
Figura 28 - Localização dos perfis topográficos utilizados na confirmação das estruturas de rugosidade	50
Figura 29 - Perfil 4 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR.....	50
Figura 30 - Perfil 15 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR.....	51
Figura 31 - Perfil 26 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR.....	51
Figura 32 - Perfil 24 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR.....	52
Figura 33 - Perfil 28 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR.....	52
Figura 34 - Deslocamento do rio principal do eixo central das bacias do Rio Peperi-Guaçu e Antas e distinção do comprimento dos seus afluentes (maior comprimento dos afluentes na porção leste da região de estudo).....	53
Figura 35 - Inflexões abruptas dos canais fluviais principais das bacias hidrográficas que abrangem a área de pesquisa.....	54
Figura 36 - Intensidade de assimetria e direção de basculamento calculadas a partir do Fator de Assimetria (AF) para a área de estudo.....	56
Figura 37 - Perfil confirmativo de assimetria das bacias hidrográficas do Rio das Antas e Peperi-Guaçu	56
Figura 38 - Perfil confirmativo de assimetria das bacias hidrográficas intituladas de Baixo Chapecó e Baixo Irani.....	57
Figura 39 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Chapecó.....	60
Figura 40 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Chapecozinho.....	61
Figura 41 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio das Antas.....	62
Figura 42 - Bloco diagrama demonstrando a localização do rio das Antas paralelo a linha de falha.....	63

Figura 43 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio do Peixe.....	64
Figura 44 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Irani.....	65
Figura 45 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Pelotas.....	66
Figura 46 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Canoas.....	68
Figura 47 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Timbó.....	69
Figura 48 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Peperi-Guaçu.....	70
Figura 49 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Jacutinga.....	71
Figura 50 - Resultados da análise dos perfis longitudinais dos principais rios que abrangem a área de estudo, identificando as áreas que sofreram soerguimento, abatimento e que estão em transição, bem como, a localização dos sistemas de falhas ou falhas interpretadas.....	72
Figura 51 - Mapa dos pontos de controle estratigráficos e do resultado dos perfis longitudinais de drenagem com os sistemas de falhas interpretados.....	73
Figura 52 - Blocos hidrogeológicos do SAIG/SG em Santa Catarina.....	75

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1 - Taxonomia utilizada na divisão e hierarquização geomorfológica para a área de estudo.....	23
Quadro 2 - Tipos de anomalias de drenagem, definição e controle tectônico.....	29
Quadro 3 - Graus de intensidade de assimetria de bacias hidrográficas.....	40
Quadro 4 - Fonte e quantidade dos pontos de controle estratigráficos.....	44

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Quantidades de feições lineares observadas dentro de cada escala de observação.....	46
Tabela 2 - Variáveis consideradas para o cálculo do Índice AF para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.....	55
Tabela 3 - Resultado do Índice de gradiente.....	57
Tabela 4: Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio das Antas.....	82
Tabela 5 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Peperi-Guaçu.....	82
Tabela 6 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Chapecó.....	83
Tabela 7 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Chapecozinho.....	85
Tabela 8 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Irani.....	85
Tabela 9 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Jacutinga.....	86
Tabela 10 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio do Peixe.....	87
Tabela 11 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Pelotas.....	89
Tabela 12 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Canoas.....	90
Tabela 13 - Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Timbó.....	91

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AF – *Asymmetric factor* (Fator de Assimetria)

ANA – Agência Nacional de Águas

CASAN – Companhia Catarinense de Água e Saneamento

CBH – Comitês de Bacias Hidrográficas

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (atual Serviço Geológico do Brasil)

EMBRAPA – Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária

FABD – Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem

FATMA – Fundação do Meio Ambiente

GAPLAN – Gabinete De Planejamento e Coordenação Geral

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICR – Índice de Concentração da Rugosidade

MDE – Modelo Digital de Elevação

PROESC - Projeto Oeste de Santa Catarina

RDE – Relação declividade-extensão

SAG – Sistema Aquífero Guarani

SAIG/SG – Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral

SASG – Sistema Aquífero Serra Geral

SDS – Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável

SIAGAS – Sistema de Informação de Águas Subterrâneas

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	10
1.1. OBJETIVOS.....	10
1.1.1 Objetivo Geral.....	10
1.1.2 Objetivo Específicos.....	10
1.2. JUSTIFICATIVA.....	11
1.3. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO DE GESTÃO.....	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ.....	14
2.1.1. Geologia do Supergrupo São Bento.....	17
2.1.2. Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná.....	20
2.2. GEOMORFOLOGIA.....	22
2.3. GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DE ABRANGÊNCIA DO SAIG/SG.....	23
2.3.1. Região do Planalto das Araucárias.....	24
2.3.2. Planalto dos Campos Gerais.....	24
2.3.3. Planalto do Rio Iguaçu/Rio Uruguai.....	25
2.3.4. Serra Geral.....	25
2.3.5. Patamares da Serra Geral.....	26
2.3.6. Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina - Planalto de Lages.....	26
2.4. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA.....	26
2.4.1. Morfotectônica.....	26
2.4.2. Morfoestrutura.....	27
2.4.3. Mapa Hipsométrico.....	27
2.4.4. Padrões de Drenagem.....	27
2.4.5. Anomalias de Drenagem Relacionadas à Movimentação Tectônica.....	28
2.5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO.....	30
2.5.1. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Guarani.....	30
2.5.2. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Serra Geral.....	30
2.5.3. Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral.....	30
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
3.1. ANÁLISES MORFOMÉTRICAS.....	33
3.1.1. Modelo digital de elevação.....	33
3.1.2. Modelos sombreados do terreno.....	34
3.1.3. Lineamentos estruturais negativos.....	34
3.1.4. Índice de Concentração de Rugosidade (ICR).....	36
3.1.5. Rede de drenagem.....	37

3.1.6. Anomalias de Drenagem.....	38
3.1.7. Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem.....	39
3.1.8. Relação declividade/extensão.....	41
3.1.9. Perfis Longitudinais de Drenagem.....	42
3.2. ESTRATIGRAFIA.....	43
4. RESULTADOS.....	45
4.1. MAPA HIPSOMÉTRICO.....	45
4.2. LINEAMENTOS.....	45
4.3. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE.....	47
4.3.1. Perfis confirmativos do Índice de Concentração de Rugosidade.....	49
4.4. ANOMALIA DE DRENAGEM.....	52
4.5. FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM.....	54
4.5.1. Perfis confirmativos do fator de assimetria da bacia de drenagem.....	56
4.6. ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE).....	57
4.7. PERFIL LONGITUDINAL DE DRENAGEM E APLICAÇÃO DO ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE).....	58
4.7.1. Rio Chapecó.....	58
4.7.2. Rio Chapecozinho.....	60
4.7.3. Rio das Antas.....	61
4.7.4. Rio do Peixe.....	63
4.7.5. Rio Irani.....	64
4.7.6. Rio Pelotas.....	65
4.7.7. Rio Canoas.....	66
4.7.8. Rio Timbó.....	68
4.7.9. Rio Peperi-Guaçu.....	69
4.7.10. Rio Jacutinga.....	70
4.8. POSSÍVEIS LIMITES DOS BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS.....	72
4.9. BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS DO SAIG/SG EM SANTA CATARINA.....	74
4.10. CONCLUSÃO.....	75
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	77
APÊNDICE A	

1. INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Guarani (SAG), assim denominado pelo geólogo uruguaio Danilo Anton em 1996 (MACHADO, 2006), é alvo de incessantes pesquisas tanto em sua abrangência nacional quanto internacional, para elucidar questões sobre a sua distribuição espacial, que segundo Soares (2008), possui um alto grau de complexidade e ultrapassa a ideia anteriormente proposta de um sistema aquífero único. O SAG quando não aflorante é recoberto pelo Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), formado pela sequência vulcânica denominada Formação Serra Geral¹ proposta por White em 1908 (BONGIOLO et al., 2011). Ambos possuem comprovada interconectividade, como podemos observar no padrão de misturas hidroquímicas do SASG apresentado por Nanni (2008) e do termalismo do SASG caracterizado por Freitas (2016) como sendo decorrente da ascensão de águas do SAG. Devido a essa interconectividade hidráulica esses sistemas aquíferos podem ser tratados como "Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral" (SAIG/SG - (SCHEIBE; HIRATA, 2008). Dessa forma, a caracterização morfoestrutural do SASG, a partir da identificação dos padrões de lineação, rugosidade, drenagem e assimetria de bacias hidrográficas, consiste em uma ferramenta importante para elucidar a compartimentação hidrogeológica do SAG e, portanto, explicar questões como a de distribuição hídrica variável, que segundo Scheibe; Hirata (2008) é item essencial na gestão de águas.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral do presente trabalho consiste em propor uma revisão da atual compartimentação estrutural, no intuito de contribuir para uma melhor definição dos blocos hidrogeológicos no SAIG/SG no estado de Santa Catarina, através do mapeamento de geomorfoestruturas e análises morfométricas.

1.1.2 Objetivo Específicos

Os objetivos específicos compreendem:

- Caracterizar o comportamento estrutural da área de estudo através da identificação de padrões de lineamentos, drenagem e rugosidade.
- Identificar a direção e sentido de basculamento dos blocos tectônicos através de perfilagem geomorfológica e análises morfométricas.
- Correlacionar os dados das análises morfométricas com dados estratigráficos no intuito de estabelecer possíveis limites para os blocos hidrogeológicos.

1 Atual Grupo Serra Geral, cf. Mapa Geológico de SC, CPRM, 2014

1.2. JUSTIFICATIVA

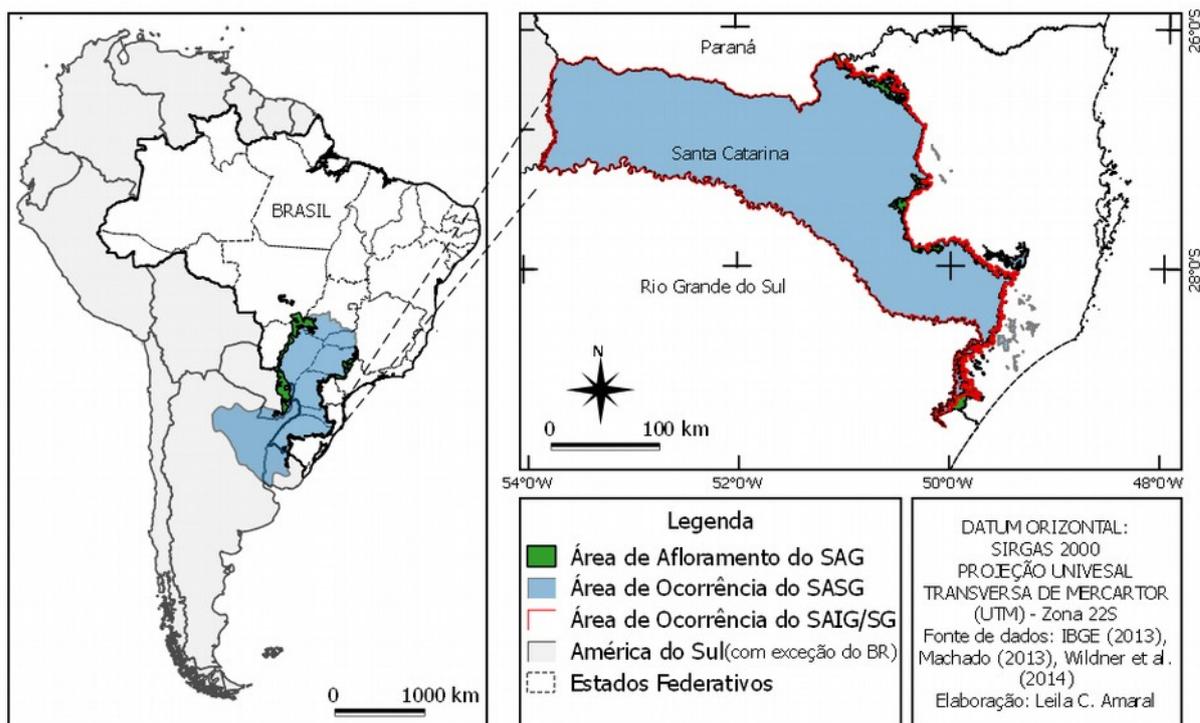
O Sistema Aquífero Integrado Guarani Serra Geral (SAIG/SG) recobre aproximadamente 185 municípios em SC. Nessas regiões, Scheibe e Hirata (2008, p. 2) apontam que o SAIG/SG é a principal reserva hídrica utilizada no abastecimento público, dessedentação² de animais, indústria e agricultura. Entretanto, é sabido que a disponibilidade hídrica na região é variável e se deve principalmente a questões de cunho estrutural. Ainda assim, as águas subterrâneas são essenciais no desenvolvimento dessas regiões, e como consequência, nos últimos anos houve um aumento exponencial no número de poços perfurados e consequente exploração das águas, sem que houvesse uma gestão ambiental a contento (SCHEIBE; HIRATA, 2008). O déficit de conhecimento técnico instiga questões impeditivas na elaboração de um modelo jurídico-legal e de gestão para o uso e conservação do aquífero (WOLKMER et al., 2008). Segundo Scheibe e Hirata (2008), a utilização das águas subterrâneas deste aquífero tem crescido exponencialmente e como consequência temos o aumento, também exponencial, do risco à contaminação do sistema. Dessa maneira, a caracterização da compartimentação tectônica do SAIG/SG elucida questões cruciais para uma gestão ambiental adequada.

1.3. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO DE GESTÃO

A área de estudo compreende a região de abrangência do SAIG/SG em Santa Catarina, na qual contempla o meio-oeste e oeste e limita-se ao norte pelo Estado do Paraná, a oeste com a República da Argentina e a sul com o Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). No total, a região supracitada perfaz uma área de aproximadamente 48.000 km², que correspondem a 51% da área territorial do Estado.

²Matar a sede a; refrescar; saciar.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo e da região de afloramento e de ocorrência do SAIG/SG na América do Sul.

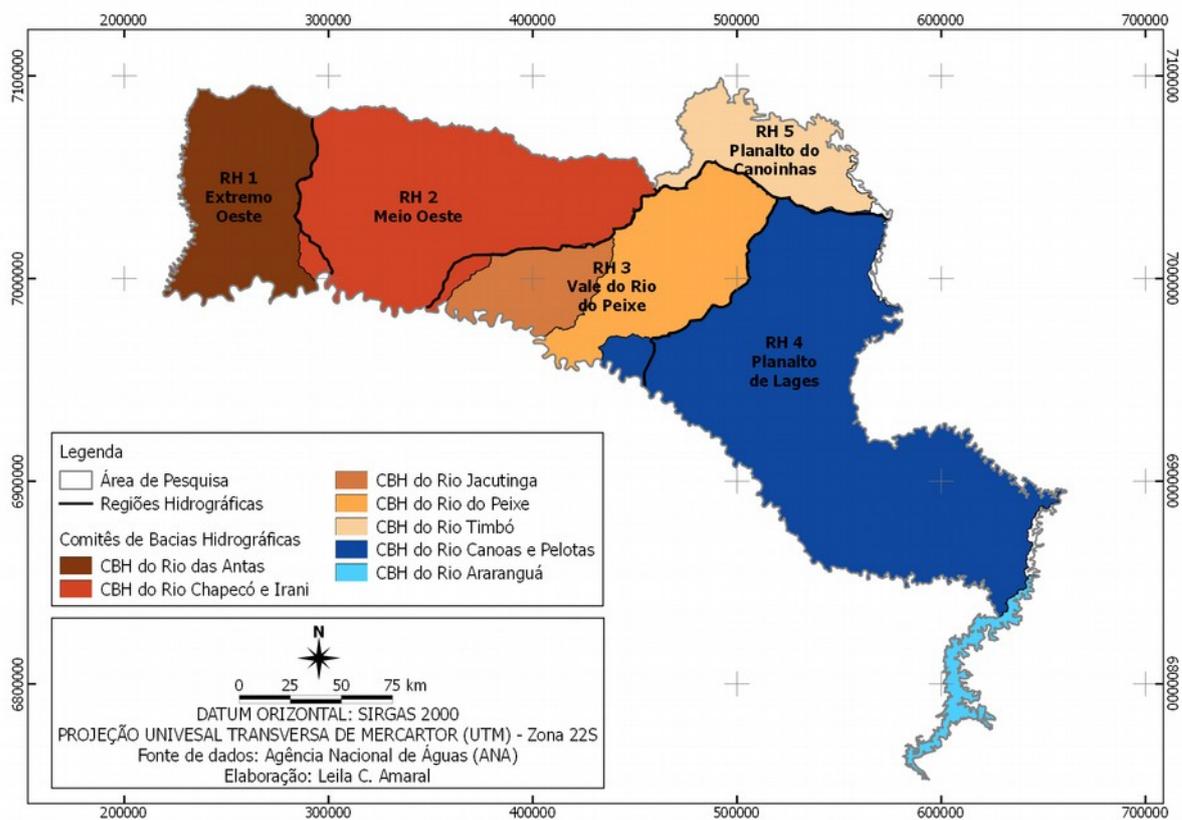


Fonte: Elaboração própria (2018).

A área de ocorrência do SAIG/SG em SC, abrange as Regiões Hidrográficas 1 - Extremo oeste, 2 – Meio oeste, 3 – Vale do rio do Peixe, 4 – Planalto de Lages e 5 – Planalto Canoinhas (Figura 2). Os principais Comitês de Bacias Hidrográficas (CBH) que gerenciam as regiões hidrográficas supracitadas são os CBH do Rio das Antas, dos Rios Chapecó e Irani, do Rio Jacutinga e Contíguos, do Peixe, do Rio Canoas, do Rio Timbó, do Rio Itajaí, do Rio Canoinhas, do Rio Tubarão e Complexo Lagunar e do Rio Araranguá.

De acordo com o art. 38 da Lei n. 9.433/1997, entre as atribuições dos CBH estão: “promover o debate das questões relacionadas a recursos hídricos, decidir os conflitos relacionados ao uso da água e propor os critérios de outorga”. Essas ações incluem a gestão das águas superficiais e, também, das subterrâneas do SAIG/SG, nas CBH supracitadas.

Figura 2 - Mapa de localização das regiões hidrográficas e dos principais comitês de bacias hidrográficas que abrangem o SAIG/SG



Fonte: Elaboração própria (2018).

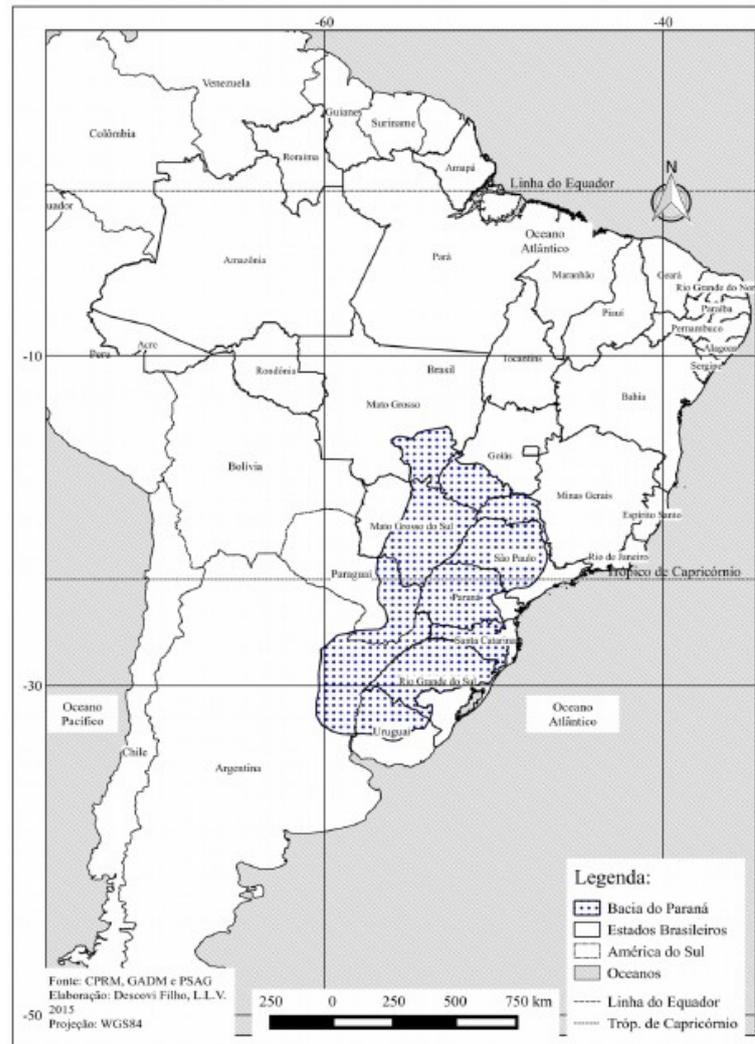
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo compreende a revisão de trabalhos anteriores que contemplam a caracterização geológica-estrutural, geomorfológica e hidrogeológica do SAIG/SG. Entende-se que a tectônica influencia no comportamento estrutural das rochas, que causam alterações nas formas de relevo, como por exemplo, nos padrões de drenagem e, como consequência, influenciam na compartimentação hidrogeológica dos sistemas aquíferos.

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná constitui uma região vulcano-sedimentar de grande extensão da América do Sul, e é formada por uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani, 2004), totalizando um intervalo de 385 milhões de anos de sedimentação e vulcanismo (WILDNER, 2004). Segundo Milani (2004), a bacia inclui porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, numa área total que ultrapassa 1.500.000 km². A bacia sedimentar exhibe forma ovalada com eixo maior estendido de SW para NE denotando claramente seu caráter de bacia de sedimentação intracratônica (Figura 3). Encontra-se inteiramente contida na placa sul-americana e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa (MILANI, 2004).

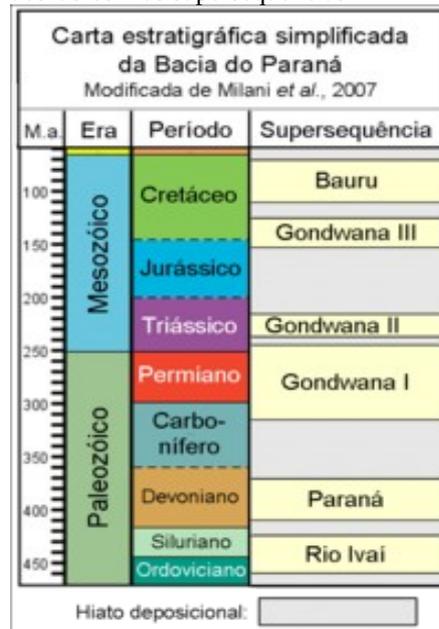
Figura 3 - Localização da Bacia do Paraná na América do Sul



Fonte: Descovi Filho (2015, p.34).

Milani (1997), interpreta o registro sedimentar e ígneo vulcânico da Bacia do Paraná, como um conjunto contendo seis supersequências, dispostas de acordo com a carta estratigráfica (Figura 4), sendo elas: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru, sendo esta última, depositada sobre a superfície erosiva desenvolvida nas rochas vulcânicas da Supersequência Gondwana III.

Figura 4 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná de acordo com as supersequências



Fonte: Modificado de Milani et al. (2007).

A Supersequência **Rio Ivaí**, de idade Ordoviciano–Siluriana, corresponde ao ciclo transgressivo, compreendendo as formações Alto Garças, constituída por arenitos depositados em ambiente fluvial, transicional e costeiro; Iapó, composta por diamictitos de origem glacial conformando limite de sequência de terceira ordem interno a esta supersequência; e Vila Maria, constituída por folhelhos, hospedando a superfície de inundação máxima (MILANI, 1997).

A Supersequência **Paraná**, de idade Devoniana constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007). Esta supersequência compreende a Formação Furnas, de deposição em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e a Formação Ponta Grossa, constituída principalmente por folhelhos e dividida em três membros.

A Supersequência subsequente, **Gondwana I**, de acordo com Milani et al. (2007), documenta um ciclo transgressivo-regressivo completo, que se inicia na base do pacote glacial pensilvaniano, atinge condições de máximo afogamento marinho na Formação Palermo e encerra em depósitos continentais que colmatariam a sinéclise já no início do Mesozoico. Assim, de acordo com Milani (1997), o Grupo Itararé, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, é constituído por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha. O Grupo Guatá é formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinhos da Formação Palermo, com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior da supersequência é regressiva e está registrada nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois,

composto pelas Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto, registrando, ao seu final, o início da instalação de clima desértico na bacia, caracterizado pelas dunas eólicas da Formação Piramboia. A Formação Piramboia, em Santa Catarina, possui contato com os arenitos da Formação Botucatu, que em conjunto, formam o Sistema Aquífero Guarani e, portanto, é objeto de estudo do presente trabalho.

A Supersequência **Gondwana II**, de idade Triássica Média a Superior, encerra a sedimentação na Bacia do Paraná e ocorre apenas no estado do Rio Grande do Sul e no norte do Uruguai. Composta pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, inclui as formações Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita e Guará. Caracteriza-se por arenitos e pelitos avermelhados, oriundos de depósitos fluviais e lacustres e possui abundante fauna de répteis e mamíferos (MILANI, 1997).

A Supersequência **Gondwana III**, denominada como “Sequência Jurássica-Eocretácica”, na concepção de Milani et al. (1994), contempla o intervalo do registro estratigráfico da Bacia do Paraná em que se posicionam os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e os derrames vulcânicos do grupo Serra Geral.

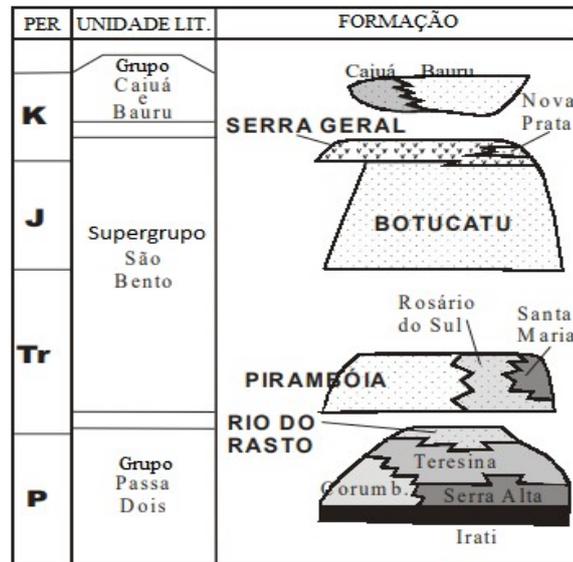
A Supersequência **Bauru** é formada pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru. O primeiro compreende as formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. O segundo é composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, além de rochas vulcânicas alcalinas intercaladas, os Analcimitos Taiúva (Fernandes e Coimbra, 2000; CPRM, 2004, 2006 apud SILVA et al., 2003). Em síntese, Fernandes e Coimbra (2000), atribuem, à Bacia Bauru, duas fases de deposição: a primeira fase compreende um trato de sistema desértico, com formação do Pantanal Araçatuba (Formação Araçatuba; siltitos); a segunda, um trato de sistema fluvioeólico, proveniente do nordeste da Bacia do Paraná.

Nesse contexto, será detalhada a geologia do Supergrupo São Bento, que engloba a sedimentação Gonduânica e o magmatismo Serra Geral, presentes na Bacia do Paraná, e que constituem o SAIG/SG.

2.1.1. Geologia do Supergrupo São Bento

Segundo Wildner et al. (2014), o Supergrupo São Bento, anteriormente designado grupo São Bento, compreende o magmatismo fissural intracontinental, formador dos derrames vulcânicos do Grupo Serra Geral e a sedimentação eólica constituído pelas Formações Piramboia e Botucatu, que são responsáveis pela formação do SAIG/SG (Figura 5).

Figura 5 - Coluna estratigráfica parcial da Bacia do Paraná



Fonte: Modificado de Milani et al. (1994), França; Potter (1998), Fernandes; Coimbra (2000) apud Strugale et al. (2004).

Pacheco (1927 apud Oliveira; Carneiro, 2008), identificou na parte inferior do arenito Botucatu a existência de arenitos com características diferentes, denominados fácies Piramboia, que corresponde aos sedimentos mais antigos do Supergrupo São Bento. A fácies Piramboia é constituída por arenitos de coloração esbranquiçada e de granulação fina a média, possuindo fração argilosa maior na parte inferior do que na parte superior, onde localmente ocorrem arenitos grossos, conglomeráticos. Nos arenitos, predominam as estratificações plano-paralelas que são destacadas pela alternância de lâminas mais ou menos ricas em argila e silte, mostrando ainda estratificação cruzada de dimensões média a grande do tipo tangencial. Em Santa Catarina a Formação Piramboia (Gondwana I) é encontrada apenas em subsuperfície sobretudo na porção oeste do Estado, com registro estratigráfico extenso, porém heterogêneo e ausente em parte dos poços estratigráficos perfurados na bacia no estado (MACHADO, 2013).

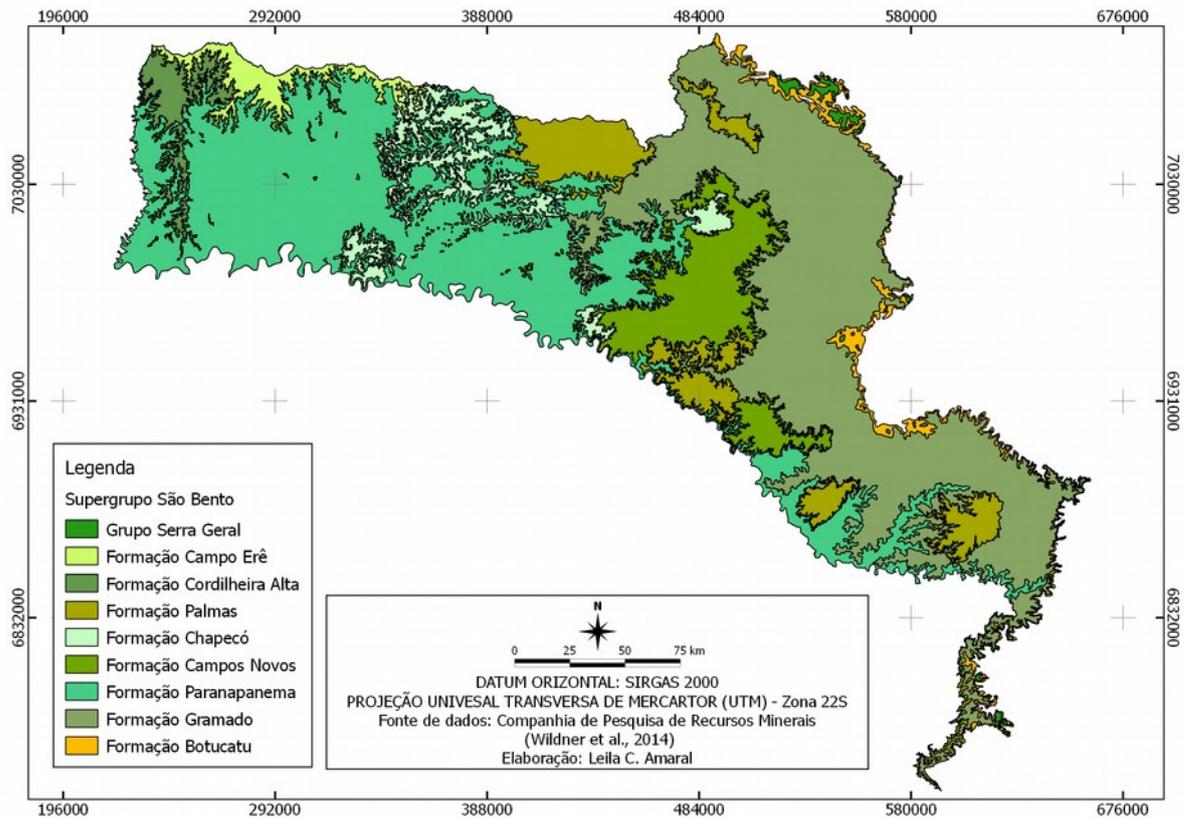
A Formação Botucatu (Gondwana III), marca a grande desertificação da porção gonduânica do Supercontinente Pangeia, o “deserto Botucatu”. Os extensos campos de dunas, depositados por ação eólica, formaram os espessos pacotes de arenitos que foram depositados em clima árido e desértico durante o período do Jurássico ao Cretáceo (ROSA FILHO et al., 2011, p. 116). Esta formação geológica é constituída principalmente por arenitos quartzosos de granulação fina a média, de coloração esbranquiçada, amarelada e rósea, bem selecionados, regularmente classificados, siltico-argilosos, quartzosos, com grãos subarredondados (MACHADO, 2013).

Meffi et al. (1988 apud Wildner, 2004), descrevem o vulcanismo do Grupo Serra Geral, como sendo a província magmática relacionada aos derrames e intrusivas que recobrem 1,2x10⁶ km² da Bacia do Paraná. A província supracitada, possui espessura máxima em torno de 1.720 m no depocentro da bacia e estende-se na região centro-sul do Brasil e ao longo das fronteiras do Paraguai, Uruguai e Argentina (WILDNER, 2004). Este magmatismo, é constituído predominantemente por basaltos e basalto andesitos de filiação toleítica, os quais contrastam com riolitos e riodacitos aflorantes nas regiões serranas do estado do Rio Grande do Sul, entre as localidades de Palmas e Guarapuava (estados de Santa Catarina e Paraná) e também na região fronteira do Uruguai, caracterizando um hiato praticamente completo de rochas com composições entre 60-64% de SiO₂ (MILNER et al., 1995 apud WILDNER, 2004, p. 64).

De acordo com Wildner et al. (2014), o Supergrupo São Bento agrupa as formações do Grupo Serra Geral, sendo elas: Formação Gramado, Formação Paranapanema, Formação Campos Novos, Formação Chapecó, Formação Palmas, Formação Cordilheira Alta e Formação Campo Erê, todas pertencentes ao cretáceo inferior (Figura 6).

A **Formação Gramado**, mais antiga, é formada por derrames basálticos cinza com predominância da forma de lóbulos e horizontes vesiculares espessos, estruturas de fluxo e *pahoehoe*, com intercalações frequentes com as rochas da Formação Botucatu. A **Formação Paranapanema** é composta de basaltos microgranulares, com disjunções com alteração vermelha-amarronzada e horizontes vesiculares espessos. A **Formação Campos Novos** é formada por basaltos microgranulares pretos, com alteração amarelo-ovo característica, dada pela presença de jarosita. A **Formação Chapecó** é composta por rochas ácidas variando de riodacitos a riolitos e matriz vitrofírica com pórfiros de feldspato. A **Formação Palmas** possui rochas intermediárias a ácidas (riodacitos a riolitos), textura esferulítica, com disjunção tabular no topo e maciço no centro dos derrames, dobras de fluxo e autobrechas frequentes. A **Formação Cordilheira Alta** é composta de basaltos granulares finos, com horizontes vesiculares espessos e possui as maiores jazidas de ametista do estado. A **Formação Campo Erê** é formada por basaltos granulares finos a médios, melanocráticos horizontes vesiculares com estruturas de fluxo e *pahoehoe* comuns (WILDNER et al., 2014).

Figura 6 - Mapa geológico da área de pesquisa

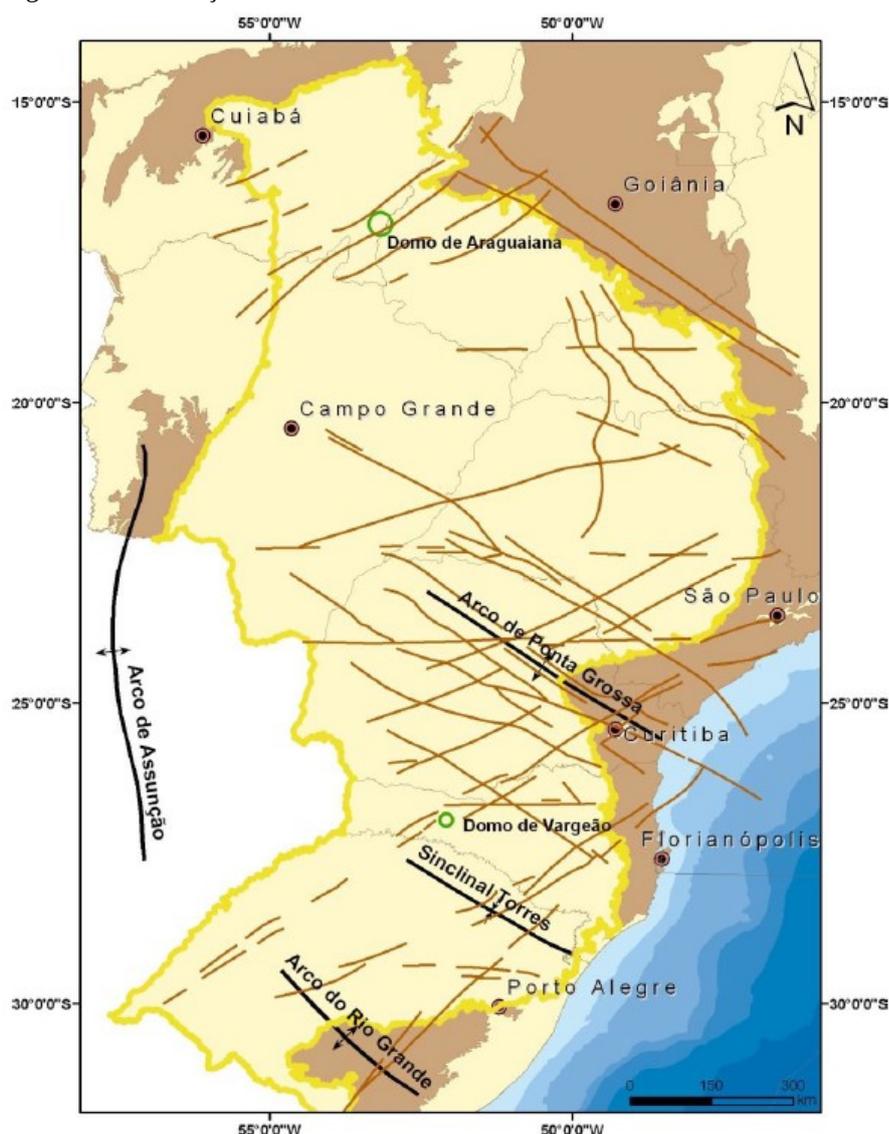


Fonte: Modificado de Wildner et al. (2014).

2.1.2. Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná

Zalán et al. (1990), descrevem os principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná como sendo feições lineares que se interceptam e podem ser divididas em três grupos de acordo com suas orientações (NW-SE, NE-SW e E-W). As feições lineares mais importantes são as de direção NW-SE e NE-SW e podem representar falhas simples ou zonas de falhas extensas, reativadas durante o processo de evolução da bacia. De acordo com o autor supracitado e como se pode observar na Figura 7 as feições lineares podem apresentar extensões de centenas de quilômetros e algumas poucas dezenas de quilômetros de largura.

Figura 7 - Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná



Fonte: Zalán et al., 1990 apud ANP, 2017.

Em Santa Catarina Freitas et al. (2002) registram frequentemente lineamentos morfoestruturais nas direções N30-50E e N40-60W, e caracterizaram a área da bacia do rio do Peixe como a de maior densidade de fraturamentos.

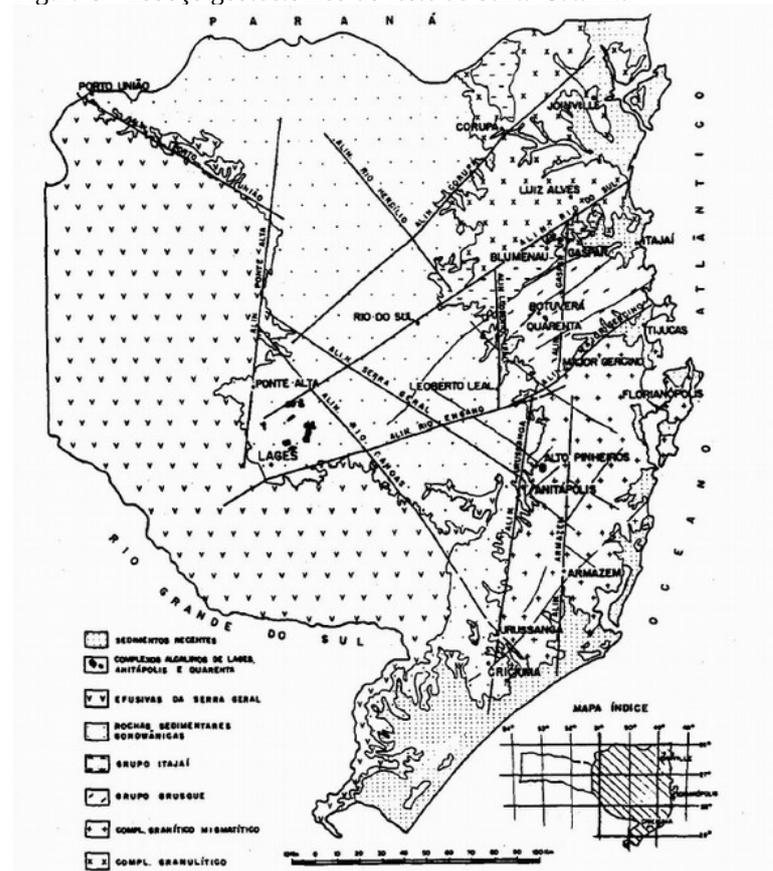
A partir dos mapas de lineamentos gerados e das seções geológicas, Soares (2008) afirma que a compartimentação estrutural do Sistema Aquífero Guarani dispõe as rochas em blocos tectônicos limitados por falhas. Exemplos da existência de falhas de grande porte que ocasionaram a formação de blocos foram registrados por Freitas et al., (2002, p.21) como

[...] uma falha de natureza vertical de direção N70°E, próxima ao Domo de Vargeão, com cerca de 135 km de extensão onde o bloco noroeste subiu e o sudoeste desceu, formando uma grande escarpa ao longo do rio Irani. Suspeita-se também que, por uma série de indícios morfoestruturais, possivelmente ocorra uma zona de falha de orientação N-S na região do vale do Rio das Antas, no extremo oeste da área. Tal fato

é corroborado pela presença de uma série de fontes e poços hipotermais, cuja distribuição se dá ao longo do rio das Antas, além da série de anomalias de pH e condutividade da água dos poços tubulares existentes em zonas de fratura com a direção N-S.

Os limites das áreas de afloramento das rochas vulcânicas do Serra Geral e dos arenitos da Formação Botucatu em Santa Catarina conforme Scheibe e Furtado (1989), estão diretamente relacionados a uma série de lineamentos tectônicos de grande expressão (Figura 8) sendo a endentação ocasionada pela sobre-elevação do Domo de Lages uma das principais evidências de uma tectônica de blocos que afetaria toda a porção oriental do estado (SCHEIBE e HIRATA, 2008).

Figura 8 - Esboço geotectônico do leste de Santa Catarina



Fonte: Scheibe e Furtado (1989).

2.2. GEOMORFOLOGIA

Geomorfologia é a ciência que estuda as formas de relevo, tendo em vista a origem, estrutura e natureza das rochas e as diferentes forças endógenas e exógenas que, de modo geral, entram como fatores esculpidores do relevo terrestre (GUERRA, 1993). Os Domínios Morfoestruturais compreendem os maiores táxons na compartimentação do relevo IBGE (2009), que são função de fatos geomorfológicos derivados de aspectos amplos da geologia, como os elementos geotectônicos, os grandes arranjos estruturais (EMBRAPA, 2004). Já as Regiões Geomorfológicas, constituem o segundo nível hierárquico da classificação do relevo, e representam compartimentos inseridos nos

conjuntos litomorfoestruturais que, sob a ação dos fatores climáticos pretéritos e atuais, lhes conferem características genéticas comuns, agrupando feições semelhantes, associadas às formações superficiais e às fitofisionomias (IBGE, 2009). O terceiro nível hierárquico, e último aqui abordado, é caracterizado pelas Unidades Geomorfológicas, que são caracterizadas de acordo com o arranjo de formas altimétricas, fisionomicamente semelhantes em seus diversos tipos de modelados. A geomorfogênese e a similitude de formas podem ser explicadas por fatores paleoclimáticos e pelas condicionantes litológica e estrutural. Cada unidade geomorfológica evidencia seus processos originários, formações superficiais e tipos de modelados diferenciados dos demais. O comportamento da rede de drenagem, seus padrões e anomalias são tomados como referencial à medida que revelam as relações entre os ambientes climáticos atuais ou passados e as condicionantes litológicas e/ou tectônicas (IBGE, 2009).

2.3. GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DE ABRANGÊNCIA DO SAIG/SG

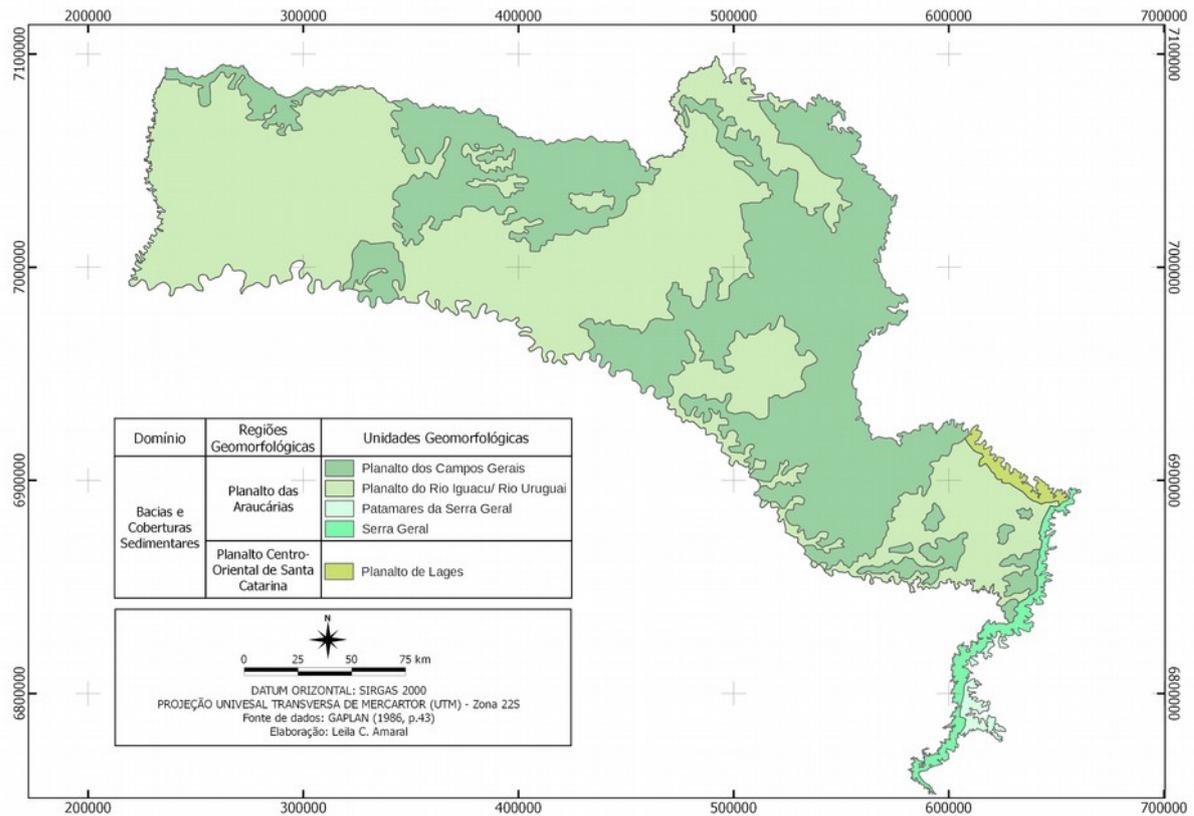
Em Santa Catarina, o Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares corresponde à Região do Planalto das Araucárias e à Região do Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina (EMBRAPA, 2004). O Atlas de Santa Catarina (GAPLAN, 1986), subdivide a Região Geomorfológica Planalto das Araucárias nas Unidades Geomorfológicas do Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado Rio Iguaçu/Rio Uruguai, Patamares da Serra Geral e Serra Geral e a Região do Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina na Unidade Planalto de Lages (Quadro 1 e Figura 9).

Quadro 1 - Taxonomia utilizada na divisão e hierarquização geomorfológica para a área de estudo

Domínio Geomorfológico	Região Geomorfológica	Unidade Geomorfológica
Bacias e Coberturas Sedimentares	Planalto das Araucárias	Planalto dos Campos Gerais Planalto Dissecado Rio Iguaçu/ Rio Uruguai Patamares da Serra Geral Serra Geral
	Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina	Planalto de Lages

Fonte: EMBRAPA, 2004.

Figura 9 - Mapa das Unidades Geomorfológicas do Estado de Santa Catarina



Fonte: Adaptado de GAPLAN (1986, p.43).

2.3.1. Região do Planalto das Araucárias

A Região do Planalto das Araucárias possui formas de relevo distintas, sendo constituída por formas amplas e aplainadas, onde os relevos mais conservados correspondem àqueles assentados sobre as rochas efusivas básicas, enquanto que os relevos mais dissecados estão relacionados às rochas efusivas ácidas (GAPLAN, 1986).

2.3.2. Planalto dos Campos Gerais

A unidade geomorfológica Planalto dos Campos Gerais é encontrada em compartimentos de relevo isolados topograficamente acima do Planalto do Rio Iguacu/Rio Uruguai. A variação de suas feições de dissecada a planar é resultante de uma superfície de aplainamento, e a fragmentação em compartimentos se deve ao processo de dissecação dos rios Canoas, Pelotas e Uruguai (GAPLAN, 1986).

Os compartimentos de relevo resultantes da descontinuidade espacial da unidade são conhecidos regionalmente também como Planalto de Palmas, de Capanema, Campos Novos e de Chapecó. De modo geral os compartimentos do Planalto dos Campos Gerais funcionam como área divisora de drenagem. Assim, o planalto de Palmas e o de Capanema constituem divisores entre a drenagem do rio

Iguaçu e a do rio Uruguai. Já o planalto de Campos Novos divide a drenagem para os rios Iguaçu, Uruguai e Itajaí-Açu. Os rios maiores, Pelotas, Canoas e Chapecó, ao drenarem áreas desta unidade, mostram geralmente vales encaixados com patamares dissimulados nas encostas e cursos tortuosos, com algumas curvas meândricas. Estes rios apresentam, com muita frequência, corredeiras e pequenas cachoeiras resultantes das diferenças internas nos derrames das rochas efusivas (GAPLAN, 1986).

2.3.3. Planalto do Rio Iguaçu/Rio Uruguai

A unidade geomorfológica Planalto Dissecado do Rio Iguaçu/Rio Uruguai é caracterizada por um relevo altamente dissecado, com vales profundos e encostas em patamares que alcançam cotas que ultrapassam 1.000 metros na borda leste, baixando até cerca de 300 metros para oeste e noroeste (GAPLAN, 1986).

Esta unidade apresenta modelados resultantes dos processos de dissecação que atuaram na área, associados a fatores estruturais. Dessa forma, o controle estrutural em relação aos rios é evidenciado pela sua morfologia retilínea, pelos cotovelos, ou ainda pela ocorrência de lajeados, corredeiras, saltos, quedas e ilhas (GAPLAN, 1986).

O modelamento do relevo é evidenciado por interflúvios estreitos, de topo plano ou levemente convexo, descontinuado por uma vertente de forte declividade, caracterizando-se, eventualmente, por escarpas. Por vezes, são evidenciados nas vertentes patamares, constantemente com sinais erosivos como ravinas, já cobertos por vegetação. Os principais rios modeladores são o Uruguai, Canoas, Peixe, Jacutinga, Irani, Chapecó, das Antas e Peperi-Guaçu (GAPLAN, 1986).

2.3.4. Serra Geral

A unidade geomorfológica Serra Geral está localizada nos limites das escarpas do Planalto dos Campos Gerais, em sua borda leste, estruturada por rochas basálticas com desníveis topográficos de até 1.000 metros. De modo geral, a direção do escarpamento se dá no sentido N-S, sendo porém a NNE-SSO mais comum, coincidindo por exemplo com a Serra do Rio do Rastro (GAPLAN, 1986).

A escarpa, em sua porção setentrional, está voltada para a Unidade Geomorfológica Depressão da Zona Carbonífera Catarinense e apresenta-se recuada de sua posição original. Esse fato é consequência do processo de circundesnudação periférica realizado pelos sistemas hidrográficos litorâneos do rio Tubarão. As formas dessa unidade de relevo são abruptas, com vales fluviais de aprofundamento de 500 metros nas nascentes, desenvolvendo *canyons*. Na porção meridional, a unidade orienta-se na direção preferencial NNE-SSO. O relevo, de escarpas, está em contato com as unidades Patamares da Serra Geral e Planície Colúvio-Aluvionar, tendo sua frente recuada e dissecada

pela ação erosiva da rede de drenagem, majoritariamente composta pelos rios Araranguá e Mampituba (GAPLAN, 1986).

2.3.5. Patamares da Serra Geral

A Unidade Geomorfológica Patamares da Serra Geral estabelece-se como faixa estreita e descontínua associada à dissecação das redes de drenagem dos rios Araranguá e Mampituba. Os patamares representam testemunhos do recuo da linha de escarpa designada como Serra Geral, que são evidenciados de forma alongadas, digitadas e irregulares, progredindo como esporões interfluviais sobre a Unidade Geomorfológica Planícies Litorâneas. A intensidade do processo erosivo fluvial fragmenta a unidade, provocando sua interrupção em alguns trechos, como ao longo do vale do rio Mampituba e de seus afluentes da margem esquerda (GAPLAN, 1986).

2.3.6. Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina - Planalto de Lages

A unidade geomorfológica Planalto de Lages está situada na porção sudoeste da Região Geomorfológica Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina. Esta unidade se limita a noroeste, oeste e sudeste com o Planalto dos Campos Gerais. É caracterizada majoritariamente por um relevo de dissecação homogênea na forma de colinas, que é atenuado pela manifestação de relevos residuais. Essa unidade é drenada por grande parte da bacia do rio Canoas, que corresponde ao principal canal de drenagem da área. No seu alto curso, o relevo forma um patamar, onde as vertentes que ladeiam seu vale são muito abruptas, dando um desnível de aproximadamente 200 m (GAPLAN, 1986).

2.4. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

Alguns autores têm entendido a Geomorfologia Tectônica como sinônimo da Morfotectônica. A base metodológica utilizada para estudos em Geomorfologia Tectônica deve integrar as análises, citadas por Bricalli (2016, p. 1), de domínios de lineamentos sobre modelo digital de elevação (MDE), pois podem indicar reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas; da hipsometria, que pode indicar blocos altos e baixos com origem tectônica; e da rede de drenagem, através da identificação de anomalias de drenagem, onde entende-se que as anomalias de drenagem são resultados dos padrões de drenagem controlados tectonicamente.

2.4.1. Morfotectônica

Suguio (2000), discorre sobre o termo “Morfotectônica”, como palavra advinda do grego “Morphétektonikos”, sendo a junção dos vocábulos “Morphé” (Forma) + “Tektonikos” (Tectônica). Assim, o autor apresenta que a morfotectônica pode ser reconhecida através de um conjunto de ferramentas úteis, como os de sensoriamento remoto, que permite a identificação do efeito da tectônica

ativa no relevo, descritos como anomalias geomorfológicas. Da mesma forma, Migon (2004 apud Santos, 2016, p.25) busca esclarecer a Morfotectônica como um instrumento prático para Geomorfologia no diagnóstico de influências tectônicas na paisagem, afirmando que sua análise “utiliza as formas de relevo, ou quaisquer outras características de superfície (por exemplo, padrões de drenagem), como uma chave para inferir a existência de efeitos tectônicos”.

2.4.2. Morfoestrutura

O termo morfoestrutura é definido por Bates e Jackson (1987 apud Araújo et al., 2003, p. 31), como

“uma feição topográfica maior que coincide com ou é uma expressão de estrutura geológica ou que é formada diretamente por movimentos tectônicos. É produzida pela interação de forças endógenas e exógenas, sendo predominante a forma”.

Em outras palavras, a morfoestrutura correspondente às estruturas passivas, que refletem as formas de relevo desenvolvidas pela dinâmica erosiva, encontradas sob o controle da estrutura geológica subjacente, formadas por erosão diferencial (SUMMERFIELD, 1986).

Summerfield (1986; 1987; 1991) e Gontijo (1999 apud Bricalli, 2016), apontam como feições morfotectônicas: facetas trapezoidais e triangulares, *shutter ridge*, vales alinhados, vales assimétricos, alvéolos de sedimentação, escarpas de falha, *horsts* e *grabens*, estruturas em dominó, vales lineares, cristas lineares.

2.4.3. Mapa Hipsométrico

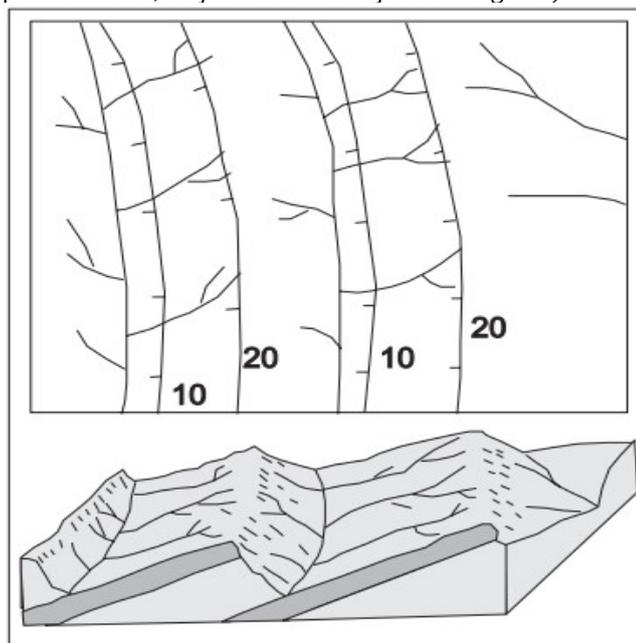
O mapa hipsométrico é um mapa temático de extrema importância para análises morfométricas, uma vez que esse tipo de mapa identifica blocos soerguidos e rebaixados, que podem ter uma gênese morfoestrutural ou morfotectônica. Somente com a correlação dos dados estruturais, consegue-se distinguir se as áreas soerguidas e rebaixadas são de origem tectônica (morfotectônica) ou geradas por erosão diferencial (morfoestrutural), devido as diferenças litológicas das rochas (BRICALLI, 2016).

2.4.4. Padrões de Drenagem

Os canais fluviais são de grande importância para as análises de cunho tectônico, por serem elementos sensíveis a modificações crustais, respondendo de imediato aos processos deformativos (ETCHEBEHERE, 2000). De acordo com Cox (1994), os padrões de drenagens estruturados e as assimetrias de bacias de drenagem determinam anomalias dos canais fluviais em regiões basculadas que, segundo Salamuni et al. (2004), estão relacionadas diretamente com as morfoestruturas regionais. As anomalias de drenagem são importantes indicadores para a análise estrutural, fornecendo subsídios

à identificação de fatores de origem tectônica, e podem indicar zonas de soerguimento, subsidência, basculamento ou simplesmente de rochas mais resistentes à erosão (SUMMERFIELD, 1991; GONTIJO, 1999; BEZERRA, 2003 apud VARGAS, 2012, p. 26). Dessa maneira, a partir da geometria de drenagem é possível visualizar a conformação estrutural da área e indicar as regiões de alto e baixo estrutural (ARAÚJO et al., 2003). Como se pode observar na Figura 10, os canais fluviais de maior comprimento indicam a direção de basculamento da camada sobreposta.

Figura 10 - Esquema de traçado de morfoestruturas (linhas pretas cotadas, traços indicam direção do mergulho)



Fonte: Araujo et al, (2003).

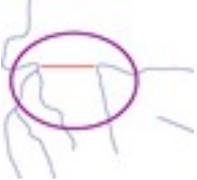
2.4.5. Anomalias de Drenagem Relacionadas à Movimentação Tectônica

Howard (1967) define anomalia de drenagem como sendo um desvio local a partir de uma via de drenagem e/ou fluxo regional que pode acontecer sob influência estrutural ou topográfica. Segundo Bezerra (2003), anomalias de drenagem ocorrem quando há uma disposição distintamente estruturada em lados homólogos do curso d'água. A drenagem é disposta de forma irregular estruturada em duas direções, sendo interpretadas como estreitas faixas de faturamento nas rochas expostas, refletindo falhas em profundidade.

De acordo com Bricalli (2016), as anomalias de drenagem são classificadas segundo os trabalhos de Howard (1967), Summerfield (1991), Bishop (1995), Lima (2002), Bezerra (2003), Schumm et al. (2000) em: cotovelos de drenagem; captura fluvial; curva anômala; mudança brusca do padrão do canal; drenagem colinear; trecho retilíneo de drenagem; curvatura contrária; forte paralelismo de drenagem retilínea; migração lateral com vale assimétrico; linha de drenagem colinear

com divisor plano em forma de vale; vale assimétrico; provável migração lateral; simetria geométrica; estrangulamento da bacia; drenagem muito retilínea sobre provável fratura; meandro local (Quadro 2).

Quadro 2 - Tipos de anomalias de drenagem, definição e controle tectônico

Tipo de Anomalia	Descrição	Tipo de Controle	Autor	Esquema em Planta
Inflexão abrupta – Cotovelo de drenagem	Inflexões abruptas do canal de drenagem, apresentando inflexões de até 90°.	Controle tectônico	Howard (1967) Schumm et al. (2000)	
Simetria geométrica	Feições de rios diferentes assumem concomitantemente traçado de forma geométrica.	Controle tectônico e estrutural	Proposta: Cirila Busato e Luiza Leonardi Bricalli	
Forte paralelismo com drenagem retilínea	Drenagens com feição retilínea ocorrem paralelamente entre si.	Controle tectônico	Bezerra (2003)	
Captura fluvial	Ocorre quando um canal erode mais agressivamente que o adjacente, capturando sua descarga por interceptação.	Controle tectônico	Schumm et al. (2000) Summerfield (1991) Bishop (1995)	
Assimetria de bacia	Presença de capturas, aleatoriedade de rios e rios sem proporção. Distinção com relação ao comprimento dos seus afluentes. Rio principal deslocado do eixo central da bacia, ocasionado por basculamento de blocos tectônicos.	Controle tectônico	Howard (1967) Cox (1994) Lima (2002)	
Estrangulamento de vale	Ocorre o estreitamento em determinados pontos da bacia de drenagem em relação à distância predominante entre seus divisores.	Controle tectônico	Autoria Proposta: Cirila Busato e Luiza Leonardi Bricalli	
Alvéolos de sedimentação	Sucessão de estreitamento de vale e alargamento da planície de drenagem.	Controle Tectônico	Bezerra (2003)	

Fonte: Bricalli (2016).

2.5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

2.5.1. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Guarani

Segundo Machado (2013), o Sistema Aquífero Guarani é um dos mais importantes do mundo. Em Santa Catarina, ele ocorre predominantemente da porção central para o oeste, ocupando uma área aproximada de 49.200 km². O SAG aflora em uma faixa estreita na região correspondente à borda dos derrames vulcânicos de Santa Catarina, entre a região carbonífera no sudeste e o norte do Estado.

De acordo com Machado (2013), as Formações Pirambóia (Gondwana I) e Botucatu (Gondwana III) formam juntas o Sistema Aquífero Guarani em virtude de suas características de porosidade, permeabilidade, homogeneidade, continuidade e dimensões.

2.5.2. Hidrogeologia do Sistema Aquífero Serra Geral

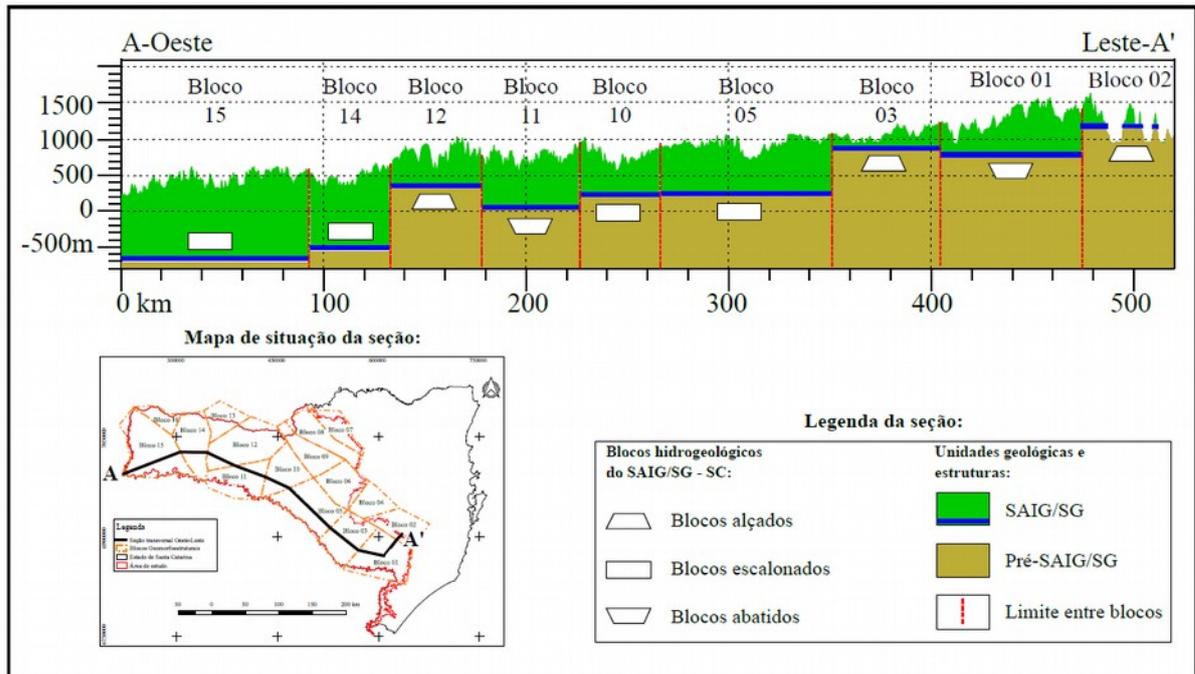
De acordo com Rebouças (1978), o SASG é classificado como fraturado e instável, sendo, portanto, um sistema aquífero heterogêneo e anisotrópico. Na mesma linha Nanni (2008), descreve que o SASG se desenvolve ao longo de fraturas e descontinuidades, característica das zonas interderrames que formam basaltos vesiculares e amigdaloidais e zonas de disjunção horizontal. Ainda segundo o autor, estas feições, quando interceptadas por zonas de fraturas, interconectam-se e podem armazenar grandes volumes de água. Freitas et al. (2002), afirmam que as características do SASG variam em função da dimensão, do agrupamento das fraturas e de outras descontinuidades. Sobre os fluxos horizontais e verticais Freitas et al. (2002, p. 62) discorrem que:

“sobre a zona vítrea sucede-se a zona de disjunção horizontal, caracterizada pelo diaclasamento em planos horizontais bem marcados, espaçados de alguns centímetros, imprimindo à água subterrânea uma circulação horizontal. Tal fato ocorre com maior frequência nas unidades de caráter ácido como as ácidas do Tipo Chapecó, e do Tipo Palmas/Caxias. A percolação de água pela zona vertical, geralmente espessa e inalterada principalmente nos basaltos da sequência inferior e superior, recarrega as diáclases horizontais”

2.5.3. Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral

O SAG por ser uma unidade de extensão regional, com aproximadamente 1.200.000 km², muitas vezes foi considerado como um sistema homogêneo (Soares, 2008), entretanto o mesmo é de fato seccionado inúmeras vezes, permitindo, além do contato de topo, também o contato lateral com o SASG (DESCOVI FILHO, 2015 - Figura 11). Dessa forma, devido à compartimentação tectônica do SAIG/SG, há a necessidade do estudo integrado destes sistemas aquíferos (DESCOVI FILHO, 2015).

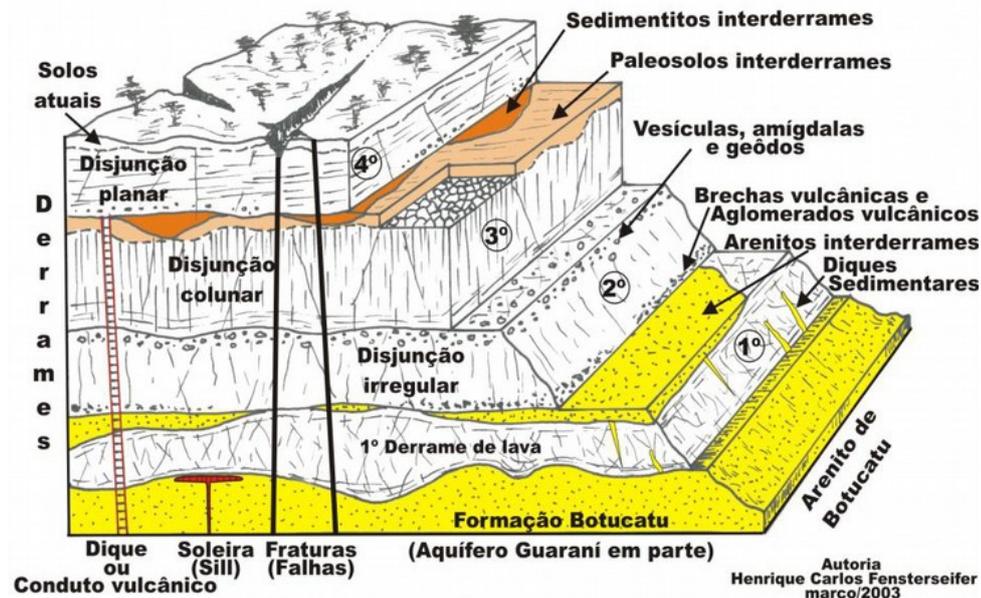
Figura 11 - Seção hidroestratigráfica do SAIG/SG no Estado de Santa Catarina, conforme sugerida por Descovi Filho (2015)



Fonte: Descovi Filho (2015, p. 153).

Estudos sobre a conexão hidráulica das águas destes sistemas promovida pela configuração geotectônica da Bacia do Paraná e falhamentos de grande porte fazem a ligação entre ambos (Figura 12), que passam então a constituir o que se propôs denominar de “Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral” (SCHEIBE; HIRATA, 2008).

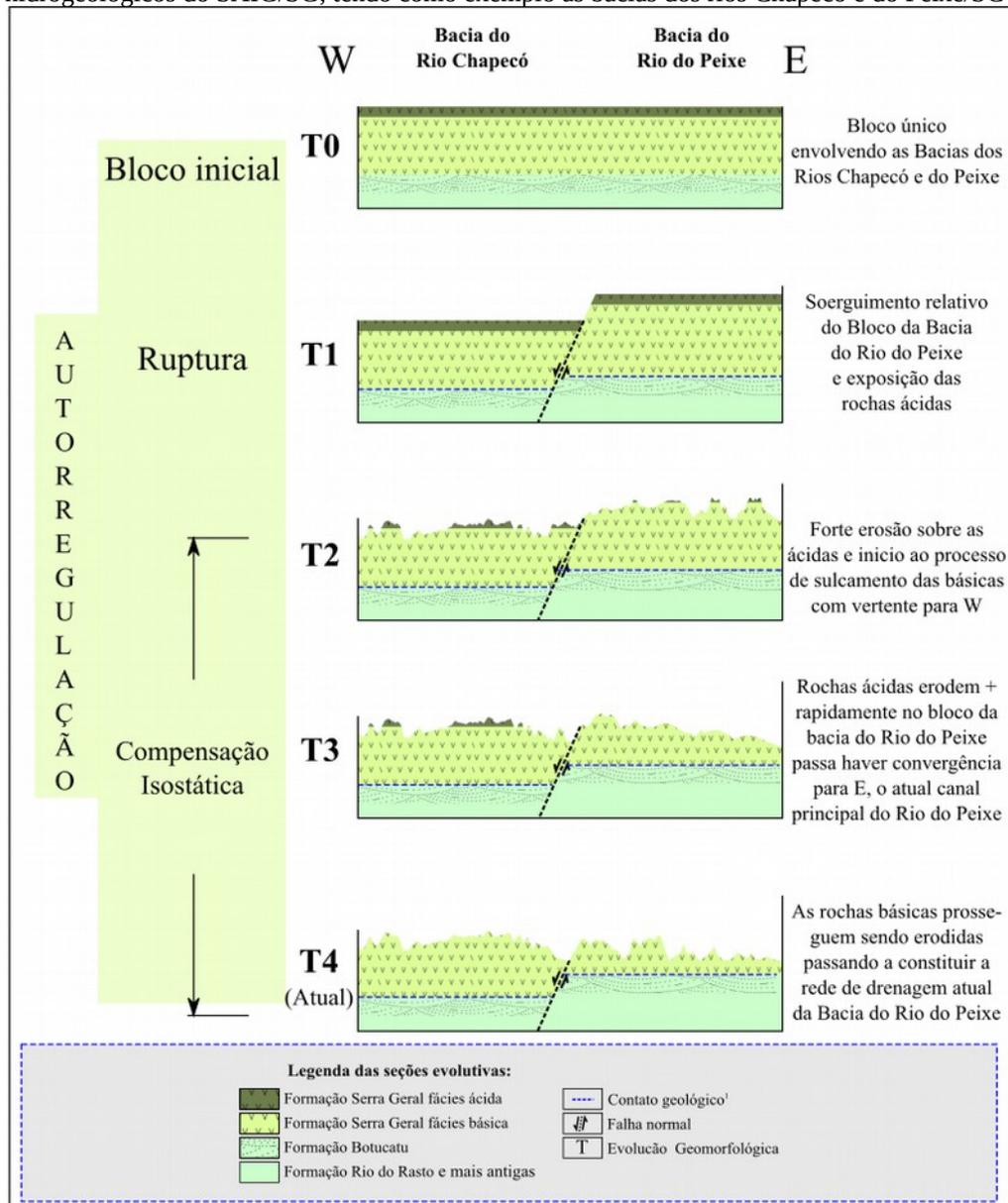
Figura 12 - Perfil estrutural esquemático do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral (SAIG/SG)



Fonte: Scheibe e Hirata (2008, p. 3).

O resultado hidrogeológico dos falhamentos de grande porte segundo Descovi Filho (2015), é formação de blocos geomorfoestruturais que promovem a desconexão lateral de parte do Sistemas Aquíferos, influenciando os fluxos subterrâneos de forma qualitativa, pois ora posiciona o SAG ao lado do SASG e ora o coloca ao lado das formações pré-SAG. Dessa maneira, a tectônica de blocos segundo Rosa Filho et al. (1987 apud Soares et al., 2008, p. 599), ocasiona restrições de fluxo, à mistura e ao tempo de residência da água permitindo assim, a mistura de águas e condicionando seu tempo útil de uso. Na Figura 13 é apresentado o modelo geomorfológico proposto por Descovi Filho (2015) que demonstra a compartimentação em blocos do SAIG/SG, tomando como exemplo as áreas hoje das bacias dos rios Chapecó e do Peixe/SC.

Figura 13 - Modelo de evolução geomorfológica em blocos geomorfoestruturais e tectônicos hidrogeológicos do SAIG/SG, tendo como exemplo as bacias dos rios Chapecó e do Peixe/SC



Fonte: Descovi Filho (2015, p. 124).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Com vistas a contribuir para uma melhor delimitação dos blocos hidrogeológicos do SAIG/SG, foram aplicados diversos procedimentos metodológicos que visaram melhorar os contrastes que definem as estruturas entre os blocos tectônicos. Para isso, foram feitas análises de densidade de drenagem, do índice de concentração de rugosidade, das anomalias de drenagem, do fator de assimetria de bacias hidrográficas e da relação declividade/extensão. Por fim, foram adicionados os dados estratigráficos existentes para a verificação do banco de dados de poços do Projeto Rede Guarani Serra Geral.

3.1. ANÁLISES MORFOMÉTRICAS

Dentro do contexto do estudo as análises morfométricas foram feitas a partir: da análise da rede de drenagem para a identificação de anomalias de drenagem, do cálculo de assimetria de bacias de drenagens, da relação declividade/extensão e da interpretação dos produtos gerados a partir do MDE como o mapa hipsométrico, de lineamentos e de rugosidade.

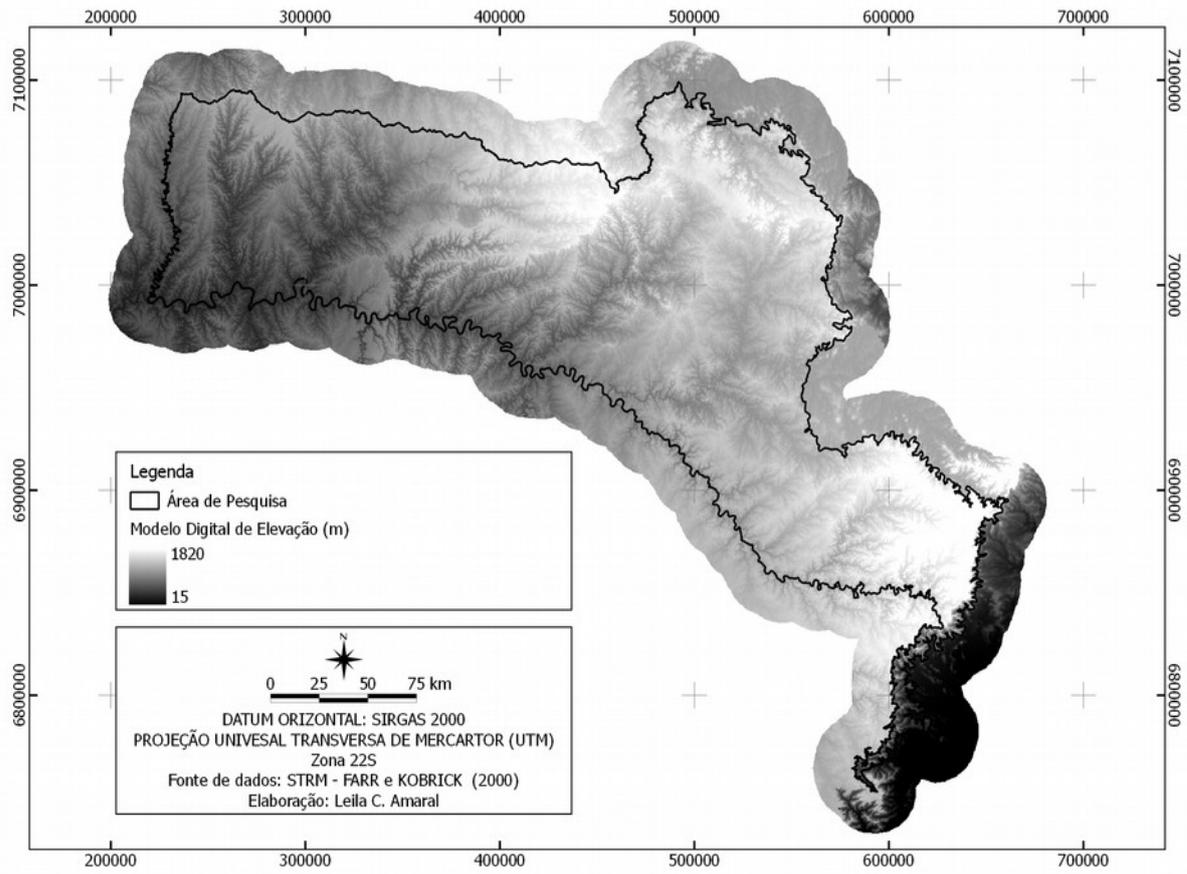
3.1.1. Modelo digital de elevação

Para o mapeamento dos lineamentos a partir do modelo sombreado, a criação de perfis topográficos, a definição do mapa de índice de rugosidade e do mapa hipsométrico, foi utilizado o MDE, proveniente do *Shuttle Radar Topography Mission* (STRM – (FARR e KOBRICK, 2000). O MDE fornece uma resolução de 90 metros/pixel e permite visualizar detalhes e recompor informações tridimensionais compatíveis com escalas de até 1:50.000, melhorando a visualização de feições topográficas, que representam as morfoestruturas. Mesmo havendo MDE com melhores resoluções, optou-se por utilizar a de 90m de pixel por atender a contento a escala de 1:250.000 para efetuação do mapeamento e interpretações posteriores.

A obtenção das imagens MDE foi feita a partir do site [EarthExplorer](http://earthexplorer.usgs.gov/)³, no qual utilizou como camada máscara o arquivo *shapefile* contendo a área de pesquisa acrescida de um *buffer* de 20 km, que buscou dar sobreposição lateral aos produtos interpretados a partir do MDE e melhor considerar aquelas estruturas que ocorrem próximas aos limites da área de estudo (Figura 14).

3 <http://earthexplorer.usgs.gov/>

Figura 14 - Modelo digital de elevação para área de pesquisa acrescida do *buffer* de 20km



Fonte: Elaboração Própria (2017).

3.1.2. Modelos sombreados do terreno

Os modelos sombreados do terreno foram produzidos com o intuito de facilitar o mapeamento dos lineamentos estruturais. Os mesmos foram gerados no *software* QGIS 2.18 de acordo com Wise et al. (1985), que propõe uma iluminação a partir de uma direção ortogonal à tendência principal dos lineamentos, permitindo melhor clareza na sua visualização. Assim, para a área de pesquisa utilizou-se luminosidade de 45° de inclinação, segundo os quadrantes NW e NE e, posteriormente, foi realizada a correção das estruturas segundo a luminosidade incidente de Norte, também na inclinação de 45°. O Norte foi escolhido por tratar-se do azimute médio entre os dois grupos de estruturas que configuram as principais direções (NE e NW) reconhecidas por Nanni (2008) para o SASG no Rio Grande do Sul e também aplicável à Santa Catarina.

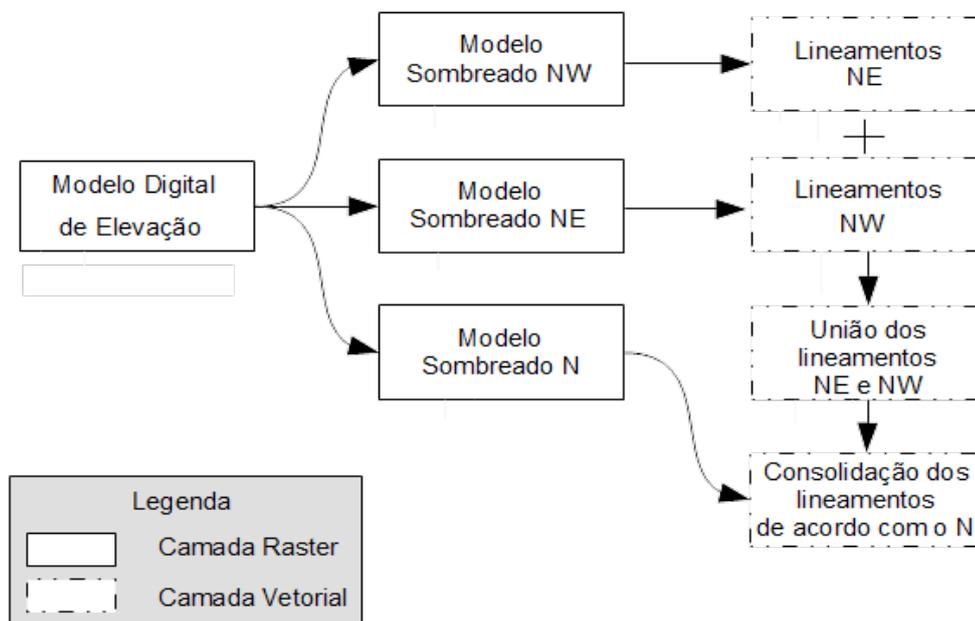
3.1.3. Lineamentos estruturais negativos

A interpretação das estruturas foi realizada através de interpretação de modelos digitais de elevação feita com base na metodologia adotada por Nanni (2008), adaptada ao *software* QGIS 2.18, além de levantamentos em campo para coleta de amostras e aferição de feições geológicas

previamente delimitadas. A escala de mapeamento foi de 1:250.000 para poder ser trabalhada em conformidade com as demais bases que darão acesso ao mapa de vulnerabilidade natural do SAIG/SG. Dessa maneira as interpretações foram subdivididas em 4 etapas considerando diferentes escalas de trabalho, sendo elas: 1:2.000.000, 1:1.000.000, 1:500.000 e 1:250.000. A intenção de interpretar nessas escalas é identificar estruturas em escala regional (1:2.000.000) e ir aproximando até a escala final desejada, e de maior detalhe (1:250.000) para que possa ser feita a verificação da continuidade ou não daquelas estruturas identificadas nas escalas anteriores.

O processo de delimitação das estruturas, para cada uma das 4 escalas, foi feito em formato vetorial e subdividido em 4 passos (Figura 15).

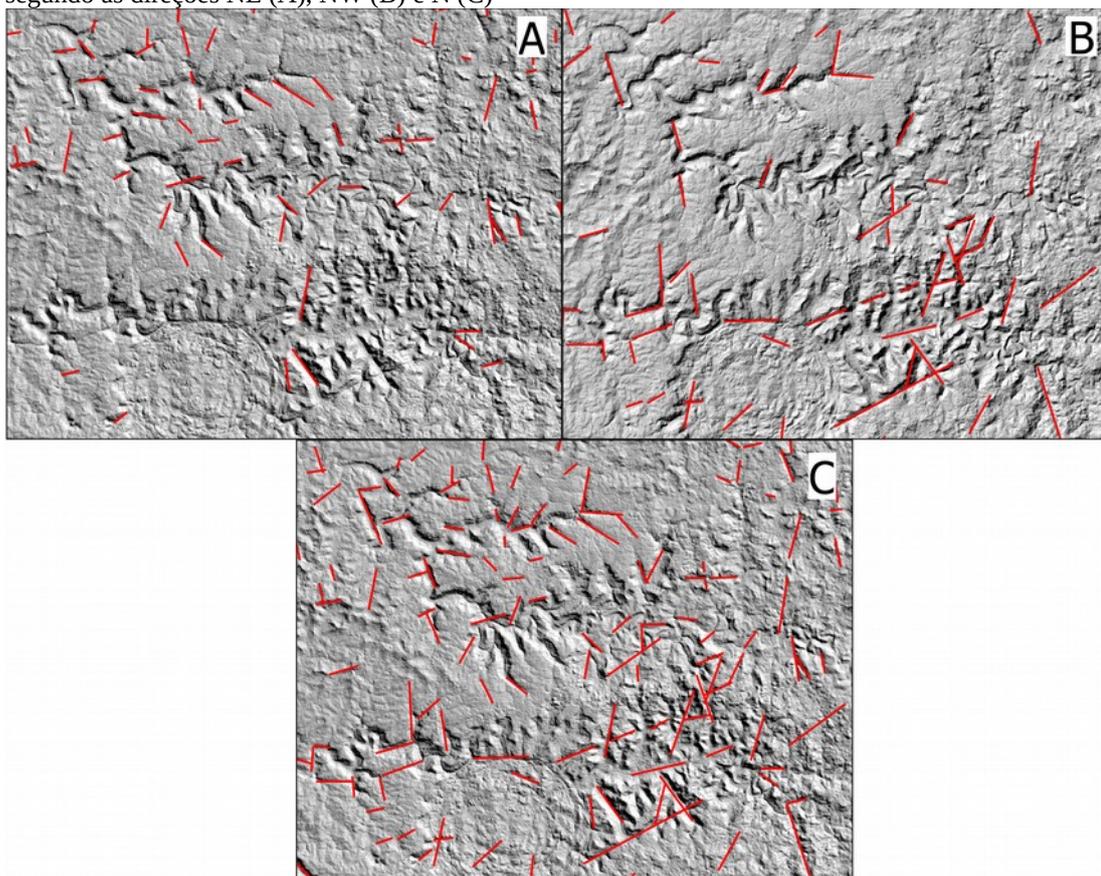
Figura 15 - Metodologia utilizada na delimitação e consolidação dos lineamentos estruturais da área de estudo



Fonte: Elaboração Própria (2017).

O primeiro passo envolveu a interpretação das estruturas lineares de tendência NW por escaneamento segundo iluminação de NE, seguido da interpretação de lineamentos de tendência NE a partir da iluminação por NW, no segundo passo. As duas interpretações foram unidas em uma única camada vetorial (terceiro passo) e, por fim, foi feito um ajuste de posição (quarto passo) para as estruturas segundo a iluminação de Norte (no caso da análise em maior escala não foi utilizada a correção de posição, já que o detalhamento da mesma não sugere essa correção - Figura 16).

Figura 16 - Passos de interpretação utilizando-se o relevo sombreado com luminosidade de 45° segundo as direções NE (A), NW (B) e N (C)



Fonte: Elaboração Própria (2017).

3.1.4. Índice de Concentração de Rugosidade (ICR)

O Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) representa as unidades homogêneas do relevo quanto à dissecação com base na distribuição espacial da declividade. O ICR foi desenvolvido em ambiente SIG com base na análise do relevo, proposto por Hobson (1972), que sugere que a variabilidade espacial da declividade, denominada de rugosidade, fornece indicativos acerca da variabilidade das estruturas geológicas subjacentes (SAMPAIO; AUGUSTIN, 2014).

A criação de uma camada matricial e mapa de ICR para a área de estudo, teve como objetivo avaliar espacialmente contrastes que possibilitem a identificação de estruturas rúpteis que possam sugerir abatimento ou soerguimento de blocos tectônicos. Neste trabalho foi utilizada a técnica estabelecida por Sampaio (2008 apud Flores; Oliveira, 2016, p. 126), na qual o processamento matemático dos *pixels* contidos em um MDE indica o nível de dissecação do relevo. Ao utilizar-se o aplicativo QGIS 2.18 o ICR pôde ser obtido através do complemento “Análise de Terreno”, que contém a opção “Rugosidade”. A utilização dessa técnica como ferramenta para o mapeamento geomorfológico tem como vantagem a ausência de subjetividade do intérprete, já que o resultado depende exclusivamente da resolução do dado de entrada, que é o MDE.

Neste estudo, o mapeamento das estruturas contrastantes no ICR foi realizado em escala de 1:250.000 e envolveu a interpretação e delimitação de estruturas (linhas) em meio vetorial, que demonstravam mudança no padrão do relevo quando comparado com seu entorno.

Para a possível confirmação das estruturas foram traçados um total de 36 perfis topográficos através do complemento *ProfileTool* versão 4.2.0, disponível no QGIS 2.18. Os perfis foram locados transversalmente às estruturas interpretadas que eram comuns ao mapa ICR, aos lineamentos estruturais e que continham pelo menos dois pontos de controle estratigráficos, para que se pudesse observar e confrontar com os dados estratigráficos o rejeito causado por tal estrutura. Dessa maneira, o confronto entre nível de dissecação do relevo (dependente da litologia) e dados estratigráficos, que contêm informações de contato entre o SAG e o SASG, possibilitaram a identificação ou não de estruturas observadas em plantas nos perfis topográficos. Esses dados buscaram dar confiabilidade ao processo de interpretação das estruturas tectônicas, tanto da análise dos dados realizados a partir do MDE, quanto do banco de dados. Entende-se que o uso da técnica de observação dos dados e sua posterior confirmação, possibilita identificar feições morfológicas ligadas a compartimentação de blocos.

3.1.5. Rede de drenagem

O termo drenagem foi definido por Guerra (1993 apud Lima, 2002) como sendo uma feição linear negativa, produzida pelo escoamento da água que modela a topografia de uma região.

A interpretação do padrão da rede de drenagem é uma ferramenta muito importante na análise neotectônica⁴ e morfotectônica, já que a mesma é um indicador particularmente sensível de movimentações neotectônicas (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986; SUMMERFIELD, 1987; BISHOP, 1995; COX, 1994; KELLER; PINTER, 1996; HOLBROOK e SCHUMM, 1999 apud BRICALLI, 2016). Um exemplo do registro de movimentações tectônicas na rede de drenagem é a captura de drenagem (Figura 17) .

⁴Evento tectônico ocorrido a menos de 12Ma do recente (WINGE; SANTOS, 2001).

Figura 17 - Reorganização no padrão de drenagem levando a captura de drenagem devido ao soerguimento



Fonte: Modificado de Lavé (2015)

A rede de drenagem foi obtida automaticamente a partir da extração de vetores no formato *shapefile*, utilizando-se o aplicativo QGIS 2.18 a partir do MDE. Para a extração automática através do geolgoritmo do SAGA⁵, versão 2.3.2, foi necessário a utilização de duas ferramentas de análise de terreno (*Terrain Analysis*). A primeira, *Terrain Analysis - Hydrology*, opção “Fill sinks (wang & liu)”, preenche depressões existentes no MDE e prepara para que a segunda ferramenta, *Terrain Analysis - Channels*, opção “Channel network and drainage basin”, extraia as drenagens e crie linhas vetoriais. Entende-se que a utilização do MDE como dado de entrada para a extração da rede de drenagem, padroniza a resolução do produto gerado, evitando-se erros de sobreposição comumente cometidos quando se sobrepõe rede de drenagem extraída através de outros meios ao MDE. Somado a isso, o posterior processo de extração de perfis longitudinais aos cursos dos principais rios exigirá tal padronização.

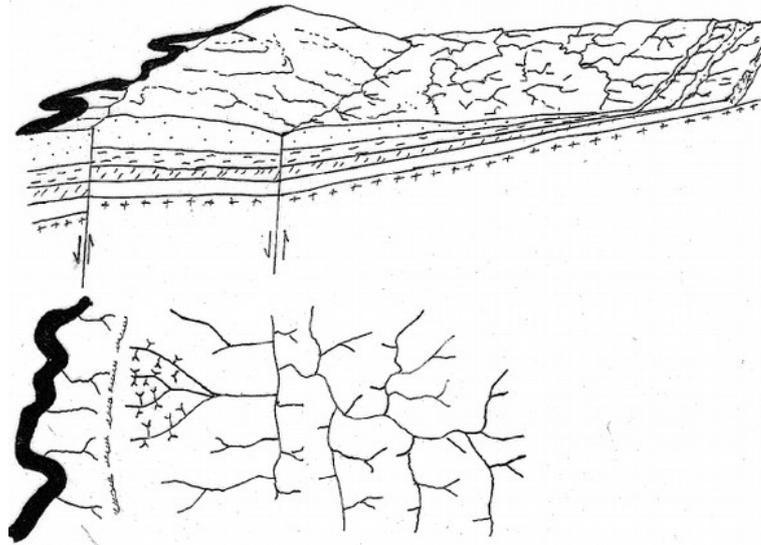
3.1.6. Anomalias de Drenagem

Segundo Howard (1967), a anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia. Esse desvio pode ser a distribuição assimétrica dos cursos de drenagem e inflexões abruptas ao longo do canal principal, por exemplo.

A distribuição assimétrica dos cursos de drenagem em relação ao rio principal da bacia, normalmente indica que o padrão de drenagem é controlado pelo mergulho das camadas geológicas. Lima (2002) constatou que em geral, para a análise da assimetria é necessário observar o comprimento dos afluentes em relação ao canal principal, onde forte assimetria é marcada pela presença de afluentes curtos em uma margem e longos na outra margem (Figura 18). O autor supracitado indica que esse sistema assimétrico indica a grande possibilidade de basculamento do terreno.

⁵<http://www.saga-gis.org>

Figura 18 - Anomalias morfoestruturais, em bloco-diagrama e planta, distribuição dos cursos de drenagem controlada por falha e basculamento



Fonte: Miranda (1983 apud Lima, 2002).

As inflexões abruptas da drenagem, para Furrier (2007), são indicativas de falhamento rápido e contrário ao escoamento da drenagem. Estas feições são reflexos de adaptação e imposição de vários segmentos dos rios às falhas, ocasionando trechos com “cotovelos”, ou seja, há a formação de ângulos retos devido ao desvio do curso.

3.1.7. Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem

De acordo com Salamuni (1998), o Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD), pode ser utilizado para o rastreamento de efeitos neotectônicos, como, por exemplo, detectar basculamentos tectônicos da bacia em sua totalidade (Figura 19). A determinação deste índice se dá da seguinte maneira:

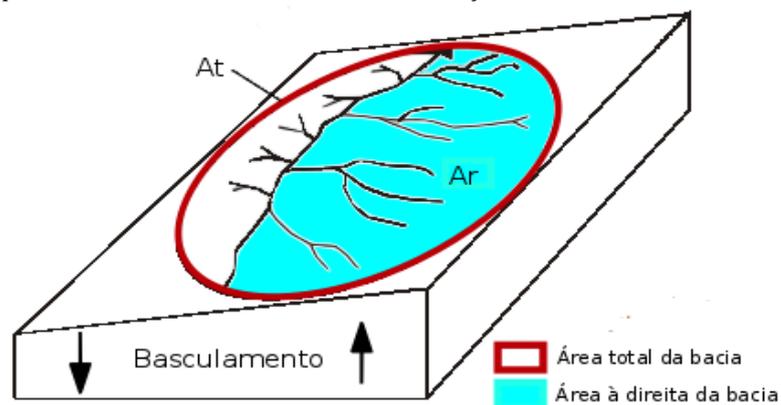
$$AF = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right)$$

Onde:

At = área total da bacia

Ar = área à direita do canal principal (olhando para jusante)

Figura 19 - Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD), que quantifica o deslocamento de um rio em função de causas tectônicas



Fonte: Modificado de Salamuni et al. (2004).

Os valores encontrados muito próximos ou iguais a 50 indicam pouca ou nenhuma atividade tectônica, enquanto que aqueles bem maiores ou bem menores que 50 indicam provável basculamento das margens esquerda e direita, respectivamente (SALAMUNI et al., 2004).

Para melhor caracterização dos valores maiores, menores e próximos de 50 no resultado obtido, foi subtraído o valor 50. O resultado desta subtração foi computado em módulo ($|Af-50|$). A partir dos valores obtidos, as bacias hidrográficas foram classificadas, de acordo com o Quadro 3, em graus de intensidade de assimetria de acordo com Andrades Filho (2010), onde:

Quadro 3 - Graus de intensidade de assimetria de bacias hidrográficas

Intensidade de assimetria	Intervalo
Baixa	$0 < Af-50 \leq 7$
Média	$7 < Af-50 \leq 15$
Alta	$15 < Af-50 $

Fonte: Andrades Filho et al. (2010, p.48)

Os valores correspondentes à área total da bacia e área à direita do canal principal foram obtidos no QGIS através dos vetores contidos nos arquivos vetoriais disponibilizados pela ANA⁶. A partir destes dados, os cálculos de FABD foram processados em uma planilha no LibreOffice Calc⁷, versão 5.3.

Assim como no ICR, para a confirmação da direção de basculamento resultante do FABD, foram feitos perfis perpendiculares aos limites das bacias hidrográficas.

⁶ANA - Agência Nacional de Águas - <http://dadosabertos.ana.gov.br/>

⁷LibreOffice - Uma Suite Office Livre - <https://pt-br.libreoffice.org/>

3.1.8. Relação declividade/extensão

O índice de relação declividade/extensão (RDE) foi proposto inicialmente por Hack (1973) designado como SL (*stream gradient index*) que relaciona declividade (*slope*) e comprimento (*length*), visa a detecção de possíveis deformações tectônicas através de parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal de drenagem. Este índice é um indicador sensível de mudanças na declividade do canal fluvial e de acordo com Andrade Filho (2010), essas mudanças podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica. Dessa forma, Guedes (2014) reitera que as anomalias de RDE podem ser utilizadas como um excelente indicador de áreas suspeitas de atividade deformacional recente e que os resultados mostram efetividade na análise tectônica em áreas de grandes extensões.

O RDE foi calculado para os rios principais das bacias que abrangem a área de estudo de acordo com as equações propostas por Hack (1973) onde:

$$RDE_{\text{segmento}} = \frac{DH}{DL} * L \quad (1)$$

$$RDE_{\text{total}} = \frac{DH}{\ln L} \quad (2)$$

onde:

DH é a diferença altimétrica entre dois pontos selecionados do curso d'água; DL é o comprimento do trecho analisado; L corresponde à extensão acumulada do rio até o final do trecho onde o índice RDE está sendo calculado e $\ln L$ é o logaritmo natural do canal.

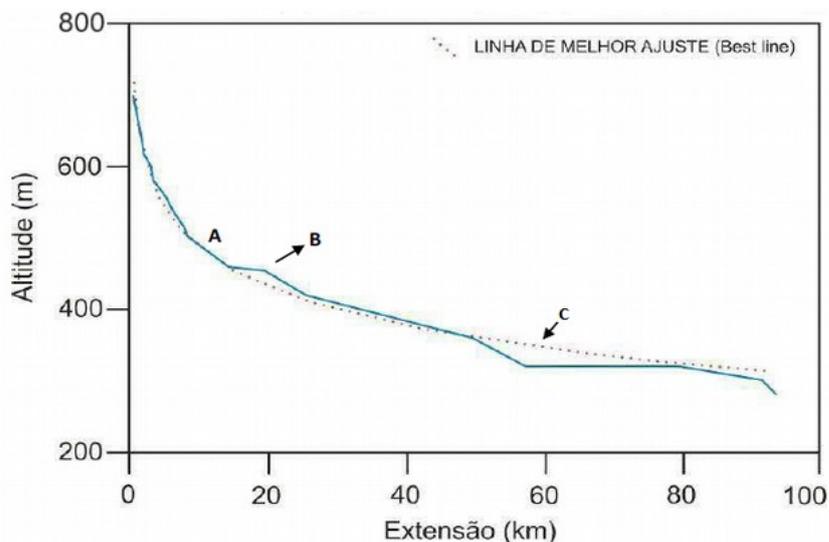
A diferença altimétrica (DH) foi extraída do MDE através do complemento *Point Sampling Tool* no QGIS 2.18, o comprimento do trecho analisado (DL) considerado para o presente estudo foi de 8 km e os dados extraídos do SIG foram processados no LibreOffice Calc. Para a análise dos resultados foi calculado o índice de gradiente que consiste na razão entre o $RDE_{\text{segmento}}/RDE_{\text{total}}$. De acordo com Etchebehere (2000), índices de gradiente abaixo de 2 são considerados trechos em equilíbrio, entre 2 a 10 são trechos com anomalias de 2ª ordem e valores de RDE acima de 10 são trechos com anomalias de 1ª ordem. Etchebehere (2000); Fujita *et al.* (2011) discorrem que as anomalias de 1ª ordem relacionam-se às diferenças na resistência litológica, controle estrutural e possível atividade tectônica e de 2ª ordem ocorrem devido a mudanças litológicas, controle estrutural e por encontro de canais fluviais.

3.1.9. Perfis Longitudinais de Drenagem

Os perfis longitudinais de drenagem possuem formas ligeiramente côncavas que quando desviadas desse padrão podem indicar desequilíbrios ocasionados por perturbações tectônicas, climáticas ou devido a mudanças litológicas (MOLIN; FUBELLI, 2005; WHIPPLE, 2004). Para a confecção dos perfis de drenagem foi extraído do MDE, através complemento *ProfileTool* versão 4.2.0 disponível no QGIS 2.18, uma tabela com dados altimétricos a determinadas distâncias a partir da foz de cada curso. Essa tabela foi adicionada ao LibreOffice Calc, versão 5.3 para a confecção dos perfis longitudinais.

No LibreOffice Calc foi possível adicionar aos perfis de drenagem a linha de melhor ajuste (*best line fit*). Segundo Guedes et al. (2007), a linha de melhor ajuste exibe uma conformação logarítmica, com concavidade para cima e assíntotas longas. Assim como a curva de melhor ajuste, Carlston (1969) ressalta que os trechos de drenagem em equilíbrio apresentam inclinações suaves e constantes no perfil longitudinal, já os trechos em desajustes apresentam irregularidades ou mesmo deformações em seu traçado. Os desajustes fluviais foram caracterizados através do afastamento da curva de melhor ajuste, tanto positivos (trechos que se encontram acima da linha de melhor ajuste) quanto negativos (trechos situados abaixo da linha de melhor ajuste - Figura 20). Os *Knickpoints* são um tipo de desajuste fluvial que também podem ser chamados de rupturas de declive e são caracterizados por quebras abruptas de declividade que formam desajustes subitamente íngremes em trechos do perfil longitudinal do rio. De acordo com Goudie (2013), *Knickpoints* podem refletir mudanças na resistência erosiva do leito de rocha, mudanças na carga de sedimentos de tributários, atividade tectônica e cortes de meandros.

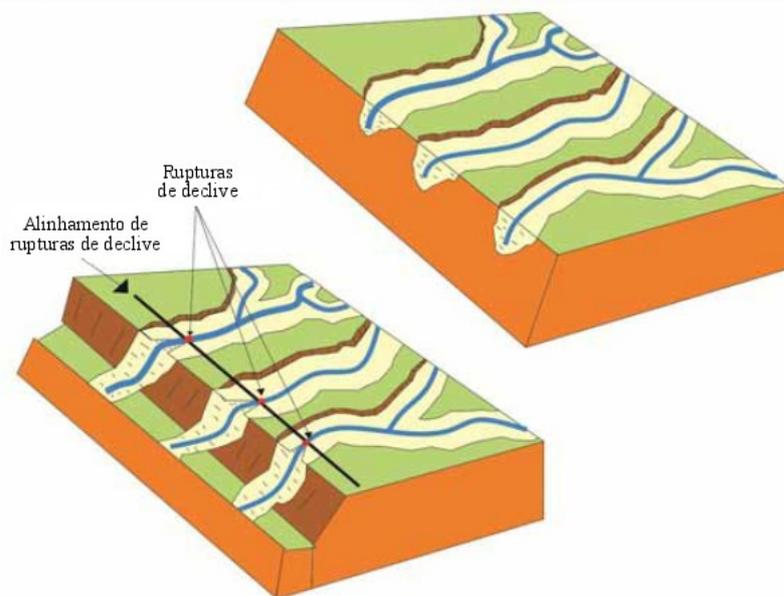
Figura 20 - Gráfico hipotético de um rio demonstrando áreas com trechos em desajuste fluvial (em equilíbrio A, em ascensão – B e em subsidência – C), determinados em função da linha de ajuste



Fonte: Modificado de Fujita *et al.* (2011).

As regiões que demonstraram afastamento da curva de melhor ajuste foram plotadas no QGIS 2.18, visando identificar, em planta, o alinhamento de *Knickpoints* (Figura 21) para a delimitação de possíveis limites dos blocos hidrogeológicos.

Figura 21 - Alinhamentos de rupturas de declive ao longo da rede de drenagem



Fonte: Modificado de Guedes (2014).

Os perfis longitudinais de drenagem e os dados de entrada para o cálculo do RDE foram obtidos diretamente dos valores de elevação provenientes do MDE ao longo da rede de drenagem que, por sua vez, foi obtida através da extração automática a partir do mesmo MDE. Assim, desvios da drenagem do talvegue, devido a extração automática e tamanho do pixel do MDE, resultaram em valores de elevação maiores do que o esperado para alguns trechos do perfis longitudinais das drenagens, ocasionando picos inesperados ao longo dos mesmos. Mesmo com essa limitação, o padrão de drenagem e rupturas de declives puderam ser identificados. Como efeito dessa imprecisão de extração automática de feições no terreno, o cálculo do RDE também apresentou valores anormais dando indícios de anomalias de 1ª ordem para alguns trechos, porém a tendência de descensão do rio permaneceu, possibilitando a interpretação das feições geomorfológicas.

3.2. ESTRATIGRAFIA

Os dados estratigráficos que definem a espessura do Grupo Serra Geral, bem como o contato geológico entre esse Grupo e a Fm. Botucatu, foram extraídos do banco de dados de poços do Projeto Rede Guarani Serra Geral (Figura 22), ora utilizados por Descovi Filho (2015). No presente estudo, novos dados foram adicionados ao banco de dados e as informações já existentes foram revisadas e consolidados, majoritariamente, por análise de produtos orbitais e secundariamente por meio de

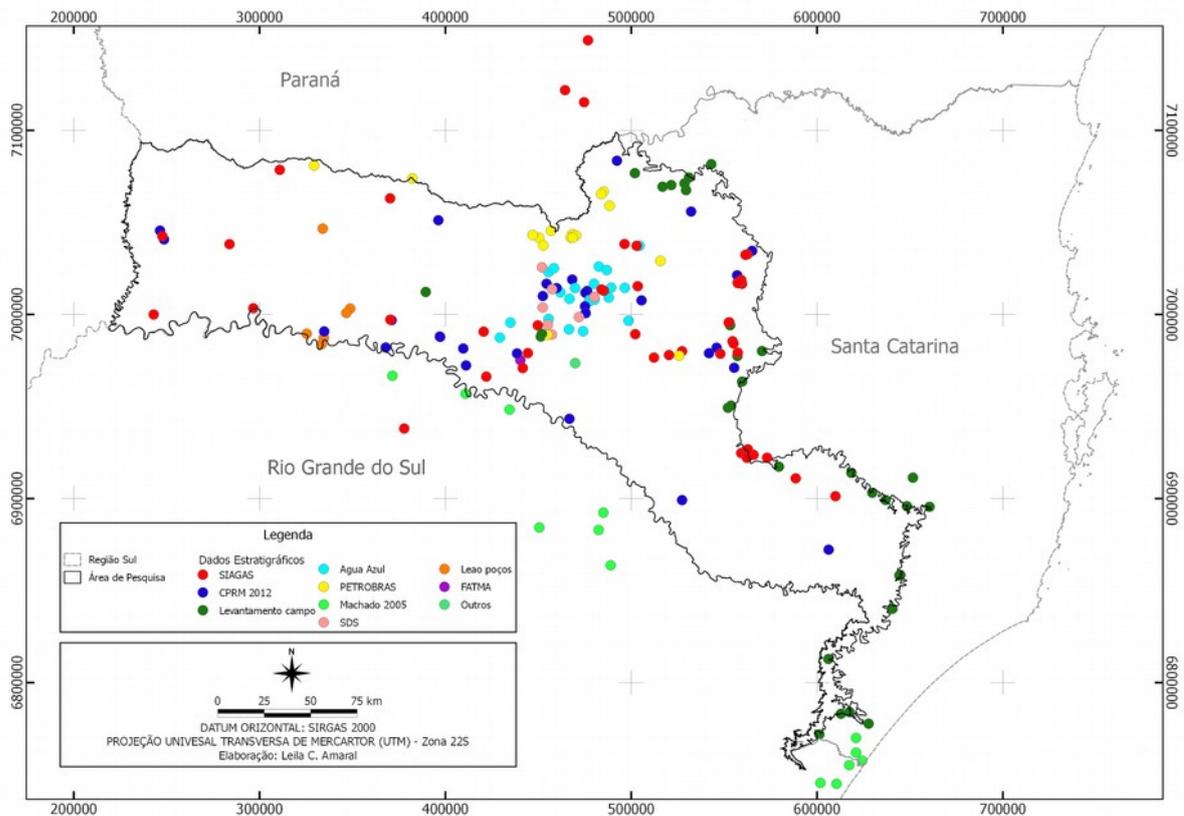
verificação em campo. Os dados estratigráficos do banco de dados possuem diferentes fontes que são listadas no Quadro 4.

Quadro 4 - Fonte e quantidade dos pontos de controle estratigráficos

Fonte	Pontos de Controle
SIAGAS	45
CPRM	30
Levantamento de Campo	31
Água Azul	22
Petrobras	16
Machado (2005)	13
SDS	7
Leão Poços	6
FATMA	1
Outros	1
Total	172

Fonte: Elaboração Própria (2017).

Figura 22 - Mapa dos pontos de controle estratigráficos



Fonte: Elaboração Própria (2018).

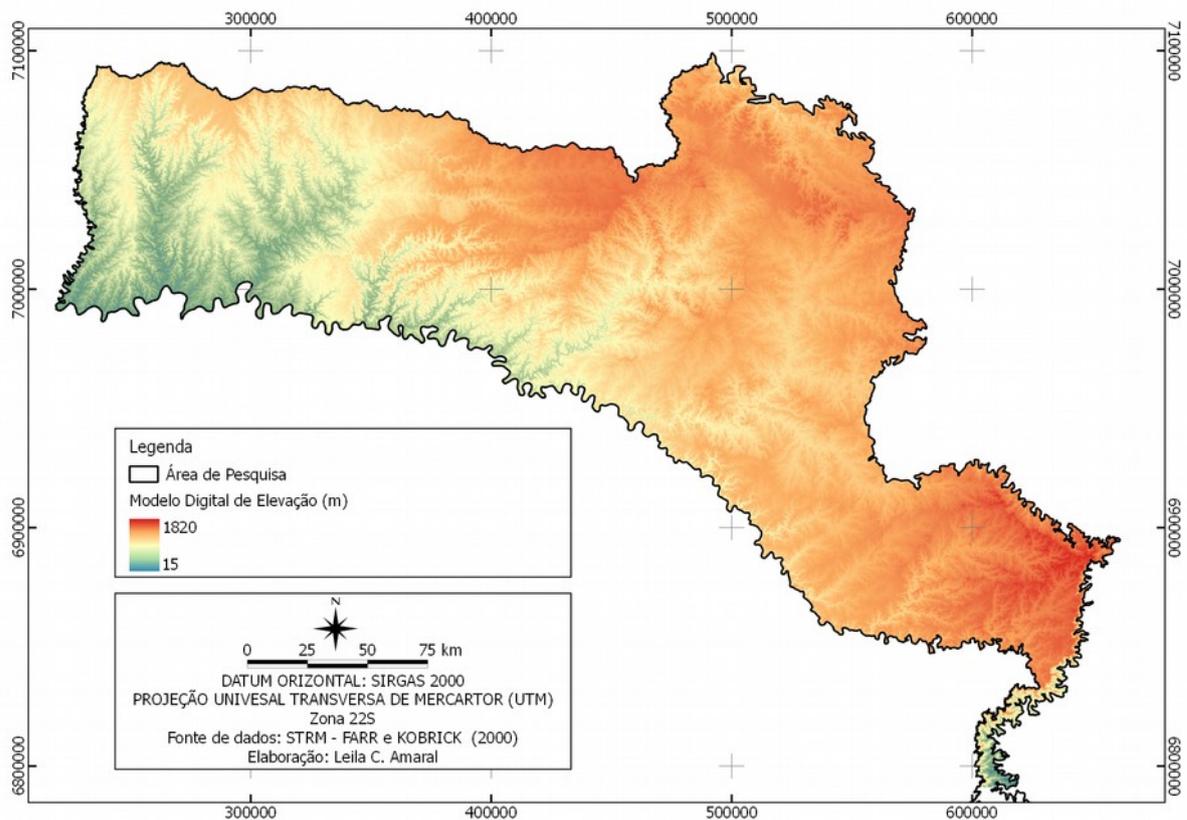
A utilização dos dados estratigráficos em conjunto com o resultado das análises morfométricas e morfotectônicas visou a consolidação dos limites dos blocos tectônicos.

4. RESULTADOS

4.1. MAPA HIPSOMÉTRICO

A classificação do MDE por cores possibilitou gerar o mapa hipsométrico da região de estudo (Figura 23), no qual foi possível verificar que a altimetria da área de estudo varia entre 15 e 1820 m. Além disso, é possível observar que a área de estudo possui regiões homogêneas, ou seja, existem áreas com valores similares de altitude, que contrastam com suas áreas adjacentes, como por exemplo a região ao redor das nascentes do rio Chapecó onde predominam altitudes elevadas (região vermelha), e logo a oeste na região das bacias dos rios Peperi-Guaçu e Antas prevalecem altimetrias menores (região azul e verde).

Figura 23 - Mapa Hipsométrico da área de pesquisa acrescido do buffer de 20km



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.2. LINEAMENTOS

A interpretação dos lineamentos possibilitou o reconhecimento de um total de 6.076 possíveis estruturas, obtidas em diferentes escalas de observação (Tabela Tabela 1). Lineamentos de grande porte e com longa continuidade foram melhor definidos nas escalas 1:2.000.000, 1:1.000.000 e 1:500.000 (Figura 24) e podem representar áreas com o mesmo significado tectônico. Já na escala de 1:250.000 (Figura 25), foi possível a compartimentação dos lineamentos de escala regional supracitados em lineamentos de pequena continuidade, mas que podem auxiliar na definição de limites

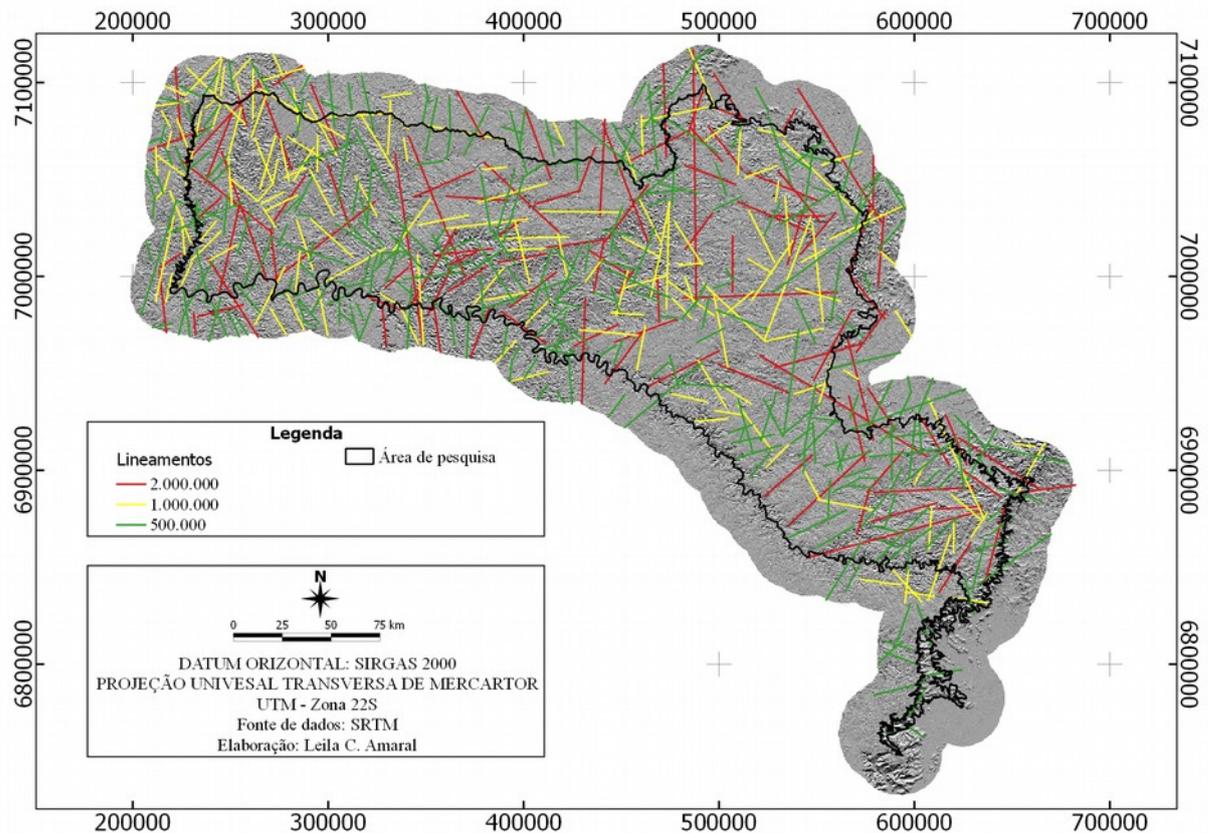
de blocos tectônicos de menor extensão ou mesmo, a persistência de sua continuidade, apontar limites de blocos de maior dimensão.

Tabela 1 - Quantidades de feições lineares observadas dentro de cada escala de observação.

Escala	Quantidade de feições
1:2.000.000	104
1:1.000.000	153
1:500.000	288
1:250.000	5531

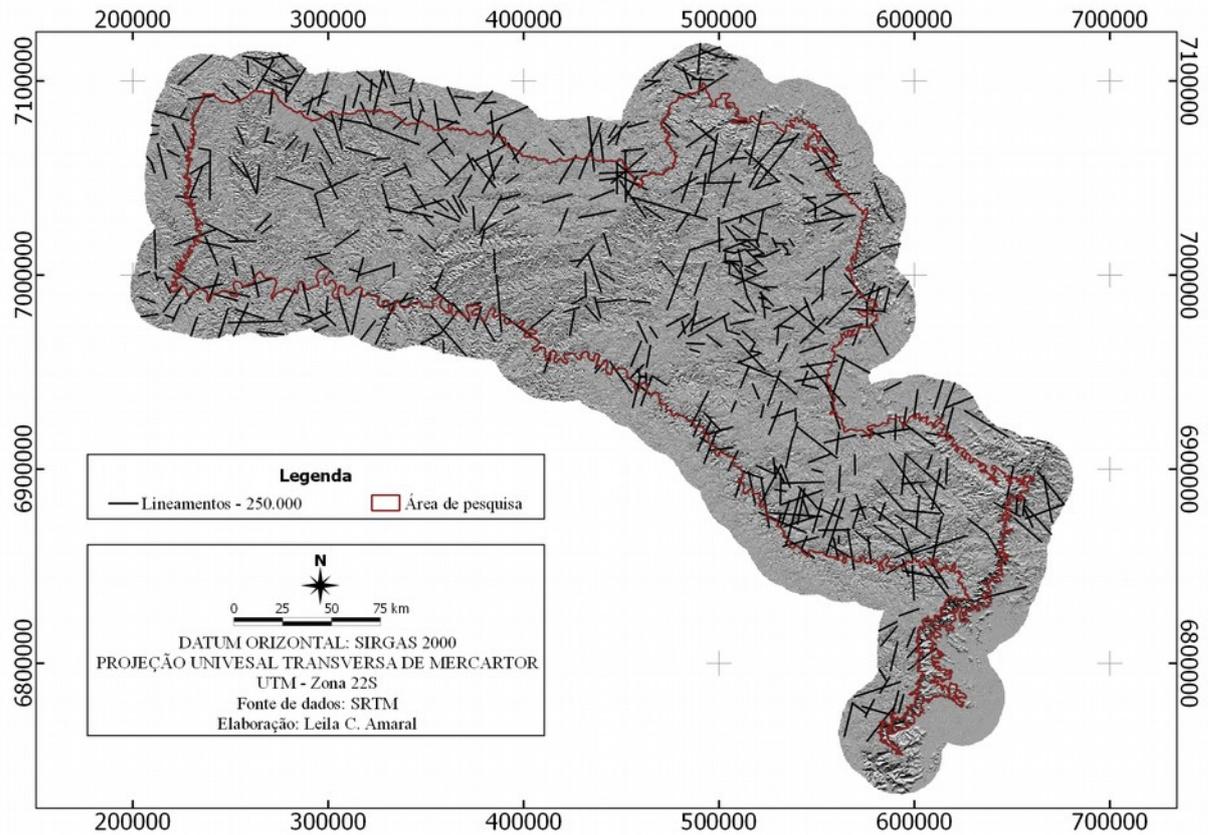
Fonte: Elaboração Própria (2018).

Figura 24 - Interpretação das principais direções de lineamentos observadas na escala de 1:2.000.000, 1:1.000.000 e 1:500.000, utilizando o modelo sombreado da área de estudo acrescida do *buffer* de 20km



Fonte: Elaboração Própria (2018).

Figura 25 - Interpretação das principais direções de lineamentos observadas na escala de 1:250.000, utilizando o modelo sombreado da área de estudo acrescida do *buffer* de 20km

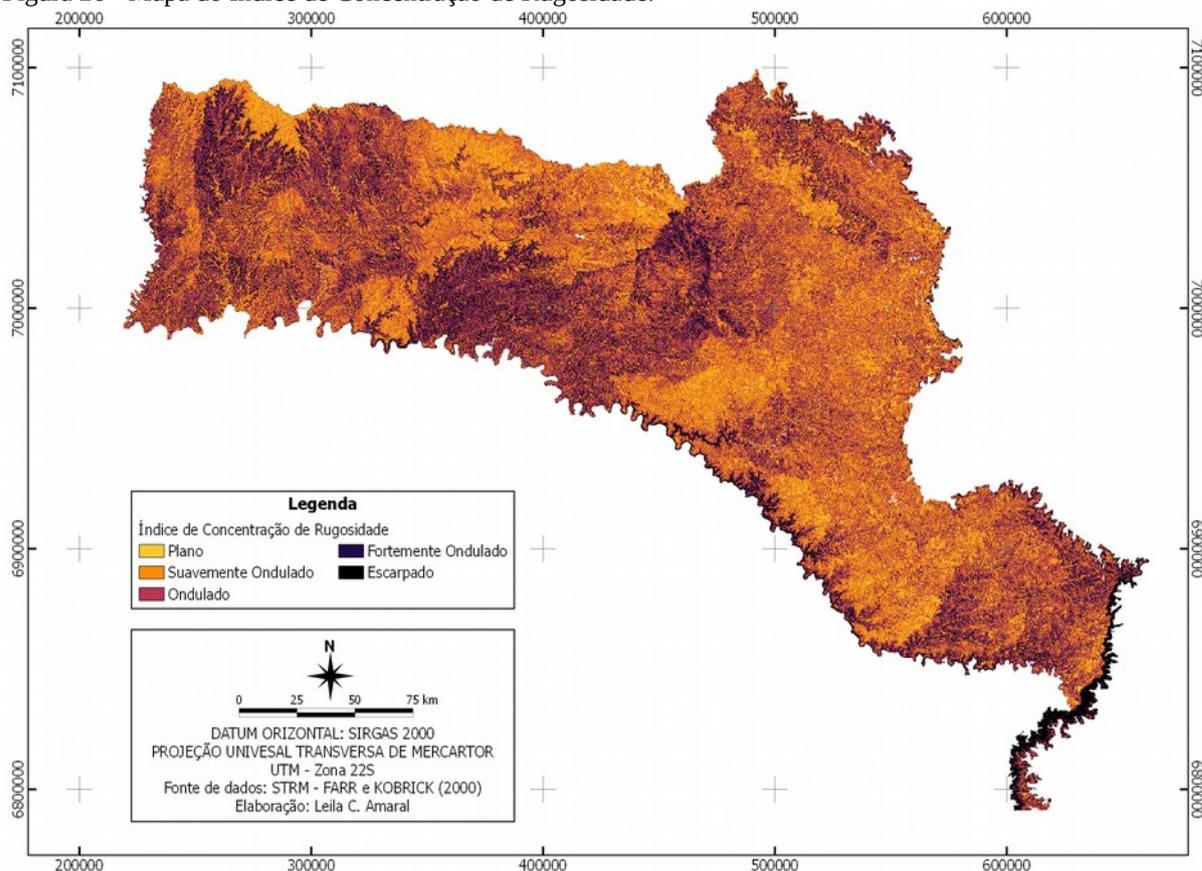


Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.3. ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE

O mapa de Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) permite relacionar padrões distintos de rugosidade do relevo com eventos relacionados a neotectônica (HOBSON, 1972). O ICR (Figura 26) fez parte do conjunto de aproximações que visou a identificação de grandes estruturas possivelmente responsáveis pela compartimentação do relevo.

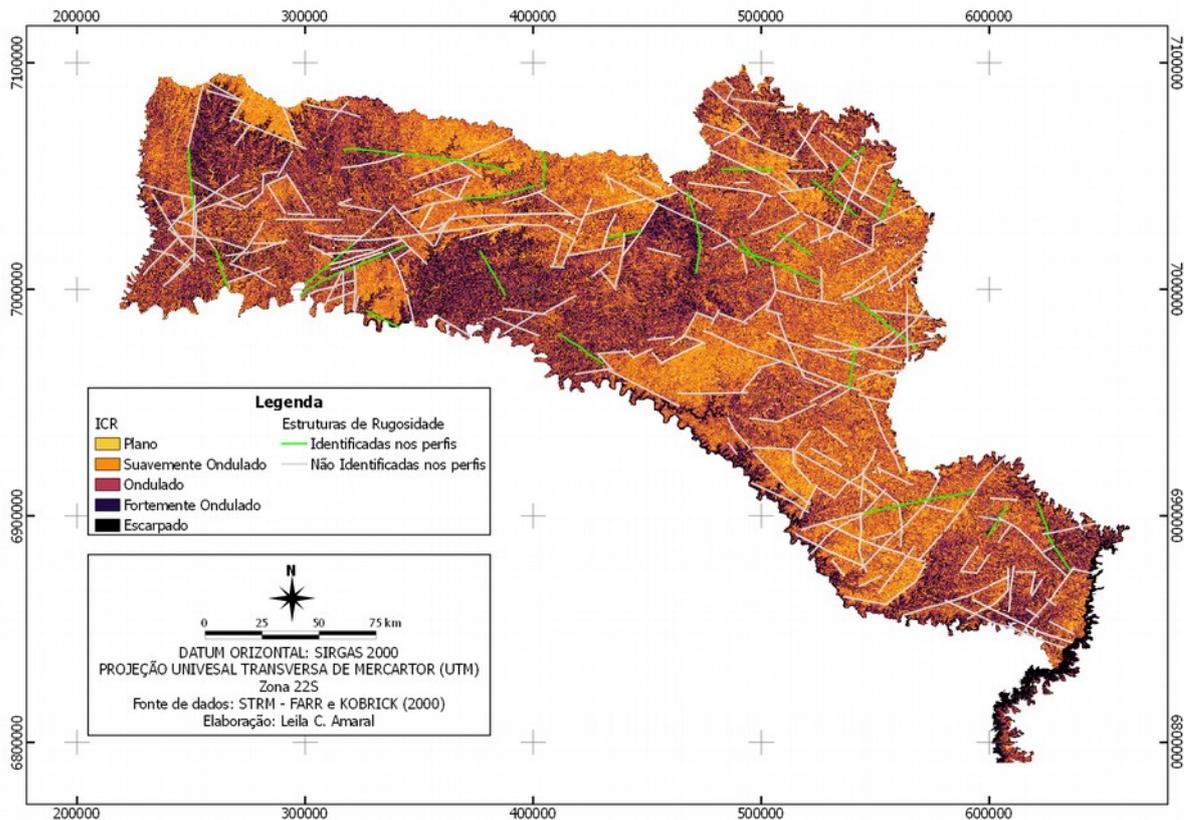
Figura 26 - Mapa do Índice de Concentração de Rugosidade.



Fonte: Elaboração Própria (2018).

Através da análise do ICR foram identificadas um total de 294 feições (Figura 27), dentre as quais apenas 25 também puderam ser identificadas nos perfis topográficos como possíveis compartimentadoras do relevo, as outras 269 foram desconsideradas.

Figura 27 - Mapa do Índice de Concentração de Rugosidade com as possíveis estruturas responsáveis pela compartimentação do relevo

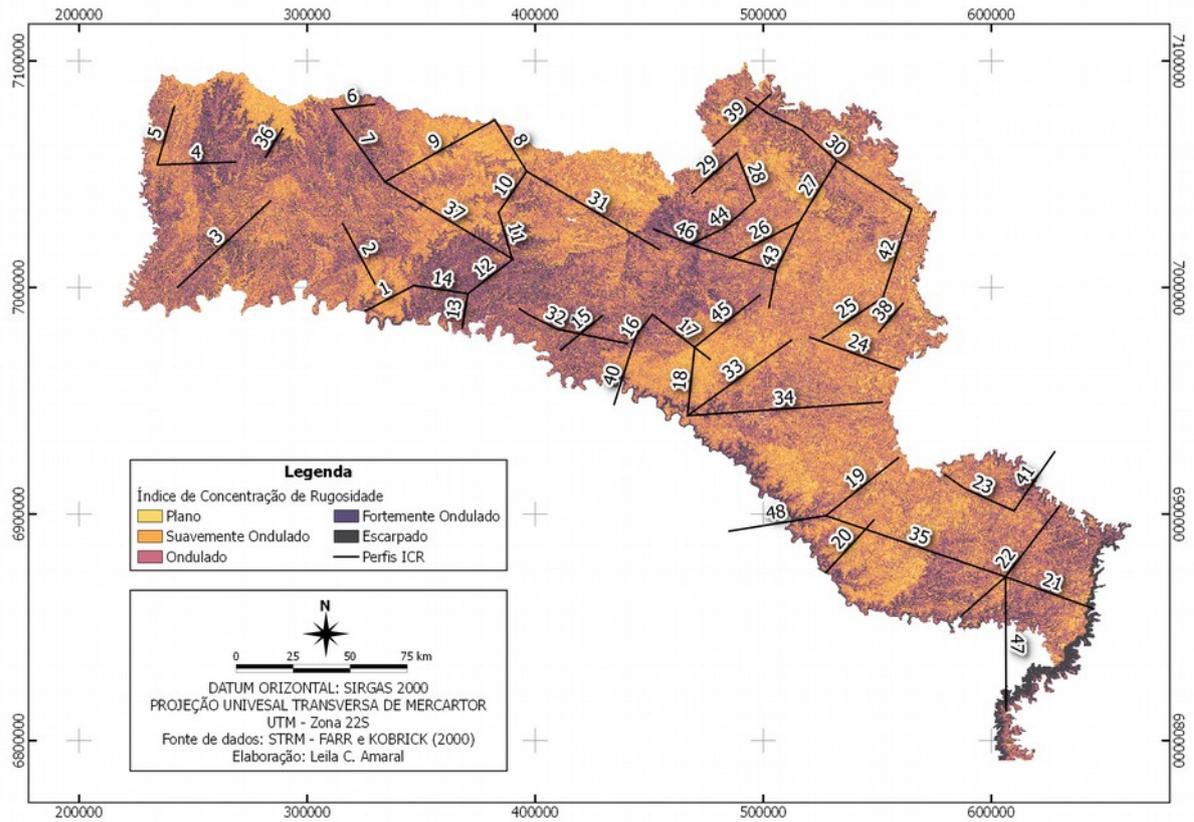


Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.3.1. Perfis confirmativos do Índice de Concentração de Rugosidade

Para a confirmação das estruturas identificadas através do ICR foram confeccionados 48 perfis (Figura 28), os quais foram interpretados segundo a metodologia aplicada por Descovi Filho (2015) que sugere a identificação de patamares geomorfoesculturais.

Figura 28 - Localização dos perfis topográficos utilizados na confirmação das estruturas de rugosidade

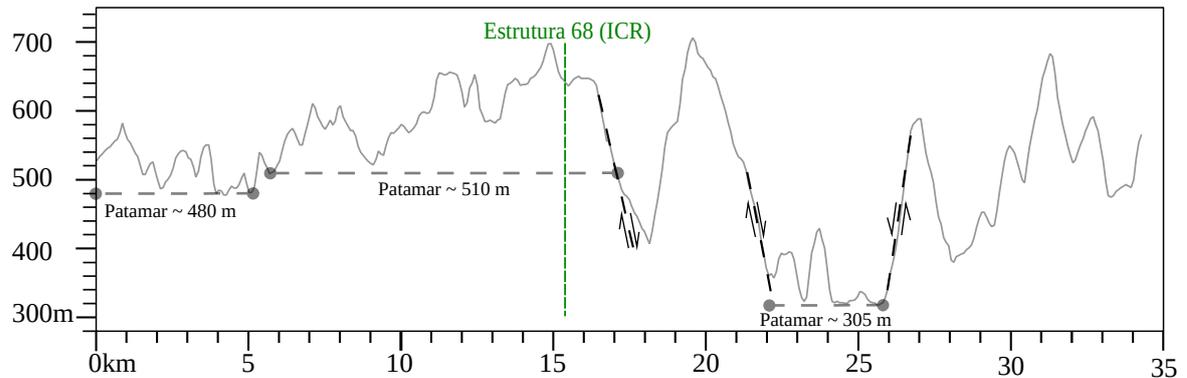


Fonte: Elaboração Própria (2018).

Os perfis a seguir foram considerados perfis-chave na evolução do conhecimento, já que culminaram em novos modelos de interpretação para o comportamento das possíveis estruturas que abrangem o SAIG/SG.

O perfil 4 (Figura 29), confirmou a estrutura 68 observada no mapa de ICR registrando uma falha com aproximadamente 200 m de rejeito.

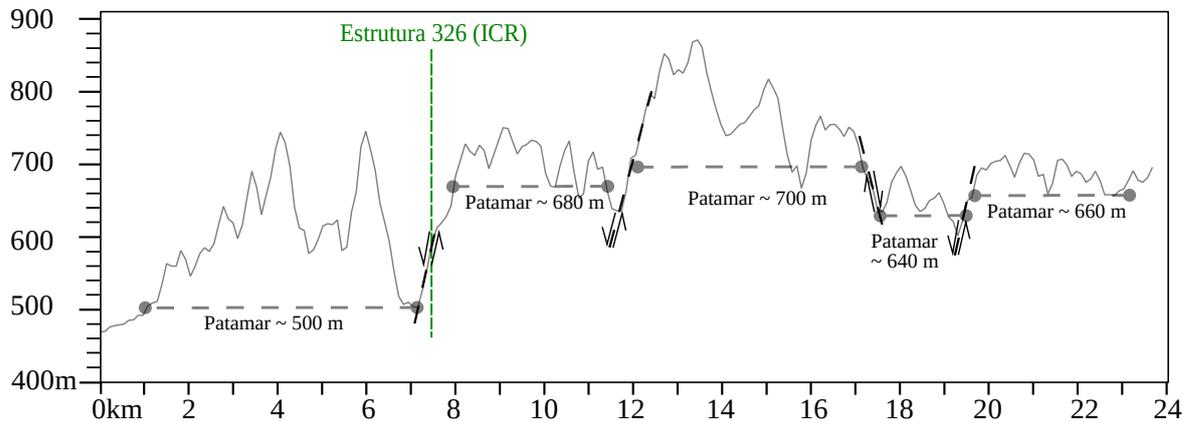
Figura 29 - Perfil 4 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR



Fonte: Elaboração Própria (2018).

O perfil 15 (Figura 30), confirmou a estrutura 326 observada no mapa de ICR registrando uma falha que possui aproximadamente 200 m de rejeito.

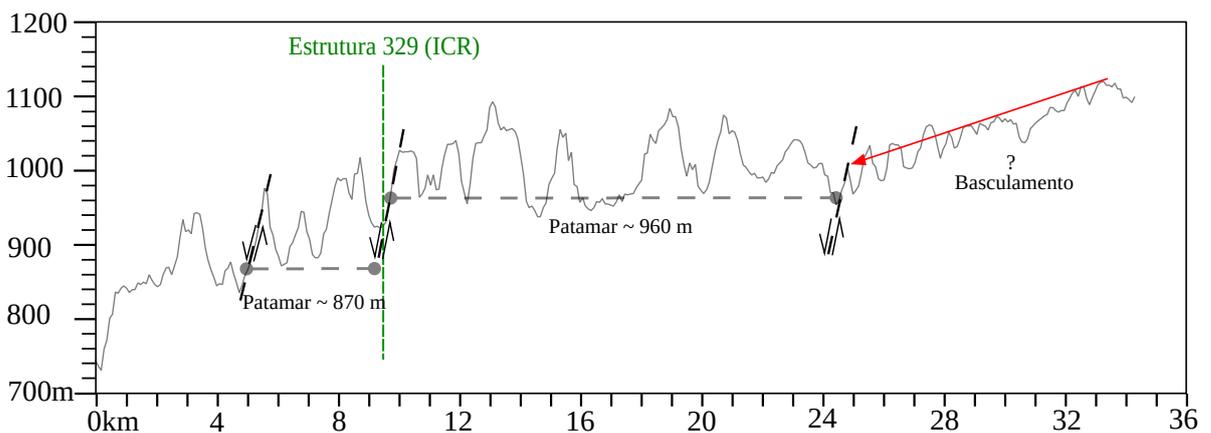
Figura 30 - Perfil 15 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR



Fonte: Elaboração Própria (2018).

No perfil 26 (Figura 31), foram observados alinhamentos de cristas que culminaram na interpretação de feições que poderiam indicar indícios de basculamento. Além disso, a estrutura 329 observada em planta pode ser observada no perfil como uma falha com rejeito de cerca de 90 m.

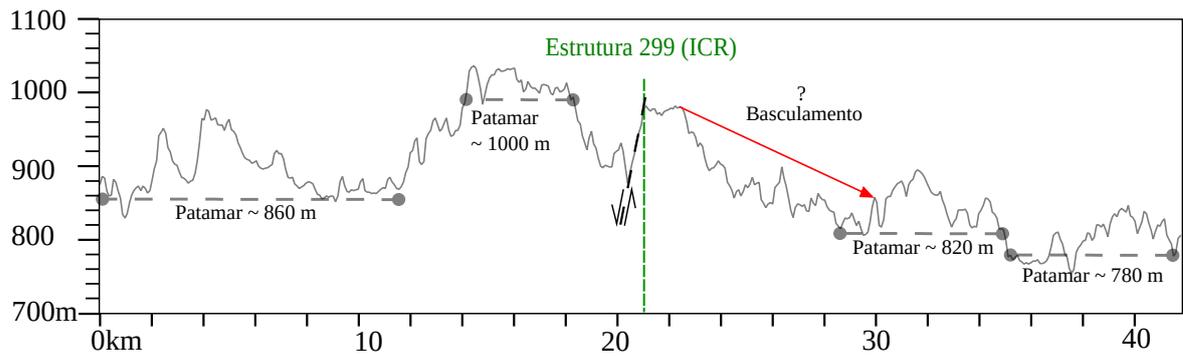
Figura 31 - Perfil 26 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR



Fonte: Elaboração Própria (2018).

No perfil 24 (Figura 32), a estrutura 299 foi observada no perfil como sendo uma falha com 100 metros de rejeito. Além disso, há evidências de basculamento entre blocos ou efeito “escadinha” de falhas de pequeno porte.

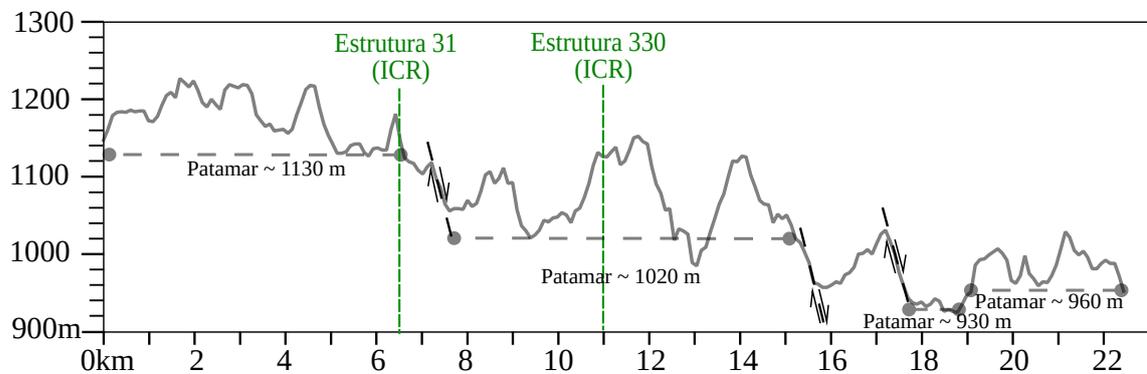
Figura 32 - Perfil 24 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR



Fonte: Elaboração Própria (2018).

No perfil 28 (Figura 33), a avaliação mostra que a estrutura 31 tende a ser uma falha, entretanto essa estrutura coincide com a transição litológica entre as formações Palmas e Gramado que possivelmente mascara essa interpretação. A estrutura 330 observada por marcar uma diferença de rugosidade em planta não pode ser observada como possível compartimentadora do relevo no perfil.

Figura 33 - Perfil 28 realizado para a identificação ou refutação das estruturas observadas no mapa de ICR



Fonte: Elaboração Própria (2018).

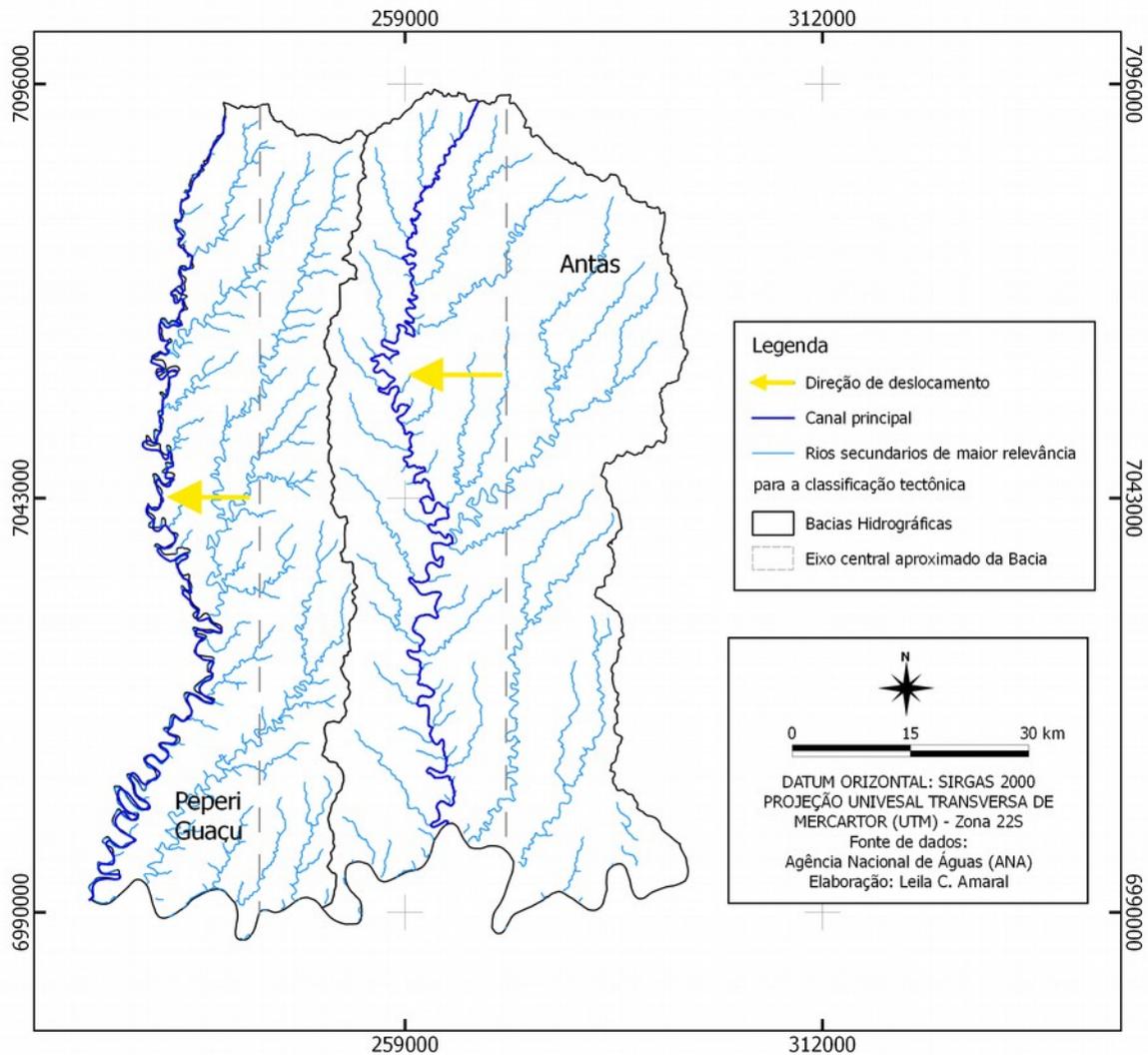
Ao longo da incessante busca de estruturas compartimentadoras do relevo, foi observado que os alinhamentos de picos topográficos seriam o espelho dos mergulhos das camadas subjacentes. Essa nova percepção modificou a concepção de identificação dos patamares geomorfoesculturais, que representavam uma linha horizontal a partir de talvegues dos vales. Dentro dessa nova concepção, passaram a ser identificados alinhamentos de crista que sugerem sentidos regionais de basculamento. Assim, o modelo mais aceito para a compartimentação de blocos hidrogeológicos do SAIG/SG passou a considerar basculamento, em vez de patamares, essa nova metodologia deverá ser futuramente conformada a partir do mergulho das camadas.

4.4. ANOMALIA DE DRENAGEM

De acordo com Howard (1967), Cox (1994) e Lima (2002) apud Bricalli (2016), o deslocamento do rio principal do eixo central da bacia e a distinção com relação ao comprimento dos seus afluentes

caracteriza basculamento de blocos tectônicos. Nesse contexto, podemos observar que os rios Peperi-Guaçu e Antas, os principais rios de suas bacias homônimas, estão deslocados para oeste em relação ao eixo central da bacia, e os rios a leste do canal principal possuem maior comprimento (Figura 34).

Figura 34 - Deslocamento do rio principal do eixo central das bacias do Rio Peperi-Guaçu e Antas e distinção do comprimento dos seus afluentes (maior comprimento dos afluentes na porção leste da região de estudo).



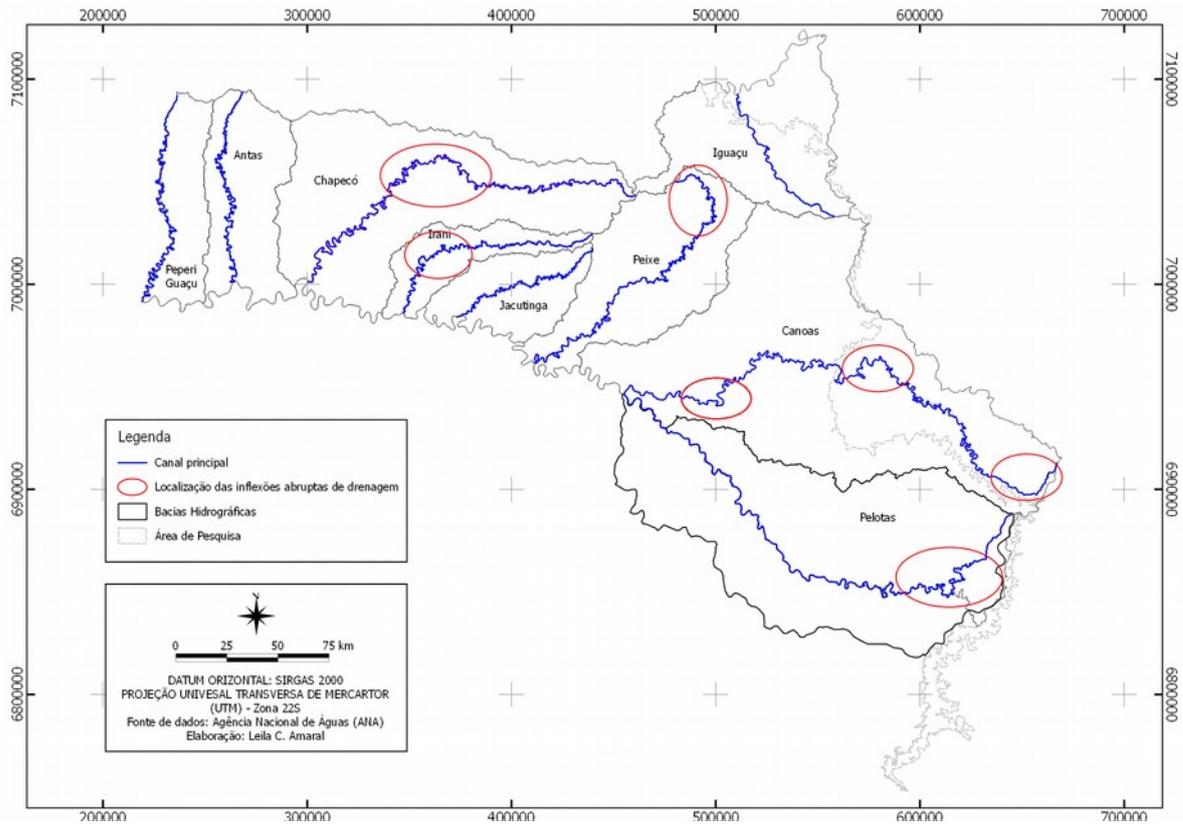
Fonte: Elaboração Própria (2018).

A interpretação do desvio do canal principal do eixo da bacia foi feito de acordo com as interpretações de morfoestruturas (Figura 10) proposta por Araujo et al, (2003). Assim, sugere-se que os rios Peperi-guaçu e Antas podem estar encaixados em uma falha e possuir direção de basculamento para oeste.

Além do deslocamento do eixo central, inflexões abruptas do canal de drenagem, de acordo com os autores supracitados, também podem caracterizar o basculamento de blocos tectônicos. Como podemos observar o Rio Chapecó inicialmente tem direção de fluxo E-W, entretanto abruptamente altera sua direção para NE-SW. O mesmo comportamento que ocorre no rio Irani. Já o rio do Peixe,

inicialmente tem direção de fluxo SW-NE, que é alterado para NW-SE e novamente alterado para NE-SW. Além dos rios supracitados, os rios Pelotas e Canoas inicialmente tem direção de fluxo NE-SW que é alterada para SE-NW (Figura 35).

Figura 35 - Inflexões abruptas dos canais fluviais principais das bacias hidrográficas que abrangem a área de pesquisa.



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.5. FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DE DRENAGEM

O cálculo do fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD) permite compreender a direção e a magnitude da tectônica levando em consideração uma determinada área de drenagem. Para a área de estudo priorizou-se os limites das bacias hidrográficas, entretanto, alguns resultados não foram condizentes com estudos prévios. Por exemplo, de acordo com Fujita et al. (2017), o padrão do rio Chapecó não está em concordância com o perfil de equilíbrio do rio e, portanto, caracteriza áreas em ascensão e subsidência. Quando considerada a área de drenagem do rio Chapecó, a mesma não apresentou assimetria de bacias, portanto, optou-se por compartimentar a bacias do rio Chapecó em duas regiões intituladas Alto e Baixo Chapecó. O mesmo procedimento foi feito para a bacia do rio Irani.

O grau de intensidade de assimetria ($|Af-50|$) gerou resultados entre 0,15 e 67,85 (Tabela Tabela 2), que possibilitou a identificação de bacias hidrográficas com baixa, média e alta assimetria.

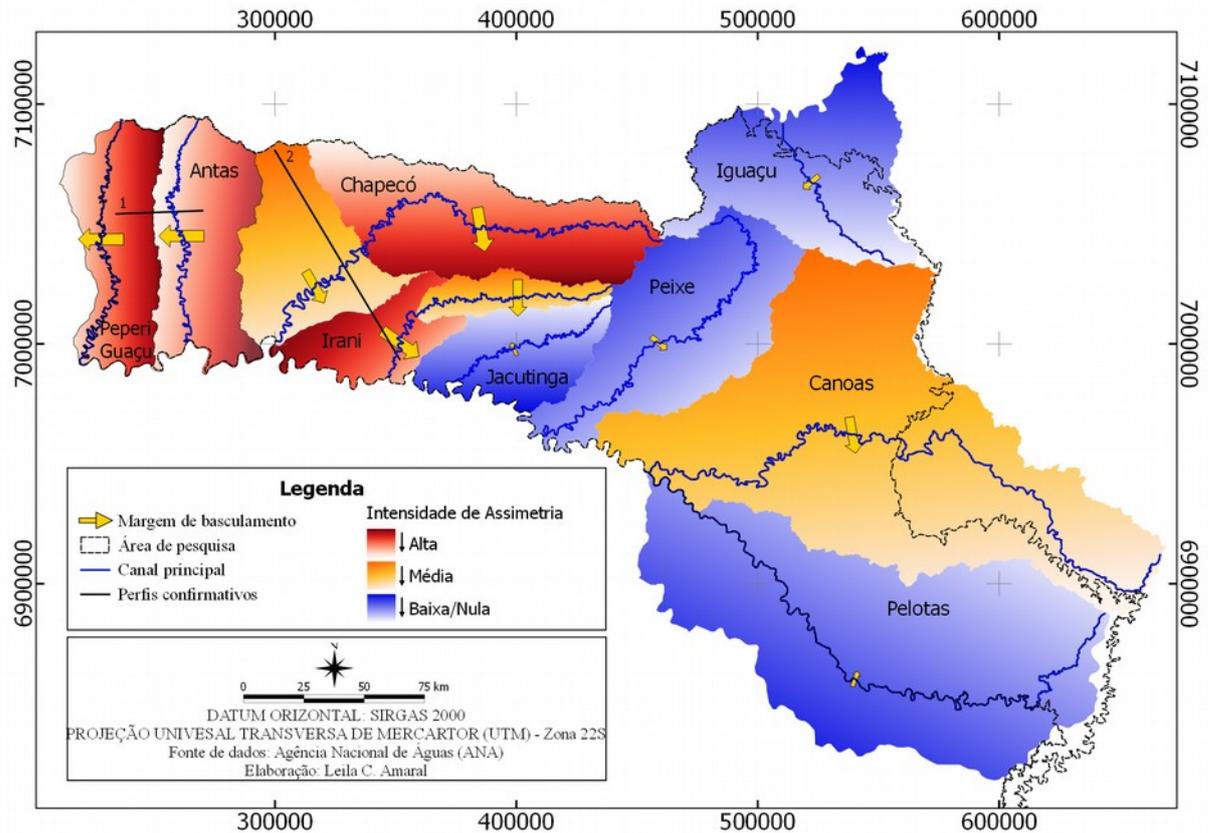
Tabela 2 - Variáveis consideradas para o cálculo do Índice AF para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

Efeito da tectônica	Bacia de drenagem	Área da Bacia (Km ²)	Área à direita da Bacia (Km ²)	Fator de assimetria (AF)	Af-50	Margem do basculamento
Pouco/ Nenhum	Peixe	5463,98	2810,52	51,44	1,44	-
	Jacutinga	2441,83	1217,20	49,85	0,15	-
	Iguaçu	4997,47	2567,12	51,37	1,37	-
	Pelotas	13185,97	6568,58	49,81	0,19	-
Mediano	Canoas	15488,32	9277,38	59,90	9,90	Margem esquerda
	Baixo Chapecó	3353,63	2092,98	62,41	12,41	Margem esquerda
	Alto Irani	1002,37	612,35	61,09	11,10	Margem esquerda
Alto	Baixo Irani	1786,19	1372,21	76,82	26,82	Margem esquerda
	Alto Chapecó	5240,60	3555,55	17,80	67,85	Margem esquerda
	Antas	3651,52	1032,91	28,29	21,71	Margem direita
	Peperi-Guaçu	3069,49	899,53	29,31	20,69	Margem direita

Fonte: Elaboração Própria (2018).

O grau de intensidade de assimetria revelou grande heterogeneidade da área de estudo, onde na porção centro-oeste predominaram bacias hidrográficas com assimetrias médias e altas e na região leste assimetrias baixas (Figura 36).

Figura 36 - Intensidade de assimetria e direção de basculamento calculadas a partir do Fator de Assimetria (AF) para a área de estudo



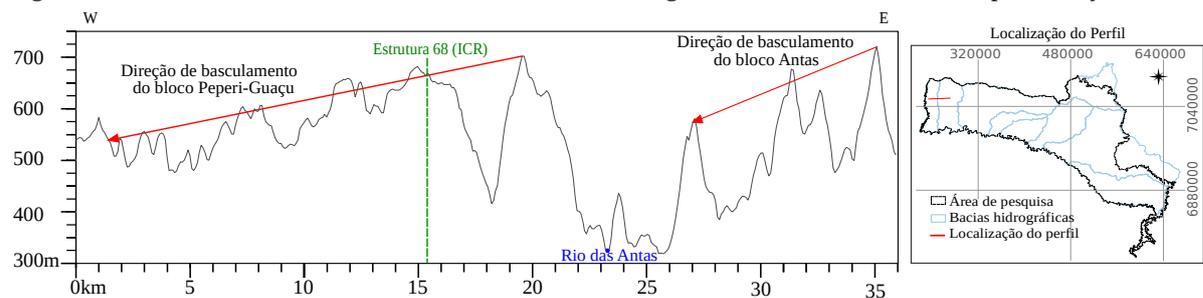
Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.5.1. Perfis confirmativos do fator de assimetria da bacia de drenagem

Para a confirmação do fator de assimetria da bacia de drenagem foram feitos perfis perpendiculares aos limites das bacias hidrográficas de alto e médio fator de assimetria.

O perfil 1 (Figura 37), localizado entre as bacias hidrográficas do rio das Antas e Peperi-Guaçu (Figura 36), através do alinhamento médio de cristas indicou que tanto a bacia hidrográfica do rio das Antas quanto do rio Peperi-Guaçu estão basculadas de leste para oeste. Dessa forma, o mesmo confirma o resultado gerado pelo cálculo do FABD.

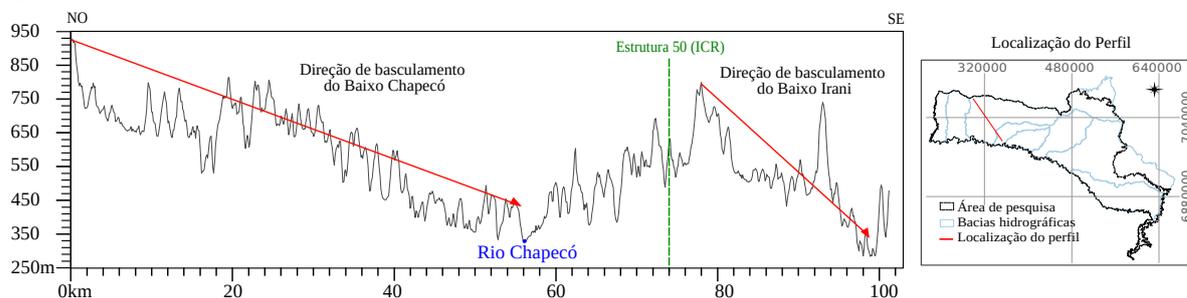
Figura 37 - Perfil confirmativo de assimetria das bacias hidrográficas do Rio das Antas e Peperi-Guaçu



Fonte: Elaboração Própria (2018).

O perfil 2 (Figura 38), localizado entre as bacias hidrográficas do rio Chapecó e Irani (Figura 36) através do alinhamento médio de cristas indicou que a parte da bacia hidrográfica correspondente ao Baixo Chapecó e do baixo Irani estão basculadas de NE para SE. Dessa forma, o perfil confirma o resultado gerado pelo cálculo do FABD.

Figura 38 - Perfil confirmativo de assimetria das bacias hidrográficas intituladas de Baixo Chapecó e Baixo Irani



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.6. ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE)

A obtenção do índice de gradiente (RDE) para os 10 principais rios presentes na área de estudo revelou que todas as 9 bacias hidrográficas estudadas apresentam trechos anômalos de drenagem. Foram identificados trechos em equilíbrio e com anomalias de 1ª e 2ª ordem (Tabela Tabela 3), distribuídas tanto em segmentos do alto curso dos rios, quanto de seus cursos médios e baixos. No total foram analisados aproximadamente 2.800 km de drenagem que totalizaram 352 trechos de aproximadamente 8 km.

Tabela 3 - Resultado do Índice de gradiente.

Rio	Anomalia de 1ª ordem	Anomalia de 2ª ordem	Equilíbrio	Total de trechos analisados
Antas	0	4	22	26
Peperi-Guaçu	0	7	23	30
Chapecó	1	28	28	57
Chapecozinho	1	9	10	20
Irani	0	14	12	26
Jacutinga	0	8	11	19
Peixe	0	18	21	39
Pelotas	0	28	24	52
Canoas	3	13	43	59
Timbó	0	4	10	24
Total	6	134	203	352

Fonte: Elaboração Própria (2018).

Segundo Fujita et al. (2017), anomalias de 1ª ordem indicam forte controle estrutural que quando associadas a regiões de saltos e quedas d'água dão indícios de áreas tectonicamente ativas ou com espectro recente de movimentos. Essas regiões podem estar relacionadas a processos neotectônicos, que ocasionariam a formação de blocos geomorfoestruturais e ainda conservam características claras do movimento, pois foram pouco esculpidas pelos agentes geológicos externos. Essas anomalias foram observadas nos rios Chapecó, Chapecozinho e Canoas. Nos rios Chapecó e Chapecozinho os locais com grande variação altimétrica corroboram com o resultado do RDE. Nesses locais foram observadas feições geomorfológicas citadas por Fujita et al. (2017, p. 538) como as quedas do rio Chapecó, e são os locais onde grandes quedas d'água são utilizadas para aproveitamentos hidrelétricos.

Possíveis sistemas de falhas estão interpretados nos perfis longitudinais sobretudo vinculados a trechos aqui interpretados como “transição” entre outros trechos do mesmo rio com visível desajuste, marcando tanto soerguimento, quanto abatimento de blocos. Esses trechos de transição mostram que os movimentos verticais nesse caso, são de eventos tectônicos mais antigos. Assim, as feições abruptas como *knickpoints* desaparecem em virtude do alto grau de escultura superimposto pelos agentes geológicos externos.

4.7. PERFIL LONGITUDINAL DE DRENAGEM E APLICAÇÃO DO ÍNDICE DE GRADIENTE (RDE)

Os perfis longitudinais dos principais rios presentes na área de estudo foram confrontados com o índice de gradiente (RDE) possibilitando a correlação e consolidação dos resultados visando a delimitação de áreas em soerguimento, abatimento e transição.

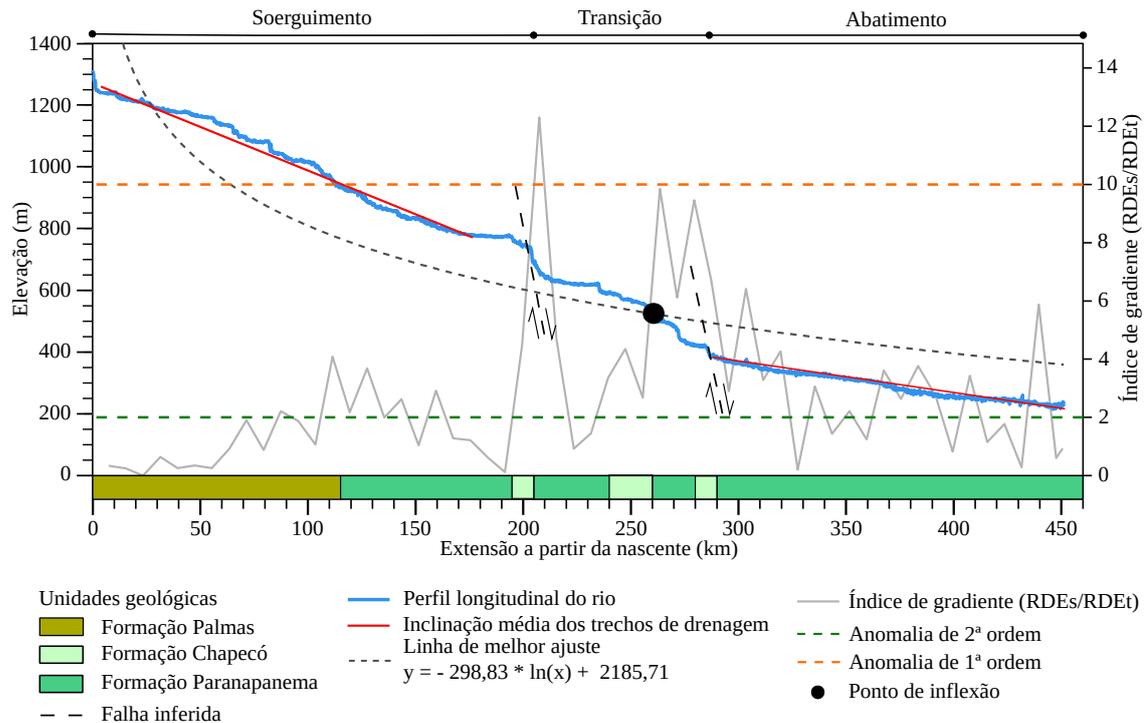
4.7.1. Rio Chapecó

O rio Chapecó nasce no município de Macieira onde ocorrem rochas da Fm. Palmas; em seu médio curso ocorrem principalmente rochas da Fm. Paranapanema intercaladas com afloramentos da Fm. Chapecó, para finalmente desaguar no rio Uruguai na região de Águas de Chapecó sobre a Fm. Paranapanema.

Ao longo da extensão do rio Chapecó há um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 39). Nos seus primeiros 200 km, o rio Chapecó foi considerado soerguido, pois quando comparado à curva de melhor ajuste do rio, há um deslocamento para valores altimétricos maiores que os esperados (linha de melhor ajuste). Os primeiros 20 km da extensão do rio, localizados abaixo da curva de melhor ajuste, foram considerados como trecho soerguido por se tratar de um trecho de pequeno comprimento, quando comparado à extensão total do rio, e por manter a inclinação média dos primeiros quilômetros que estão em ascensão. Além disso, entende-se que o curso natural da drenagem se dá de áreas mais altas para mais baixas e, portanto, um soerguimento do alto curso contribuiria para o desvio do curso do rio podendo ocasionar feições, como por exemplo, de captura de drenagem. O trecho entre os quilômetros 200 e 290 foi caracterizado como uma região de transição tectônica. Os trechos em transição são marcados pelos pontos de inflexão, que indicam o local onde a curva do rio intercepta a curva de melhor ajuste. É nesse ponto que ocorre a transição entre trechos que sofreram soerguimento e abatimento. No trecho em transição foi observado um sistema de falhas marcado pelas rupturas de declives (*knickpoints*) com grandes deslocamentos verticais, que dá indícios de falhas normais escalonadas, que aparentam ser recentes, pois foram pouco esculpidas, quando comparado ao restante do perfil. Além disso, a interpretação dada ao sistema de falhas do rio Chapecó é corroborada pela ocorrência da Fm. Paranapanema ao lado da Fm. Palmas com a supressão da Fm. Chapecó e logo após a intercalação entre a Fm. Paranapanema e Chapecó. No trecho em transição pode-se caracterizar um rejeito entre as falhas de aproximadamente 400 m.

Em concordância com as interpretações prévias, o índice de gradiente apresentou uma anomalia de 1ª ordem que pode ser resultado da tectônica, e que é evidenciada pelas rupturas de declive ocasionadas devido ao sistema de falhas.

Figura 39 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Chapecó



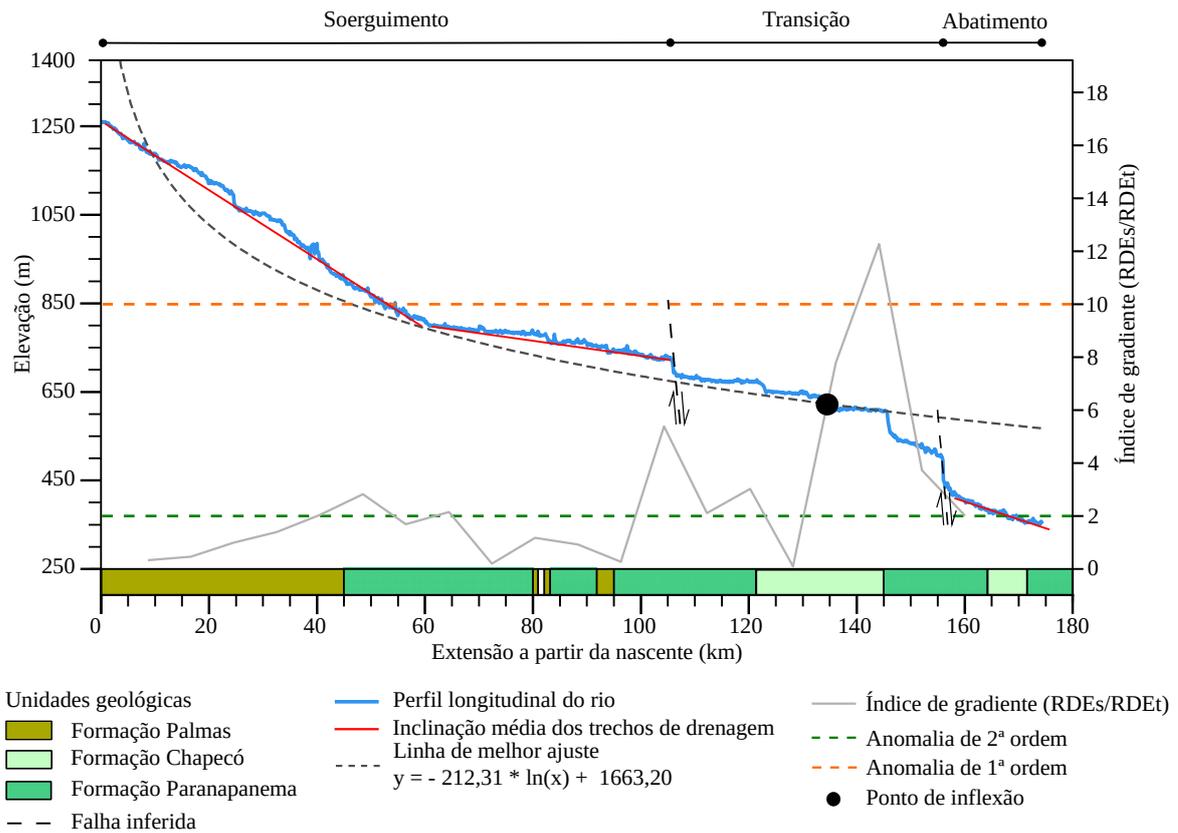
Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.2. Rio Chapecozinho

O rio Chapecozinho nasce no município de Água Doce onde ocorrem rochas da Fm. Palmas, em seu médio curso ocorrem principalmente rochas da Fm. Paranapanema intercaladas com afloramentos da Fm. Palmas e o rio deságua no rio Chapecó no município de Marema sobre as rochas da Fm. Chapecó e Paranapanema.

No rio Chapecozinho há um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 40). Nos primeiros 105 km, o rio Chapecozinho foi considerado soerguido, avaliado pelos mesmos critérios utilizados para o rio Chapecó. Além disso, essa interpretação, assim como no rio Chapecó, é corroborada pela ocorrência da Fm. Paranapanema ao lado da Fm. Palmas com a supressão da Fm. Chapecó. O trecho entre os quilômetros 105 e 145 foi caracterizado como de transição tectônica, devido à passagem do perfil longitudinal do rio que estava acima da curva de melhor ajuste para abaixo dela. Além disso, segundo o índice de gradiente nesse trecho há uma anomalia de 1ª ordem que marca a influência tectônica e inicia o trecho de abatimento do terreno. A ocorrência da Fm. Chapecó junto ao trecho abatido atesta o sistema de falhas no trecho de transição do rio.

Figura 40 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Chapecozinho



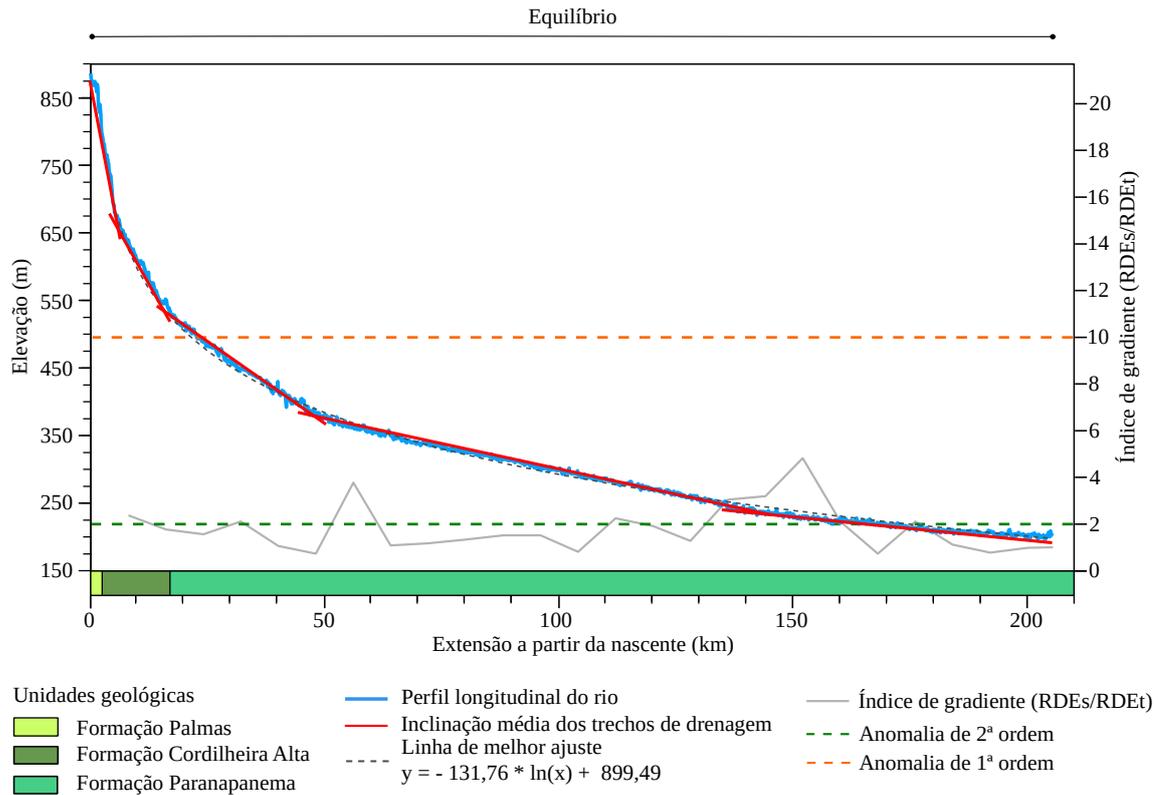
Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.3. Rio das Antas

O rio das Antas nasce no município de Palma Sola e deságua no município de Mondaí. Na porção das nascentes do rio das Antas ocorrem rochas da Fm. Palmas e Cordilheira Alta e em seu médio e baixo curso, rochas da Fm. Paranapanema.

O rio das Antas apresenta-se em equilíbrio, pois não há grandes variações em relação a curva de melhor ajuste (Figura 41). Neste rio, o RDE não apresentou anomalias de 1ª ordem o que corrobora com o perfil longitudinal do rio sem expressivas quebras de declive (*knickpoint*).

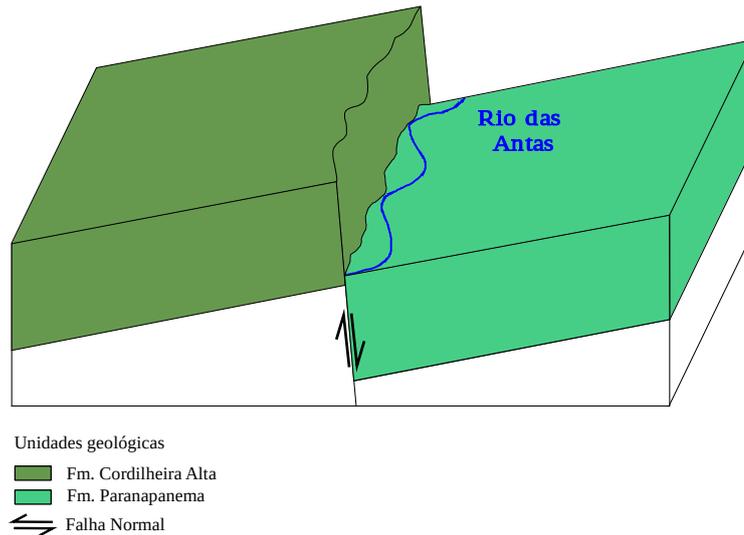
Figura 41 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio das Antas



Fonte: Elaboração Própria (2018).

O perfil do rio das Antas em total conformidade com a curva de melhor ajuste, indica o equilíbrio do perfil longitudinal do rio. Esse fato fornece indícios de que o rio das Antas está encaixado ao longo uma falha recente. Essa falha de direção N-S já havia sido observada anteriormente por Freitas et al., (2002, p.21). Além disso, as rochas da Fm. Parapanema são mais facilmente erodíveis do que as rochas da Fm. Gramado, motivo pelo qual o rio tem seu curso totalmente sobre o bloco abatido (Figura 42).

Figura 42 - Bloco diagrama demonstrando a localização do rio das Antas paralelo a linha de falha



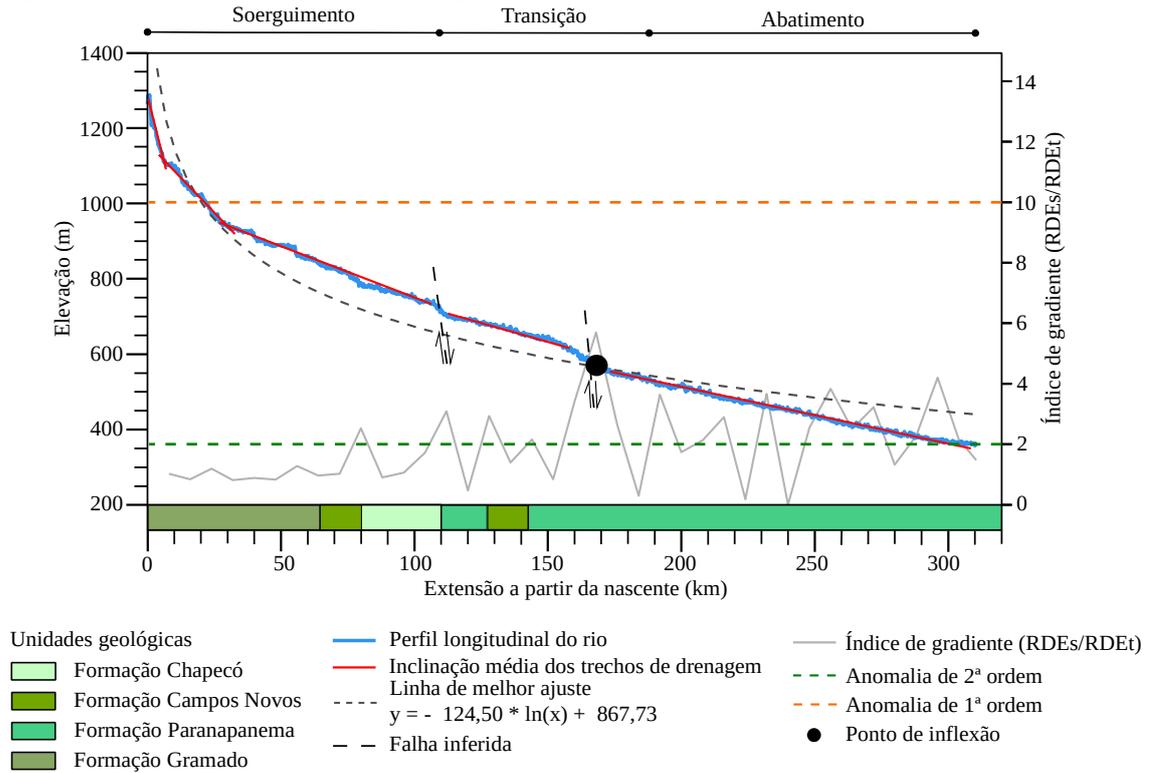
Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.4. Rio do Peixe

O rio do Peixe nasce no município de Calmon na Serra da Taquara Verde e deságua no rio Uruguai no município de Alto da Bela Vista. Em seu alto curso ocorrem rochas da Fm. Gramado, Chapecó e Campos Novos, e em seu médio curso ocorrem principalmente rochas da Fm. Paranapanema intercaladas com afloramentos da Fm. Campos Novos, desaguando sobre as rochas da Fm. Paranapanema.

No rio do Peixe ocorre um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 43). Nos primeiros 110 km o rio foi considerado soerguido devido à ocorrência da Fm. Gramado, mais antiga, estar em posição de maior altitude, sugerindo a ocorrência de um sistema de falhas local. Após o trecho soerguido ocorre o trecho em transição que caracteriza o local onde a curva de melhor ajuste está próxima da curva ideal do rio e é limitada por duas prováveis falhas. Ao contrário da grande magnitude do rejeito observado na zona de transição rio Chapecó (400 m) a zona de transição do rio do Peixe não possui quebras abruptas no perfil do rio, entretanto as falhas presentes no rio do Peixe podem ter sido esculpidas mascarando os rejeitos originais. Esse fato é confirmado pela ocorrência de formações geológicas mais recentes em diferentes níveis morfológicos caracterizando o sistema de falhas presente no trecho de transição.

Figura 43 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio do Peixe



Fonte: Elaboração Própria (2018).

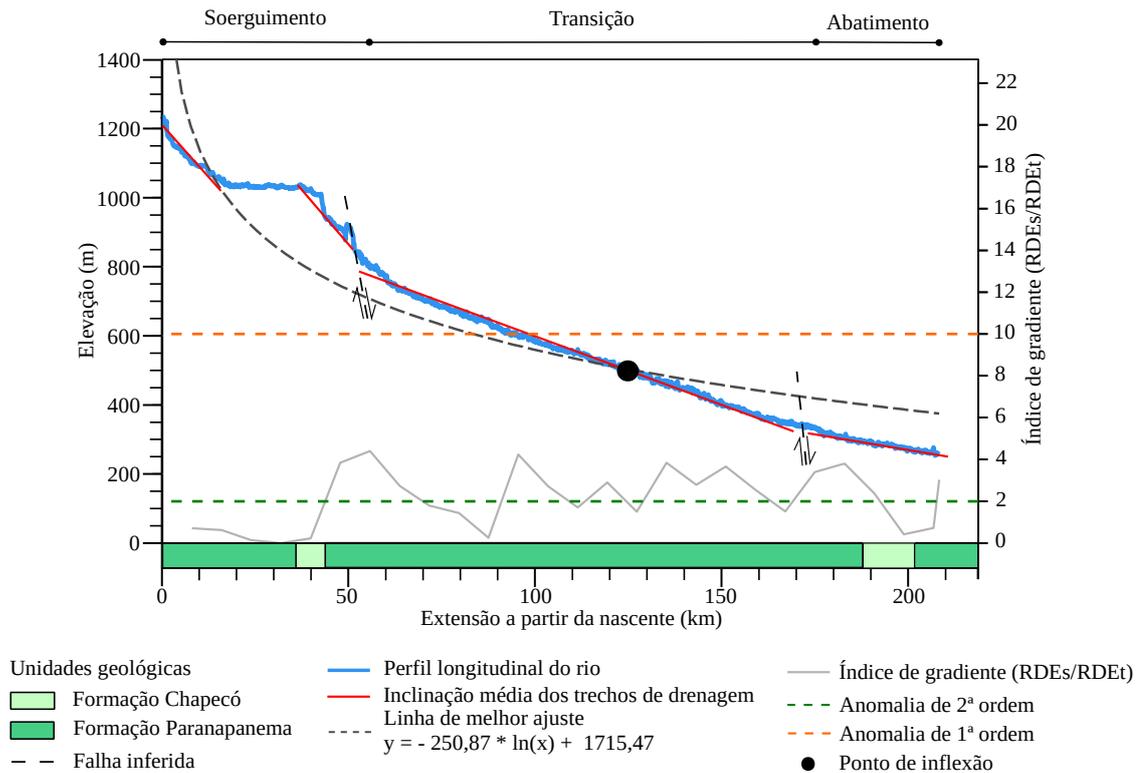
4.7.5. Rio Irani

O rio Irani nasce no município de Água Doce onde ocorrem rochas da Fm. Chapecó e Paranapanema, em seu médio curso ocorrem as rochas da Fm. Paranapanema e deságua no município de Paial sobre as rochas da Fm. Chapecó e Paranapanema.

No rio Irani há um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 44). Nos primeiros 60 km o rio Irani foi considerado soerguido, mesmo tendo um trecho do rio abaixo da curva de melhor ajuste. O trecho em transição localizado entre 60 e 165 km, caracteriza o local onde a curva de melhor ajuste está próxima da curva ideal. As posições das possíveis falhas sinalizadas no perfil, são reforçadas através da ocorrência de trechos da Fm. Paranapanema, mais antiga, em maior altitude e intercalada com a Fm. Chapecó.

A partir da interpretação do perfil do rio Irani, pode-se observar que as drenagens que possuem sistema de falhas mais antigos foram mais esculpidas e portanto, não deixam as rupturas de declive tão evidentes quanto aquelas observadas nos rios Chapecó e Chapecozinho. Além disso, devido ao intenso esculpimento do relevo, a interpretação da curva de melhor ajuste culmina em trechos de transição de grandes extensões, o que torna mais difícil localizar com boa precisão, as falhas que delimitam os trechos de soerguimento e abatimento.

Figura 44 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Irani



Fonte: Elaboração Própria (2018).

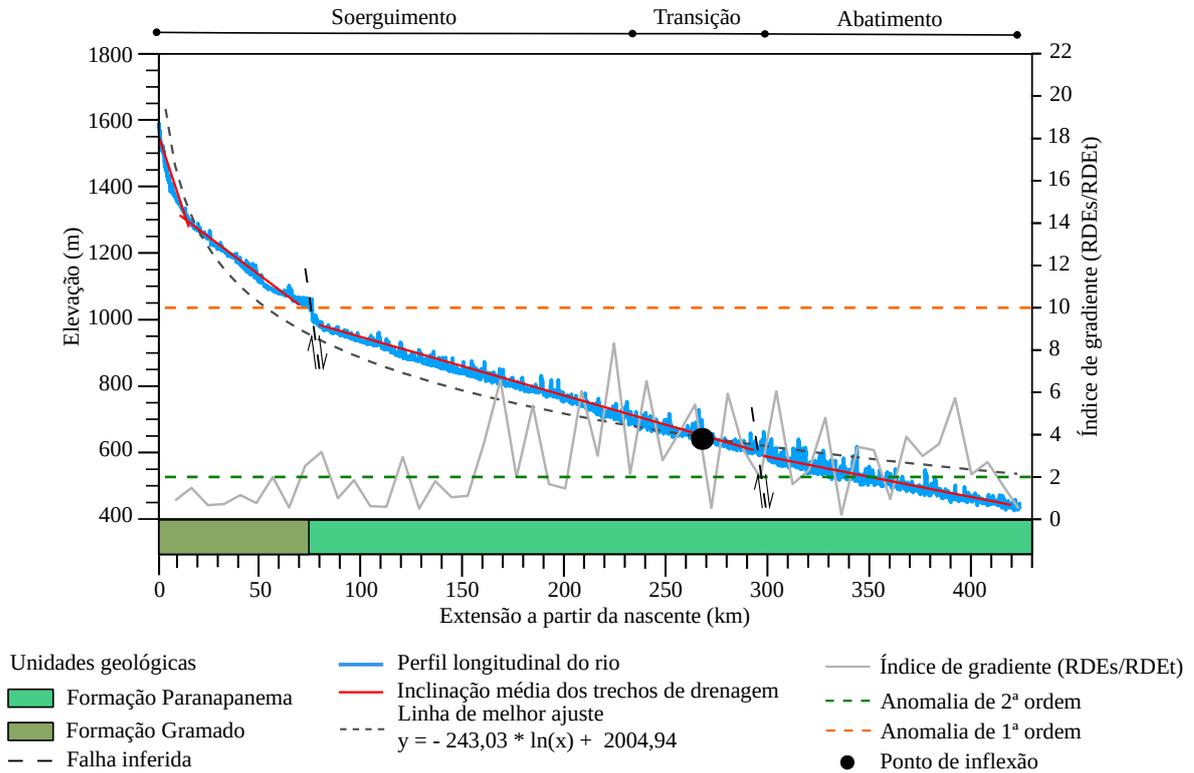
4.7.6. Rio Pelotas

O rio Pelotas nasce no município de Bom Jardim da Serra e deságua no município de Campos Novos. No seu alto curso ocorre a Fm. Gramado e em seu médio e baixo curso ocorrem as rochas da Fm. Paranapanema.

No rio Pelotas há um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 45). Nos primeiros 235 km o rio Pelotas encontra-se acima da curva de melhor ajuste caracterizando um trecho soerguido, que pode ser confirmado através da ocorrência da Fm. Gramado, mais antiga, em posição de maior altitude em relação a Fm. Paranapanema, mais antiga, sugerindo a existência de um sistema de falhas. No trecho soerguido, a falha observada junto à ruptura de declive do relevo e da mudança litológica, também coincide com uma curva anômala do curso do rio, podendo ter ocasionado a anomalia de captura de drenagem, causando inflexão abrupta do curso (Figura 35). O trecho entre 235 e 310 km, foi caracterizado de transição, por conter o ponto de inflexão que delimita a transição entre o trecho soerguido e abatido. Após o trecho de transição, o rio encontra-se abatido. Neste rio, mesmo o perfil longitudinal demonstrando picos anormais, provavelmente devido a extração automática da drenagem, o RDE não caracterizou variações altimétricas de grande magnitude e

portanto não apresentou anomalias de 1ª ordem. Ainda assim, o perfil longitudinal apresentou-se satisfatório para a observação do padrão da drenagem.

Figura 45 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Pelotas



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.7. Rio Canoas

O rio Canoas nasce no município de Bom Jardim da Serra e deságua no município de Campos Novos, onde recebe o rio Pelotas, dando origem ao rio Uruguai. No seu alto curso ocorrem rochas do grupo Serra Geral, das formações Botucatu, Gramado, Rio do Rastro, Teresina e depósitos aluvionares, em seu médio curso rochas das formações Botucatu, Gramado, Rio do Rastro e Teresina e em seu baixo curso rochas das formações Gramado e Paranapanema.

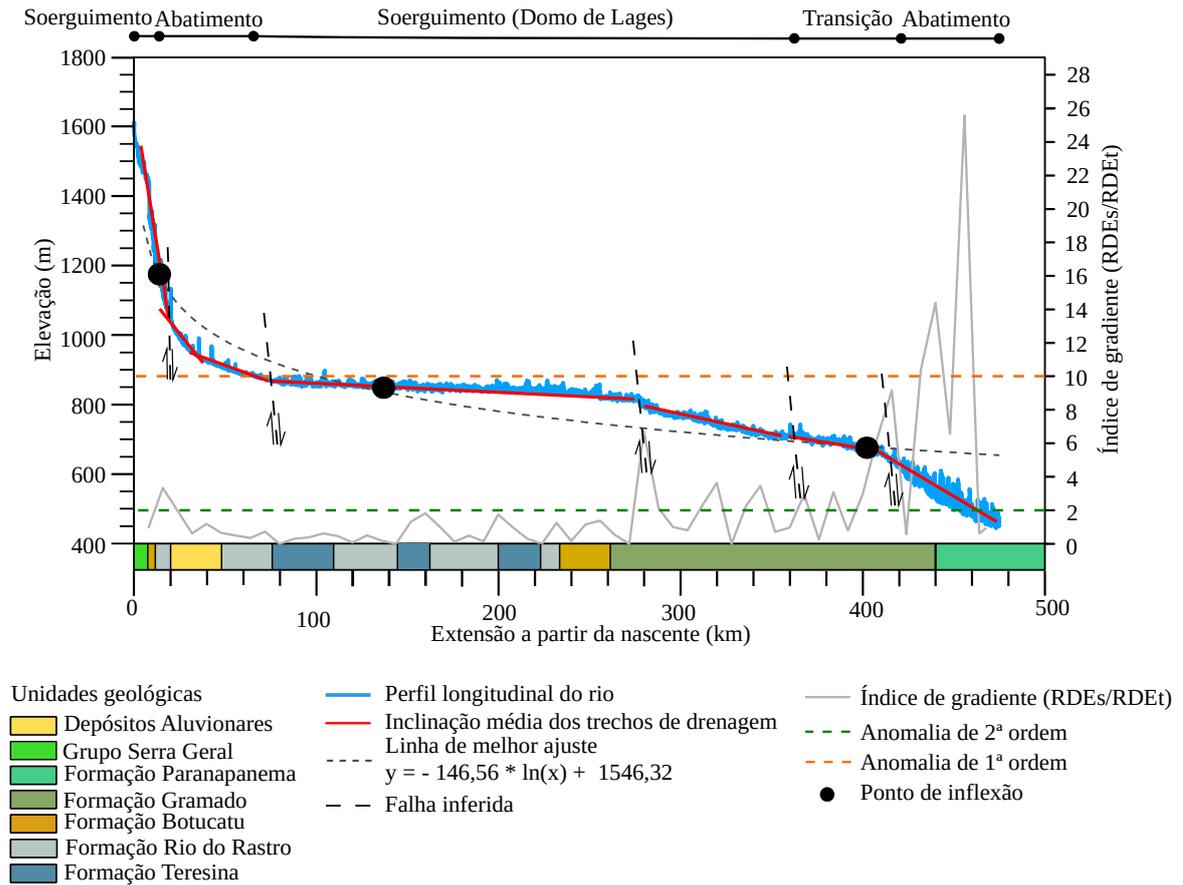
No rio Canoas há um desajuste fluvial que culmina na distinção de dois trechos soerguidos, de dois trechos abatidos e de um trecho em transição (Figura 46). Nos primeiros 8 km de acordo com Wildner et al. (2014), ocorrem rochas do Grupo Serra Geral, entretanto a diferenciação em formações não foi evidenciada no mapa geológico provavelmente devido à complexidade estrutural e a presença de intrusões de sills, incluindo o morro da Igreja. Logo após, nos 18 km da extensão do rio Canoas há uma passagem abrupta de um trecho soerguido para um trecho abatido. Essa interpretação foi feita segundo a curva de melhor ajuste e comparando com os critérios de interpretação utilizados nos outros

perfis onde todos os trechos de cabeceira estão abaixo da curva de melhor ajuste, mas foram considerados como soerguidos. Já no rio Canoas o trecho de cabeceira apresentou-se acima da linha de melhor ajuste deixando mais evidente o soerguimento do trecho. Para esse trecho, entende-se que a falha soergueu de tal forma o bloco formado antes dos 18 km do rio que foi possível observar essa mudança através da curva de melhor ajuste, diferentemente dos demais perfis. Além disso, anteriormente, os perfis demonstraram que sempre que houvesse um trecho soerguido e um abatido ocorreria uma zona de transição entre eles, entretanto no rio Canoas essa passagem sucedeu de maneira abrupta, assim entende-se que essa falha é recente e não teve tempo de ser esculpida deixando a passagem mais evidente por ser uma mudança abrupta. Outro ponto importante é que entre as falhas localizadas ao longo dos 18 e 70 km, ocorre a formação de depósitos aluvionares que foram acumulados devido a barreira topográfica causada pelo sistema de falhas, que culminou no represamento de sedimentos Cenozoicos. Logo após esse trecho abatido, entre 80 e 360 km, ocorre um soerguimento do trecho possivelmente devido à influência do Domo de Lages. No final do trecho, entre os 360 e 420 km, o trecho foi considerado em transição por estar sobre a linha de melhor ajuste e é limitado por duas falhas que registram mudança na declividade do perfil. As falhas na região de baixo curso são evidenciadas através da ocorrência de rochas da Fm. Gramado em cotas superiores à da Fm. Paranapanema.

Observa-se que de todos os 10 rios estudados o rio Canoas é o único que apresenta três pontos de inflexão. Esse fenômeno sugere fortemente a influência dessas deformações promovidas pelo Domo de Lages.

Assim como no rio Pelotas, o rio Canoas não apresentou um resultado satisfatório para o perfil longitudinal do rio, sendo possível observar picos altimétricos que podem ter ocasionado o aparecimento de trechos com anomalias de 1ª ordem. Essa limitação pode ter mascarado as rupturas de declives identificadas pela interpretação geológica e da curva de melhor ajuste, não sendo, portanto, possível distinguir anomalias geradas pela limitação do método e as anomalias que são resultados de movimentações tectônicas.

Figura 46 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Canoas



Fonte: Elaboração Própria (2018).

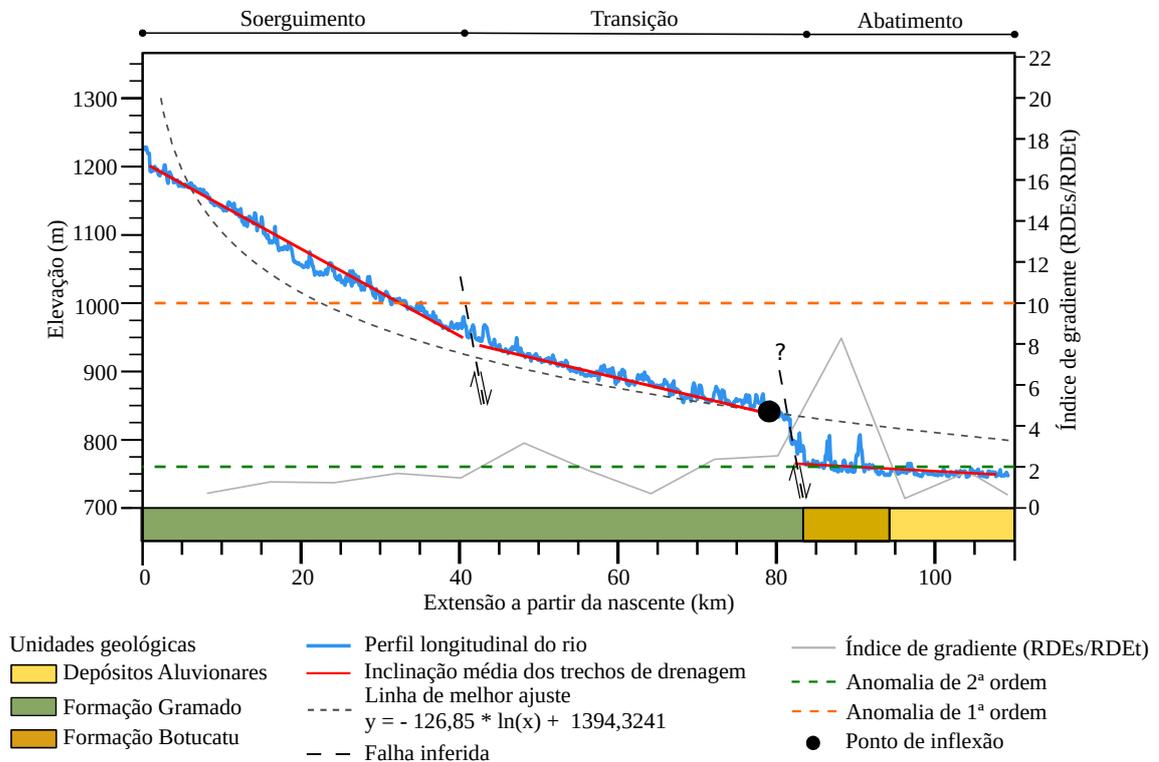
4.7.8. Rio Timbó

O rio Timbó nasce no município de Santa Cecília e deságua no município de Irineópolis. Ao longo do alto e médio curso do rio Timbó afloram rochas da Fm. Gramado e em seu baixo curso ocorrem depósitos aluvionares e rochas da Fm. Botucatu.

Ao longo da extensão do rio Timbó há um desajuste fluvial, sendo distinguidos trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 47). Os primeiros 10 km localizados abaixo da curva de melhor ajuste, foram considerados como trecho soerguido devido aos mesmos critérios utilizados para o rio Chapecó. Assim, o trecho soerguido abrange os primeiros 45 km do rio, quando o mesmo passa para o trecho de transição tectônica, que ocorre até os 85 km de curso. No trecho de transição do rio Timbó ocorre uma quebra de declive (*knickpoint*) marcada pela presença de uma falha normal e pelo valor elevado resultante do índice de gradiente (anormal para os valores apresentados ao longo de toda extensão do rio). Os picos altimétricos não esperados que culminaram no aparecimento de trechos com anomalias de 2ª ordem, são resultados da extração automática, assim como ocorrido nos rios Pelotas e Canoas. Ainda assim, o perfil longitudinal apresentou-se satisfatório.

A falha registrada entre a área soerguida e em transição foi caracterizada devido à variação na inclinação média entre esses trechos e devido ao afastamento do perfil do rio em relação à curva de melhor ajuste. Já a falha registrada entre a transição e o abatimento pode ser apenas resultado da mudança de resistência das rochas marcadas pela transição litológica entre as formações Gramado e Botucatu.

Figura 47 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Timbó



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.9. Rio Peperi-Guaçu

O rio Peperi-Guaçu nasce na divisa do Brasil com a Argentina, no município de Dionísio Cerqueira e percorre a fronteira até desaguar no rio Uruguai, no município de Itapiranga. Na região de cabeceira do rio Peperi-Guaçu ocorrem rochas da Fm. Cordilheira Alta e em seu médio e baixo curso rochas da Fm. Paranapanema.

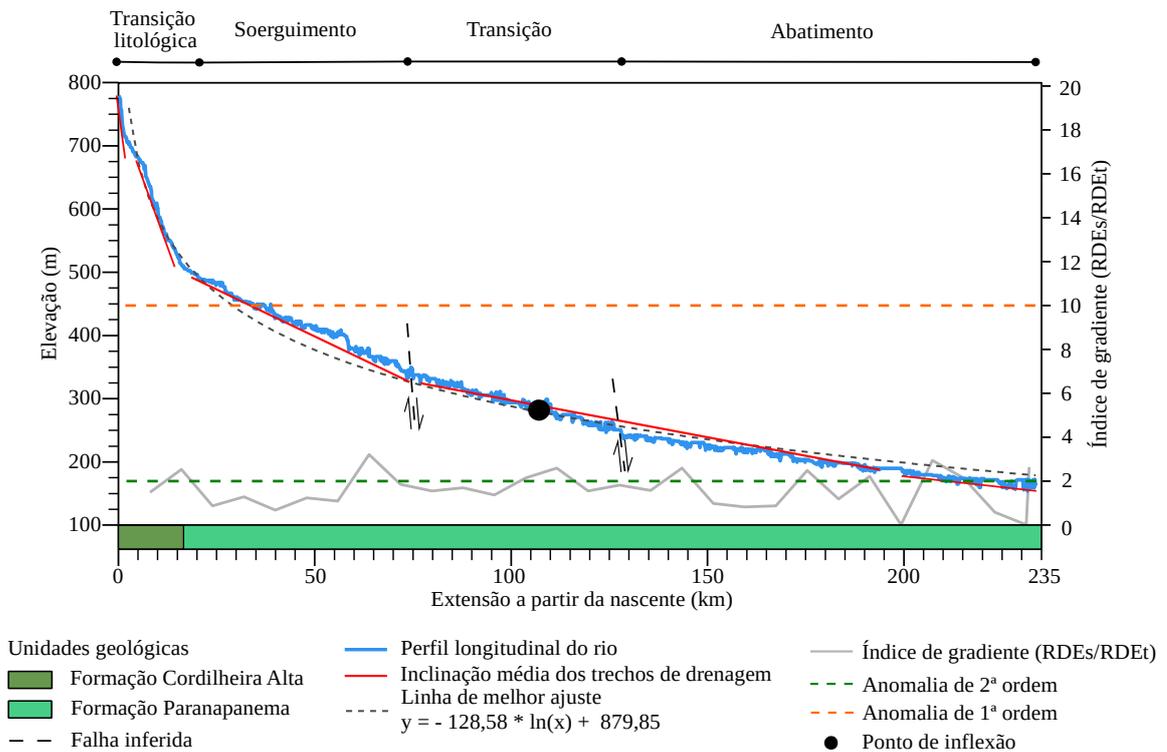
No rio Peperi-Guaçu ocorre um desajuste fluvial pouco expressivo, mas é possível distinguir trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 48). Nos primeiros 18 km o perfil longitudinal do rio encontra-se abatido e em equilíbrio com a curva de melhor ajuste, evidenciando que a diferença de inclinação do leito do rio está vinculada a uma transição litológica. Entre 18 e 75 km, o rio apresenta-se soerguido e a partir desse trecho até os 130 km ocorre a região de transição. Esse trecho em transição diferentemente do trecho de transição a montante, caracteriza o local onde a curva de melhor

ajuste está próxima da curva ideal e contém o ponto de inflexão que registra a transição entre uma região de soerguimento e abatimento, indicando movimentos tectônicos verticais.

Neste rio, o RDE não apresentou anomalias de 1ª ordem, o que corrobora com o perfil longitudinal do rio sem expressivas quebras de declive (*knickpoint*).

Assim como no rio das Antas, sugere-se que o rio Peperi-Guaçu esteja encaixado em uma falha normal de direção N-S, entretanto existem variações altimétricas ao longo do rio que sugerem trechos soerguidos em transição e abatidos pouco expressivos, ou seja, por mais que esses trechos possam ser reconhecidos eles estão pouco distantes da curva de melhor ajuste do rio.

Figura 48 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Peperi-Guaçu



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.7.10. Rio Jacutinga

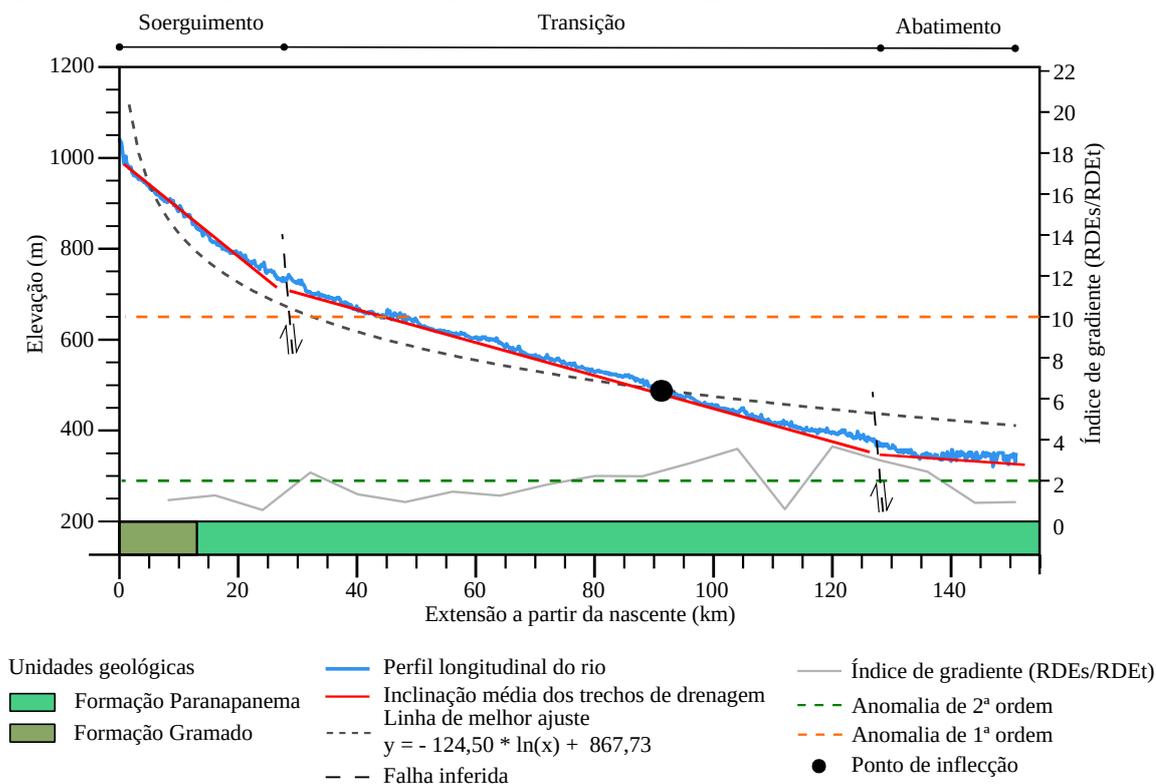
O rio Jacutinga nasce no município de Água Doce e deságua no município de Itá. No alto curso do rio Jacutinga ocorrem rochas da Fm. Cordilheira Alta e em seu médio e baixo curso rochas da Fm. Paranapanema.

No rio Jacutinga ocorre um desajuste fluvial possibilitando a distinção trechos soerguidos, em transição e abatidos (Figura 49). Nos primeiros 35 km o rio foi considerado soerguido, que é

corroborado pelo afloramento das rochas da Fm. Gramado que são mais antigas. Após esse trecho até os 130 km, ocorre um equilíbrio entre a curva de melhor ajuste e o perfil longitudinal do rio que caracteriza uma área de transição que culmina no abatimento dos trechos subsequentes.

Neste rio, o RDE não apresentou anomalias de 1ª ordem, que corrobora com o perfil longitudinal do rio sem expressivas quebras de declive (*knickpoint*). As anomalias de 2ª ordem correspondem a menos de 50% dos resultados, corroborando com o fato de que o grande trecho considerado em transição se encontra próximo a curva de melhor ajuste do rio.

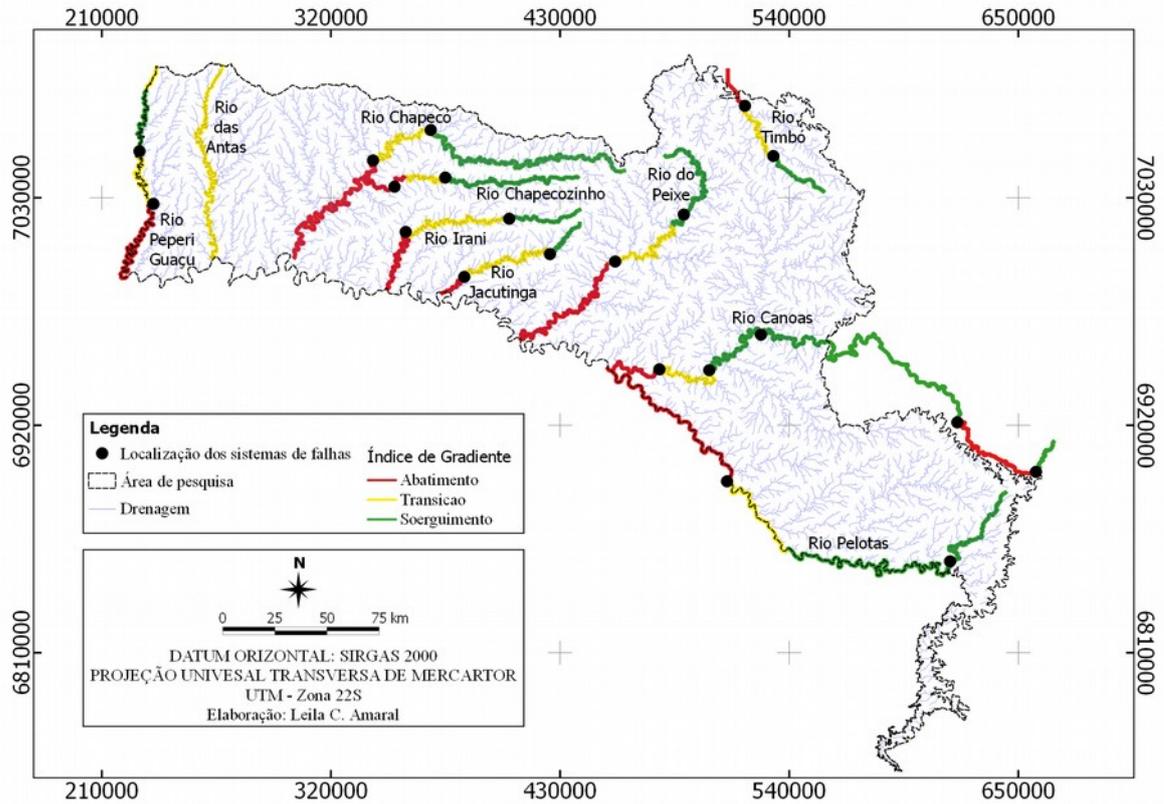
Figura 49 - Perfil longitudinal e índice de gradiente do Rio Jacutinga



Fonte: Elaboração Própria (2018).

Dos 10 rios estudados, 7 deles apresentaram o mesmo comportamento com a região de alto curso em ascensão, de baixo curso em subsidência e a região de médio curso em transição. Nos demais rios, como o das Antas, a interpretação sugere que o mesmo se encontra encaixado em uma falha recente, pois seu perfil demonstra um padrão de total equilíbrio com a curva de melhor ajuste. Já o rio Canoas apresentou três pontos de inflexão, provavelmente ocasionados devido à influência do domo de Lages, que ocasionou a captura de drenagem e a formação de inflexões abruptas do curso (Figura 35). Na Figura 50, foram identificadas as regiões de soerguimento, transição e abatimento e das rupturas de declives identificadas nos perfis. Entende-se que as rupturas de declive estão vinculadas a um sistema de falhas que geram a formação dos blocos hidrogeológicos.

Figura 50 - Resultados da análise dos perfis longitudinais dos principais rios que abrangem a área de estudo, identificando as áreas que sofreram soerguimento, abatimento e que estão em transição, bem como, a localização dos sistemas de falhas ou falhas interpretadas



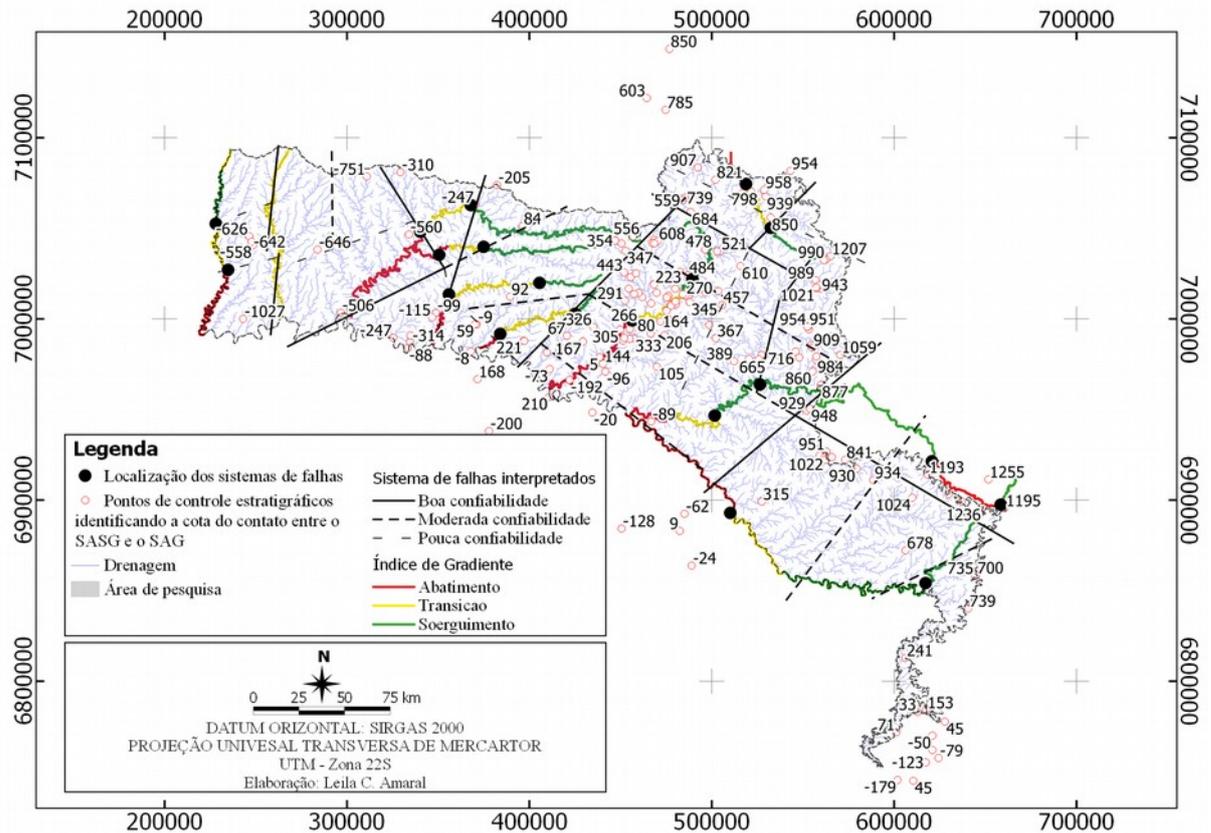
Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.8. POSSÍVEIS LIMITES DOS BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS

Com o intuito de estabelecer limites para os blocos hidrogeológicos foram correlacionados os dados das análises morfométricas com dados estratigráficos. Para isso, foram compilados um total de 172 pontos de controle hidroestratigráficos advindos do Banco de dados de poços do Projeto Rede Guarani Serra Geral, dos quais 148 estão localizados na área de estudo e 24 nas regiões circunvizinhas, ou seja, localizados nos estados do RS e PR e inseridos no SAIG/SG (Figura 22).

Os dados estratigráficos foram sobrepostos com o resultado da comparação entre os perfis longitudinais dos rios, as linhas de melhor ajuste e o índice de gradiente e são apresentados na Figura 51.

Figura 51 - Mapa dos pontos de controle estratigráficos e do resultado dos perfis longitudinais de drenagem com os sistemas de falhas interpretados



Fonte: Elaboração Própria (2018).

Os pontos de controle hidroestratigráficos demonstram boa correlação com o resultado dos perfis longitudinais dos rios. Pode-se observar que as cotas de contato do SASG com o SAG mais profundas estão localizadas nas regiões que se apresentam abatidas, sobretudo no meio e extremo-oeste. Já cotas do contato mais próximas da superfície, estão nas regiões caracterizadas como soerguidas e/ou em transição.

Exceções a este comportamento são claras para os rios Canoas e Antas. Para o rio Canoas fica evidente a influência do soerguimento intenso na região de suas cabeceiras, como citado por Scheibe e Furtado (1989), principalmente vinculado à região do Campo dos Padres, onde ocorrem as maiores altitudes do estado e geologicamente há intrusões de soleiras de boa espessura, incluindo o morro da Igreja. Já para o rio das Antas, considera-se que o seu encaixe ao longo da falha normal, determine a não ocorrência dos trechos de abatimento e soerguimento, uma vez que seu canal principal encontra-se em equilíbrio. No rio Timbó suspeitava-se de uma falha devido a quebra abrupta do relevo, entretanto, através dos dados estratigráficos pode ser comprovada que a quebra no perfil do rio é resultado da mudança litológica e não da influência tectônica.

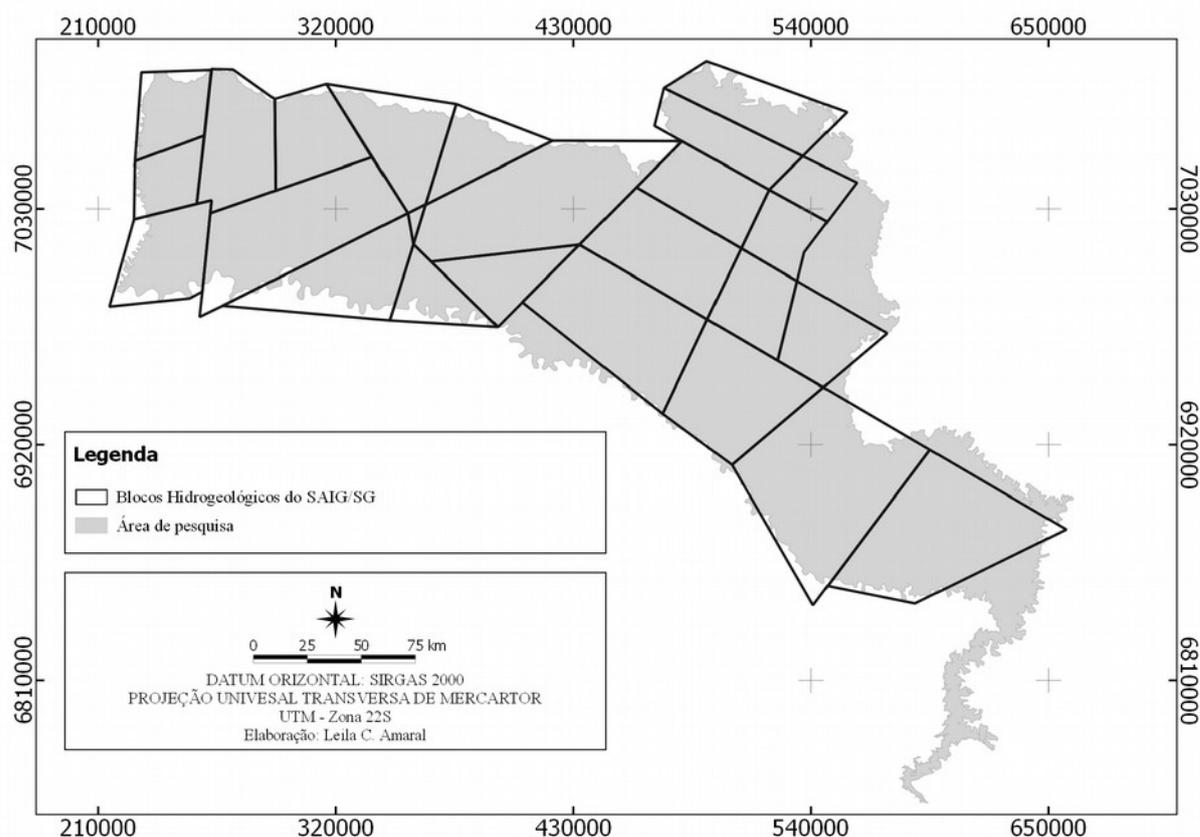
A partir da análise dos pontos de controle hidroestratigráficos e dos resultados das localizações das falhas observadas nos perfis longitudinais dos rios, foi possível traçar possíveis limites de blocos hidrogeológicos, levando em consideração todas as variáveis anteriormente apresentadas, como o

índice de concentração de rugosidade, os padrões de drenagem, sendo eles alinhamentos de cabeceiras, inflexões abruptas (cotovelos), entre outras. Com isso, foram representados os sistemas de falhas (Figura 51), segundo o grau de confiabilidade de interpretação das mesmas. O grau de confiabilidade foi dado de acordo com o número de variáveis utilizadas para a interpretação, ou seja, algumas estruturas dão fortes indícios de ocorrerem de acordo com o proposto, entretanto a falta de subsídios, como por exemplo, de dados pontos de controles estratigráficos próximos, impossibilita a sua confirmação. Algumas falhas identificadas na área de estudo parecem ser a continuidade de estruturas reconhecidas por Scheibe e Furtado (1989), como por exemplo o alinhamento do rio Engano e do rio Canoas, no leste de Santa Catarina (Figura 8). Ainda na mesma linha, algumas estruturas sugerem ser continuidades daquelas de direção SW-NE propostas por Nanni (2008), para o SAIG/SG no estado do Rio Grande do Sul.

4.9. POSSÍVEIS BLOCOS HIDROGEOLÓGICOS DO SAIG/SG EM SANTA CATARINA

Com base nos estudos aqui apresentados foram delimitados os blocos hidrogeológicos do SAIG/SG em Santa Catarina levando em consideração todos os sistemas de falhas intepretados, independente do grau de confiabilidade (Figura 52).

Figura 52 - Possíveis blocos hidrogeológicos do SAIG/SG em Santa Catarina



Fonte: Elaboração Própria (2018).

4.10. CONCLUSÃO

Esta pesquisa permitiu concluir que a incessante busca por geomorfoestruturas através do traçado de lineamentos, do índice de concentração de rugosidade, do fator de assimetria de bacias, dos índices de gradiente e dos perfis longitudinais dos rios demonstrou que a compartimentação do SAIG/SG por meio de blocos hidrogeológicos independentes é mais intensa do que anteriormente proposto para a região de estudo. As evidências de cunho estrutural e/ou tectônico estão suficientemente claras e demonstram que as quebras abruptas de relevo nos rios Chapecó, Chapecozinho, Irani e Canoas são possivelmente limites de blocos tectônicos, conformados por movimentos recentes, provavelmente neotectônicos. Da mesma forma, os rios Peixe, Jacutinga, Timbó e Pelotas apresentam seus perfis longitudinais sem rupturas de declividade evidentes, indicando através da correlação com os dados estratigráficos, que os sistemas de falhas interpretados junto a esses rios é antigo, que foram bastante esculpido e, portanto, são de difícil diagnóstico, a partir de geomorfoestruturas. A ausência de quebras abruptas registradas nos rios das Antas e Peperi-guaçu, demonstram regiões próximas do equilíbrio total, que evidenciam estar relacionadas a falhamentos de direção N-S recentes onde o relevo está ainda pouco esculpido.

De acordo com Descovi Filho (2015), o banco de dados de poços do Projeto Rede Guarani Serra Geral contava anteriormente com 132 pontos de controle. Mesmo com a inclusão de 40 novos pontos, totalizando agora 172, a distribuição irregular e a falta de confiabilidade dos dados ainda não permitem uma delimitação segura dos blocos hidrogeológicos e da caracterização da profundidade de contato entre o SASG e o SAG. Isso resultou na incessante busca por respostas através da geomorfologia e que culminaram nos resultados aqui apresentados. A falta de confiabilidade dos dados se deve, entre diversos fatores, à falta de contribuição de empresas perfuradoras e detentoras de poços tubulares profundos artesianos em ceder os dados estratigráficos. Inúmeros contatos foram tentados por telefone e pessoalmente com empresas perfuradoras, prefeituras, indústrias, etc, durante a etapa de pré-campo e em campo, sem sucesso. Cabe ressaltar que algumas empresas como a Água Azul e Leão Poços cederam dados contribuindo muito para a evolução do conhecimento acerca do SAIG/SG. Dessa maneira, a complementação e consolidação do banco de dados de poços do Projeto Rede Guarani Serra Geral é imprescindível para a dar subsídio às análises morfométricas realizadas no presente trabalho, na busca de permitir o avanço científico para os estudos hidrogeológicos do SAIG/SG

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (ANP). **Rodada das Licitações**, 2017. Disponível em: <http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round14/Mapas/sumarios/Sumario_Geologico_R14_Parana.pdf>. Acesso em: 11 maio 2018.

ANDRADES FILHO, C. DE O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto - São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; MADRUCCI, V. Análise morfoestrutural em área de ocorrência de arenito asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 24, n. 1–2, p. 25–41, 2003. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.5935/0100-929x.20030003>.

BEZERRA, P. E. L. Análise estrutural da drenagem. **IBGE: Belém**, 2003.

BONGIOLO, A. DE B. E S. et al. Compartimentação estrutural e conectividade hidráulica dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani: caracterização hidrogeoquímica na região central do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 2, p. 319–333, 1 jun. 2011.

BRASIL. Congresso. Senado. Constituição (1997). Lei 9.433/1997 nº 9433, de 08 de janeiro de 1997. **Política Nacional de Recursos Hídricos**. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L9433.htm>. Acesso em: 10 jun. 2018.

BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Revista Espaço Aberto**, Rio de Janeiro, v. 6, n. 1, p. 75–110, 2016. Disponível em: <<https://revistas.ufrj.br/index.php/EspacoAberto/article/view/5239>>. Acesso em: 10 jan. 2018.

CARLSTON, C. W. Longitudinal slope characteristics of rivers of the midcontinent and the Atlantic East Gulf Slopes. **International Association of Scientific Hydrology Bulletin**, v. 14, n. 4, p. 21–31, 1969.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994.

DESCOVI FILHO, L. L. V. **Geomorfoestruturas e compartimentação tectônica do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral no Estado de Santa Catarina, Brasil**. 2015. 224 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015. Disponível em: <<https://repositorio.ufsc.br/handle/123456789/169498>>. Acesso em: 20 jan. 2018.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). Solos do Estado de Santa Catarina. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, Rio de Janeiro, n. 46, p. 721, 2004. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/-/publicacao/964417/solos-do-estado-de-santa-catarina>>. Acesso em: 10 jan. 2018.

ETCHEBEHERE, M. L. D. C. **Terraços neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações stratigráficas e tectônicas**. Tese (Doutorado)—Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista., 2000.

FARR, T. G.; KOBRICK, M. **The shuttle radar topography mission: a global DEM**. 2000. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 15 fev. 2018.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/propostas/Tres_Morrinhos_Terra_Rica_PR_2000_Fernandes_Coimbra_RB_G.pdf>. Acesso em: 10 fev. 2018.

FLORES, D. M.; OLIVEIRA, D. DE. Aplicação do índice de concentração de rugosidade (ICR) para análise de bacias hidrográficas e para traçado de lineamentos estruturais. v. 20, p. 125–139, 29 dez. 2016.

FREITAS, M. A. DE. **Hidrogeoquímica e isotopia de águas com alta salinidade do Sistema Aquífero Serra Geral na região do Alto Rio Uruguai, Brasil**. 2016. 195f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016. Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/13785>>. Acesso em: 28 maio. 2018.

FREITAS, M. A.; CAYE, B. R.; MACHADO, J. L. F. (Org.). **Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC): diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2002. 100 p. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/4957>>. Acesso em: 27 abr. 2017.

FUJITA, R. H. et al. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597–603, 1 dez. 2011.

FUJITA, R. H.; PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Compartimentação fluviométrica da bacia hidrográfica do rio Chapecó, primeira aproximação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, 11 ago. 2017.

FURRIER, Max. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa-1: 100.000**. 2007. Tese (Doutorado). Curso de Pós-graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-04062007-151800/pt-br.php>>. Acesso em: 28 maio. 2018.

GAPLAN (GABINETE DE PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL). Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. 176p.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. [s.l.] Routledge, 2013.

GUEDES, I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da Bacia do Rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista Geociências-UnG**, v. 5, n. 1, p. 75–102, 2007.

GUEDES, I. C. **Análise morfotectônica do Planalto Ocidental Paulista, ao sul do Rio Tietê: indicadores de deformações neotectônicas na fisiografia da paisagem**. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro – SP, 27 mar. 2014.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 8. ed. [s.l.] Bertrand Brasil, 1993.

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

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: a quantitative approach. In: CHORLEY, R. J. (Ed.). **Spatial analysis in geomorphology**. [s.l.] Harper & Row, 1972. p. 221–245.

HOWARD, A. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation. **American Association of Petroleum Geologie Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1967.

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

LAVÉ, J. Landscape inversion by stream piracy. **Nature**, v. 520, p. 442, 22 abr. 2015.

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

MACHADO, J. L. F. A redescoberta do Aquífero Guarani. p. 33–39, abr. 2006.

_____. **Mapa hidrogeológico do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2013. 107 p. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/hidrologia/mapas_publicacoes/rel_mapa_hid_sc.pdf>. Acesso em: 04 fev. 2018.

MILANI, E.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 8, n. 1, p. 69-73. 1994.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

_____. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo, Beca, p. 266-279, 2004.

MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 1, 2007.

MOLIN, P.; FUBELLI, G. **Morphometric evidence of the topographic growth of central Apennines**. v. 28, p. 47–61, 2005.

NANNI, A. S. **O Flúor em águas do Sistema Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico**. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008. Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/13785>>. Acesso em: 28 jan. 2017.

OLIVEIRA, H. V. B. DE; CARNEIRO, C. D. R. Modelos 3D do Aquífero Guarani da Bacia do Paraná para divulgação científica. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, p. 1-17, 2008. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23785/15850>>. Acesso em: 28 jan. 2017.

REBOUÇAS, A. C. Potencialidades hidrogeológicas dos basaltos da bacia do Paraná no Brasil. **Anais...** In Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, v.6, 1963-1976, 1978.

ROSA FILHO, E. F. D., et al. **Aquíferos do Estado do Paraná**. Curitiba: Edição do Autor, 2011. 200 p.:il.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia Regional, Departamento de Petrologia e Metalogenia, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9542/11323>>. Acesso em: 28 jan. 2017.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 47-60, 2014.

SANTOS, D. A. R. **A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Tocantins, Programa de Pós-Graduação em Geografia. 2016. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11612/332>>. Acesso em: 28 maio. 2018.

SCHEIBE, L. F.; HIRATA, R. O contexto tectônico dos Sistemas Aquíferos Guarani e Serra Geral em Santa Catarina: uma revisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 15., 2008, Natal. **Anais...** São Paulo: ABAS, 2008. p. 1 - 14. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23794>. Acesso em: 20 nov. 2017.

SCHEIBE, L. F.; FURTADO, S. M. A. Proposta de Alinhamentos Estruturais Para um Esboço Geotectônico de Santa Catarina. **REVISTA GEOSUL**, v. 4, n. 8, p. 78-91, 1989. Disponível em: <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/download/12716/11885> Acesso em: 10 jun. 2018.

SILVA, A. D., et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores In: BIZZI L. A, SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R. M., GONÇALVES J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: Serviço Geológico do Brasil-CPRM**, 2003. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/recursos_minerais/livro_geo_tec_rm/capII.pdf>. Acesso em: 10 fev. 2018.

SOARES, A. P. **Variabilidade espacial no Sistema Aquífero Guarani: controles estratigráficos e estruturais**. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2008 Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/15279>>. Acesso em: 16 maio 2018.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M. Heterogeneidades hidroestratigráficas no sistema Aquífero Guarani. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 4, p. 598-617, 2008. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7611>>. Acesso em: 8 out. 2017.

STRUGALE, M. et al. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 3, p. 303-316, 2004.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s.l.], v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v1i1.72>>. Acesso em: 16 maio 2018.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphology: macroscale perspectives. **Progress in physical geography**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

VARGAS, K. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas-PR**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geografia - Maringá: Universidade Estadual de Maringá, Maringá. 2012.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 151–185, 21 abr. 2004.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná–Conceitos básicos e divisão faciológica. **Anais...** In: Reunião aberta da comissão brasileira de estratigrafia. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. Disponível em: <<http://files.cbe-sbg.webnode.com/200000007-683be69380/Anais%20da%20Reuni%C3%A3o%20Aberta%20da%20Comiss%C3%A3o%20Brasileira%20de%20Estratigrafia.PDF#page=68>>. Acesso em: 21 dez. 2016

WILDNER, W. et al. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. **CPRM**. Escala 1:5000.000, 2014.

WINGE, M.; SANTOS, M. Glossário geológico ilustrado. 2001. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/> Acesso em: 14 jun. 2018.

WISE D. U., et al. Topographic Lineament Swarms: Clues to their Origin from Domain Analysis of Italy. **Geological Society of America Bull**, n. 96, p. 952-967, 1985. Disponível em: <[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<952:TLSCCT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<952:TLSCCT>2.0.CO;2)> Acesso em: 14 jun. 2017.

WOLKMER, M. F. S. ; SCHEIBE, L. F.; ISRAEL,V. [A Rede Guarani/Serra Geral em Santa Catarina e o Programa Nacional de Águas Subterrâneas](#). II CONGRESSO AQUÍFERO GUARANI. 4 a 9 de julho de 2008, Ribeirão Preto, SP, 2008. **Anais...** Ribeirão Preto, São Paulo, 2008. Disponível em: <https://rgsgsc.files.wordpress.com/2013/11/resumo_sag_ribeirao_preto.pdf> Acesso em: 14 jun. 2017.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. **Origem e evolução das bacias sedimentares**, p. 135–168, 1990.

APÊNDICE A - VARIÁVEIS UTILIZADAS PARA O CALCULO DO RDE TRECHO E DO ÍNDICE DE HACK POR SEGMENTO

Tabela 4: Variáveis utilizadas para o calculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio das Antas.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	893	640	253	8	253	1.96	Equilíbrio
2	640	552	88	16	176	1.36	Equilíbrio
3	552	502	50	24	150	1.16	Equilíbrio
4	502	447	55	32	220	1.71	Equilíbrio
5	447	430	17	40	85	0.66	Equilíbrio
6	430	423	7	48	42	0.33	Equilíbrio
7	423	361	62	56	434	3.36	2ª ordem
8	361	350	11	64	88	0.68	Equilíbrio
9	350	339	11	72	99	0.77	Equilíbrio
10	339	327	12	80	120	0.93	Equilíbrio
11	327	314	13	88	143	1.11	Equilíbrio
12	314	302	12	96	144	1.12	Equilíbrio
13	302	298	4	104	52	0.40	Equilíbrio
14	298	281	17	112	238	1.84	Equilíbrio
15	281	268	13	120	195	1.51	Equilíbrio
16	268	261	7	128	112	0.87	Equilíbrio
17	261	241	20	136	340	2.64	2ª ordem
18	241	261	20	144	360	2.79	2ª ordem
19	261	231	30	152	570	4.42	2ª ordem
20	231	220	11	160	220	1.71	Equilíbrio
21	220	222	2	168	42	0.33	Equilíbrio
22	222	212	10	176	220	1.71	Equilíbrio
23	212	208	4	184	92	0.71	Equilíbrio
24	208	206	2	192	48	0.37	Equilíbrio
25	206	203	3	200	75	0.58	Equilíbrio
26	203	206	3	205	77	0.60	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 129,02

Tabela 5 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Peperi-Guaçu.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	779	635	144	8	144	1.28	Equilíbrio
2	635	512	123	16	246	2.19	2ª ordem
3	512	484	28	24	84	0.75	Equilíbrio
4	484	453	31	32	124	1.10	Equilíbrio
5	453	440	13	40	65	0.58	Equilíbrio
6	440	420	20	48	120	1.07	Equilíbrio
7	420	405	15	56	105	0.93	Equilíbrio
8	405	366	39	64	312	2.77	2ª ordem
9	366	346	20	72	180	1.60	Equilíbrio
10	346	331	15	80	150	1.33	Equilíbrio
11	331	316	15	88	165	1.47	Equilíbrio
12	316	305	11	96	132	1.17	Equilíbrio
13	305	289	16	104	208	1.85	Equilíbrio
14	289	271	18	112	252	2.24	2ª ordem
15	271	261	10	120	150	1.33	Equilíbrio
16	261	250	11	128	176	1.56	Equilíbrio
17	250	241	9	136	153	1.36	Equilíbrio
18	241	227	14	144	252	2.24	2ª ordem
19	227	222	5	152	95	0.84	Equilíbrio
20	222	218	4	160	80	0.71	Equilíbrio
21	218	214	4	168	84	0.75	Equilíbrio
22	214	203	11	176	242	2.15	2ª ordem
23	203	198	5	184	115	1.02	Equilíbrio
24	198	189	9	192	216	1.92	Equilíbrio
25	189	189	0	200	0	0.00	Equilíbrio
26	189	178	11	208	286	2.54	2ª ordem
27	178	173	5	216	208	1.85	Equilíbrio
28	173	171	2	224	56	0.50	Equilíbrio
29	171	171	0	232	0	0.00	Equilíbrio
30	171	165	6	234	702	6.24	2ª ordem

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 112,55

Tabela 6 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Chapecó.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1304	1240	64	8	64	0.36	Equilíbrio
2	1240	1216	24	16	48	0.27	Equilíbrio
3	1216	1215	1	24	3	0.02	Equilíbrio
4	1215	1186	29	32	116	0.66	Equilíbrio
5	1186	1176	10	40	50	0.28	Equilíbrio
6	1176	1165	11	48	66	0.37	Equilíbrio
7	1165	1158	7	56	49	0.28	Equilíbrio
8	1158	1137	21	64	168	0.95	Equilíbrio
9	1137	1099	38	72	342	1.93	Equilíbrio
10	1099	1083	16	80	160	0.90	Equilíbrio
11	1083	1047	36	88	396	2.24	2ª ordem
12	1047	1019	28	96	336	1.90	Equilíbrio
13	1019	1004	15	104	195	1.10	Equilíbrio
14	1004	952	52	112	728	4.12	2ª ordem
15	952	926	26	120	390	2.20	2ª ordem
16	926	885	41	128	656	3.71	2ª ordem
17	885	864	21	136	357	2.02	2ª ordem
18	864	838	26	144	468	2.65	2ª ordem
19	838	828	10	152	190	1.07	Equilíbrio
20	828	802	26	160	520	2.94	2ª ordem
21	802	791	11	168	231	1.31	Equilíbrio
22	791	781	10	176	220	1.24	Equilíbrio
23	781	776	5	184	115	0.65	Equilíbrio
24	776	777	1	192	24	0.14	Equilíbrio
25	777	745	32	200	800	4.52	2ª ordem
26	745	661	84	208	2184	12.35	1ª ordem
27	661	630	31	216	837	4.73	2ª ordem
28	630	624	6	224	168	0.95	Equilíbrio
29	624	615	9	232	261	1.48	Equilíbrio
30	615	595	20	240	600	3.39	2ª ordem
31	595	570	25	248	775	4.38	2ª ordem
32	570	555	15	256	480	2.71	2ª ordem
33	555	502	53	264	1749	9.89	2ª ordem
34	502	470	32	272	1088	6.15	2ª ordem
35	470	422	48	280	1680	9.50	2ª ordem
36	422	389	33	288	1188	6.72	2ª ordem
37	389	375	14	296	518	2.93	2ª ordem
38	375	345	30	304	1140	6.45	2ª ordem
39	345	360	15	312	585	3.31	2ª ordem

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
40	360	341	19	320	760	4.30	2ª ordem
41	341	340	1	328	41	0.23	Equilíbrio
42	340	327	13	336	546	3.09	2ª ordem
43	327	321	6	344	258	1.46	Equilíbrio
44	321	312	9	352	396	2.24	2ª ordem
45	312	307	5	360	225	1.27	Equilíbrio
46	307	293	14	368	644	3.64	2ª ordem
47	293	283	10	376	470	2.66	2ª ordem
48	283	269	14	384	672	3.80	2ª ordem
49	269	259	10	392	490	2.77	2ª ordem
50	259	262	3	400	150	0.85	Equilíbrio
51	262	250	12	408	612	3.46	2ª ordem
52	250	254	4	416	208	1.18	Equilíbrio
53	254	248	6	424	318	1.80	Equilíbrio
54	248	247	1	432	54	0.31	Equilíbrio
55	247	228	19	440	1045	5.91	2ª ordem
56	228	226	2	448	112	0.63	Equilíbrio
57	226	223	3	451	169	0.96	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 176,88

Tabela 7 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Chapecozinho.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1260	1201	59	8	59	0.33	Equilíbrio
2	1201	1160	41	16	82	0.46	Equilíbrio
3	1160	1101	59	24	177	0.99	Equilíbrio
4	1101	1039	62	32	248	1.39	Equilíbrio
5	1039	966	73	40	365	2.04	2ª ordem
6	966	882	84	48	504	2.82	2ª ordem
7	882	839	43	56	301	1.68	Equilíbrio
8	839	791	48	64	384	2.15	2ª ordem
9	791	787	4	72	36	0.2	Equilíbrio
10	787	766	21	80	210	1.17	Equilíbrio
11	766	751	15	88	165	0.92	Equilíbrio
12	751	747	4	96	48	0.27	Equilíbrio
13	747	673	74	104	962	5.38	2ª ordem
14	673	646	27	112	378	2.11	2ª ordem
15	646	610	36	120	540	3.02	2ª ordem
16	610	609	1	128	16	0.09	Equilíbrio
17	609	527	82	136	1394	7.79	2ª ordem
18	527	405	122	144	2196	12.27	1ª ordem
19	405	370	35	152	665	3.72	2ª ordem
20	370	352	18	160	360	2.01	2ª ordem

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 178,91

Tabela 8 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Irani.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1226	1098	128	8	128	0.70	Equilíbrio
2	1098	1042	56	16	112	0.62	Equilíbrio
3	1042	1034	8	24	24	0.13	Equilíbrio
4	1034	1034	0	32	0	0.00	Equilíbrio
5	1034	1026	8	40	40	0.22	Equilíbrio
6	1026	910	116	48	696	3.83	2ª ordem
7	910	796	114	56	798	4.39	2ª ordem
8	796	734	62	64	496	2.73	2ª ordem
9	734	698	36	72	324	1.78	Equilíbrio
10	698	672	26	80	260	1.43	Equilíbrio
11	672	676	4	88	44	0.24	Equilíbrio
12	676	612	64	96	768	4.23	2ª ordem
13	612	574	38	104	494	2.72	2ª ordem
14	574	552	22	112	308	1.70	Equilíbrio
15	552	517	35	120	525	2.89	2ª ordem
16	517	500	17	128	272	1.50	Equilíbrio
17	500	459	41	136	697	3.84	2ª ordem
18	459	431	28	144	504	2.77	2ª ordem
19	431	396	35	152	665	3.66	2ª ordem
20	396	373	23	160	460	2.53	2ª ordem
21	373	360	13	168	273	1.50	Equilíbrio
22	360	332	28	176	616	3.39	2ª ordem
23	332	302	30	184	690	3.80	2ª ordem
24	302	284	18	192	432	2.38	2ª ordem
25	284	281	3	200	75	0.41	Equilíbrio
26	281	255	26	209.5	573	3.16	2ª ordem

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 181,67

Tabela 9 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Jacutinga.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1049	903	146	8	146	1.05	Equilíbrio
2	903	814	89	16	178	1.28	Equilíbrio
3	814	788	26	24	78	0.56	Equilíbrio
4	788	705	83	32	332	2.39	2ª ordem
5	705	668	37	40	185	1.33	Equilíbrio
6	668	646	22	48	132	0.95	Equilíbrio
7	646	617	29	56	203	1.46	Equilíbrio
8	617	595	22	64	176	1.26	Equilíbrio
9	595	567	28	72	252	1.81	Equilíbrio
10	567	536	31	80	310	2.23	2ª ordem
11	536	508	28	88	308	2.21	2ª ordem
12	508	475	33	96	396	2.85	2ª ordem
13	475	437	38	104	494	3.55	2ª ordem
14	437	431	6	112	84	0.6	Equilíbrio
15	431	397	34	120	510	3.67	2ª ordem
16	397	371	26	128	416	2.99	2ª ordem
17	371	351	20	136	340	2.44	2ª ordem
18	351	344	7	144	126	0.91	Equilíbrio
19	344	351	7	150.9	132	0.95	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 139,14

Tabela 10 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio do Peixe.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1264	1103	161	8	161	1.02	Equilíbrio
2	1103	1036	67	16	134	0.84	Equilíbrio
3	1036	973	63	24	189	1.19	Equilíbrio
4	973	941	32	32	128	0.81	Equilíbrio
5	941	913	28	40	140	0.88	Equilíbrio
6	913	891	22	48	132	0.83	Equilíbrio
7	891	862	29	56	203	1.28	Equilíbrio
8	862	843	19	64	152	0.96	Equilíbrio
9	843	825	18	72	162	1.02	Equilíbrio
10	825	785	40	80	400	2.52	2ª ordem
11	785	772	13	88	143	0.90	Equilíbrio
12	772	758	14	96	168	1.06	Equilíbrio
13	758	737	21	104	273	1.72	Equilíbrio
14	737	702	35	112	490	3.09	2ª ordem
15	702	707	5	120	75	0.47	Equilíbrio
16	707	678	29	128	464	2.93	2ª ordem
17	678	665	13	136	221	1.39	Equilíbrio
18	665	646	19	144	342	2.16	2ª ordem
19	646	639	7	152	133	0.84	Equilíbrio
20	639	612	27	160	540	3.41	2ª ordem
21	612	569	43	168	903	5.69	2ª ordem
22	569	550	19	176	418	2.64	2ª ordem
23	550	548	2	184	46	0.29	Equilíbrio
24	548	524	24	192	576	3.63	2ª ordem
25	524	513	11	200	275	1.73	Equilíbrio
26	513	500	13	208	338	2.13	2ª ordem
27	500	483	17	216	459	2.89	2ª ordem
28	483	482	1	224	28	0.18	Equilíbrio
29	482	462	20	232	580	3.66	2ª ordem
30	462	462	0	240	0	0.00	Equilíbrio
31	462	449	13	248	403	2.54	2ª ordem
32	449	430	19	256	608	3.83	2ª ordem
33	430	418	12	264	396	2.50	2ª ordem
34	418	403	15	272	510	3.22	2ª ordem
35	403	397	6	280	210	1.32	Equilíbrio
36	397	387	10	288	360	2.27	2ª ordem
37	387	369	18	296	666	4.20	2ª ordem
38	369	360	9	304	342	2.16	2ª ordem
39	360	354	6	310.48	232	1.47	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018). *RDE total = 158,59

Tabela 11 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Pelotas.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1593	1424	169	8	169	0.90	Equilíbrio
2	1424	1284	140	16	280	1.49	Equilíbrio
3	1284	1242	42	24	126	0.67	Equilíbrio
4	1242	1208	34	32	136	0.72	Equilíbrio
5	1208	1165	43	40	215	1.14	Equilíbrio
6	1165	1141	24	48	144	0.76	Equilíbrio
7	1141	1087	54	56	378	2.01	2ª ordem
8	1087	1100	13	64	104	0.55	Equilíbrio
9	1100	1047	53	72	477	2.53	2ª ordem
10	1047	987	60	80	600	3.18	2ª ordem
11	987	970	17	88	187	0.99	Equilíbrio
12	970	941	29	96	348	1.85	Equilíbrio
13	941	932	9	104	117	0.62	Equilíbrio
14	932	924	8	112	112	0.59	Equilíbrio
15	924	887	37	120	555	2.94	2ª ordem
16	887	881	6	128	96	0.51	Equilíbrio
17	881	861	20	136	340	1.80	Equilíbrio
18	861	850	11	144	198	1.05	Equilíbrio
19	850	839	11	152	209	1.11	Equilíbrio
20	839	873	34	160	680	3.61	2ª ordem
21	873	814	59	168	1239	6.57	2ª ordem
22	814	831	17	176	374	1.98	Equilíbrio
23	831	787	44	184	1012	5.37	2ª ordem
24	787	774	13	192	312	1.66	Equilíbrio
25	774	785	11	200	275	1.46	Equilíbrio
26	785	741	44	208	1144	6.07	2ª ordem
27	741	762	21	216	567	3.01	2ª ordem
28	762	706	56	224	1568	8.32	2ª ordem
29	706	720	14	232	406	2.15	2ª ordem
30	720	679	41	240	1230	6.52	2ª ordem
31	679	662	17	248	527	2.80	2ª ordem
32	662	686	24	256	768	4.07	2ª ordem
33	686	655	31	264	1023	5.43	2ª ordem
34	655	652	3	272	102	0.54	Equilíbrio
35	652	620	32	280	1120	5.94	2ª ordem
36	620	603	17	288	612	3.25	2ª ordem
37	603	593	10	296	370	1.96	Equilíbrio
38	593	563	30	304	1140	6.05	2ª ordem
Trecho	Cota Superior	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica	Extensão Acumulada	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia

	(m)		(m)	(m)			
39	563	571	8	312	312	1.66	Equilíbrio
40	571	560	11	320	440	2.33	2ª ordem
41	560	538	22	328	902	4.78	2ª ordem
42	538	537	1	336	42	0.22	Equilíbrio
43	537	522	15	344	645	3.42	2ª ordem
44	522	508	14	352	616	3.27	2ª ordem
45	508	504	4	360	180	0.95	Equilíbrio
46	504	488	16	368	736	3.90	2ª ordem
47	488	476	12	376	564	2.99	2ª ordem
48	476	490	14	384	672	3.56	2ª ordem
49	490	468	22	392	1078	5.72	2ª ordem
50	468	460	8	400	400	2.12	2ª ordem
51	460	450	10	408	510	2.71	2ª ordem
52	450	453	3	423	158	0.84	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 188,51

Tabela 12 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Canoas.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1600	1425	175	8	175	0.93	Equilíbrio
2	1425	1113	312	16	624	3.33	2ª ordem
3	1113	990	123	24	369	1.97	Equilíbrio
4	990	961	29	32	116	0.62	Equilíbrio
5	961	917	44	40	220	1.18	Equilíbrio
6	917	897	20	48	120	0.64	Equilíbrio
7	897	884	13	56	91	0.49	Equilíbrio
8	884	876	8	64	64	0.34	Equilíbrio
9	876	861	15	72	135	0.72	Equilíbrio
10	861	861	0	80	0	0	Equilíbrio
11	861	856	5	88	55	0.29	Equilíbrio
12	856	862	6	96	72	0.38	Equilíbrio
13	862	853	9	104	117	0.62	Equilíbrio
14	853	847	6	112	84	0.45	Equilíbrio
15	847	846	1	120	15	0.08	Equilíbrio
16	846	840	6	128	96	0.51	Equilíbrio
17	840	838	2	136	34	0.18	Equilíbrio
18	838	838	0	144	0	0	Equilíbrio
19	838	851	13	152	247	1.32	Equilíbrio
20	851	834	17	160	340	1.82	Equilíbrio
21	834	843	9	168	189	1.01	Equilíbrio
22	843	844	1	176	22	0.12	Equilíbrio
23	844	840	4	184	92	0.49	Equilíbrio
24	840	839	1	192	24	0.13	Equilíbrio
25	839	826	13	200	325	1.74	Equilíbrio
26	826	833	7	208	182	0.97	Equilíbrio
27	833	835	2	216	54	0.29	Equilíbrio
28	835	835	0	224	0	0	Equilíbrio
29	835	827	8	232	232	1.24	Equilíbrio
30	827	826	1	240	30	0.16	Equilíbrio
31	826	819	7	248	217	1.16	Equilíbrio
32	819	811	8	256	256	1.37	Equilíbrio
33	811	808	3	264	99	0.53	Equilíbrio
34	808	808	0	272	0	0	Equilíbrio
35	808	772	36	280	1260	6.73	2ª ordem
36	772	761	11	288	396	2.12	2ª ordem
37	761	756	5	296	185	0.99	Equilíbrio
38	756	752	4	304	152	0.81	Equilíbrio
39	752	741	11	312	429	2.29	2ª ordem

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
40	741	724	17	320	680	3.63	2ª ordem
41	724	724	0	328	0	0	Equilíbrio
42	724	714	10	336	420	2.24	2ª ordem
43	714	699	15	344	645	3.45	2ª ordem
44	699	702	3	352	132	0.71	Equilíbrio
45	702	698	4	360	180	0.96	Equilíbrio
46	698	686	12	368	552	2.95	2ª ordem
47	686	685	1	376	47	0.25	Equilíbrio
48	685	673	12	384	576	3.08	2ª ordem
49	673	670	3	392	147	0.79	Equilíbrio
50	670	659	11	400	550	2.94	2ª ordem
51	659	636	23	408	1173	6.27	2ª ordem
52	636	603	33	416	1716	9.17	2ª ordem
53	603	601	2	424	106	0.57	Equilíbrio
54	601	565	36	432	1944	10.38	1ª ordem
55	565	516	49	440	2695	14.4	1ª ordem
56	516	538	22	448	1232	6.58	2ª ordem
57	538	454	84	456	4788	25.58	1ª ordem
58	454	452	2	464	116	0.62	Equilíbrio
59	452	449	3	468	175.5	0.94	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 187,201

Tabela 13 - Variáveis utilizadas para o cálculo do RDE trecho e do Índice de Hack por segmento (8 km) para o rio Timbó.

Trecho	Cota Superior (m)	Cota Inferior (m)	Varição Altimétrica (m)	Extensão Acumulada (m)	RDEtrecho	Índice de gradiente *	Anomalia
1	1229	1156	73	8	73	0.71	Equilíbrio
2	1156	1091	65	16	130	1.27	Equilíbrio
3	1091	1049	42	24	126	1.23	Equilíbrio
4	1049	1006	43	32	172	1.68	Equilíbrio
5	1006	976	30	40	150	1.47	Equilíbrio
6	976	922	54	48	324	3.17	2ª ordem
7	922	895	27	56	189	1.85	Equilíbrio
8	895	886	9	64	72	0.70	Equilíbrio
9	886	859	27	72	243	2.37	2ª ordem
10	859	833	26	80	260	2.54	2ª ordem
11	833	756	77	88	847	8.28	2ª ordem
12	756	760	4	96	48	0.47	Equilíbrio
13	760	746	14	104	182	1.78	Equilíbrio
14	746	749	3	109	65.4	0.64	Equilíbrio

Fonte: Elaboração Própria (2018).

*RDE total = 187,201