



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**MORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITABIRITO,
ITABIRITO – MINAS GERAIS**

Raphael Rodrigues da Cruz

Ouro Preto, Agosto de 2018

**MORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
ITABIRITO, ITABIRITO – MINAS GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca

MONOGRAFIA

Nº 295

MORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITABIRITO, ITABIRITO – MINAS GERAIS

Raphael Rodrigues da Cruz

Orientador

Prof.^a MSc. Maria Eugênia Silva de Souza

Coorientadora

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2018/2.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Maria Eugênia Silva de Souza

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

C957m	Cruz, Raphael Rodrigues da. Morfometria da Bacia Hidrográfica do rio Itabirito, Itabirito-Minas Gerais [manuscrito] / Raphael Rodrigues da Cruz. - 2018. 64f.: il.: color; graf; tabs; mapas. Orientadora: Profª. Drª. Maria Eugênia Silva Souza. Coorientador: Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana. Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. 1. Geomorfologia. 2. Morfometria. 3. Geoprocessamento. I. Souza, Maria Eugênia Silva. II. Lana, Cláudio Eduardo. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título. CDU: 551.43
-------	--

Catálogo: ficha.sisbin@ufop.edu.br

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: MORFOMETRIA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITABIRITO, ITABIRITO – MINAS GERAIS

AUTOR: RAPHAEL RODRIGUES CRUZ

ORIENTADOR: Profa. MSc. Maria Eugênia Silva de Souza

Aprovada em: 24 de Agosto de 2018

BANCA EXAMINADORA:

Profa. MSc. Maria Eugênia Silva de Souza _____  DEGEO/UFOP

Prof. MSc. Edison Tazava _____  DEGEO/UFOP

Prof.. Ramon Messias Martins _____  DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 24/08/2018

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado forças para seguir em frente e não desistir. À minha família, em especial aos meus pais e meu irmão, por toda a confiança depositada em mim. Aos professores Cláudio Lana e Maria Eugênia, pela paciência e por toda a orientação neste trabalho. Ao professor Edison Tazava e aos amigos Luiz, Luand, Bruna, Gabriel, Duda, Lilian e Camila, pelo incentivo, amizade e ajuda nos momentos em que precisei. Agradeço por fim à UFOP e à Escola de Minas pela qualidade do ensino, e a cidade de Ouro Preto pelos bons anos que vivi aqui.

SUMÁRIO

Capítulo 1 Introdução	1
1.1 Estudos sobre morfometria e índice relação declividade-extensão (RDE).....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Vias de acesso.....	2
1.4 Características da área de estudo	3
1.5 Importância econômica do Quadrilátero Ferrífero.....	4
Capítulo 2 Aspectos fisiográficos e geologia regional do Quadrilátero Ferrífero.....	7
2.1 Introdução.....	7
2.2 Aspectos fisiográficos	8
2.3 Unidades litoestratigráficas	11
2.4 Geologia estrutural e evolução tectônica.....	14
2.5 Contexto geológico do Alto Rio das Velhas	15
Capítulo 3 Revisão bibliográfica	17
3.1 Análise morfológica	17
3.1.1 Bacia hidrográfica	17
3.1.2 Hierarquia fluvial	18
3.1.3 Parâmetros lineares	19
3.1.4 Parâmetros areais	21
3.1.5 Parâmetros hipsométricos	24
3.2 Índices neotectônicos.....	27
3.2.1 Índice relação declividade-extensão (RDE) ou Índice de Hack.....	27
3.2.2 Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)	28
3.2.3 Fator de simetria topográfica transversal (FSTT)	28
3.3 Lineamento morfoestrutural	29
Capítulo 4 Metodologia	31
4.1 Obtenção dos dados	31
4.2 Processamento	31
Capítulo 5 Resultados e discussões.....	35
5.1 Introdução.....	35
5.2 Altimetria.....	35
5.3 Geomorfologia.....	36
5.4 Caracterização geológica da área	38
5.5 Declividade.....	41
5.6 Lineamento morfoestrutural	42
5.7 Índices morfométricos	43

5.8 Comparação com dados na literatura	52
Capítulo 6 Conclusões.....	57
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização e acessos à área de estudo (<i>shapefiles</i> de Lobato <i>et al.</i> 2005).	3
Figura 1.2 – Bacias hidrográficas da América do Sul (A) com destaques (B) para a bacia São Francisco e suas subdivisões e (C) para os rios das Velhas e Itabirito (arquivos vetoriais de GeoNetwork/ANA 2012, EarthExplore/USGS 2018).	5
Figura 2.1 – Imagem aérea da região central do Quadrilátero Ferrífero (arquivos vetoriais de Lobato <i>et al.</i> 2005; DGI/OBT/INPE 2018).	8
Figura 2.2 – Corte longitudinal W-E do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa & Rodrigues 1967).	10
Figura 2.3 – Mata ciliar preservada próxima a foz do rio Itabirito (Myssior 2013a).	11
Figura 2.4 – Mapa geológico da porção central do Quadrilátero Ferrífero com as principais estruturas (modificado de Lobato <i>et al.</i> 2005; TOPODATA/INPE 2011).	12
Figura 2.5 – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (conforme Alkmim & Marshak 1998).	13
Figura 3.1 Hierarquia fluvial definida por (A) Horton (1945) e (B) Strahler (1952) (baseado em Christofolletti 1980).	18
Figura 3.2 Representação dos diversos critérios utilizados para se determinar o comprimento da bacia (baseado em Christofolletti 1980).	21
Figura 3.3 – Metodologia empregada em uma bacia (A) para o cálculo do índice relação declividade-extensão em um segmento <i>RDE_s</i> (B) (modificado de Font <i>et al.</i> 2010).	27
Figura 4.1 – Fluxograma para obtenção de dados hidrográficos e morfológicos da bacia Itabirito.....	32
Figura 4.2 – Determinação do fluxo acumulado (Esri 2017).	33
Figura 5.1 – Modelo tridimensional da bacia do rio Itabirito s, escala desconhecida, com visada para SW (imagem de satélite: DGI/OBT/INPE 2018).	35
Figura 5.2 – Hipsometria da bacia do rio Itabirito sobre o mapa de sombras (<i>hillshade</i>).	36
Figura 5.3 – Domínios geomorfológicos da bacia do rio Itabirito.	37
Figura 5.4 – Mapa geológico da bacia do rio Itabirito sobreposto ao mapa de sombreamento.	39
Figura 5.5 – Declividade da bacia Itabirito.	41
Figura 5.6 – Histograma do comprimento dos lineamentos (A) e a projeção estereográfica das orientações destes (B) e da trama tectônica (C) na bacia Itabirito.	42
Figura 5.7 – Mapa dos lineamentos morfoestruturais na bacia Itabirito.	43
Figura 5.8 – Hierarquização fluvial para a bacia Itabirito.	44

Figura 5.9 – Relação da declividade do relevo e das drenagens.	46
Figura 5.10 – Declividade dos canais (A) e a distribuição das declividades nulas segundo da ordem dos canais (B) da bacia Itabirito.	47
Figura 5.11 – Regressão linear (linha tracejada) dos logaritmos dos valores dos índices morfométricos para a bacia Itabirito.	48
Figura 5.12 – Índice relação declividade-extensão RDE_S para a bacia Itabirito.	49
Figura 5.13 – Relação RDE_S/RDE_T para a bacia Itabirito.	50
Figura 5.14 – <i>Knickpoints</i> de primeira ordem do córrego Carioca na serra das Serrinha (A) e do córrego dos Alemães, próximo a Miguel Burnier (B) (Imagem de satélite: Google 2018).	51
Figura 5.15 – Hierarquização fluvial para a bacia Itabirito, dados de Teixeira (2017).	52
Figura 5.16 – Comparação dos índices morfométricos para a bacia do rio Itabirito.	53
Figura 5.17 – Comparação entre os valores obtidos neste trabalho com os calculados a partir do banco de dados de Teixeira (2017) para a bacia Itabirito.	54
Figura 5.18 – Sub-bacias da bacia do rio Itabirito compiladas dos dados de Teixeira (2017) (A , C e E) e geradas por este trabalho (B , D e F).	55

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Principais eventos tectonomagmáticos no Quadrilátero Ferrífero até o Neoproterozoico.	15
Tabela 3.1 – Classificação do relevo segundo sua declividade, segundo Embrapa (1979) e Fontes (2011).	26
Tabela 5.1 – Resultados dos parâmetros morfométricos para a bacia Itabirito.	45

Resumo

Este trabalho apresenta a análise morfométrica da bacia Itabirito, localizada na porção sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, uma importante província mineral de Au, Fe e Mn, cujo interior é drenado pelo rio das Velhas, contribuinte da bacia São Francisco. O substrato da bacia do rio Itabirito é constituído por rochas graníticas e metavulcanossedimentares arqueanas a paleoproterozoicas e sequencias sedimentares cenozoicas. Os parâmetros morfométricos foram calculados utilizando modelo digital de terreno no ArcGIS 10.1 que permitiu o processamento de forma automática de vários índices e parâmetros da bacia, afim de avaliar as condições hidrológicas, geomorfológicas e quadro neotectônico nos quais se encontra inserida. Desse modo, os índices indicam que a bacia do rio Itabirito é basculada para leste com baixa taxa erosiva, alta capacidade de armazenamento de água e susceptibilidade à inundações cujo sistema de drenagem é parcialmente condicionado aos lineamentos morfoestruturais. Os dados gerados são compatíveis com índices e parâmetros obtidos da literatura.

Palavras chave: Morfometria de drenagem, geoprocessamento, influência lito-tectônica.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 ESTUDOS SOBRE MORFOMETRIA E ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE-EXTENSÃO (RDE)

A ação conjunta de forças endógenas e exógenas sobre os substratos rochosos é a grande responsável pelas diferentes formas de relevo existentes na superfície do planeta Terra. A Geomorfologia, dentro das Geociências, surge como ciência responsável pelo enfoque nos estudos de tais formas que compõem as diferentes configurações da paisagem (Christofoletti 1980). Tais estudos basearam-se em observações de campo e validados pelo cruzamento de informações decorrentes da utilização de cartas topográficas e mapas geológicos, fornecendo resultados fundamentados em observações qualitativas (Cherem *et al.* 2008).

A partir da década de 1980, a Geociências passa por um novo momento científico com o desenvolvimento do sensoriamento remoto por radares interferométricos e pelo criação e implementação de ferramentas computacionais que passam a fornecer técnicas quantitativas aos estudos geomorfológicos (Cherem *et al.* 2008). Entre essas técnicas, o uso de índices morfométricos se destaca por indicar as contribuições dos controles estruturais, litológicos e climáticos sobre a morfogênese e dessa forma, esclarece as diferentes formas de relevo.

A morfometria fluvial segundo estudos de Guerra (1993), é voltada à análise linear, areal e hipsométrica de bacias hidrográficas. Zernitz (1932) e Horton (1945) são os responsáveis pelas definições dos primeiros parâmetros morfométricos utilizados, sendo, posteriormente, desenvolvidos diversos estudos como Freitas (1952), Strahler (1952, 1956), Schumm (1956), Lubowe (1964), Christofoletti (1969, 1970, 1977) entre outros.

A bacia hidrográfica é sem dúvida de grande importância para os estudos referentes ao modelado da superfície terrestre, principalmente no que se diz respeito às formas de relevo. Para tais pesquisas o método de análise morfométrica é imprescindível para se investigar as interações entre os processos físicos sob uma ótica quantitativa (Stipp *et al.* 2010).

Hack (1957) apresenta um dos índices morfométricos, onde relaciona a declividade (*slope*) e o comprimento de curso d'água (*length*), denominado relação declividade-extensão (RDE, *stream-gradient index*) ou Índice de Hack. Tal relação detecta as alterações no curso da drenagem decorrentes de mudanças no substrato geológico, aporte de carga ou tectonismo (Etchebehere *et al.* 2004). Esse índice foi aplicado com sucesso na definição de fenômenos neotectônicos em diversos contextos geológicos, como na cordilheira do Himalaia (Seeber & Gornitz 1983), nas proximidades da zona sísmogênica de New Madrid (região central dos Estados Unidos; McKeown *et al.* 1988), na costa oeste

(falha de San Andreas e no limite tríplice entre as placas tectônicas Norte-Americana, do Pacífico e Gorda; Merritts e Vincent 1989) e na costa leste dos Estados Unidos (região de Charleston; Rhea 1989; Marple & Talwani 1993).

Trabalhos de pesquisa envolvendo o Índice de Hack são recentes no território brasileiro, o primeiro trabalho é apresentado por Rodriguez (1993) nos rios da região amazônica e posteriormente por Etchebehere (2007), com muitos trabalhos desenvolvidos em Atibaia no estado de São Paulo, mais precisamente na região do Rio do Peixe.

O presente trabalho foi desenvolvido na bacia do rio Itabirito, no alto curso da bacia das Velhas, região do Quadrilátero Ferrífero afim de levantar as características geomorfológica da bacia e avaliar a atuação neotectônica atuante nos processos de modificação da rede de drenagens da bacia.

1.2 OBJETIVOS

O trabalho elaborado teve como objetivos:

- i. Realizar o estudo da geomorfologia da bacia do rio Itabirito por meio da sua análise morfométrica, sendo utilizadas cartas temáticas e cálculos morfométricos;
- ii. Avaliar a possibilidade neotectônica atuante nos processos de modificação da rede de drenagens na bacia por meio da investigação da relação declividade-extensão (RDE); e
- iii. Caracterizar a possível influência tectônica, litológica e estrutural que modificam a morfologia e o padrão de drenagem da região da bacia Itabirito.

1.3 VIAS DE ACESSO

A área de pesquisa pertence aos municípios de Itabirito, Ouro Preto e Congonhas (região central de Minas Gerais) sendo que o primeiro constitui o principal acesso à bacia do rio Itabirito (Figura 1.1). O acesso a partir de Belo Horizonte é realizado pela BR-040, seguindo por vinte quilômetros até a bifurcação de acesso a BR-356, Rodovia dos Inconfidentes, percorrendo mais trinta e oito quilômetros até a cidade de Itabirito. Já o acesso de Ouro Preto à Itabirito é realizado pela BR-356, percorrendo quarenta e quatro quilômetros.

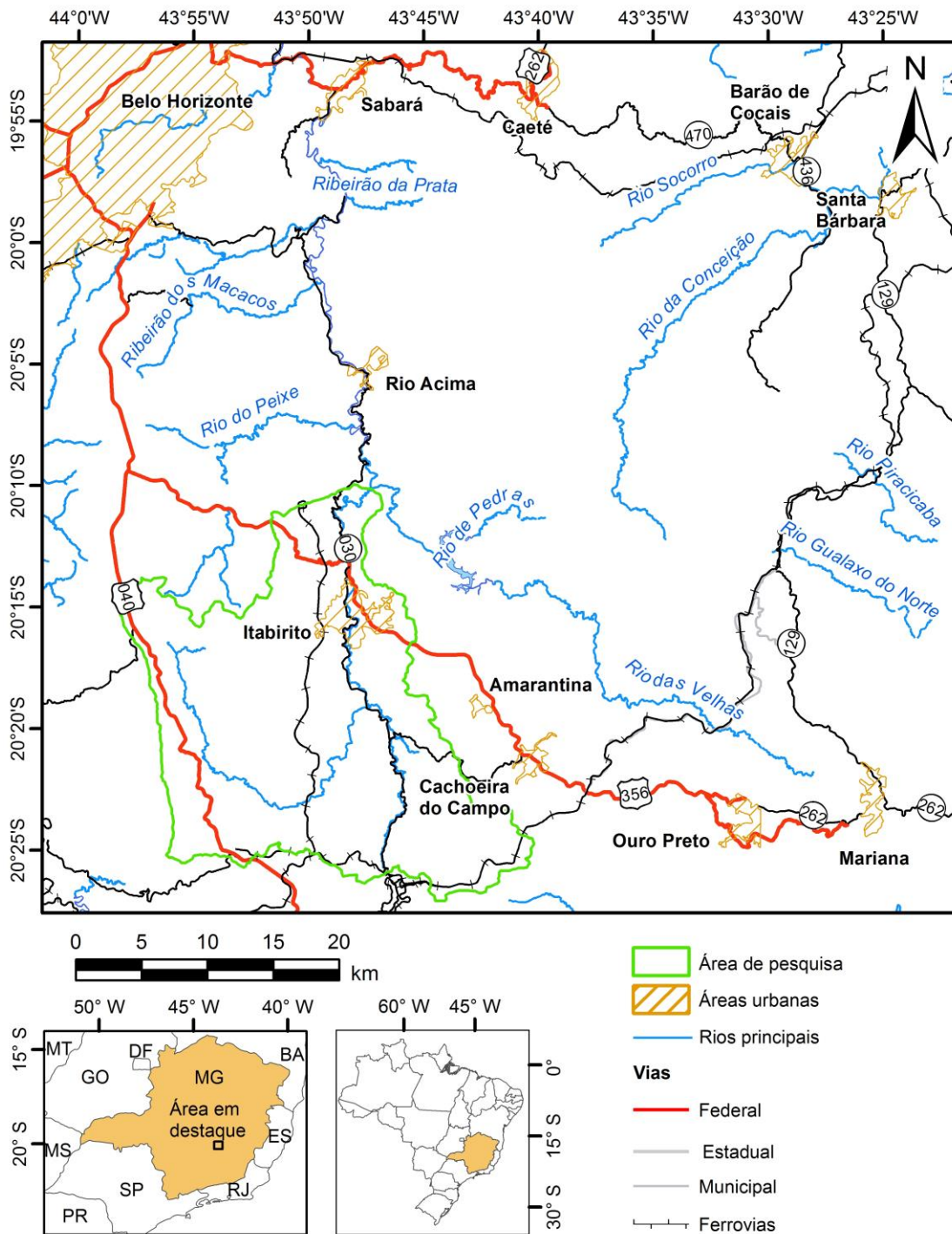


Figura 1.1 – Localização e acessos à área de estudo (shapefiles de Lobato *et al.* 2005).

1.4 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Itabirito está inserida na porção central do Quadrilátero Ferrífero, localizada no alto curso da bacia hidrográfica do Rio das Velhas e abrange os municípios de Itabirito e Rio Acima no estado de Minas Gerais (Figura 1.1). As cabeceiras do rio Itabirito estão situadas na porção noroeste da bacia no flanco leste da Serra da Moeda. O canal apresenta direção norte-sul e percorre 23,5 km passando pelo município de Itabirito até se encontrar com o córrego Moleque. Percorre mais 5,4 km no sentido

norte até confluir com o Rio das Velhas. O rio Itabirito possui como afluentes os ribeirões Mata Porcos, Sardinha e Manga além dos córregos Carioca e do Bação, inseridos nos limites do município de Itabirito.

Com uma área de drenagem de 29.173 km², a bacia hidrográfica do Rio das Velhas está situada na porção central de Minas Gerais. É o maior afluente do Rio São Francisco com 801 km de extensão, nascendo em Ouro Preto e desaguando no São Francisco no distrito de Barra do Guaicuí, município de Várzea da Palma, centro-norte de Minas Gerais. Segundo Guimarães (1953), a bacia pode ser subdividida em alto, médio e baixo curso do Rio das Velhas (Figura 1.2).

O alto curso do Rio das Velhas (Figura 1.2), região onde situa-se a bacia Itabirito, ocupa toda a região central do Quadrilátero Ferrífero e possui como limites os municípios de Ouro Preto, ao sul, os municípios de Belo Horizonte, Contagem e Sabará, ao norte, além de uma porção do município de Caeté, tendo a Serra da Piedade como limite leste (Costa 2008).

1.5 IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero compreende uma região de grande importância econômica e cultural, não só para o estado de Minas Gerais, mas, como para todo o Brasil. Além de sua reconhecida importância na área da mineração, atividades como o turismo, siderurgia e metalurgia são também responsáveis pela sustentação da região.

Dentre os principais minérios extraídos no Quadrilátero Ferrífero, destaque para os minérios de ferro e de manganês que servem à indústria siderúrgica, o ouro extraído desde o período colonial e as gemas que também são encontradas na região, com destaque para o topázio imperial na cidade de Ouro Preto e esmeraldas na região de Itabira (Roeser 2010).

A importância do turismo para a região deve-se a presença de áreas de conservação como o Parque Estadual do Itacolomi e a Estação Ecológica do Tripuí, ambas localizadas em Ouro Preto, além do projeto “Circuito do Ouro” desenvolvido pela Secretaria de Estado de Turismo de Minas Gerais que envolve cidades com as mesmas vocações turísticas, fazendo parte desse projeto a região do Quadrilátero Ferrífero (Ruchkys 2007).

Em um contexto mais local, na região do Alto Rio das Velhas, as atividades de mineração seguem como a base econômica, prevalecendo as explorações de minério de ferro, ouro e gemas, mas outras atividades também merecem destaque, como as atividades agrossilvipastoris, extração de areia e a ocupação humana na região.

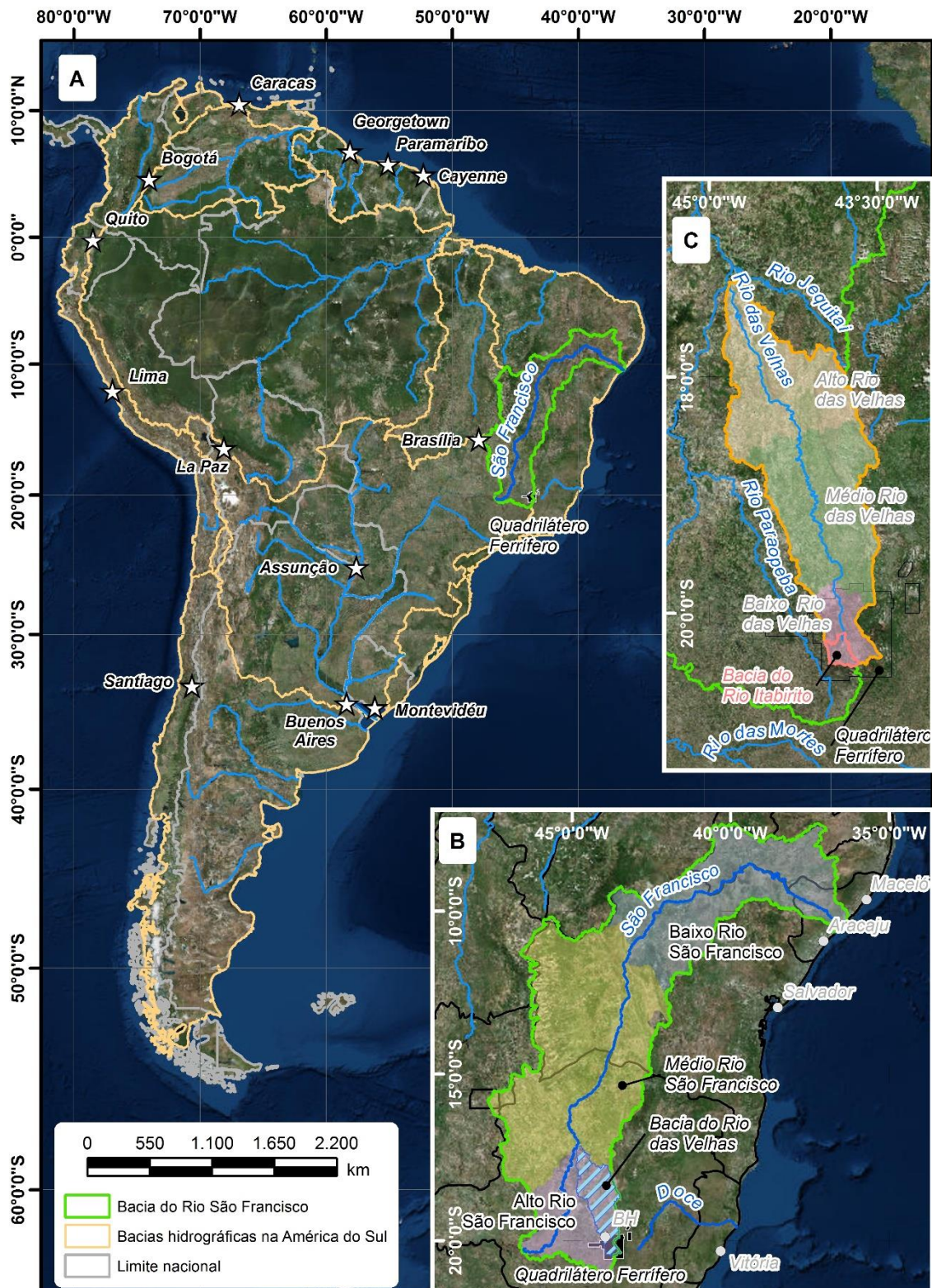


Figura 1.2 – Bacias hidrográficas da América do Sul (A) com destaques (B) para a bacia São Francisco e suas subdivisões e (C) para os rios das Velhas e Itabirito (arquivos vetoriais de GeoNetwork/ANA 2012, EarthExplore/USGS 2018).

A mineração ocorre mais comumente nas regiões do Supergrupo Minas, ricas em itabirito (formação ferrífera bandada metamorfizada). As atividades agrossilvipastoris ocorrem

Cruz, R.R. 2018. Análise geomorfológica e geomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itabirito, Itabirito – Minas Gerais

preferencialmente nas porções de menor declividade, mais precisamente na porção central da bacia, o que favorece a atividades de pecuária. Também, a extração de areia ocorre no leito dos cursos d'água e por sistema de dragagem sendo responsável por impactos como a aceleração dos processos erosivos, afugentamento e decréscimo da fauna, e aumento da turbidez dos cursos de água, afetado a qualidade da água (Myssior 2013a).

Segundo Camargos (2005), as intensas atividades de mineração combinadas à crescente ocupação humana na região e à forte expansão imobiliária por condomínios residenciais de alta classe, fazem do Alto Rio das Velhas uma das principais regiões de conflito de uso dos terrenos e recursos hídricos que pode resultar em conflitos de interesses inconciliáveis e de grandes repercussões socioeconômicas.

CAPÍTULO 2

ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOLOGIA REGIONAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

2.1 INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero compreende uma área limitada entre as cidade de Belo Horizonte (norte), Congonhas (sudoeste), Santa Bárbara (nordeste) e Ouro Preto e Mariana (sudeste), cuja forma retangular é muito expressiva em imagens de satélite e sensoriamento remoto (Alkmim e Teixeira 2017) devido a orientação das serras da Moeda (oeste), Ouro Branco (sul), Itacolomi (sudeste), Caraça (nordeste), Gandarela (nordeste) e Curral (norte) (Figura 2.1).

O conjunto serrano constitui o divisor de águas entre as bacias dos rios São Francisco (N e E) e Doce (W) (Figura 2.1). Destaca-se os rios das Velhas na porção central e Paraopeba na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, ambos da bacia São Francisco, e na bacia Doce, tem-se os rios Piracicaba (NE) e Carmo e Gualaxo do Norte e do Sul (E e SE). As drenagens são condicionadas segundo as estruturas sedimentares e deformacionais como acamamento sedimentar, falhas, juntas e foliação (Dorr II 1969; Silva 2007).

As pesquisas pioneiras nessa região são datadas do século XIX com foco em estratigrafia, geologia estrutural e geomorfologia, mas nos últimos anos áreas como geoquímica e geocronologia ganham destaque entre as publicações.

Dorr II (1969) apresenta a primeira síntese quanto ao arcabouço estrutural e empilhamento estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, resultado de mapeamentos sistemáticos em toda região cuja complexa evolução geotectônica proporciona o desenvolvimento de diversas linhas de pesquisas como Alkmim e Marshak (1998), Baltazar e Zucchetti (2007), Chemale Jr. *et al.* (1991), Endo e Machado (2002), Alkmim e Martins-Neto (2012), Romano *et al.* (2013) e Lana *et al.* (2013).

Quanto a geomorfologia do Quadrilátero Ferrífero destaca-se as pesquisas de Harder e Chamberlin (1915), King (1956), Varajão (1991), Salgado *et al.* (2004, 2007), Varajão *et al.* (2009), Lana (2010), Bezerra (2014), entre outros.

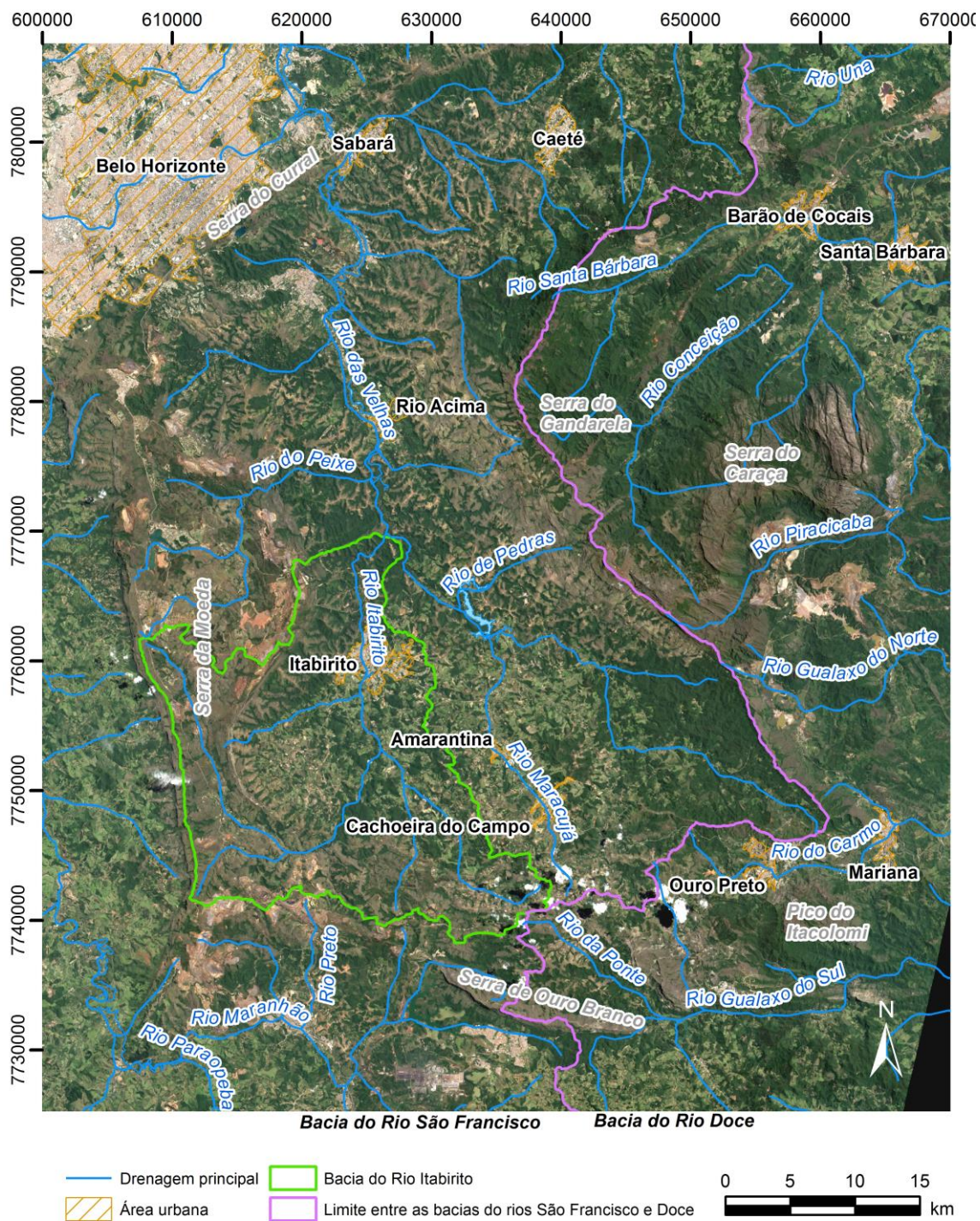


Figura 2.1 – Imagem aérea da região central do Quadrilátero Ferrífero (arquivos vetoriais de Lobato *et al.* 2005; DGI/OBT/INPE 2018).

2.2 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

O relevo do Quadrilátero Ferrífero é controlado pela estrutural geológica, processos erosivos diferenciais (Harder & Chamberlin 1915), epirogênese e variação climática (Varajão 1991). Os pontos mais elevados (cerca de 2070 m na serra do Caraça) são constituídos por metarenitos e itabiritos devido suas altas resistência, formando cristas que resistem a erosão (Harder & Chamberlin 1915; Dorr II 1969;

Varajão 1991). Xistos e filitos compreendem as cotas medianas e preenchem sinclinais e anticlinais topograficamente invertidos (Harder & Chamberlin 1915; Varajão 1991). Granito-gnaisses perfazem as cotas mais baixas, como próximo à área urbana de Sabará que atinge em torno de 680 m (Harder & Chamberlin 1915; Bezerra 2014).

Harder & Chamberlin (1915) apresentam os primeiros dados sobre a evolução geomorfológica do Quadrilátero Ferrífero cujo principal agente é a erosão diferencial das rochas que respondem individualmente à ação dos processos erosivos.

King (1956) apresenta um estudo morfológico regional da porção oriental do Brasil onde é reconhecido superfícies de erosão sendo que algumas apresentam fósseis preservados e, desse modo, atribui idades à elas. As superfícies mapeadas no Quadrilátero foram correlacionadas com outras mapeadas fora dessa região. Além das dificuldades operacionais, Dorr II (1969) destaca que a ausência de mapas topográficos adequados e a impressão de mapas do Quadrilátero Ferrífero na década de 50 prejudicam a exatidão dos resultados apresentados por King.

Barbosa (1980) apresenta um estudo fortemente influenciado pelo trabalho de King (1956), onde afirma que os atributos físicos da bacia do Alto Rio das Velhas são condicionados por sua composição litoestrutural, correspondendo quase que em sua totalidade às terras do Quadrilátero Ferrífero, exceto pelo Serra do Caraça.

Com um trabalho totalmente independente em relação às teorias previamente desenvolvidas, Varajão (1991) afirma que o Quadrilátero Ferrífero apresenta em sua evolução morfogenética, um traço marcante de erosão diferencial, que foi, ao longo do tempo, gerando pequenas superfícies de erosão, cujas relações são marcadas por um nítido controle estrutural.

Para Salgado (2006), os principais processos de formação da bacia do Alto Rio das Velhas são a erosão diferencial, que podendo ser verificada em termos de processos físicos e químicos, e a inversão do relevo. Nas porções mais rebaixadas da bacia (700-800 m) têm-se colinas formadas sobre rochas arqueanas altamente friáveis, enquanto que as bases dos sinclinais, compostas por metarenitos e itabiritos do Supergrupo Minas, correspondem às porções mais elevadas do relevo da bacia (cristas escarpadas acima de 1200 m, chegando a 1700 m). As rochas mais resistentes são responsáveis pela sustentação no interior dos sinclinais das terras médias, compostas por rochas mais friáveis (Figura 2.2). Essa bacia do Alto Rio das Velhas é formada por três patamares de resistência frente aos processos erosivos: rocha carbonática (rocha frágil), xisto, filito e granito-gnaiss (rocha de resistência intermediária), e canga, itabirito e metarenito (rocha resistente) (Salgado *et al.* 2007). As porções mais elevadas constituem os complexos serranos que circundam a bacia como Serra da Moeda e a Serra de Itabirito, a oeste, a Serra do Curral (a norte), a Serra da Água Limpa e a Serra da Gandarela, a leste, e a Serra do Ouro Branco (sul).

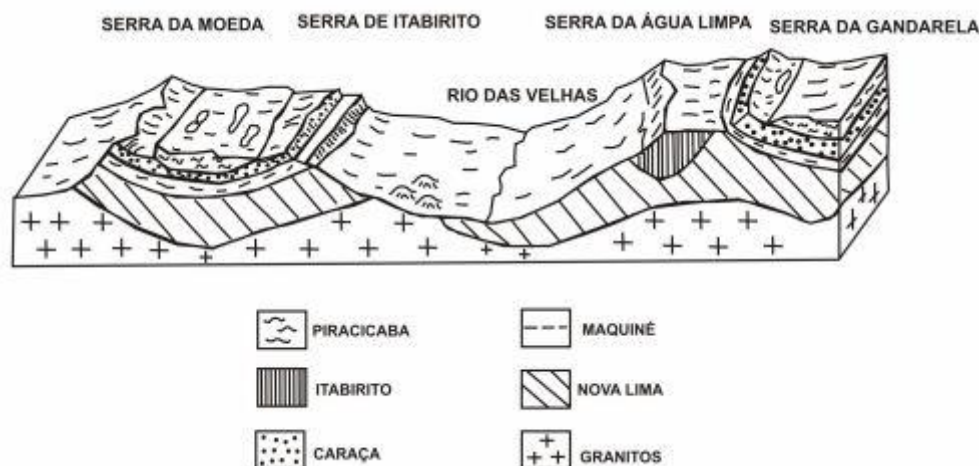


Figura 2.2 – Corte longitudinal W-E do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa & Rodrigues 1967).

O clima da região é o tropical de altitude, segundo classificação de Köppen, marcado por invernos secos e verões brandos e chuvosos. A temperatura média anual é de aproximadamente 17°C. A sazonalidade é bem definida, o período de chuvas compreende os meses de novembro e abril enquanto o período de estiagem perdura entre os meses de maio e outubro. A precipitação anual fica entre 1800 a 2000 mm (IGA 1996; Santos *et al.* 2004).

Apesar da bacia do rio Itabirito estar totalmente inserida no domínio da Mata Atlântica, o Quadrilátero Ferrífero situa-se em região de ecótono entre os biomas do Cerrado e da Mata Atlântica (Veloso *et al.* 1991). A vegetação predominante na região da bacia do rio Itabirito são: a floresta estacional semidecidual (Figura 2.3), o Cerrado e suas diversas fitofisionomias, além das áreas de transição entre estas. Outros tipos de cobertura vegetal são campos cerrados nas áreas de média vertente, campos rupestres sobre os afloramentos rochosos e campos ferruginosos. Na porção leste, especialmente na região próxima à foz do rio Itabirito, foram observadas maiores concentrações de fragmentos florestais. Na porção centro-oeste, o que se vê são grandes áreas utilizadas para a agropecuária, intercaladas com as formações florestais já existentes na área, enquanto na porção oeste, há o predomínio de formações campestres, com destaque para os campos rupestres existentes no Complexo Moeda. A silvicultura, plantações de eucalipto, visíveis em alguns pontos da bacia, completam a cobertura vegetal da região (Myssior 2013b).

Por meio de estudo do uso do solo apresentado por Myssior (2013b), é constatado que a bacia do rio Itabirito apresenta fisionomias naturais em 68,81% de sua área, sendo 34,56% formações campestres e 34,25% fragmentos florestais, mesmo com diferentes graus de intervenção humana. A área urbana corresponde a apenas 5,82% da bacia, se restringindo ao município de Itabirito, alguns de seus distritos e à loteamentos especialmente próximos à BR-040. As áreas de atividades minerárias perfazem 5,44%, áreas destinadas à atividades agropecuárias representam 19,72% da bacia, 0,06% é utilizada para o reflorestamento de eucalipto, enquanto o restante, 0,15%, corresponde à massas de água.



Figura 2.3 – Mata ciliar preservada próxima a foz do rio Itabirito (Myssior 2013a).

2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

O Quadrilátero Ferrífero está localizado na porção sul do cráton do São Francisco (Almeida 1977) e compreende cinco principais unidades litoestratigráficas (Dorr II 1969, Alkmim e Marshak 1998), sendo elas (Figuras 2.4 e 2.5):

- i.* Complexos granito-gnáissicos: reúne rochas de afinidade tonalitos-trondhjemitos-granodioritos intrudidos por corpos volumosos de granitoides potássicos gerados durante vários ciclos tectonomagmáticos do Paleoarqueano ao Riaciano (Lana *et al.* 2013; Romano *et al.* 2013; Farina *et al.* 2016);
- ii.* *Supergrupo Rio das Velhas*: compreende uma sequência metavulcanossedimentar arqueana cuja base encerra associação metassedimentar, metavulcanossedimentar e vulcânica-plutônica máfica-ultramáfica (Grupo Nova Lima) e o topo contempla rochas metassedimentares diversas (Grupo Maquiné) (Baltazar & Zucchetti 2007);

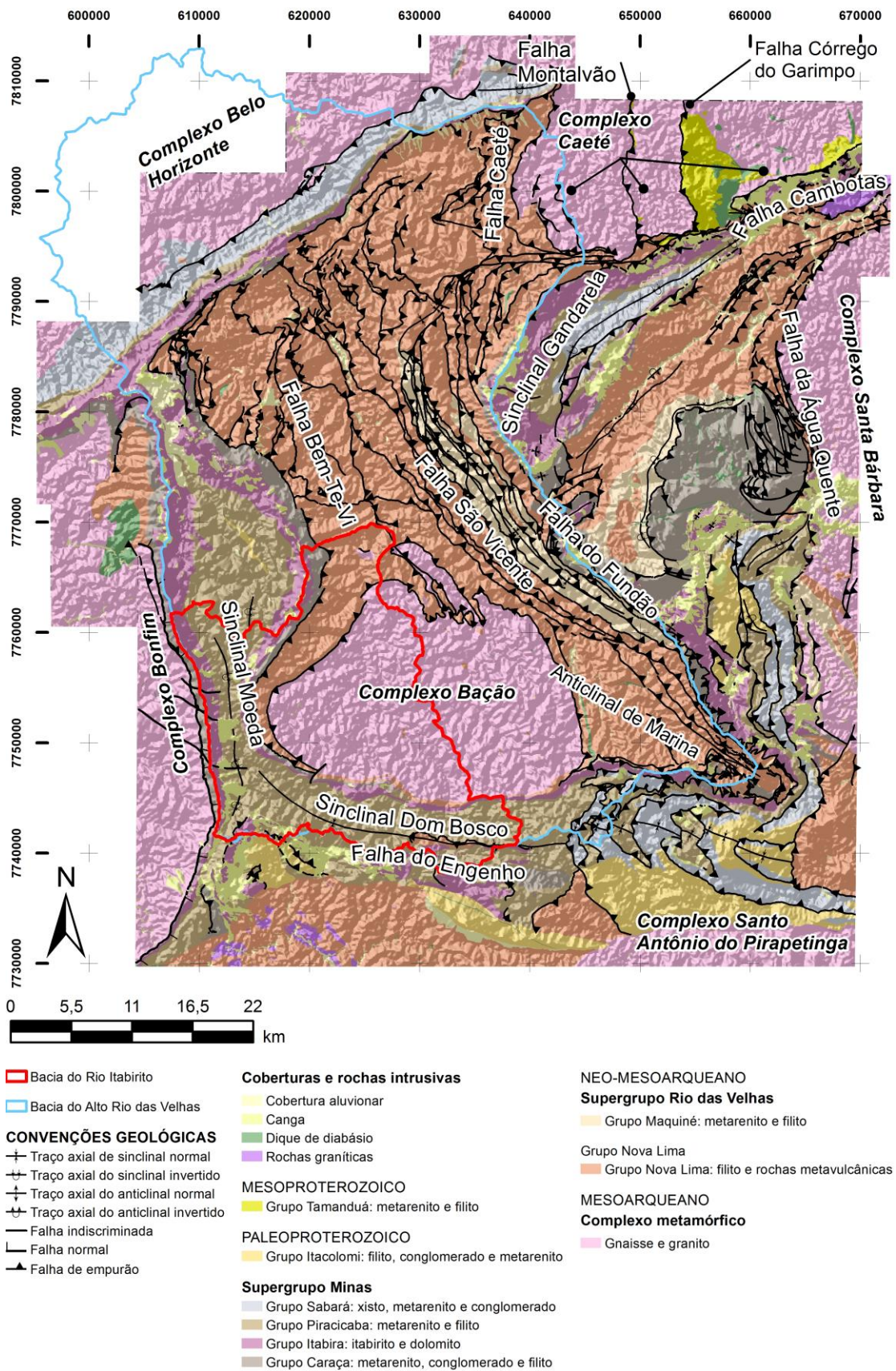


Figura 2.4 – Mapa geológico da porção central do Quadrilátero Ferrífero com as principais estruturas (modificado de Lobato *et al.* 2005; TOPODATA/INPE 2011).

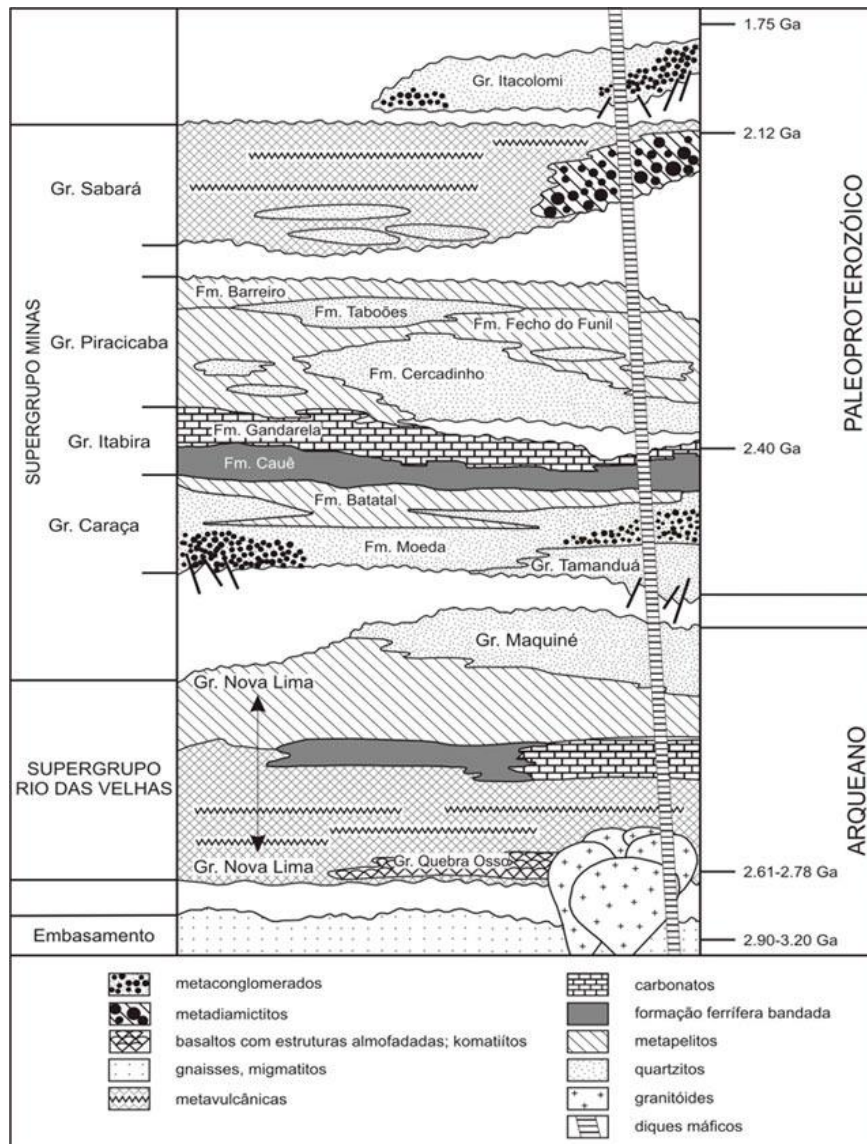


Figura 2.5 – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (conforme Alkmim & Marshak 1998).

iii. Supergrupo Minas: essa sequência metassedimentar repousa discordantemente sobre o Supergrupo Rio das Velhas, cuja evolução registra um estágio de rifteamento continental (Grupo Caraça) que evoluiu para uma margem passiva (Grupo Itabira) e posterior ciclo transgressivo (Grupo Piracicaba) que se encerra em uma sedimentação em bacia de antepaís (Grupo Sabará). O Grupo Caraça compreende, na base, metaconglomerado e metarenito aluvial à marinho (Formação Moeda) e no topo, metapelito marinho (Formação Batatal). O Grupo Itabira é composto por itabiritos do tipo Lago Superior (Formação Cauê) que gradam uma sequência carbonática (Formação Gandarela). O Grupo Piracicaba apresenta metassedimentos marinho raso e deltaicos (Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro). Por fim, o Grupo Sabará, apresenta a sequência de turbidito, tufo, rocha vulcanoclástica, metaconglomerado e diamicrito associados à um ambiente convergente (Dorr II 1969; Alkmim e Marshak 1998; Alkmim e Martins-Neto 2012);

- iv. *Grupo Itacolomi*: essa unidade representa uma sedimentação sin-orogênica riaciana e engloba filito, metarenito com lentes de metaconglomerado (Dorr II 1969; Machado *et al.* 1996; Alkmim e Marshak 1998; Hartmann *et al.* 2006; Alkmim e Martins-Neto 2012); e
- v. *Rochas intrusivas*: representam pegmatito datado em 2,06 Ga por Noce (1995) e diques máficos datados em 1,71 Ga, *ca.* 906 Ma e *ca.* 120 Ma dispostos em toda extensão do Quadrilátero Ferrífero, cordilheira do Espinhaço e na bacia São Francisco (Silva *et al.* 1995).

2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O Quadrilátero Ferrífero registra uma história tectônica polifásica (Tabela 2.1) que gerou complexas feições regionais e, desse modo, diversos modelos estruturais foram propostos (Dorr II 1969; Chemale Jr. *et al.* 1991; Alkmim e Marshak 1998). Os estudos geocronológicos em toda assembleia litológica do Quadrilátero nos últimos anos propiciaram avanços significativos para recompor as diversas etapas dessa evolução (Romano *et al.* 2013; Lana *et al.* 2013; Farina *et al.* 2016; Martínez-Dopico *et al.* 2017).

As principais feições estruturais geradas durante sua evolução tectônica são dobramentos e sistemas de falhas regionais, domos granito-gnáissicos e estruturas de reativação com vergência para oeste e sul-sudeste (Alkmim e Marshak 1998; Alkmim e Noce 2006). Dentre os dobramentos e sistemas de falhas regionais destaca-se o sinclinal Moeda (oeste), sinclinal Dom Bosco e Falha do Engenho (sul), sinclinal Gandarela (nordeste) sistema de falha Fundão-Cambotas (sudeste a nordeste) e zona de cisalhamento São Vicente (porção central do Quadrilátero Ferrífero), tais feições, entre outras, são atribuídas à orogenia riaciana que edificou estruturas com vergência para S-SW e para NW (Endo 1997; Endo & Machado 2002).

Os domos granito-gnáissicos são associados à estrutura domos-e-quilhas gerada após o colapso orogênico riaciano que resultou no soerguimento dos complexos graníticos cujas quilhas são materializadas pelas rochas supracrustais (Alkmim & Marshak 1998).

Durante o Neoproterozoico, as estruturas pretéritas foram reativadas e gerou-se um novo cinturão de cavalgamento vergente para oeste e zonas de cisalhamento nas bordas dos domos (Alkmim e Marshak 1998; Endo e Machado 2002).

Tabela 2.1 – Principais eventos tectonomagmáticos no Quadrilátero Ferrífero até o Neoproterozoico.

Evento	Descrição e distribuição
Orogenia neoproterozoica (700–450 Ma)	Reativação de estruturas anteriores sob compressão vergente para oeste (Alkmim e Marshak 1998; Endo e Machado 2002)
Magmatismo estateriano (1700 Ma)	Intrusões de diques máficos associados aos desenvolvimento da bacia Espinhaço (Silva <i>et al.</i> 1995)
Orogenia riaciana (2250–1900 Ma)	O Quadrilátero Ferrífero é envolvido em um cinturão e dobras e cavalgamento associado à metamorfismo e deposição do Grupo Itacolomi (Alkmim e Marshak 1998; Endo e Machado 2002)
Bacia Minas	Evento extensional que propiciou o desenvolvimento da bacia durante o Sideriano-Riaciano (Alkmim e Noce 2006)
Bacia Rio das Velhas	É contemporânea aos eventos arqueanos (Baltazar e Zucchetti 2007; Moreira <i>et al.</i> 2016)
Mamona I (2750–2700 Ma) e II (2620–2580 Ma)	Intrusões graníticas associadas a metamorfismo (Machado <i>et al.</i> 1996; Romano <i>et al.</i> 2013; Farina <i>et al.</i> 2015; Martínez-Dopico <i>et al.</i> 2017)
Rio das Velhas I (2930–2900 Ma) e II (2800–2770 Ma)	Acresção de magma TTG a crosta paleoarqueana sob atividade máfica e ultramáfica e granitogênese potássica em corpos de dimensões variadas no interior dos domos graníticos (Romano <i>et al.</i> 2013, Farina <i>et al.</i> 2016)
Santa Bárbara (3220–3200 Ma)	Núcleo cratônico sob sucessivos pulsos magmáticos (Lana <i>et al.</i> 2013)

2.5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALTO RIO DAS VELHAS

A bacia do Alto Rio das Velhas está inserida na província geológica do Quadrilátero Ferrífero, e é representada pelo Complexo Bação, composta por gnaisse e migmatito arqueano, pelo Supergrupo Rio das Velhas (sequência arqueana tipo *greenstone belt*), e pelo supergrupo Minas, marcado por seus metassedimentos proterozoicos (Dorr II 1969; Alkmim & Marshak 1998).

Sobre o relevo da bacia do Alto Rio das Velhas é observado o condicionamento lito-estrutural em toda sua extensão (Barbosa 1980). Coincidindo com as bordas das sinclinais estão as porções mais elevadas com cristas escarpadas com altitudes superiores a 1.200 m, compostas por metarenitos e

Cruz, R.R. 2018. Análise geomorfológica e geomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itabirito, Itabirito – Minas Gerais
itabirito do Supergrupo Minas. As colinas formadas sobre as rochas arqueanas do Complexo do Bação
correspondem as porções mais rebaixadas da bacia, possuindo altitudes inferiores a 800 m.

CAPÍTULO 3

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 ANÁLISE MORFOLÓGICA

3.1.1 Bacia hidrográfica

Diversas foram as definições de bacia hidrográfica formuladas ao longo do tempo. Borsato e Martoni (2004) descrevem a bacia hidrográfica como uma região limitada por divisores de águas, que a separa das bacias adjacentes. Em sua área, a água de precipitação é capturada naturalmente através de superfícies vertentes e com a rede de drenagens, formada por cursos d'água, faz-se convergir os escoamentos para o ponto de exutório, a foz da bacia.

Já Lima e Zakia (2000), dão uma abordagem mais sistêmica ao conceito geomorfológico da bacia hidrográfica, como sistemas abertos que recebem energia através de agentes climáticos e perdem energia através da descarga fluvial cuja descrição se baseia em variáveis independentes que oscilam em torno de um padrão e, mesmo quando perturbadas por ações antrópicas, encontram-se em equilíbrio dinâmico. Em outras palavras, qualquer alteração no fluxo de energia, ou modificação na forma do sistema, irá ocorrer uma mudança compensatória que minimizará o efeito da alteração e irá restaurar o estado de equilíbrio dinâmico.

Os termos “sub-bacia” e “microbacia hidrográfica” não apresentam a mesma convergência conceitual existente para bacia hidrográfica, mas ainda assim estão incorporados na literatura técnico-científica. Santana (2003) aponta que uma bacia hidrográfica pode ser desmembrada em um número qualquer de sub-bacias, dependendo do ponto de saída considerado ao longo do seu canal coletor. Cada bacia interliga-se com outra de ordem hierárquica superior, constituindo, em relação à última, uma sub-bacia. Portanto, os termos “bacia” e “sub-bacia hidrográfica” são relativos. Em relação a área, Faustino (1996) e Martins *et al.* (2005) tratam a sub-bacia como bacia hidrográfica com área maior que 100 km² e menor que 700 km² ou com área entre 200 km² e 300 km², respectivamente.

Conforme levantado por Leonardo (2003), a compreensão da diferença entre microbacia e bacia relaciona-se com a noção de escala de análise da sustentabilidade. Nesse conceito, microbacia é o elemento de escala análise ambiental muito singular, pois representa o elo de ligação entre a escala micro (correspondente ao nível de análise, verificação, medição, monitoramento e intervenção *in loco*) e a macroescala de análise (paisagem, região, bacia hidrográfica, nação ou até mesmo global).

As pesquisas relacionadas com as drenagens fluviais sempre possuíram função relevante na geomorfologia e o estudo da rede hidrográfica pode proporcionar à elucidação de inúmeras questões geomorfológicas, uma vez que os cursos d'água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre. Composta por um conjunto de canais de escoamento inter-

relacionados que dão forma a bacia de drenagem, a drenagem fluvial é definida como a área drenada por um determinado rio ou por um sistema fluvial (Christofolletti 1980).

A morfometria reúne análise quantitativa dos elementos superficiais de uma bacia hidrográfica como a rede de drenagem e o conjunto de vertentes (Christofolletti 1999; Rai *et al.* 2004; Cherem 2008). Tal conceito é introduzido por Horton (1945), onde estabelece leis principais da composição da drenagem afim de entender a configuração e evolução de uma dada bacia (Cherem 2008). Já Christofolletti (1980) aponta que os índices e parâmetros no estudo analítico de uma bacia são abordados em quatro conjuntos: hierarquia fluvial, análise linear, análise areal e análise hipsométrica.

3.1.2 Hierarquia fluvial

Corresponde à ordenação dos canais fluviais de uma bacia hidrográfica, com a função de facilitar e tornar mais objetivo os estudos morfométricos (Cherem 2008). Os critérios iniciais mais precisos a fim de se estabelecer a classificação de determinado curso d'água foi proposto por Horton em 1945 que considera como canal de primeira ordem os que não apresentem tributários. Contudo, nem todos canais de cabeceira apresentam ordem um pois os canais de maior hierarquia estendem-se até a cabeceira de maior ordem (Figura 3.1A). Na ordenação proposta por Horton, o rio principal é mencionado pelo mesmo número de ordem desde a sua nascente (Christofolletti 1980, Cherem 2008).

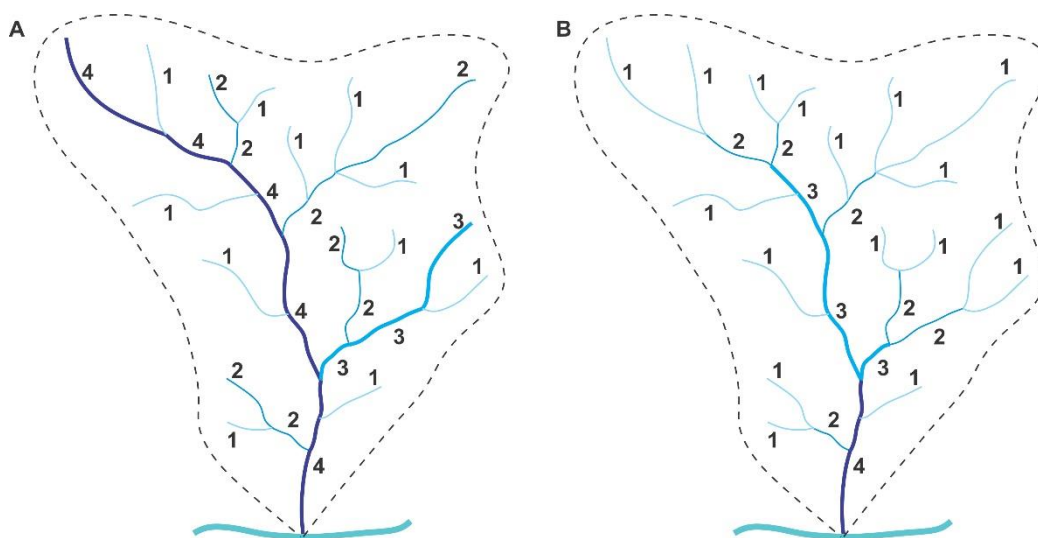


Figura 3.1 Hierarquia fluvial definida por (A) Horton (1945) e (B) Strahler (1952) (baseado em Christofolletti 1980).

Strahler (1952) propõe uma nova classificação baseada em Horton (1945) em que a drenagem de primeira ordem corresponde ao canal sem tributários e se estende da nascente à confluência, os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois ou mais canais de primeira ordem, e só recebem afluentes de primeira ordem e assim sucessivamente. Ressalta-se que a confluência com canais de hierarquia menor não altera a hierarquia da rede (Figura 3.1B). Tal classificação exclui o conceito de que o rio principal deve ter o mesmo número de ordem em toda a sua extensão e a necessidade de se refazer a numeração a cada confluência (Christofolletti 1980, Cherem 2008).

3.1.3 Parâmetros lineares

A análise linear compreende índices, atributos e/ou parâmetros lineares que quantificam a rede hidrográfica como comprimento, número de canais, área e suas inter-relações (Christofolletti 1980, Cherem 2008).

Relação de bifurcação (R_B)

Definida por Horton em 1945, trata-se da relação entre o número total de segmentos de uma certa ordem (N_U) e o número total dos de ordem imediatamente superior (N_{U+1}). O índice é expressado pela Equação 3.1.

$$R_B = \frac{N_U}{N_{U+1}} \quad (\text{Equação 3.1})$$

A regressão linear do logaritmo do número de drenagem de cada ordem ($\log N_U$) (eixo da ordenada) em relação a ordem de drenagem (U) (eixo da abscissa) tende a gerar uma reta com pouca dispersão cujo antilogaritmo do coeficiente de regressão b equivale ao índice de relação de bifurcação de Horton (R_B) (Horton 1945, Strahler 1957) (Equações 3.2 e 3.3).

$$\log N_U = a - bU \quad (\text{Equação 3.2})$$

$$R_B = \log^{-1} b \quad (\text{Equação 3.3})$$

Segundo Horton (1945), a relação de bifurcação (R_B) para bacias planas ou onduladas é cerca de 2,0 enquanto os valores de 3 a 4 caracterizam bacias montanhosas ou altamente drenadas. Tal índice é estável e apresenta pequenas variações entre regiões ou ambientes diferentes, exceto onde há intenso controle estrutural (Strahler 1957). França (1968) estabelece uma relação do R_B com o comportamento hidrológico dos solos, onde valores maiores para solos menos permeáveis e menores valores para os solos mais permeáveis.

Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RL_m)

O comprimento médio dos canais em uma dada ordem (Lm_U) é dado pela razão entre o total dos comprimentos dos canais (L_U) nessa ordem pelo número de canais (N_U) (Christofolletti 1980) (Equação 3.4).

$$Lm_U = \frac{L_U}{N_U} \quad (\text{Equação 3.4})$$

A segunda lei proposta por Horton (1945), Lei do Comprimento dos Canais, estabelece que os comprimentos médios (Lm) dos canais de ordens sucessivas de uma bacia tende a aproximar-se de uma

série geométrica, onde o primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os comprimentos médios dos canais, RL_m (Christofolletti 1980). A RL_m é obtido a partir da relação expressa na Equação 3.5 (Horton 1945).

$$RL_m = \frac{Lm_U}{Lm_{U-1}} \quad (\text{Equação 3.5})$$

Semelhante à relação de bifurcação R_B (Equação 3.3), a RL_m pode ser obtida pela regressão linear dos comprimentos médios dos canais, onde o antilogaritmo de seu coeficiente de regressão equivale ao RL_m (Horton 1945)

Relação entre os índices do comprimento médio do canais (RL_m) e de bifurcação (R_B)

Essa relação (Equação 3.6) é apresentada por Horton (1945) e permite avaliar o desenvolvimento da bacia hidrográfica e sua capacidade hídrica. No caso se a RL_m é igual a R_B , o tamanho médio do canal crescerá ou diminuirá na mesma proporção que R_B , caso contrário seguirá a variação da ordem da drenagem (Horton 1945, Christofolletti 1980).

$$R_{LB} = \frac{RL_m}{R_B} \quad (\text{Equação 3.6})$$

Relação entre os gradientes dos canais (R_{GC})

Assim como os parâmetros apresentados anteriormente, a declividade (média) de um canal de uma dada ordem (G_{CU}) apresenta uma relação com a de ordem imediatamente superior, sendo expressa por uma série geométrica inversa, na qual o primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os gradientes dos canais (R_{GC}) (Horton 1945; Christofolletti 1980) (Equação 3.7)

$$R_{GC} = \frac{G_{CU}}{G_{CU+1}} \quad (\text{Equação 3.7})$$

O coeficiente da regressão linear da declividade dos canais de uma dada ordem corresponde ao índice R_{GC} sendo obtido como a R_B (Equação 3.3) e a RL_m (Horton 1945).

A declividade de um dado canal pode ser obtido a partir de dados vetoriais pela diferença entre das altitudes na cabeceira (Z_C) e na foz (Z_F) dividida pelo comprimento do trecho analisado (L) (Buarque 2008) (Equação 3.8).

$$G_{CU} = \frac{Z_C - Z_F}{L} \quad (\text{Equação 3.8})$$

Índice de sinuosidade (I_s)

O índice de sinuosidade (I_s) é obtido pela relação entre o comprimento do curso principal da bacia (L) e a distância vetorial (d_v) entre os pontos extremos do mesmo (Mueller 1968) (Equação 3.9).

$$I_s = \frac{L}{d_v} \quad \text{(Equação 3.9)}$$

A sinuosidade do canal principal é o resultado de fatores topográficos, hidráulicos (Miller 1968) e geológicos (Schumm 1963 *in* Mota *et al.* 2013) como a declividade, potencial hídrico (Dey 2014) e porcentagem de silte e argila (Schumm 1963 *in* Mota *et al.* 2013). Para valores de $I_s < 1,1$, o canal é caracterizado como retilíneo, se maior que 1,5, trata-se de canal meandrante, e quando entre 1,1 e 1,5 trata-se de um canal sinuoso (Dey 2014).

3.1.4 Parâmetros areais

A análise areal engloba englobados índices nos quais intervêm medições planimétricas e medições lineares e indicam as relações entre a rede de drenagem e seu arranjo espacial na bacia (Christofolletti 1980; Cherem 2008).

Área da bacia (A)

Trata-se de toda a área drenada pelo conjunto do sistema fluvial, projetada em plano horizontal (Christofolletti 1980).

Comprimento da bacia (L)

Não há uma forma única para se determinar o comprimento da bacia. São diversas definições utilizadas a fim de se obter determinado valor (Christofolletti 1980) (Figura 3.2):

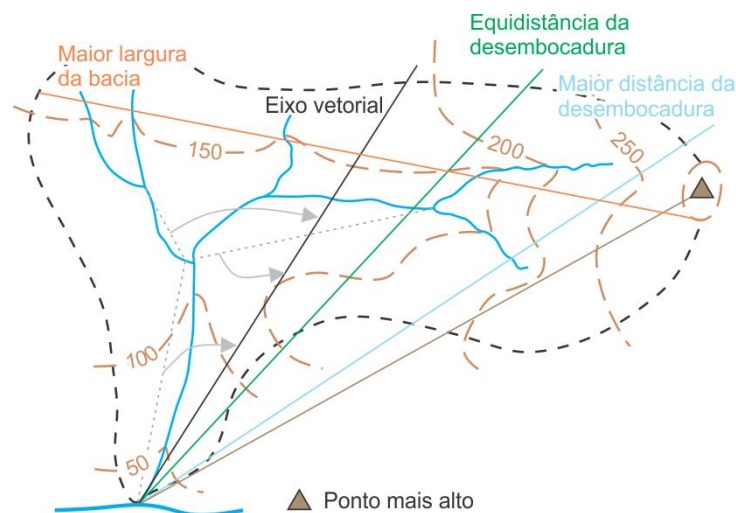


Figura 3.2 Representação dos diversos critérios utilizados para se determinar o comprimento da bacia (baseado em Christofolletti 1980).

- i. Distância medida em linha reta entre a foz e determinado ponto do perímetro, que assinala equidistância no comprimento do perímetro entre a foz e ele;
- ii. Maior distância medida, em linha reta, entre a foz e determinado ponto situado ao longo do perímetro;
- iii. Distância medida, em linha reta, entre a foz e o mais alto ponto situado ao longo do perímetro;
- e
- iv. Distância medida em linha reta acompanhando paralelamente o rio principal.

Índice de circularidade (I_c)

Por meio de tal parâmetro busca-se a obtenção da forma da bacia. Miller (1953) propôs o índice de circularidade (I_c) a fim de se eliminar a subjetividade na caracterização da forma da bacia. Este índice é a relação existente entre a área da bacia (A) e a área do círculo (A_c) de mesmo perímetro (Equação 3.10).

$$I_c = \frac{A}{A_c} \quad \text{(Equação 3.10)}$$

Segundo Alves e Castro (2003), uma bacia alongada ou que favorece o escoamento apresenta I_c abaixo de 0,51, em caso contrário, trata-se de uma bacia mais circular ou com escoamento reduzido e maiores probabilidade de cheias. Além disso, tal parâmetro pode informar se o tempo de concentração da bacia é lento ou rápido (Cherem 2008).

Fator de forma (F_f)

Conforme definido por Horton (1932), esse índice é a razão entre a largura e o comprimento axial da bacia hidrográfica onde este corresponde a distância da foz do canal principal até o ponto mais remoto a foz dentro da bacia. Esse fator é expresso em relação a área da bacia (A) e seu comprimento (L) (Equação 3.11).

$$F_f = \frac{A}{L^2} \quad \text{(Equação 3.11)}$$

Densidade hidrográfica (D_h)

Este parâmetro estabelece a relação entre o número de rios (N) e a área da bacia hidrográfica (A) (Equação 3.12) (Horton 1945).

$$D_h = \frac{N}{A} \quad \text{(Equação 3.12)}$$

Baixos valores de D_h (<1,0) indicam a presença de rocha permeável e baixo relevo enquanto valores altos (>1,0) são condicionados por terrenos íngremes (Reddy *et al.* 2004).

Densidade de drenagem (D_d)

Este parâmetro estabelece a relação entre o comprimento total dos canais de drenagem (L_T) e a área de drenagem (A) (Equação 3.13) (Horton 1945).

$$D_d = \frac{L_T}{A} \quad (\text{Equação 3.13})$$

Segundo Christofolletti (1980), a densidade de drenagem D_d apresenta relação inversa à densidade hidrográfica D_h , pois quanto mais canais existirem, menos extensos eles serão (Cherem 2008).

O comportamento hidrológico afeta diretamente a densidade de drenagem D_d . Valores altos ($D_d > 2,0$) são relacionados a terrenos poucos permeáveis, de grande capacidade de escoamento e com vegetação esparsa (Reddy *et al.* 2004) como rochas clásticas e de granulação fina que apresentam melhores condições para escoamento superficial (Christofolletti 1980). Já para valores de D_d menor que dois retrata a presença de material subsuperficial permeável como rochas de granulometria mais grossa e baixo relevo (Christofolletti 1980; Reddy *et al.* 2004).

Relação entre áreas das bacias (R_A)

Esse índice relaciona a área médias das bacias para cada canal individualmente de uma determinada ordem (A_U) com as bacias de ordem sucessivamente inferior (A_{U-1}), respeitando uma progressão geométrica cujo primeiro termo é a área média das bacias de primeira ordem (Schumm 1956 *in* Christofolletti 1980, Cherem 2008). Sua fórmula corresponde à Equação 3.14.

$$R_A = \frac{A_U}{A_{U-1}} \quad (\text{Equação 3.14})$$

A R_A , segundo a proposta de Horton (1945), pode ser obtida, alternativamente, pelo antilogaritmo do coeficiente de regressão linear do logaritmo dos valores das áreas das bacias de uma dada ordem, assim como a R_B (Equação 3.3) e os índices R_{GC} e a RL_m .

Coeficiente de manutenção (C_M)

O coeficiente de manutenção indica a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento, sendo obtido pela Equação 3.15 (Schumm 1956 *in* Christofolletti 1980).

$$C_M = \frac{1}{D_d} \cdot 1000 \quad (\text{Equação 3.15})$$

Extensão do percurso superficial (E_{PS})

Esse índice é definido por Horton (1945) como *length of overland flow* e representa a distância percorrida pela água pluvial antes de se integrar aos canais de drenagem. O valor da extensão do

percurso superficial pode ser estimado pela metade do recíproco da densidade de drenagem (Equação 3.16).

$$E_{PS} = \frac{1}{2 \cdot D_d} \quad (\text{Equação 3.16})$$

Alternativamente, o fluxo de água superficial pode ser expressado em função da declividade do canal em estudo (G_C) e da bacia (G_B) (Horton 1945) (Equação 3.17).

$$E_{PS} = \frac{1}{2 \cdot D_d \cdot \sqrt{1 - \left(\frac{G_C}{G_B}\right)^2}} \quad (\text{Equação 3.17})$$

Coefficiente de compacidade (K_C)

Esse índice é proposto por Gravelius (1914) e relaciona o perímetro da bacia (P) e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia (A) (Equação 3.18). Independente da área, o coeficiente de compacidade K_C varia segundo a irregularidade da área drenada e indica sua susceptibilidade a enchentes que ocorre quanto K_C é próximo a um (Villela e Mattos 1975 *in* Georgin *et al.* 2015).

$$K_C = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{Equação 3.18})$$

3.1.5 Parâmetros hipsométricos

Os parâmetros hipsométricos correlacionam a variação altimétrica à área e a rede de drenagem de uma mesma bacia (Cherem 2008).

Declividade média (D_M)

A energia e intensidade de atuação dos processos morfogenéticos são relacionados a declividade média (D_M) como escoamento superficial (Cherem 2008). Esse parâmetro pode ser obtido a partir da distância entre as curvas nível (E), comprimento destas (L) e a área da bacia (A) (Equação 3.19) (Paz e Moraes 2016).

$$D_M = \frac{E \cdot L}{A} \quad (\text{Equação 3.19})$$

Alternativa, a partir de uma imagem raster topográfica, pode ser gerado os dados de declividade (Capítulo 4) de uma bacia cujos dados estatísticos são calculados nativamente por programas de geoprocessamento.

Índice de rugosidade (I_R)

O índice é definido pelo produto entre a amplitude altimétrica da bacia (H), que é a diferença entre as altitudes máxima e mínima, e a densidade de drenagem D_d (Equação 3.20) (Strahler 1958).

$$I_R = H \cdot D_d \quad (\text{Equação 3.20})$$

Valores elevados do índice de rugosidade I_r retratam uma bacia com vertentes íngremes e longas (Strahler 1958), de alta energia, com maior probabilidade para ocorrência de cheias devido a elevada amplitude altimétrica, e/ou bacia com alta transmissividade hidráulica, já que todos os pontos da bacia estão mais próximos da rede de drenagem, convertendo o fluxo de vertente em fluxo fluvial em menor tempo (Cherem 2008).

Gradiente do canal principal (G_{CP})

Conforme apresentado por Christofolletti (1980), o gradiente do canal é função da diferença da altitude (Δa) entre a cabeceira e a foz do canal em razão pelo comprimento desse canal (L) (Equação 3.21).

$$G_{CP} = \frac{\Delta a}{L} \quad (\text{Equação 3.21})$$

Relação de relevo (R_R)

A relação de relevo (R_R) considera a relação entre a amplitude altimétrica máxima da bacia (Δa_M) e a maior extensão (L_B) da mesma, medida paralelamente à principal linha de drenagem (Christofolletti 1980) (Equação 3.22).

$$R_R = \frac{\Delta a_M}{L_B} \quad (\text{Equação 3.22})$$

Carta Clinográfica

As cartas clinográficas são as representações gráficas da distribuição espacial das declividades de determinado meio físico. Para estudos geomorfológicos, de tectônica recente, de ocupação e de ordenamento territorial, é indispensável a elaboração de tais cartas clinográficas. Segundo Fontes (2011), por meio de cartas clinográficas são obtidos dados importantes para a avaliação de possíveis processos de remobilização de formações ou instabilidade de maciços.

O relevo pode ser descrito, a partir das faixas de declividade, em seis classes segundo a súmula da Embrapa (1979), porém, essa divisão pode se adequar às necessidades do estudo em particular, como utilizado em estudos geotécnicos na cidade de Ouro Preto (Minas Gerais) por Fontes (2011).

Tabela 3.1 – Classificação do relevo segundo sua declividade, segundo Embrapa (1979) e Fontes (2011).

Embrapa (1979)	Fontes (2011)
<i>Plano (0 a 3%):</i> superfície de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são muito pequenos	<i>Planalto (0 a 10%):</i> são típicos dos platôs e bordas mais niveladas dos morros e alteamentos, sendo resultantes da exposição de rochas mais resistentes aos processos erosivos
<i>Suave ondulado (3 a 8%):</i> superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros (elevações de altitudes relativas da ordem de 50 a 100 m, respectivamente)	<i>Suave ondulado (0 a 20%):</i> possui elevações típicas do planalto dissecado, que erodidos formam conjunções de morros com vertentes mais suaves que as unidades anteriores
<i>Ondulado (8 e 20%):</i> superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros	<i>Ondulado (20 a 40%):</i> pode ocorrer em altitudes elevadas, no entanto os desníveis são menores que os registrados no relevo escarpado
<i>Forte ondulado (20 a 45%):</i> superfície de topografia movimentada formada por outeiros e/ou morros (elevações de 100 a 200 m de altitude relativa)	<i>Montanhoso (40 a 60%) a Escarpado (60 a 100%)</i> é marcado por elevações alongadas, vertentes íngremes, possuem topos em crista bem marcados
<i>Montanhoso (45 a 75%):</i> superfície de topografia vigorosa, com predominância de formas acidentadas, usualmente constituída por morros, montanhas, maciços montanhosos e alinhamentos montanhosos	<i>Serra (>100%)</i> constitui áreas de altitudes elevadas e declividade acentuada com formação de “paredões” rochosos que encerram em cristas ou plataformas.
<i>Escarpado (> 75%):</i> regiões ou áreas com predomínio de formas abruptas, compreendendo escapamentos tais como: aparados, frentes de cuevas, falésias, vertentes de declives muito fortes de vales encaixados, etc.	

Carta Hipsométrica

As cartas hipsométricas representam a topografia continental emersa (Guerra 1993). Conforme apresentado por Christofolletti (1980), as curvas altimétricas integraram os estudos morfoestruturais somente na década de 50 a partir da publicação dos dados altimétricos do globo sendo Strahler (1952) um dos pioneiros ao apresentar uma análise hipsométrica para estudos de bacias fluviais.

3.2 ÍNDICES NEOTECTÔNICOS

3.2.1 Índice relação declividade-extensão (RDE) ou Índice de Hack

Em estudos de perfis longitudinais de rios, Hack (1973) propõe um índice sensível a intensidade de erosão (Fonseca & Augustin 2011) e alterações em seu curso decorrentes de mudanças no substrato geológico, aporte de carga e/ou neotectonismo (Etchebehere *et al.* 2004). Tal índice é conhecido como “Índice de Hack” ou pela denominação original *stream-gradient index* (SL) sendo calculado pela declividade do segmento da drenagem multiplicada pela distância entre o seguimento e a nascente do rio (Figura 3.3A)

Etchebehere *et al.* (2004) propõem uma derivação do Índice de Hack, denominada de “índice relação declividade-extensão, RDE” que leva em consideração as variações de energia da corrente em determinado segmento da drenagem e utiliza como variável a declividade da superfície da bacia e a descarga de água no final desse trecho (Salamuni *et al.* 2013; Queiroz *et al.* 2015).

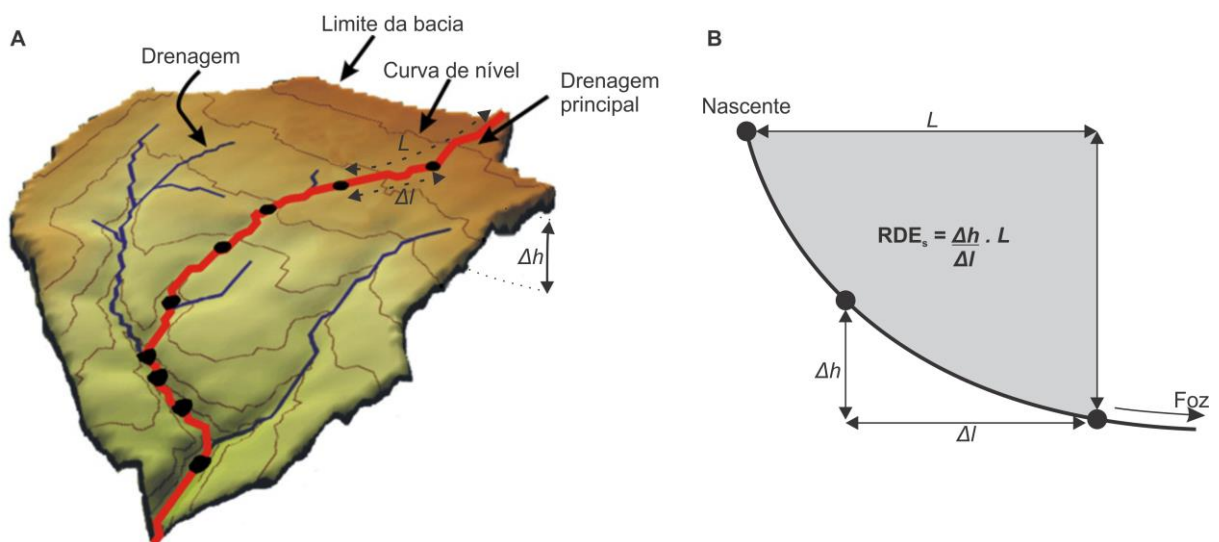


Figura 3.3 – Metodologia empregada em uma bacia (A) para o cálculo do índice relação declividade-extensão em um segmento RDE_s (B) (modificado de Font *et al.* 2010).

O índice RDE pode ser calculado para um segmento de um rio, RDE_s (Equação 3.23) ou para toda sua extensão RDE_T (Equação 3.24) sendo dado pela declividade ($\Delta h/\Delta l$) de um determinado trecho de um rio normalizada pela distância do referido trecho às cabeceiras (L), sendo assim a diferença altimétrica entre as duas extremidades de um segmento ao longo do curso d'água é dado por Δh e Δl representa a projeção horizontal do trecho para o qual o índice RDE está sendo calculado (Figura 3.3). Observa-se que o RDE_T leva em consideração a amplitude altimétrica total (diferença topográfica entre as cotas da cabeceira e da foz) e o logaritmo natural da extensão total do rio (Etchebehere *et al.* 2004).

$$RDE_S = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot L \quad (\text{Equação 3.23})$$

$$RDE_T = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot \ln L \quad (\text{Equação 3.24})$$

O quociente entre RDE_S e RDE_T indica trechos desequilibrados ao longo dos perfis longitudinais, caso essa razão tenha valor entre 0 e 2, trata-se de uma região equilibrada; entre 2 e 10, a região está submetida a uma anomalia de segunda ordem e para valores acima de 10, trata-se de uma anomalia de primeira ordem (Seeber e Gornitz 1983). Esse último conjunto está relacionado a *knickpoints*, anomalias geradas a partir da ampliação do gradiente topográfico (Seeber e Gornitz 1983; Salamuni *et al.* 2013; Queiroz *et al.* 2015).

Facilidades na obtenção do RDE propiciaram seu emprego em avaliações geológicas e de relevo pois permite a comparação de rios de várias extensões e características fisiográficas além de possibilitar inferências relacionadas ao desenvolvimento geológico e geomorfológico dos ecossistemas de uma área-alvo (Fonseca e Augustin 2011).

3.2.2 Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)

O fator de assimetria da bacia de drenagem (*FABD*) (Hare e Gardner 1985) retrata o basculamento tectônico da bacia (Keller e Pinter 1996 *in* Santos e Morais 2017), sua determinação é dada pelo quociente entre as áreas à direita do canal principal (A_R) e a área total da bacia (A) (Equação 3.25).

$$FABD = \frac{A_R}{A} \cdot 100 \quad (\text{Equação 3.25})$$

Interpreta-se que para *FABD* próximos a 50, pouca ou nenhuma atividade tectônica, enquanto para valores menores ou maiores, indicam o soerguimento da margem direita ou esquerda, respectivamente (Salamuni *et al.* 2004). Considera-se aqui, que a área à direita do canal principal é determinada pela visada para jusante (conforme denota Salamuni *et al.* 2004), ou seja, a porção leste da bacia Itabirito.

3.2.3 Fator de simetria topográfica transversal (FSTT)

Esse índice é proposto por Cox (1994 *in* Santos e Morais 2017) e indica o comportamento das drenagens em relação ao substrato geológico e arcabouço estrutural. O fator é obtido pela razão entre as distâncias da linha média da bacia para a linha média da drenagem (Da) e entre esta para o divisor topográfico (Dd) (Equação 3.26).

$$FSTT = \frac{Da}{Dd} \quad (\text{Equação 3.26})$$

3.3 LINEAMENTO MORFOESTRUTURAL

Os lineamentos retratam feições topográficas lineares ou levemente curvadas associados à falhas, zonas lineares de faturamento, trama tectônica e cadeiras lineares de algumas feições geológicas (lacólitos, vulcões, etc) (Andrade Filho & Fonseca 2009; Florisky 2016, e referências contidas). Em regra, os lineamentos são expressos na topografia e são observados por sensoriamento remoto (imagens áreas, de satélite), modelos sísmicos 3D e mapas temáticos (Florisky 2016). Segundo a revisão de Chiang (1984), os lineamentos podem ser classificados segundo sua natureza, expressão e tamanho.

A extração desses dados em sensoriamento remoto, usualmente, emprega imagens SRTM (*Shutter Radar Topographic Mission*) e Landsat, a partir da primeira é gerado mapas de sombras de relevo (*hillshade*) e da segunda utiliza-se as faixas termais (bandas 6 e 7 no Landsat 7 ou 7, 10 e 11 na Landsat 8) afim de evidenciam as feições lineares, tanto para posterior tratamento manual quanto utilizado *softwares* específicos (Andrade Filho & Fonseca 2009; Conceição & Silva 2013; Florisky 2016).

Diagramas em roseta são comumente usados para representar os *trends* de lineamentos de uma região em estudo assim como histogramas do número de elementos segundo dado intervalo de comprimento (Chiang 1984).

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA

4.1 OBTENÇÃO DOS DADOS

Os dados hidrológicos da bacia do rio Itabirito foi gerado no ArcGIS® 10.1 utilizando a imagem 20s450 do SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) com trinta metros de resolução espacial com suas depressões corrigidas pelo TOPODATA do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). A partir desta, as feições topográficas e hidrográficas foram geradas automaticamente, os procedimentos são detalhados no item 4.2.

Os dados vetoriais como mapas geológicos, áreas urbanas e vias de acesso foram obtidos pelas *shapefiles* do “Projeto Geológico do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG”, disponibilizadas por Lobato *et al.* (2005) que corrigiu, cartograficamente, os projetos de mapeamentos geológicos pelos convênios *United States Geological Survey* (USGS) com Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e DNPM com Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

As imagens de satélite utilizadas são distribuídas pela Divisão de Geração de Imagens (DGI) da Coordenação Geral de Observação da Terra (OBT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O satélite utilizado é o *Landsat 8* com resolução espacial de trinta metros, também projetada para SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas) no fuso 23S.

4.2 PROCESSAMENTO

Afim de otimizar todo processamento utilizou-se um modelo (*model*) que implementa a realização automática de uma sequência de ferramentas presentes no *ArcToolbox* do ArcGIS® 10.1 e uma no *Arc Hydro Tools* (ESRI 2011) conforme o fluxograma apresentado na Figura 4.1. Esse modelo emprega quatorze ferramentas e, conseqüentemente, gera catorze arquivos vetoriais entre raster e polilinhas (*polyline shapefiles*).

Todo procedimento foi realizado somente na porção sudoeste da SRTM 20s450 (TOPODATA/INPE 2011) com o intuito de reduzir o tempo de processamento, cujo resultado foi projetado em SIRGAS 2000 no fuso 23S e utilizado a ferramenta *Fill* para evitar possíveis depressões no relevo, mesmo o arquivo original sendo previamente corrigido. Após a correção do MDE (modelo digital de terreno) da área-alvo é implementado as ferramentas *Hillshade*, *Slope* e *Flow Direction*, as duas primeiras geram os mapas de sombras de relevo (utilizado posteriormente nos estudos dos lineamentos morfoestruturais) e de declividade, já a última, determina, segundo a elevação da imagem raster, a direção do fluxo de escoamento de água.

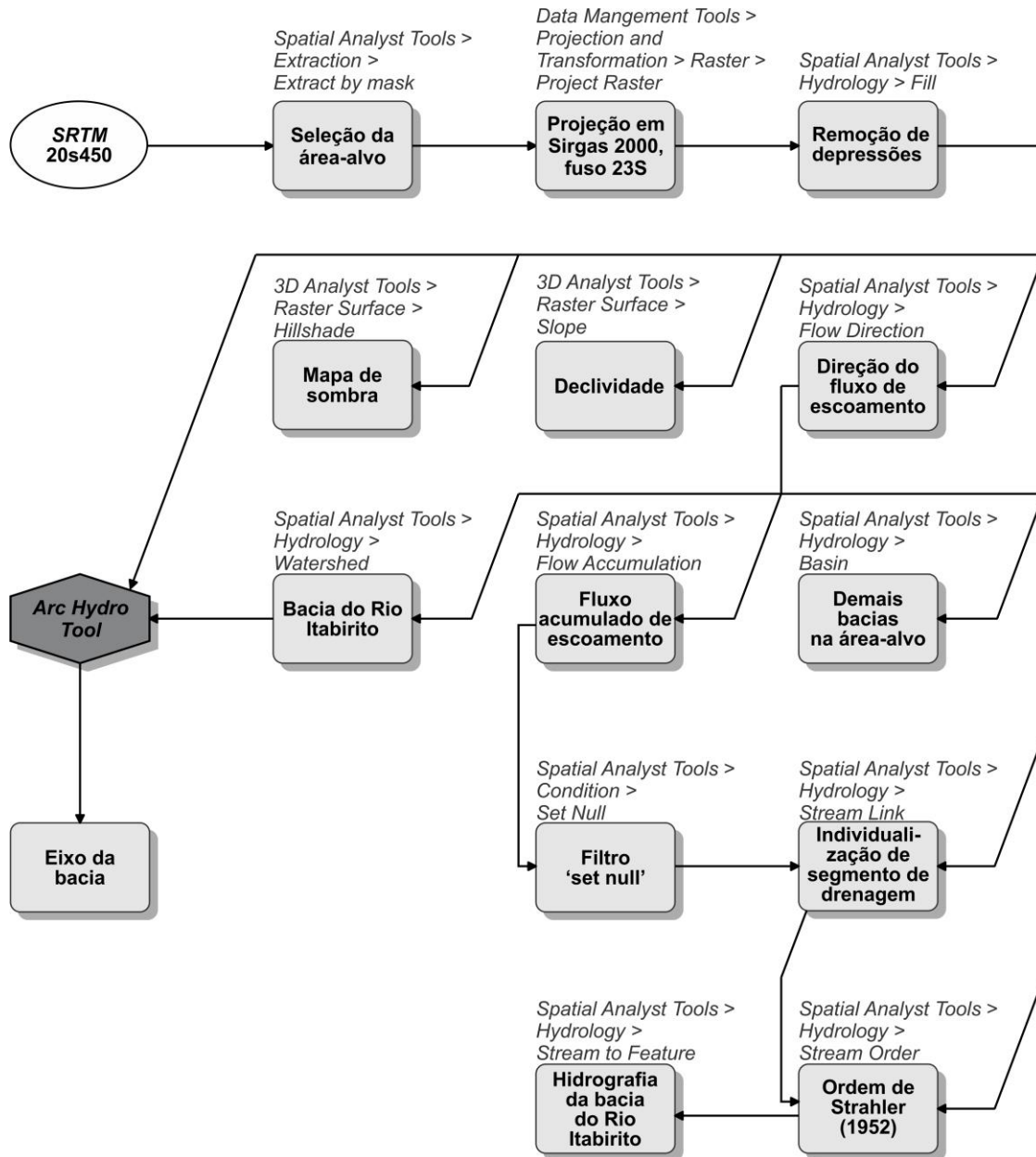


Figura 4.1 – Fluxograma para obtenção de dados hidrográficos e morfológicos da bacia Itabirito.

A ferramenta *Basin* identifica as linhas das serras entre as bacias na raster de direção de fluxo e delimita as bacias contidas em toda sua extensão. Similar a *Basin*, a *Watershed* delimita uma bacia hidrográfica até um determinado ponto na bacia (*pour point*) estimado pelo usuário, no caso da bacia Itabirito, utiliza-se a confluência entre os rios Itabirito e das Velhas.

O fluxo acumulado de escoamento, gerado pela ferramenta *Flow Accumulation* calcula o fluxo como o peso cumulativa de todas as células que fluem para a célula de declive descendente (Figura 4.2). A ferramenta *Set Null* estabelece um valor mínimo para a continuação do processamento, onde valores matriciais da raster gerada na *Flow Accumulation* abaixo desse valor limite são considerados nulos.

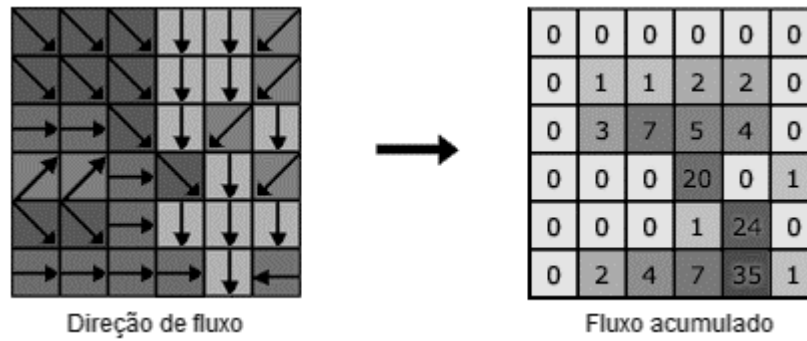


Figura 4.2 – Determinação do fluxo acumulado (Esri 2017).

A ferramenta *Stream Link* estabelece valores únicos para cada seguimento entre as interseções das drenagens (bifurcações) e uma vez individualizados, eles foram hierarquizados segundo Strahler (1952) pela ferramenta *Stream Order*. A rede hidrográfica é gerada pela vetorização da imagem matricial gerada pela *Stream Order* utilizando a *Stream to Feature*, tal ferramenta conserva para o produto final, a ordem hidrográfica de cada segmento.

Os produtos finais (hidrografia e limite da bacia Itabirito) foram comparados a hidrografia do Quadrilátero Ferrífero de Lobato *et al.* (2005), da folha de Itabirito do IBGE (1985) e da bacia São Francisco (Teixeira 2017) afim de evitar a extração excessiva de drenagens de primeira ordem (segundo a hierarquização de Strahler 1952) e gerar um efeito recorrente na ordem das demais drenagens.

Confirmado a integridade e solidez dos dados gerados, faz-se necessário a obtenção do número de canais, comprimento da drenagem, delimitação das sub-bacias, declividade associada a cada canal, área e perímetro da bacia Itabirito, bem como altitude máxima, tais parâmetros foram utilizados no estudo morfológico dessa bacia e apresentados no Capítulo 5. O número de canais é a quantidade de feições vetoriais contidas na *shapefile* de hidrográfica da bacia (um dos produtos finais), sendo o comprimento da drenagem obtido pela ferramenta *Calculate Geometry* na tabela de atributos dessa *shapefile*.

Para a delimitação das sub-bacias de cada ordem é necessário a geração do ponto de foz de cada drenagem (*3D Analyst Tools > Data Management Tools > Features > Feature Vertices To Points*) e assim como na obtenção da bacia Itabirito, utilizou-se a ferramenta *Watershed*, onde os pontos de foz entram no parâmetro *pour point* dessa ferramenta e o resultado foram as sub-bacias individualizadas de cada drenagem segundo da hierarquia fluvial adotada.

A declividade associada a cada trecho de canal foi obtida pela conversão da raster de declividade em *shapefile* de pontos (*Conversion Tools > From Raster > Raster to Point*) e com o ponto médio de cada trecho (*3D Analyst Tools > Data Management Tools > Features > Feature To Point*) utilizou-se o *Spatial Join* (*3D Analyst Tools > Overlay*) que correlaciona os pontos da drenagem ao ponto espacialmente mais próximo com dado de declividade, atribuindo-lhe seu dado de declividade.

Uma vez definida a bacia Itabirito, os parâmetros área e perímetro foram obtidos com a ferramenta *Calculate Geometry* na tabela de atributos das respectivas *shapefiles* já a altitude máxima foi obtida pelo modelo digital de terreno (MDE) da bacia.

O índice relação declividade-extensão (RDE) foi estimado pelo complemento para ArcGIS®, *Knickpoint Finder*, desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa em Neotectônica da Universidade Federal do Paraná (Salamuni *et al.* 2013, Queiroz *et al.* 2015). Essa ferramenta se baseou no trabalho de Etchebehere *et al.* (2004) e utiliza como arquivo de entrada uma raster com dados de elevação de onde é extraído o sistema de drenagem e calculado o RDE_S e RDE_T .

O eixo da bacia, utilizado nos índices neotectônicos, foi gerado pelo complemento *Arc Hydro Tools* versão 2.0 desenvolvido pela ESRI (2011) para ArcGIS® 10. A ferramenta utilizada foi a *Basin Length* e emprega o modelo digital de terreno da bacia (raster), a área da bacia (polígono) e o ponto final da bacia na geração do dado.

Os dados de Teixeira (2017) foram processados afim de se obter os mesmos índices que o apresentado anteriormente afim de comparar com os dados gerados pois os de Teixeira apresentam mais detalhes no traço das drenagens e limite bacinal. Os dados de sub-bacias e hierarquia fluvial são disponibilizados na publicação de Teixeira no portal GeoNetwork/ANA assim como o tamanho das drenagens e áreas das sub-bacias. Os parâmetros que foram completados a esses são declividade e eixo da bacia que foram calculados conforme apresentado anteriormente.

Os lineamentos morfoestruturais foram traçados manualmente sobre a imagem de satélite e, posteriormente, sua orientação é calculada e exportada para o *OpenStereo* v.0.1.2 (Grohmann & Campanha 2011) através do complemento *AzimuthFinder* (Queiroz *et al.* 2013).

Com a definição de todos os parâmetros, os cálculos foram realizados no Excel 2013 após a exportação das tabelas de atributos das *shapefiles* de interesse.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 INTRODUÇÃO

A área total da bacia do rio Itabirito (Figura 5.1) corresponde a cerca de 520 km² sendo circundada pelo conjunto de serras da Moeda e do Dom Bosco, duas importantes feições geológicas regionais do Quadrilátero Ferrífero.

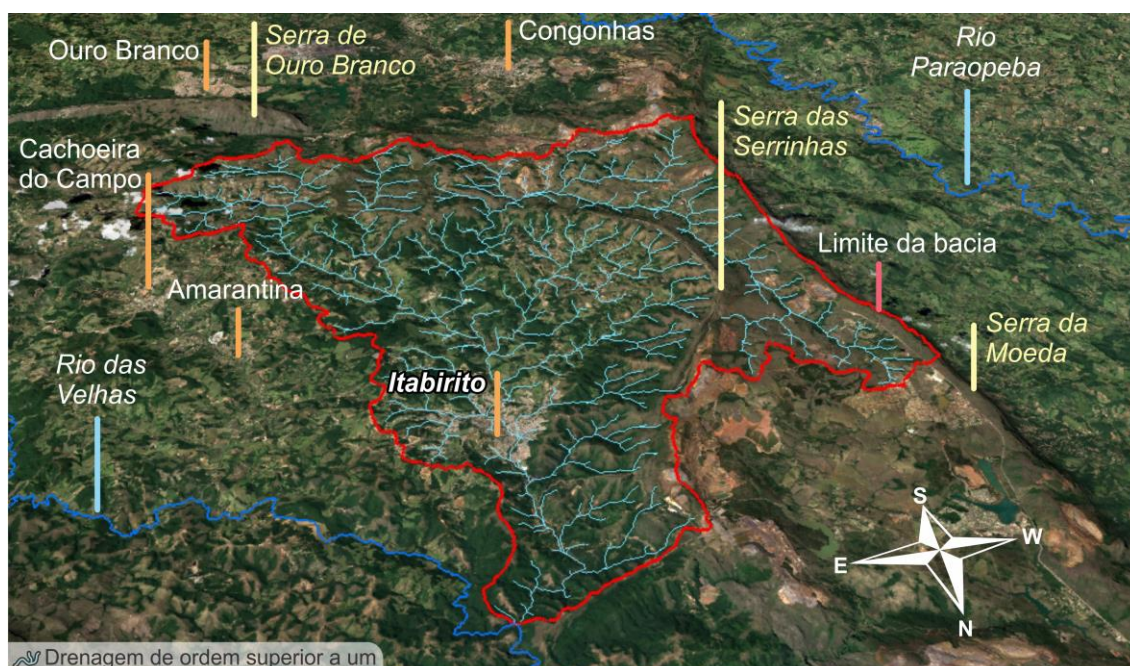


Figura 5.1 – Modelo tridimensional da bacia do rio Itabirito s, escala desconhecida, com visada para SW (imagem de satélite: DGI/OBT/INPE 2018).

5.2 ALTIMETRIA

As maiores altitudes ocorrem no flanco oeste da serra da Moeda, atingindo 1577 m no sudoeste da bacia, e na serra das Serrinhas, 1509 m no norte da bacia. Já as cotas mais baixas apresentam cerca de 803 m de altitude, na foz do rio Itabirito (Figura 5.2).

Segundo a frequência de ocorrências, a área com altura entre 803 e 935 m, nas proximidades do canal do rio Itabirito, perfazem 10,01% da área da bacia; as cotas intermediárias de 935 a 1142 m totalizam 50,44%, compreendendo toda a região área entre as serras da Moeda e das Serrinhas (Figuras 5.2 e 5.3), depressão do Baçõ (Figura 5.3) e as altitudes mais baixas da porção sul da bacia; os pontos situados entre 1142 m e 1486 m cobrem 37,42% da área, ocorrendo principalmente nas porções oeste e sul; e por último, os pontos mais altos correspondem a 0,47% da bacia, com altitudes entre 1486 a 1577 m.

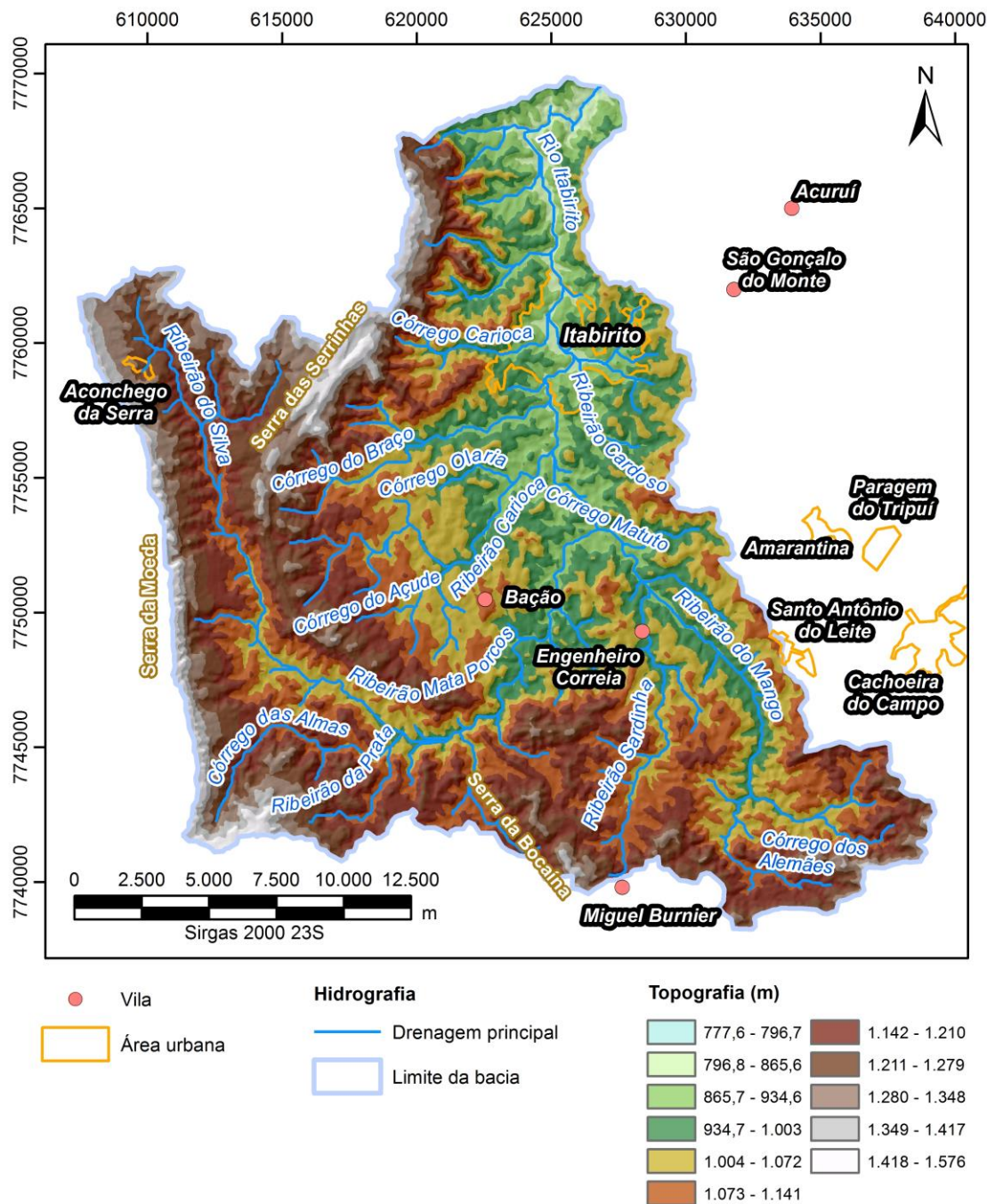


Figura 5.2 – Hipsometria da bacia do rio Itabirito sobre o mapa de sombras (*hillshade*).

5.3 GEOMORFOLOGIA

Quatro domínios geomorfológicas são identificados na bacia Itabirito, Moeda-Bocaína, Silva-Alemães, Santos-Açude e depressão do Bação (Figura 5.3). O domínio Moeda-Bocaína (23,15% da bacia) é bem expressiva na imagem de satélite, caracterizando-se por serras de direção NE-SW como a serra das Serrinhas que inflete para N-S acompanhando a serra da Moeda e as serras que perfazem a região sul da bacia. Essa unidade apresenta altitude mínima de 1280 m sendo drenada pelos ribeirões do

Silva (NW) e das Almas (SW), Sardinha (S) e dos Alemães (SE) e de substrato composto por metarenito, itabirito e dolomito (Figuras 5.3 e 5.4).

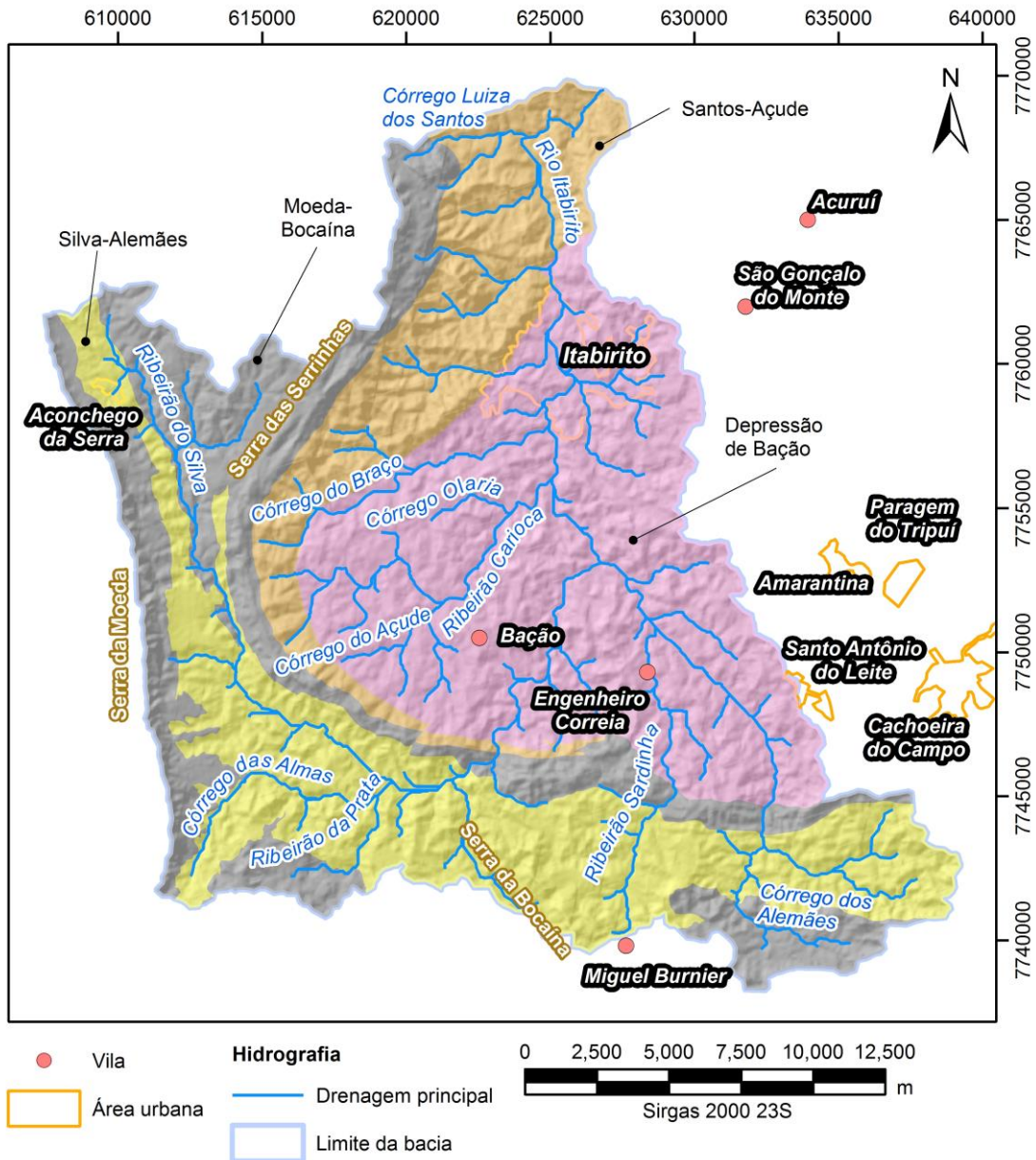


Figura 5.3 – Domínios geomorfológicos da bacia do rio Itabirito.

O domínio Santos-Açude (15,20%) acompanha o traçado da serra das Serrinhas e perfaz a área das nascentes das drenagens diretamente conectadas ao rio Itabirito como os córregos do Braço, Olaria e do Alude (Figura 5.3). O relevo é constituído por conjuntos de morros com altitudes até 1280 m e direção W-E e NW-SE sendo acompanhados por drenagens paralelas. Nessa porção da bacia, há o predomínio por rochas de granulometria fina como filito e metarenito fino (Figura 5.4).

O domínio Silva-Alemães (24,94%) apresenta altitudes variando de 970 a 1460 m, relevo com textura suave e drenagens mais encaixadas somente nas áreas de cabeceira como os ribeirões das Almas, da Prata e Sardinha (Figura 5.3). Seu substrato é composto por, basicamente, filito e metarenito (Figura

5.4). A depressão do Bação (36,70%) compreende a região de altitude entre 840 e 1180 m, caracterizada por um número considerável de confluências e relevo ondulado constituído por seqüências de morros moldados em granito e gnaiss (Figura 5.4).

5.4 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

A bacia do rio Itabirito é constituído por rochas do Complexo Bação, Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas), Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi e pela cobertura sedimentar recente (Figura 5.4).

O Complexo Bação é constituído por granito tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) (Figura 5.4) circundados por gnaisses e intrudidos por batólitos de granitoides potássicos. Os TTGs apresentam coloração clara, granulação média a grossa, textura fanerítica inequigranular a equigranular, foliação bem marcada e composição mineralógica de quartzo, feldspato e biotita (Romano e Rezende 2017). O granitoide potássico (Figura 5.4) é uma rocha clara, em campo, de granulação média a grossa, sem estruturas, como foliação ou bandamento, bem marcadas. A composição mineralógica macroscópica acompanha a mesma das rochas TTGs (Romano e Rezende 2017). O Complexo Bação constituente a depressão do Bação (Figura 5.3) na porção central da bacia (Figura 5.4).

Disposto sobre as rochas granito-gnaisses do Complexo Bação, o Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) (Figura 5.4) é representado por metagrauvas com rochas carbonáticas, metarenito e metargilito subordinados (unidade Catarina Mendes) e filito (unidade Córrego da Paina) (Wallace 1965; Baltazar *et al.* 2005). Próximo ao Complexo Bação, predomina-se granada-estauroлита-xisto associado a formação ferrífera descontínuas (Wallace 1965). O Grupo Nova Lima constitui a crista inferior (Figura 5.3) na porção central e norte da bacia (Figura 5.4).

O Supergrupo Minas é representado pelos grupos Moeda (base), Itabira, Piracicaba e Sabará (topo) que denota quase sua estratigrafia complexa na bacia do rio Itabirito pois algumas formações do Grupo Piracicaba não são descritas na região.

O Grupo Caraça repousa discordantemente sobre as rochas do Grupo Nova Lima e perfaz uma faixa que se estreita para sul (Figura 5.4) acompanhando o traçado da serra das Serrinhas (Figura 5.3). A Formação Moeda, base desse grupo, consiste de metarenito de granulometria média a grossa com estratificação cruzada e intercalações de filito. A Formação Batatal, unidade de topo desse grupo, estabelece contato normal com a formação sotoposta, sendo composta por filito cinza escuro (Wallace 1965) e se dispõe em uma faixa estreita assim como a Formação Moeda (Figura 5.4).

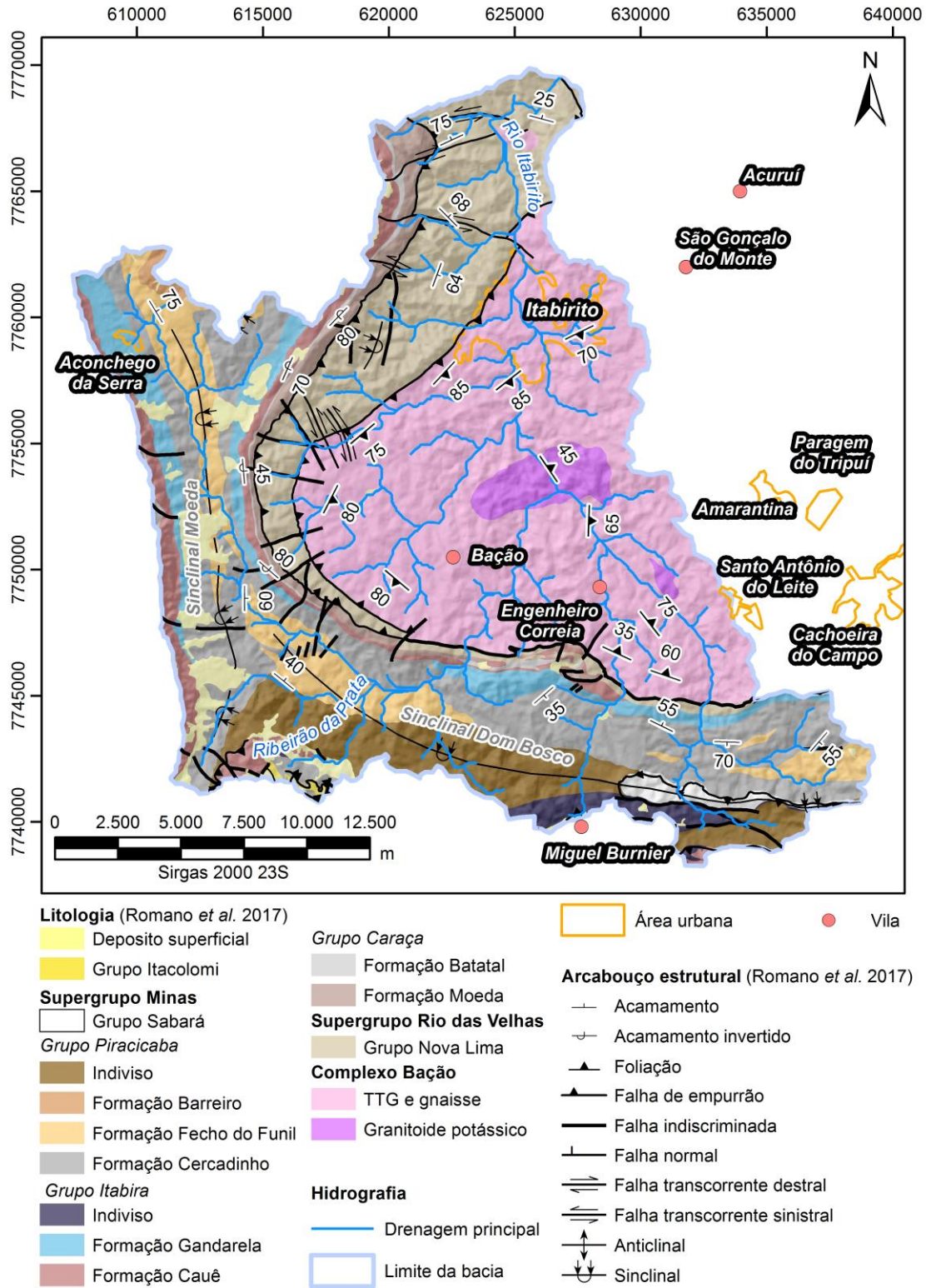


Figura 5.4 – Mapa geológico da bacia do rio Itabirito sobreposto ao mapa de sombreamento.

O Grupo Itabira define as mais altas altitudes devido sua elevada resistência ao intemperismo e se divide em duas formações, Cauê (base) e Gandarela (topo); sua ocorrência segue o traçado da serra da Moeda e se inflete para SE no sul da bacia. A primeira estabelece contato normal com a Formação Batatal (Grupo Moeda) e é constituída por itabirito com percentuais variados de hematita e magnetita,

já a segunda encerra itabirito dolomítico, filito dolomítico e dolomito em contatos gradacionais com a Formação Cauê (Wallace 1965). Nas proximidades de Miguel Burnier (Figura 5.4), no sudeste da bacia, não há a subdivisão entre as formações do Grupo Itabira sendo descrito tanto itabirito quanto dolomito para essa porção (Romano *et al.* 2017).

O Grupo Piracicaba é separado localmente do Grupo Itabira por metaconglomerado com seixos de rochas da Formação Gandarela e rochas ígneas de origem desconhecida e somente as formações Cercadinho, Fecho do Funil e Barreiro são descritas na região. Esse grupo representa a região intermontana (Figura 5.3) cuja ocorrência apresenta as direção N-S e NW-SE no oeste e sul da bacia, respectivamente. A Formação Cercadinho consiste de filito com lentes de metarenito. A Formação Fecho do Funil engloba filito e dolomito que estabelecem contato normal com a Formação Cercadinho. A Formação Taboões compreende metarenito de textura maciça. E a Formação Barreiro compreende filito com lentes de filito grafitoso (Wallace 1965). A porção indivisa do Grupo Piracicaba encerra metarenito e filito (Romano *et al.* 2017).

O Grupo Sabará é representado por filito grafitoso, tal descrição é adotada por Romano *et al.* (2017) em contraste a publicações anteriores que atribui essa rocha ao Grupo Nova Lima (Johson 1962; Baltazar *et al.* 2005). Sua ocorrência é restrita a uma faixa na porção sudeste da bacia.

O Grupo Itacolomi engloba sericita-metarenito com grãos de quartzo arredondados e de granulométrica fina a grossa e metaconglomerado com seixo de quartzo venular e fragmentos de rochas do Supergrupo Minas como itabirito, metarenito e filito. O contato do Grupo Itacolomi com o Supergrupo Minas é marcado por falha (Guild 1957). Esse grupo se restringe exclusivamente a região de cabeceira do Ribeira da Prata, sudoeste da bacia (Figura 5.4).

Os depósitos superficiais constituem-se por depósitos de canga ferruginosa, eluvião ferruginoso e aluviões, destacam-se a canga por formar relevo de textura suave bem expressivo em imagem de satélite na borda oeste da bacia (Figuras 5.3 e 5.4).

O arcabouço estrutural da bacia se expressa com o domo do Bação, dois sinclinais regionais, Moeda e Dom Bosco além de uma série de falhas de cisalhamento e de empurrão. O domo do Bação é bordejado por rochas miloníticas associadas a sistemas de falhas com mergulhos variando de moderado a vertical e em seu interior, a configuração estrutural é complexa com estruturas de orientação em N-S, NW-SE e NE-SW (Endo 1997).

Sinclinal Moeda, na borda oeste da bacia, é uma dobra inversa com vergência para W e materializada pelas rochas dos grupos Moeda, Itabira e Piracicaba cujo flanco oeste apresenta mergulho de 30° a 45° para leste sob variações locais (Dorr II 1969) e o flanco leste é vertical a invertido com mergulho de 45° para leste, apresentando uma estruturação mais complexa e a associação com falhas é recorrente (Wallace 1965) (Figura 5.4).

Sinclinal Dom Bosco (Figura 5.4), no sul da bacia, é uma estrutura de orientação E-W cujo flanco norte apresenta mergulho médio da ordem de 40° para sul. Seu flanco sul é bastante complexo devido ao sistema de falhas presentes, principalmente na conexão com o sinclinal Moeda que projetam rochas do Grupo Itacolomi para NW (Endo 1997).

5.5 DECLIVIDADE

Adotando a classificação apresentada pela Embrapa (1979) (vide Tabela 3.1, p.25), as seis classes propostas são apresentadas na bacia do rio Itabirito (Figura 5.5). O relevo plano (0 a 3% de declividade) ocorre em somente 1,28% da área da bacia e se restringe às calhas de drenagem e uma pequena região no sul da bacia a leste do ribeirão da Prata (Figura 5.5).

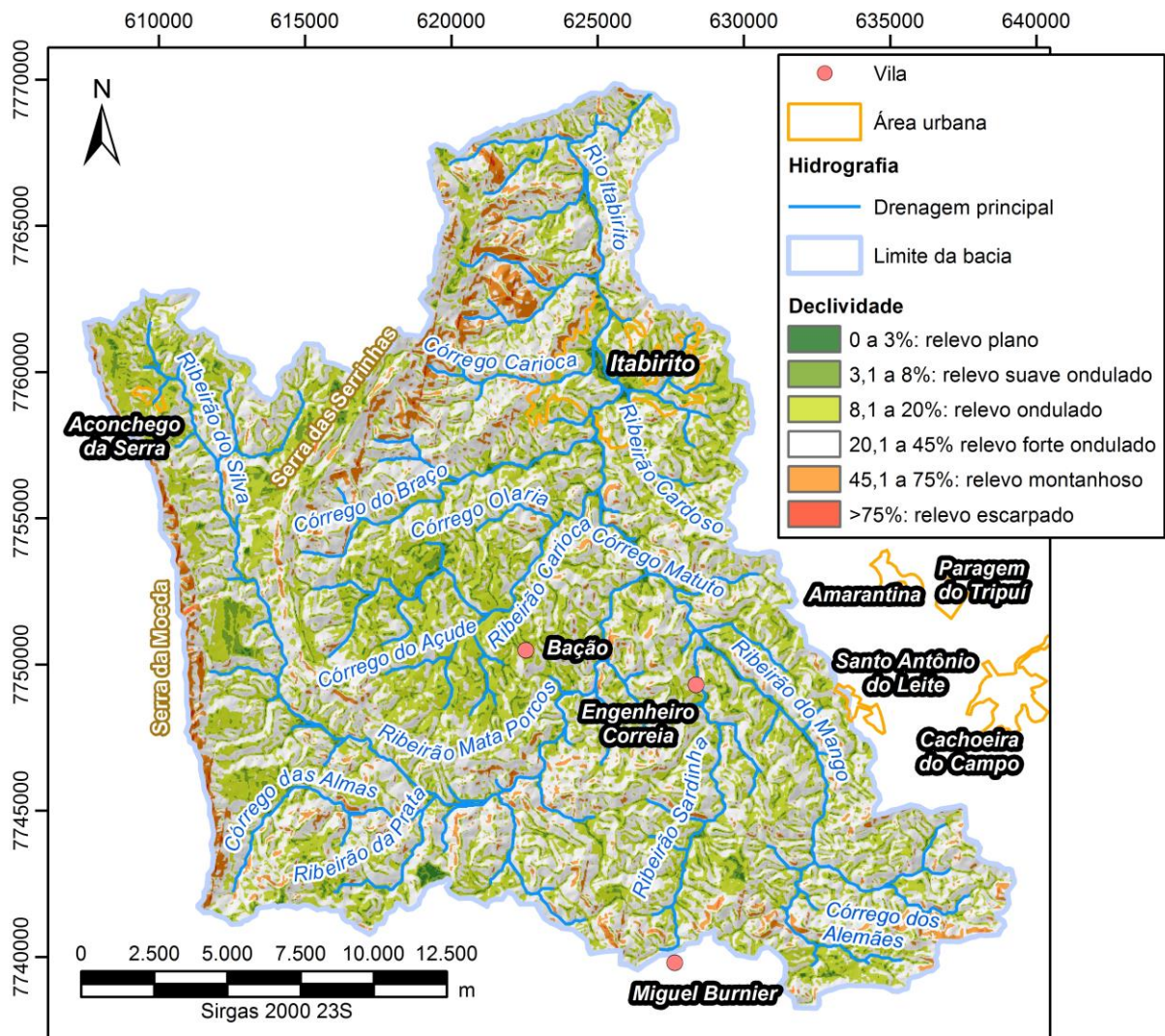


Figura 5.5 – Declividade da bacia Itabirito.

O relevo suave ondulado (3,1 a 8%) perfaz 6,78% da área da bacia e é associado a topos de serras e morros como na serra das Serrinhas e no interior da depressão de Bação e cobertura laterítica na serra da Moeda. O relevo ondulado (8,1% a 20%) marca, comumente, a morfologia da depressão do

Bação, região intermontana e o vale de drenagens bem encaixadas, totalizando 36,48% da área em estudo. A maioria (50,33%) da bacia é constituído por relevo forte ondulado (20,1 a 45%) e apresenta uma distribuição homogênea em toda bacia, marcando a maioria dos flancos de morros e serras.

O relevo montanhoso (45,1 a 75%) e as escarpas (>75%) encontram-se associadas a sistemas de falhas de empurrão na borda do Complexo Bação com as rochas supracrustais e na borda oeste da serra da Moeda que configura um extenso sistema de falha no flanco oeste desse sinclinal com o Complexo Bonfim (Figura 2.4, p. 12). O relevo montanhoso compreende 5,02% da bacia onde o flanco oeste da serra da Moeda e a porção centro-norte da crista inferior registram as maiores áreas contínuas e as escarpas definem 0,11% da bacia, ocorrendo de forma pontual nas bordas oeste e norte (Figura 5.5).

5.6 LINEAMENTO MORFOESTRUTURAL

Foram traçados 475 lineamentos morfoestruturais que possuem entre 1,0 e 2,0 km de extensão, mas podem chegar a 5 km e *trend* estrutural nas direções N-S, NE-SW, W-E e NW-SE (Figura 5.6A e B).

Os lineamentos N-S ($n = 231$) e W-E ($n = 69$) acompanham o acamamento e foliação das rochas da bacia (Figura 5.6B e C), ocorrendo, quase que uniformemente em toda a região. Localmente, esses lineamentos são concordantes às falhas (Figura 5.7). Já os lineamentos NE-SW ($n = 92$) e NW-SE ($n = 83$) são paralelos às falhas que definem os contatos entre o Complexo Bação e às rochas supracrustais e às zonas de cisalhamento sobre as rochas do Grupo Nova Lima (Figura 5.7).

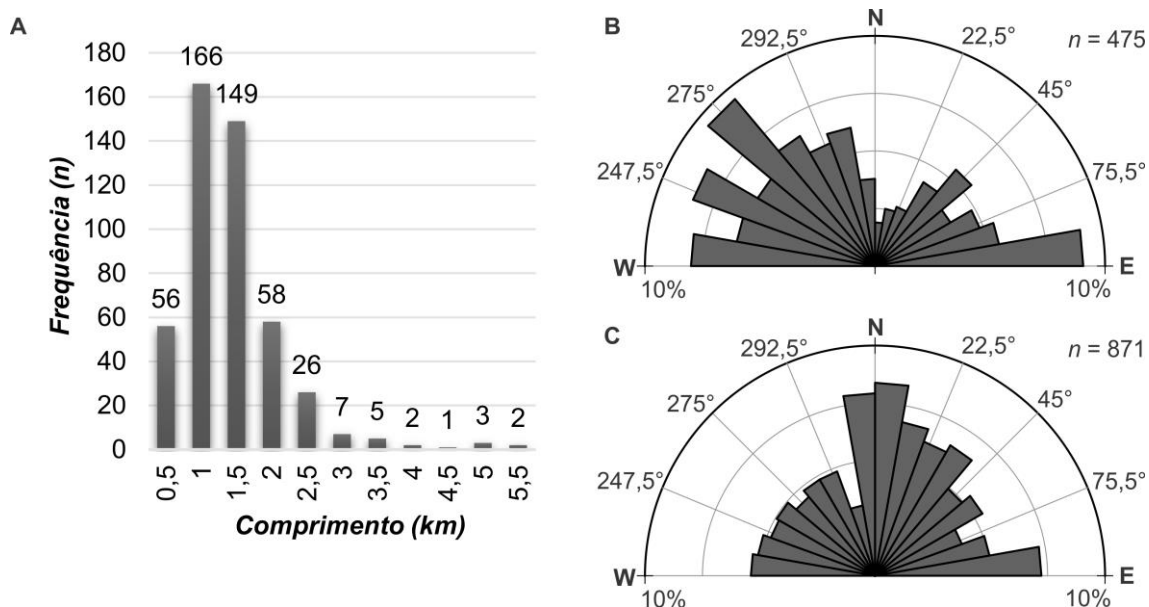


Figura 5.6 – Histograma do comprimento dos lineamentos (A) e a projeção estereográfica das orientações destes (B) e da trama tectônica (C) na bacia Itabirito.

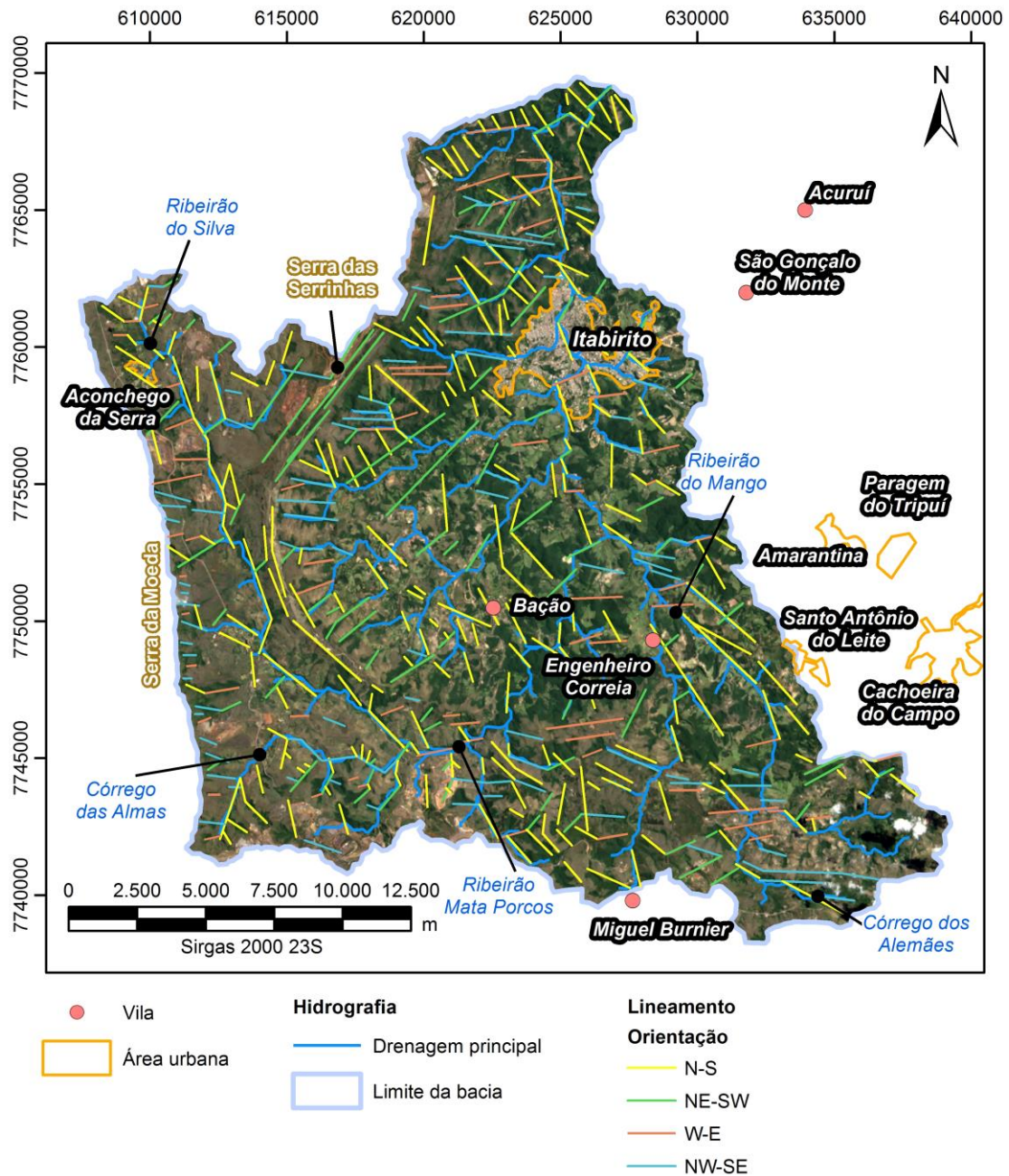


Figura 5.7 – Mapa dos lineamentos morfoestruturais na bacia Itabirito.

Além das estruturas deformacionais, os lineamentos são concordantes com o sistema de drenagem, essa relação ocorre em todas as ordens da bacia, principalmente com as drenagens de primeira ordem como os lineamentos NE-SE, W-E e NW-SE na serra da Moeda e ao longo do canal dos ribeirões do Silva, Mata Porcos e do Mango e dos córregos dos Alemães e das Almas.

5.7 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

A partir da hierarquização fluvial de Strahler (1964), duas mil e noventa e cinco drenagens da bacia do rio Itabirito foram classificadas em seis ordens, caracterizando-a, dessa forma, como uma bacia de sexta ordem (Figura 5.8).

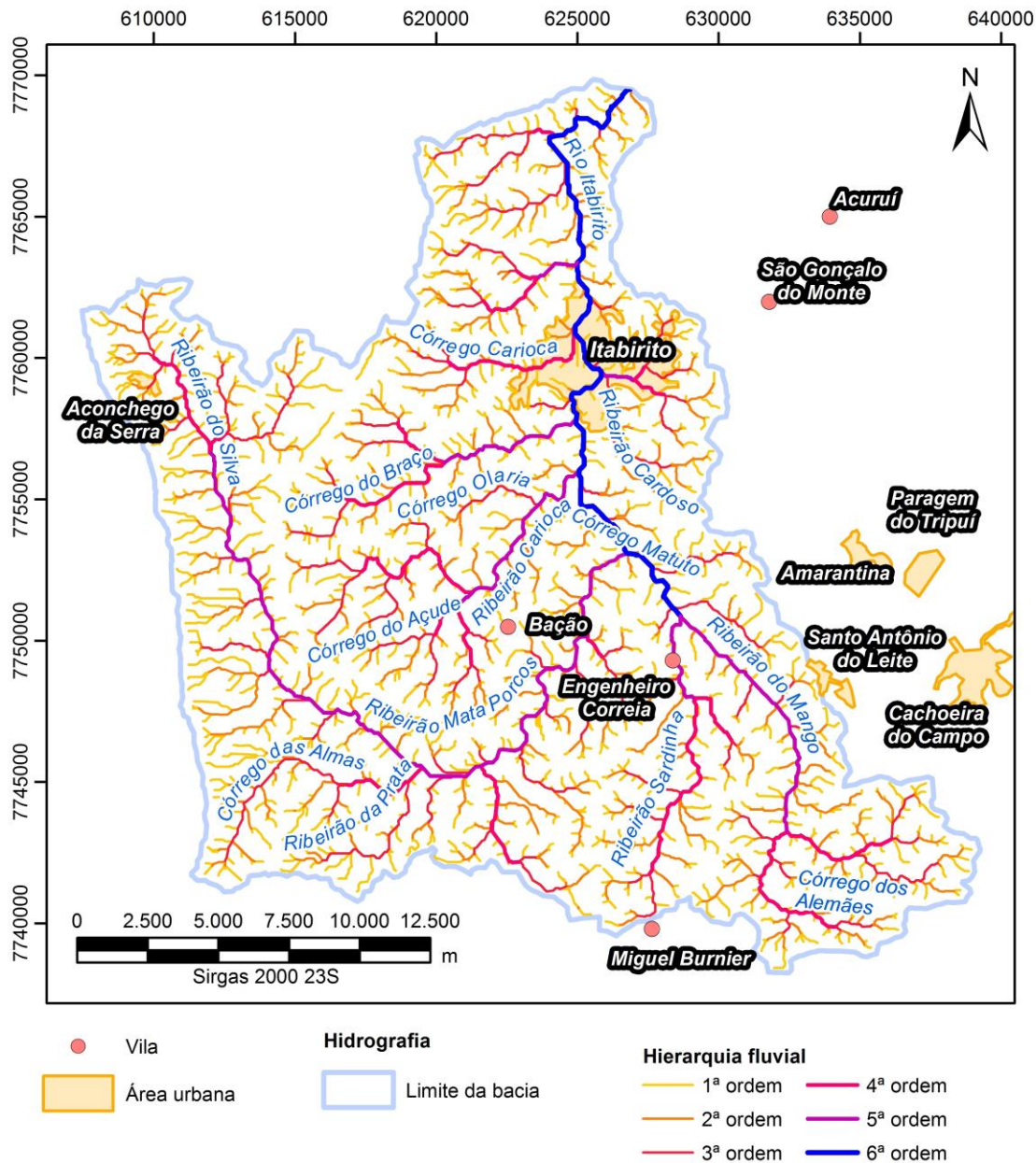


Figura 5.8 – Hierarquização fluvial para a bacia Itabirito.

Dois padrões de drenagem foram identificados, dendrítico e paralelo. O primeiro caracteriza a maioria do sistema de drenagens e o segundo ocorre nos canais de primeira e segunda ordem na borda oeste da bacia (terminação sul da serra da Moeda) e na serra das Serrinhas (porção centro-oeste da bacia) sob direções W-E e NW-SE. Em relação a estruturação da bacia, as drenagens podem ser classificadas em ortogonais (drenagem subsequente) e paralelas (drenagem consequente) às feições deformacionais da região.

As drenagens da bacia do rio Itabirito totalizam mais de mil, cento e vinte quilômetros de canais sendo 76% (1605) da primeira ordem, 18% (375) da segunda, 4% (93) da terceira, 1% (20) da quarta, 0,24% (7) da quinta e 0,05% (1) da sexta cujo **comprimento L_U** varia entre 25,84 e 538,32 km e segue uma progressão decrescente segundo a ordem do canal U (Tabela 5.2). Já o **comprimento médio dos**

canais Lm_U varia entre 0,34 e 25,84 km seguindo uma progressão crescente ao contrário de L_U (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Resultados dos parâmetros morfométricos para a bacia Itabirito.

Parâmetro	Ordem do canal (U)					
	I	II	III	IV	V	VI
Número de canais N_U	1605	375	93	20	7	1
Comprimento do canal L_U (km)	538,32	268,86	155,05	68,93	63,11	25,84
Comprimento médio do canal Lm_U (km)	0,34	0,72	1,71	3,48	11,70	22,36
Declividade média do canal G_{CU} (%)	11,25	7,09	4,98	2,62	2,26	1,94
Áreas das sub-bacias A_U (km ²)	185,69 ¹	226,62 ¹	306,94	279,48	422,80	519,32
Relação de bifurcação R_B	4,28	4,03	4,65	2,86	7,00	-
Relação dos comprimentos médios dos canais RL_m	-	2,14	2,33	2,07	2,62	2,87
Relação (R_{LB}) entre RL_m e R_B	-	0,53	0,50	0,72	0,37	-
Relação entre os gradientes dos canais R_{GC}	1,59	1,42	1,90	1,16	1,17	-
Relação entre áreas das bacias R_A	-	0,81 ¹	0,92 ¹	0,91	1,51	1,23
Área da bacia A (km ²)	519,32	Densidade hidrográfica Dh				4,05
Perímetro da bacia P (km)	136,84	Coeficiente de compactidade K_C				1,68
Comprimento total dos canais L_r (km)	1120,12	Índice de circularidade I_C				0,35
Comprimento do eixo maior L_e (km)	32	Fator de forma F_f				0,51
Comprimento do canal principal L_{cp} (km)	61,28	Gradiente do canal principal G_{CP}				48,88
Distância vetorial entre a nascente e a foz do canal principal (km)	17,30	Relação de relevo R_r				0,01
Número de canais N	2101	Extensão do percurso superficial Eps				231,82
Altitude máxima A_{max} (km)	1559,74	Declividade média Dm				22,78
Amplitude altimétrica Δa (km)	0,76	Índice de rugosidade I_R				1,63
Densidade de drenagem D_d (km/km ²)	2,16	Índice de sinuosidade I_S				3,54
Coeficiente de manutenção C_m	0,46	Fator de assimetria da bacia $FABD$				54,46

¹ Valores estimados por regressão linear.

A **declividade absoluta dos canais** varia entre 0,00 e 52,64% (Figura 5.9). Denota-se a ocorrência de canais com declividade nula (Figura 5.10A) em várias posições da bacia; dos 3871 pontos analisados, 145 apresentam declividade igual a zero (Figura 5.10B). Já os valores elevados podem ser correlacionados as área de escarpas como a cabeceira da ribeirão da Prata e a serra das Serrinhas (Figura 5.9). Os valores de declividade são diluídos quando analisada a **declividade média do canal G_{CV} (%)** que varia entre 1,94 a 11,25% e indica a natureza quase plana da bacia, pois uma vez que não ultrapassa 6,4° e de baixo poder erosivo (Horton 1945).

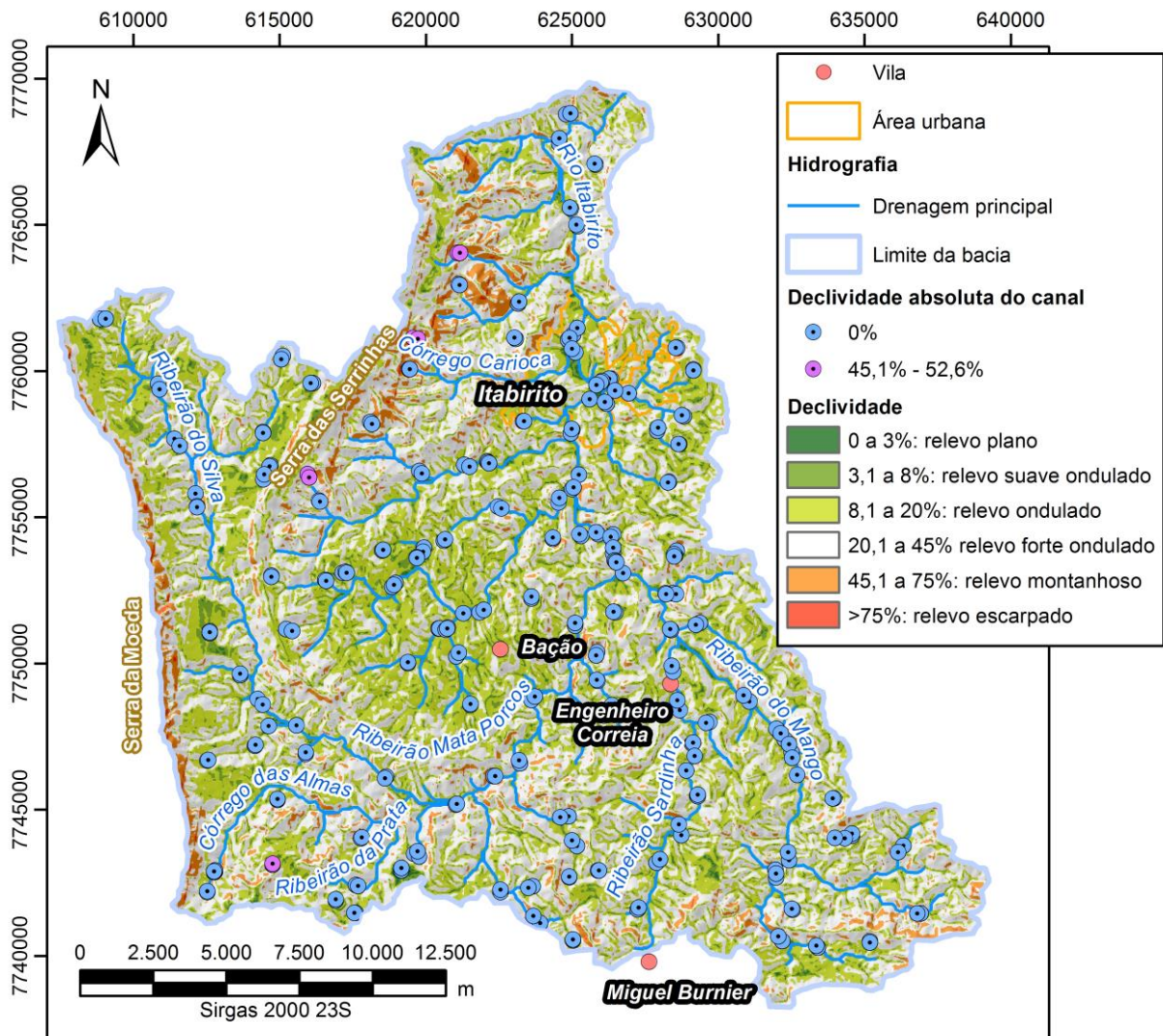


Figura 5.9 – Relação da declividade do relevo e das drenagens.

As **áreas das sub-bacias A_U** de primeira e segunda não foram processadas no ArcGIS conforme as demais devido ao tempo de processamento, mas segundo Schumm (1956 *in* Christofolletti 1980) elas seguem uma progressão geométrica e aplicando uma regressão linear obtêm-se os seus valores (Tabela 5.1). Desse modo, A_U apresenta valores entre 185,69 e 519,32 km².

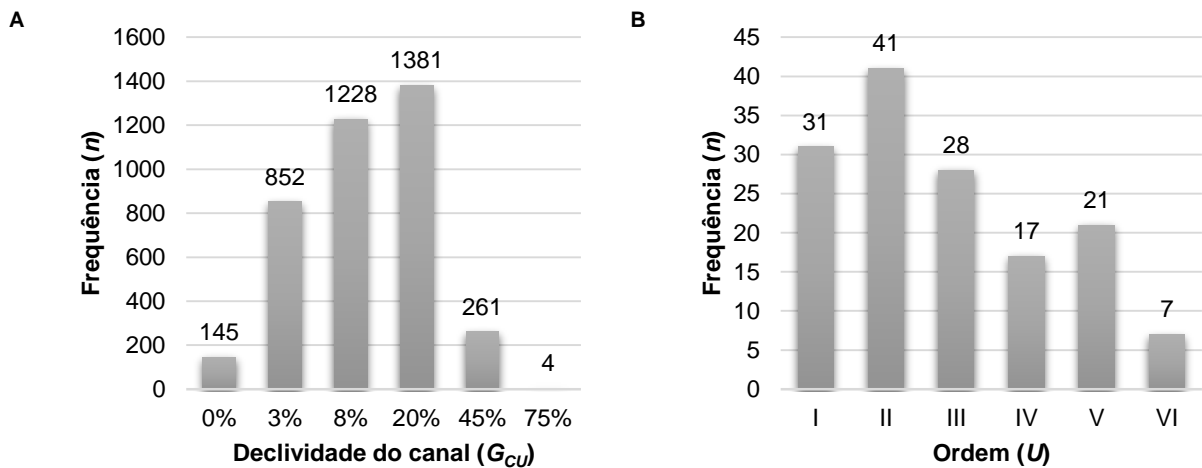


Figura 5.10 – Declividade dos canais (A) e a distribuição das declividades nulas segundo da ordem dos canais (B) da bacia Itabirito.

Os índices **relação de bifurcação R_B** , **relação dos comprimentos médios dos canais RL_m** , **relação entre áreas das sub-bacias R_A** e **relação entre os gradientes dos canais R_G** configuram regressões lineares do logaritmo dos valores de segmentos de drenagem N_U (Schumm 1956 in Rai *et al.* 2017), extensão média dos canais Lm_U , áreas de sub-bacias A_U e declividade dos canais G_{CU} (Horton 1945) (Figura 5.11). Essas regressões apresentam coeficiente de determinação R^2 elevado (0,934 a 0,996) indicando que a variação dos parâmetros de entrada, N_U , Lm_U , A_U e G_{CU} , podem explicar as variação dos índices R_B , RL_m , R_A e R_G conforme proposto por Horton (1945).

A **relação de bifurcação R_B** apresenta valores entre 2,86 e 7,00 (Tabela 5.1) caracterizando-a como uma bacia montanhosa ou altamente drenada (Horton 1945) onde as sub-bacias de até ordem IV apresentam pouca influência tectônica em sua rede de drenagem ($3,0 \leq R_B \leq 5,0$; Strahler 1964; Verstappen 1983) ao contrário das sub-bacias de ordem V. Ressalta-se que as análises dos lineamentos morfoestruturais indicam, ao menos parcialmente, fatores tectônicos na orientação das drenagens em toda bacia do rio Itabirito (vide item 5.6, p.40).

A **relação dos comprimentos médios dos canais RL_m** mostra uma inclinação positiva crescente segundo a ordem das drenagens (Figura 5.11) variando entre 2,07 e 2,87 (Tabela 5.1). Singh e Singh (1997 in Vittala *et al.* 2004) e Gaur *et al.* (2006) atribuem o crescimento dos valores de RL_m segundo a ordem de drenagem ao estágio final de desenvolvimento geomorfológico de uma bacia em estudo.

O **índice R_{LB}** correlaciona os índices anteriores, R_B e RL_m , e apresenta valores entre 0,37 e 0,72 (Tabela 5.1). Os valores mais elevados ($R_{LB} > 0,67$; Mesa 2006) concentram-se nas sub-bacias de ordem IV e indica maior capacidade de armazenamento de água durante o período chuvoso e consequente baixa taxa de erosão (Horton 1945).

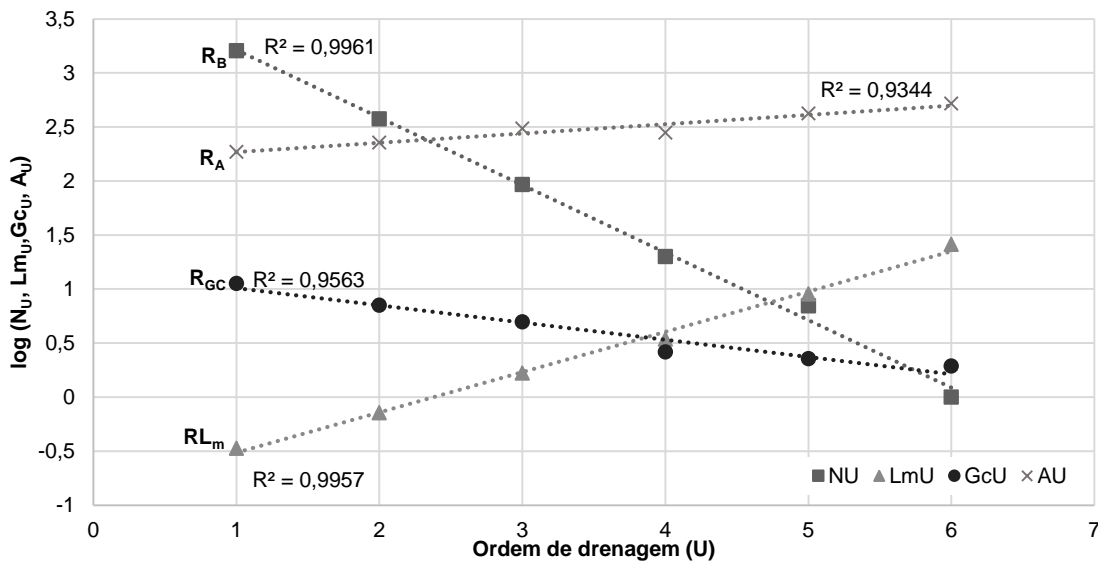


Figura 5.11 – Regressão linear (linha tracejada) dos logaritmos dos valores dos índices morfológicos para a bacia Itabirito.

A relação entre os gradientes dos canais R_{GC} caracteriza a alta susceptibilidade à formação de inundações da bacia Itabirito, uma vez que esse índice é maior que um para quase todas as ordens de drenagem (Tabela 5.1). Nessas condições, os altos valores de R_{GC} pode ser o reflexo da redução da declividade em função do aumento da ordem do canal e, desse modo, há o favorecimento de inundações pois o canal de montante apresentam maior transmissibilidade hidráulica que os de jusantes onde a água se acumula (Cajazeiro 2012).

A relação entre áreas das sub-bacias R_A apresenta valores entre 0,81 e 1,51. Os máximos ocorrem nas sub-bacias de ordem V e VI em decorrência o rápido crescimento das áreas dessas bacias em comparação com as de ordem imediatamente inferior.

Quando ao grau de permeabilidade da bacia Itabirito, os índices **densidade hidrográfica D_h** e **de drenagem D_d** e **coeficiente de manutenção C_M** apresentam valores elevados, 4,0, 2,16 km/km² e 0,46, respectivamente, ambos são função do grau de permeabilidade do substrato litológico. Para Reddy *et al.* (2004), esses valores podem indicam a presença de material subsuperficial impermeável e vegetação esparsa. Como a cobertura laterítica e os metarenitos finos nas áreas serranas e próximas a elas bem como as grandes áreas desflorestadas. Denota-se que a **densidade hidrográfica D_h** é correlacionada à geração de novos canais de drenagem quando esse índice é superior a dois (Freitas 1952 in Lana *et al.* 2001) como na bacia Itabirito.

Os demais índices (Tabela 5.2) indicam que a bacia do rio Itabirito está estruturada em declives suaves e apresenta longos canais de fluxo de drenagem ($E_{PS} > 200$; Altaf *et al.* 2013), forma não-circular com rápido escoamento de água ($I_c < 0,5$ e $K_c > 1,0$; Altaf *et al.* 2013) e chances consideráveis de alteração do fluxo das drenagens ($F_f > 0,45$; Reddy *et al.* 2004). Quanto a erosão, a bacia apresenta baixas taxas (R_R baixo; Altaf *et al.* 2013) mas com tendência ao crescimento da ação erosiva ($F_f > 0,45$;

Altaf *et al.* 2013). Seu canal principal apresenta sinuosidade de um canal meandrante ($I_s > 1,5$; Dey 2014) com gradiente moderado. A bacia apresenta-se basculada levemente para a direita ($FABD$ maior que 50, Salamuni *et al.* 2004) com tendência a estabilidade ($FABD$ próximo a 50, Salamuni *et al.* 2004) e sem migração do canal principal ($FSTT < 1,0$; Cox 1994; Daxberger *et al.* 2014).

A partir da aplicação do *Knickpoint Finder* foi gerado 692 pontos (*knickpoints*). O índice RDE_s (Figura 5.12) indica os valores elevados de declividade local, geralmente, associados à cachoeiras e corredeiras (Queiroz *et al.* 2015). A maior quantidade de *knickpoints* encontram-se próximo ao flanco leste da serra das Serrinhas e nos leitos do ribeirão da Prata e do córrego dos Alemães (Figura 5.12). Essa região concentra as principais quebras de relevo na bacia do rio Itabirito geradas, sobretudo, sobre o sistema de falhas e lineamento morfoestruturais associados. A reativação de planos de falhas, processos erosivos e intemperismo diferencial também atuam sobre disposição espacial dos *knickpoints* (Salamuni *et al.* 2013).

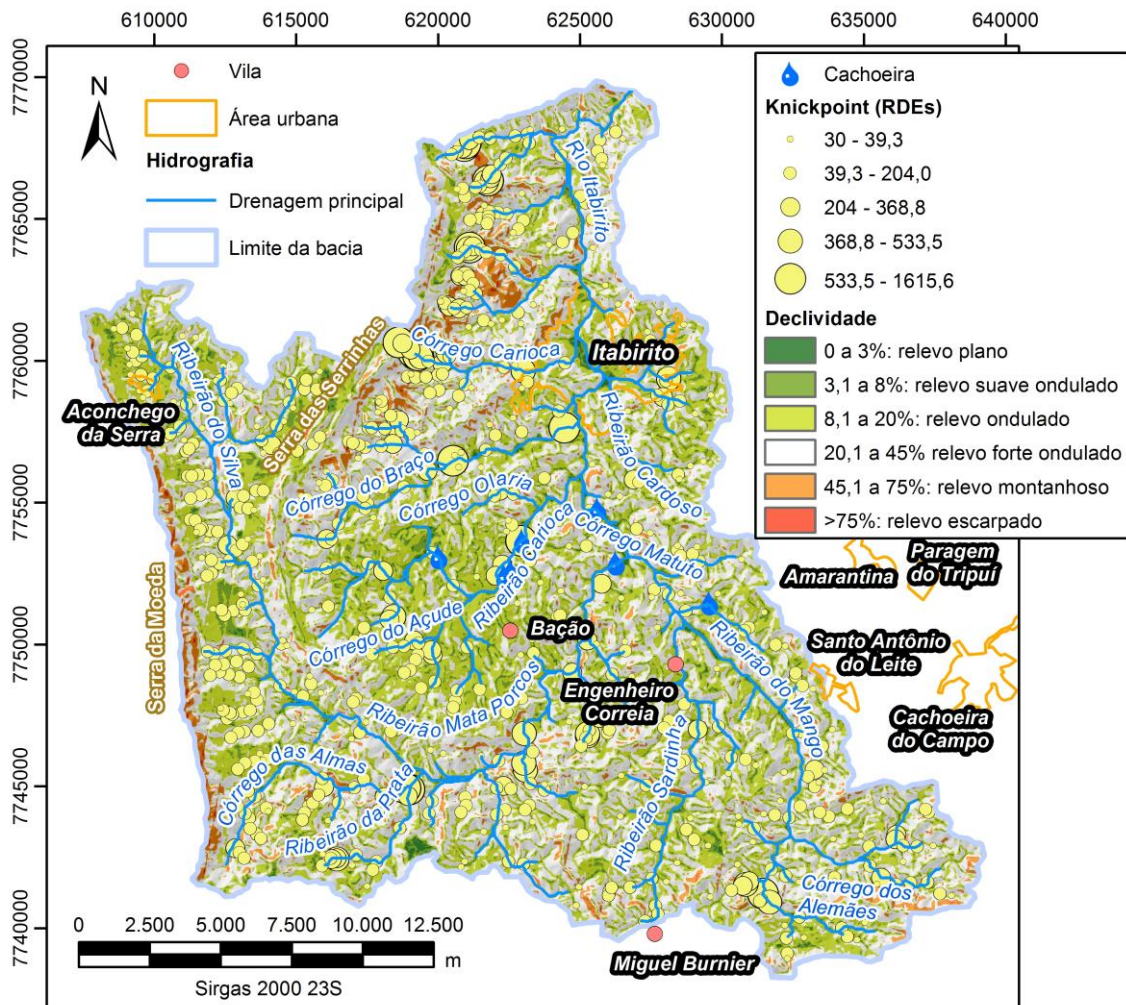


Figura 5.12 – Índice relação declividade-extensão RDE_s para a bacia Itabirito.

O quociente entre RDE_S e RDE_T apresenta valores de primeira ($RDE_S/RDE_T > 10$) e segunda ordem ($0 < RDE_S/RDE_T < 2$) e varia entre 2 e 43,6. As anomalias de primeira ordem constituem 9,2% dos pontos de quebras de relevo gerados pelo *Knickpoint Finder* e se concentram no leito dos ribeirões do Silva, da Prata, Mata Porcos, Carioca e Bração e dos córregos das Almas, Cumbé e Luiza dos Santos. Denota-se que essas anomalias ocorrem dispersas em toda a bacia e somente no ribeirão Carioca e córrego Luiza dos Santos são associadas as áreas de cabeceira (Figura 5.13).

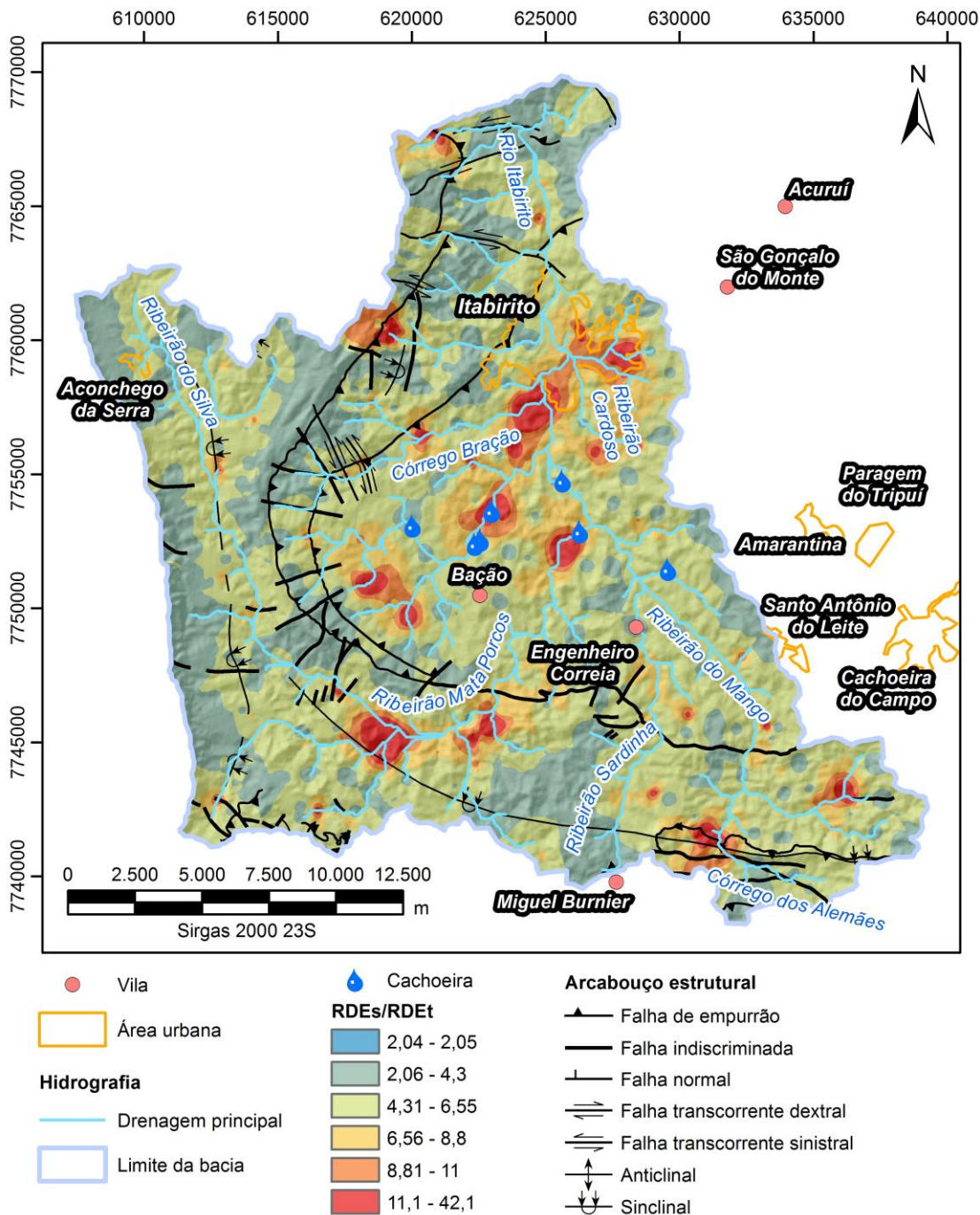


Figura 5.13 – Relação RDE_S/RDE_T para a bacia Itabirito.

As quebras de relevo são associadas aos boqueirões (*water gap*) nas porções inferiores das sub-bacias de primeira, terceira e quarta ordem conforme apresentado por Lavarini *et al.* (2002) para o ribeirão Mata Porcos. Ressalta-se que as regiões interpoladas com $RDE_S/RDE_T > 8$ coincidem com as cachoeiras (Figuras 5.12 e 5.13), áreas de erosão acentuada e drenagem bem encaixada (Figuras 5.14 e 5.15).



Figura 5.14 – Knickpoints de primeira ordem do córrego Carioca na serra das Serrinha (A) e do córrego dos Alemães, próximo a Miguel Burnier (B) (Imagem de satélite: Google 2018).

5.8 COMPARAÇÃO COM DADOS NA LITERATURA

As feições vetoriais geradas e os parâmetros calculados para a bacia do rio Itabirito apresentam compatibilidade com os dados compilados das *shapefiles* publicadas por Teixeira (2017). O padrão de drenagem dendrítico é mais evidente nos dados gerados (Figuras 5.15 e 5.8, p. 44). A comparação entre os dois bancos de dados (Figuras 5.16 e 5.17) indicam que somente o número, comprimento e declividade dos canais apresentam maiores discordâncias entre os valores obtidos.

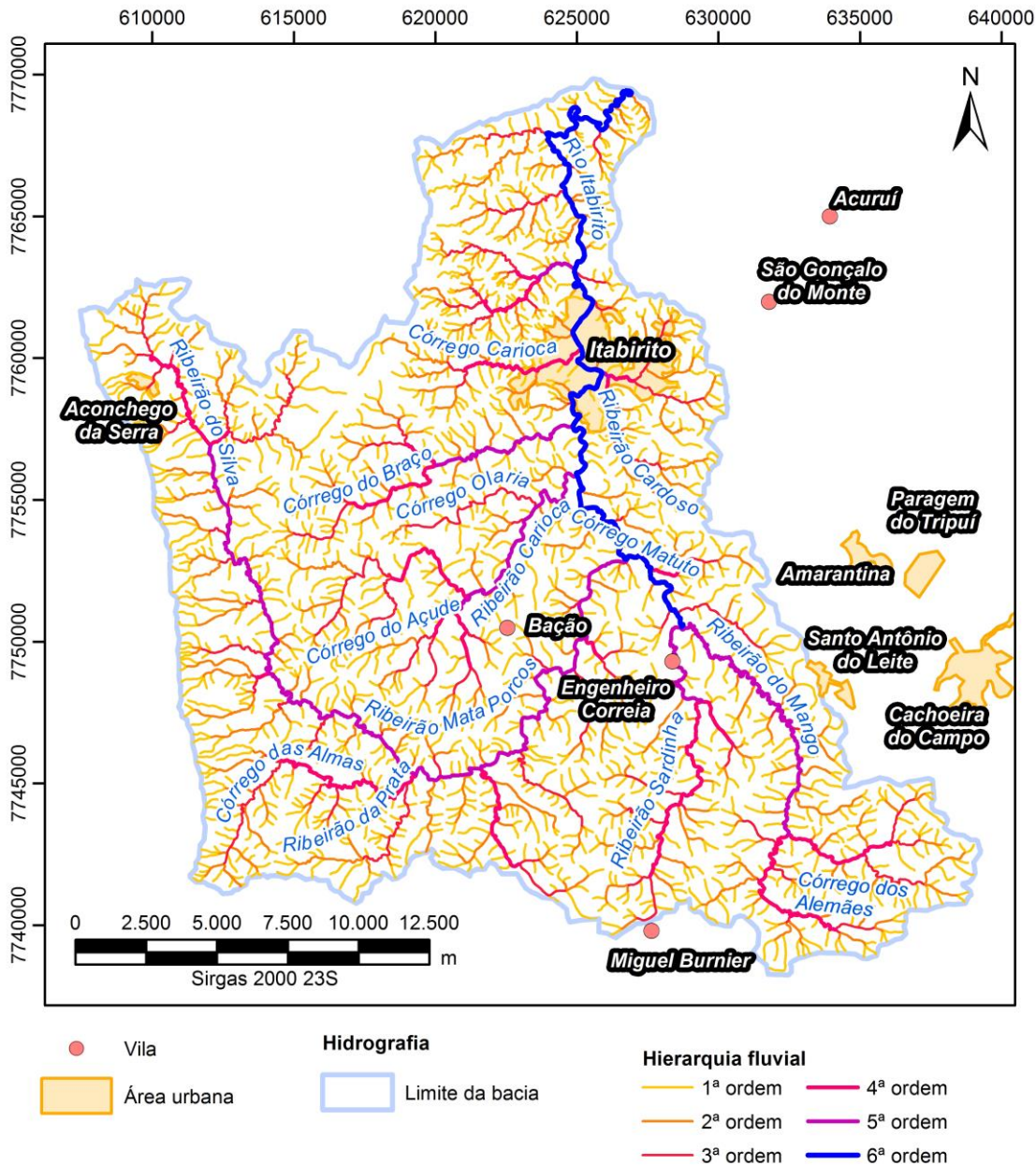
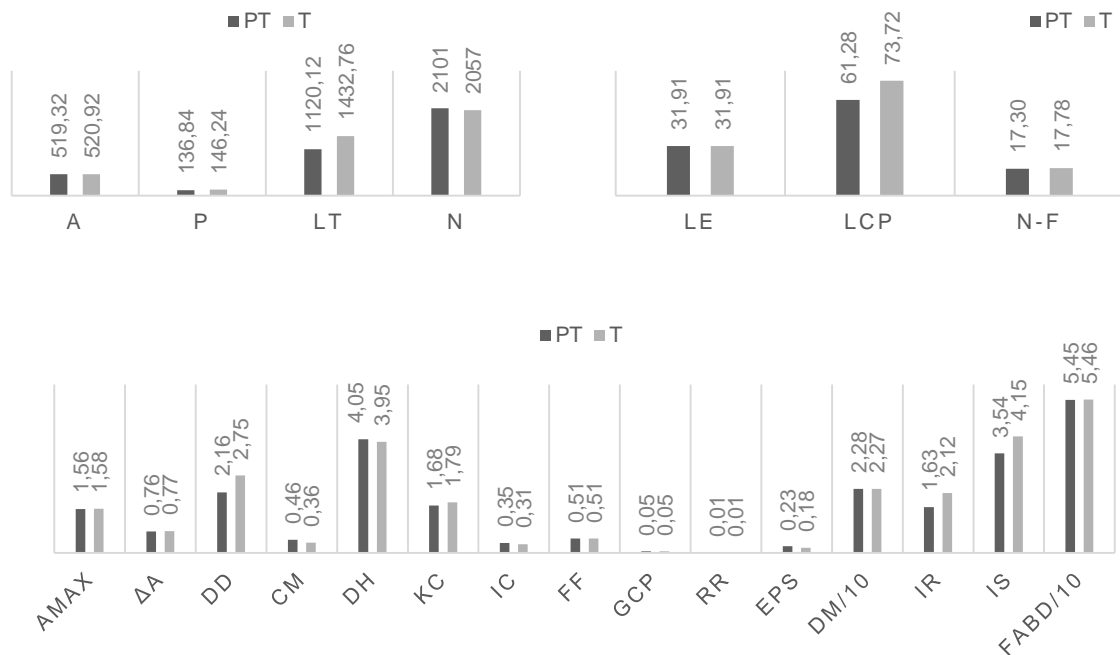


Figura 5.15 – Hierarquização fluvial para a bacia Itabirito, dados de Teixeira (2017).

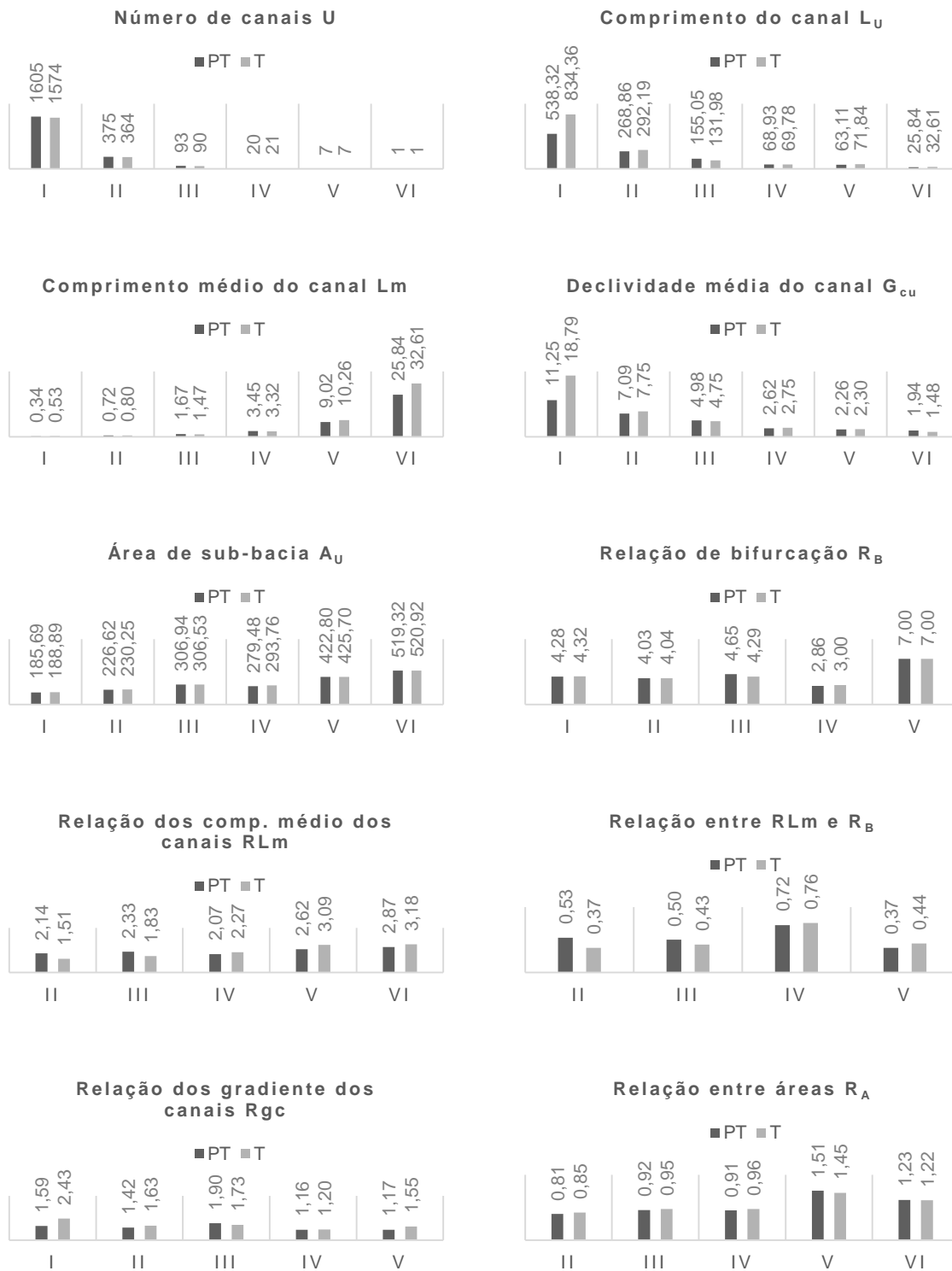


PT: presente trabalho, T: Dados compilados de Teixeira (2017). *A*: área da bacia (km²), *P*: perímetro da bacia (km), *L_t*: comprimento total dos canais (km), *N*: número de canais, *L_e*: comprimento do eixo maior (km), *L_{cp}*: comprimento do canal principal (km), *N-F*: distância vetorial entre a nascente e a foz do canal principal (km), *A_{max}*: altitude máxima (km), *Δa*: amplitude altimétrica (km), *D_d*: densidade de drenagem (km/km²), *C_m*: coeficiente de manutenção, *D_h*: densidade hidrográfica, *K_c*: coeficiente de compacidade, *I_c*: índice de circularidade, *F_f*: fator de forma, *G_{cp}*: gradiente do canal principal, *R_r*: relação de relevo, *E_{ps}*: extensão do percurso superficial, *D_m*: declividade média, *I_r*: índice de rugosidade, *I_s*: índice de sinuosidade, *FABD*: fator de assimetria da bacia.

Figura 5.16 – Comparação dos índices morfométricos para a bacia do rio Itabirito.

O número de canais de primeira e segunda ordem podem ter sido superestimados gerando, principalmente, feições de pequena extensão, uma vez que o comprimento L_U – e, conseqüentemente o comprimento médio L_{mU} – desses canais são menores que os do banco de dados de Teixeira. A declividade média dos canais G_{CU} apresentam maior discordância nos canais de primeira ordem pois esse índice utiliza o comprimento dos canais como parâmetro de entrada e os demais dados foram retirados do mesmo arquivo (SRTM 20s450).

As áreas das sub-bacias dos dois bancos de dados apresentam pequenas diferenças decorrente da resolução da imagem raster utilizada neste trabalho, que impede o processamento mais detalhado na geração dos dados. Algumas sub-bacias de terceira ordem (Figura 5.18A e B) na bacias dos córrego das Almas e ribeirão da Prata (SW da bacia) e do córrego Criminoso (E de Itabirito) estão segmentadas ou integradas em uma unidade maior em relação ao banco de dados de Teixeira. Somente duas sub-bacias de quarta ordem são diferentes entre os bancos de dados, córrego Luiza dos Santos (N da bacia) e ribeirão Cardoso (E de Itabirito) (Figura 5.18C e D). Já as sub-bacias de quinta ordem são as mesmas e independente do banco de dados (Figura 5.18E e F).



PT: presente trabalho, T: Dados compilados de Teixeira (2017).

Figura 5.17 – Comparação entre os valores obtidos neste trabalho com os calculados a partir do banco de dados de Teixeira (2017) para a bacia Itabirito.

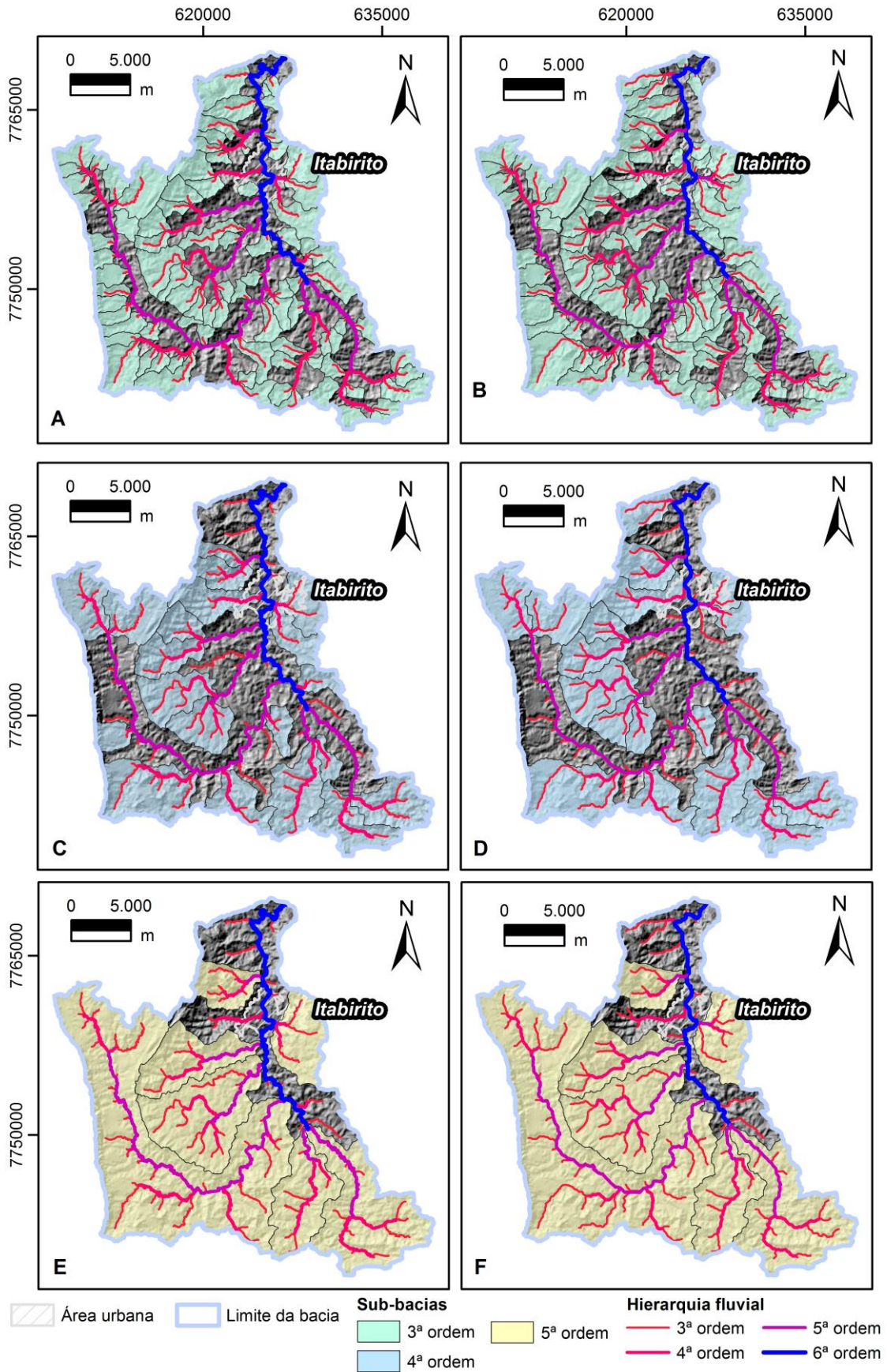


Figura 5.18 – Sub-bacias da bacia do rio Itabirito compiladas dos dados de Teixeira (2017) (A, C e E) e geradas por este trabalho (B, D e F).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A análise morfométrica da bacia do rio Itabirito indica que:

- i. A área drenada é constituída por litologias variadas que juntamente com os lineamentos morfoestruturais e a trama e estruturas tectônicas da região, configuram, ao menos parcialmente, o sistema de drenagem dessa bacia;
- ii. Trata-se de uma bacia montanhosa e altamente drenada com declive suave ($\sim 6,4^\circ$) e baixa amplitude altimétrica;
- iii. A bacia apresenta leve basculamento da sua porção direita que sugere o soerguimento de blocos a sul e leste, podendo estar correlacionado com a reativação do sistema de falhas nas bordas do complexo Bação e/ou das serras da Moeda (E da bacia). O basculamento regional para NE com o desenvolvimento de hemigrabens é apresentado por Sant'Anna (2018) para o ribeirão Sardinha, sudeste da bacia Itabirito;
- iv. Sua taxa de erosão é baixa enquanto que a capacidade de armazenamento de água e a susceptibilidade à inundações é alta aliadas a presença de material subsuperficial impermeável e vegetação esparsa;
- v. As anomalias de primeira ordem são correlacionáveis com o sistema de falhas regionais e com sítios geoturísticos como as cachoeiras no interior da bacia; e
- vi. O processamento da imagem raster SRTM 20s450 gerou drenagens consistentes com os dados na literatura e podem ser melhorados com o emprego de dados matriciais com resolução mais detalhada ou aprimoramento do georprocessamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**:127-139.
- Alkmim F.F., Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International Publishing, Cham, pp. 71–94.
- Alkmim, F.F., Noce, C.M. (eds.) 2006. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil*. Field Guide & Abstracts, 114 p.
- Altaf R., Meraj G., Romshoo S.A. 2013. Morphometric Analysis to Infer Hydrological Behaviour of Lidder Watershed, Western Himalaya, India. *Geography Journal*, 1-14 p.
- Alves J.M.P. & Castro P.T.A. 2003. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2):117-127.
- Andrade Filho C. & Fonseca L.M.G. 2009. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, *Anais*, 14:3151-3158.
- Baltazar O.F., Baars F.J., Lobato, L.M., Reis, L.B., Achtschin A.B., Berni G.V., Silveira V.D. 2005. Mapa Geológico Catas Altas na Escala 1:50.000 com Nota Explicativa. In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa. Lobato *et al.* (2005) CODEMIG. Belo Horizonte.
- Baltazar O.F., Zucchetti, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Achaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **32**:471–499.
- Barbosa G.V. & Rodrigues D.M.S. Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, IGC/UFMG. 1967. 130p.
- Barbosa G.V. 1980. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **10**:89-101.
- Bezerra D.P. 2014. *Quadrilátero Ferrífero – MG: fatores condicionantes do relevo*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 148 p.
- Bolzan F., Sales J., Dias A. S., Charão F., Garcia S. A., Jaques P., Nardon T. 2005. Zoneamento ambiental da sub-bacia hidrográfica do Arroio Cadena, Santa Maria (RS). *CERNE*. **11** (3): 315-322.
- Borsato F.H, Martoni A.M. 2004. Estudo da fisiografia das bacias hidrográficas urbanas no município de Maringá, estado do Paraná. *Acta Scientiarum*, **26**(2):273-285.
- Cajazeiro J.M.D. 2012. Análise da susceptibilidade à formação de inundações nas bacias e áreas de contribuição do ribeirão Arrudas e córrego da Onça em termos de índices morfométricos e impermeabilização. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 101 p.
- Camargos L.M.M. 2005. Plano diretor de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio das Velhas: resumo executivo - Belo Horizonte: Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio das Velhas. 226p
- Chemale Jr. F., Rosière C.A., Endo I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. *Pesquisas*, **18**(2): 104-127.
- Cherem L.F.S. 2008. *Análise morfométrica da bacia do alto Rio das Velhas – MG*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 96 p.
- Chiang L.C. 1984. *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação aos estado do Rio de Janeiro*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 157 p.
- Christofolletti A. 1969. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, **18**:35-64.
- CHRISTOFOLETTI A. 1970. *Análise morfométrica de bacias hidrográficas no Planalto de Poços de Caldas*. Tese de livre docência, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 375 pp.

- Cruz, R.R. 2018. Análise geomorfológica e geomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itabirito, Itabirito – Minas Gerais
- Christofoletti A. 1977. A mecânica do transporte fluvial. *Geomorfologia*, **51**:1-42.
- Christofoletti A. 1980. *Geomorfologia*. Edgard Blücher, São Paulo, 188 pp.
- Christofoletti A. 1999. *Modelagem de sistemas ambientais*. Edgard Blücher, São Paulo, 256 pp.
- Conceição R.A.C. & Silva A.Q. 2013. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Foz do Iguaçu, *Anais*, p. 3688-3695.
- Costa, M.A.M. 2008. *Reflexões sobre a política participativa das águas: o caso CBH Velhas/MG*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 134 pp.
- Cox R.T. 1994. 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*, **106** (5):571-581.
- Daxberger H., Dalumpines R., Scotts D.M., Riller U. 2014. The ValleyMorph Tool: An automated extraction tool for transverse topographic symmetry (T-) factor and valley width to valley height (Vf-) ratio. *Computers & Geosciences*, **70**:154–163.
- Dey S. 2014. *Fluvial Hydrodynamics: Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg., 687 p.
- DGI/OBT/INPE. 2018. Divisão de geração de imagens. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/siteDgi/portugues/index.php>. Acesso em 14 fev 2018.
- Dorr II J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **641A**: 110 p.
- EarthExplore/USGS 2018. Earth Explore. Disponível em: [http:// https://earthexplorer.usgs.gov](http://https://earthexplorer.usgs.gov). Acesso em 20 fev 2018.
- EMBRAPA. 1979. *Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Súmula da X reunião de levantamento de solos*, Rio de Janeiro, 83 p.
- Endo I. 1997. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais*. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 243 p.
- Endo I., Machado R. 2002. Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. *Série Científica*, **2**: 23-40.
- ESRI 2011. Arc Hydro Tools, versão 2.0. Redlands, Califórnia. Environmental Systems Research Institute. <http://downloads.esri.com/archydro/ArcHydro/>.
- ESRI 2017. How Flow Accumulation works. Redlands, Califórnia. Environmental Systems Research Institute. <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm>.
- Etchebere M.L.C., Saad A.R., Fulfaro, V.J., Perinotto J.A.J. 2004 Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências – USP Série Científica*, **4**(2):43-56.
- Farina F., Albert C., Martínez Dopico C., Aguilar Gil C., Moreira H., Hippert J.P., Cutts K., Alkmim F.F., Lana C. 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:4-21.
- Faustino J. 1996. *Planificación y gestión de manejo de cuencas*. Manual de manejo de cuencas. Ministerios de Medio Ambiente y Recursos Naturales del El Salvador, Care, Forgaes, União Europeia, pp. 78-99.
- Florinsky I. 2016. Lineaments and Faults In: Florinsky I. (eds.) Digital terrain analysis in soil science and geology. *Elsevier*, segunda edição, p.353-376.
- Fonseca B.M. & Augustin C.H.R.R. 2011. Use of GIS to calculate Hack Index as a basis for comparative geomorphologic analysis between two drainage basins: a case study from SE-Brazil In: Conferencia Geográfica Regional – UGI, Santiago, Chile.
- Font M., Amorese D., Lagarde J.L. 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, **119**:172-180.

- Fontes M.M.M. 2011. *Contribuição para o desenvolvimento da metodologia de análise, gestão e controle de riscos geotécnicos para a área urbana da cidade de Ouro Preto*. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em Geotecnia da UFOP, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 135 p.
- França G.V. 1698. *Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicada a solos da região de Piracicaba*. Tese de doutorado, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 151 p.
- Freitas R.O. 1952. Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, **11**:53-57.
- Gaur M., Pandey C.B., Goyal R.K. 2006. *Remote sensing for natural resources management and monitoring*. Scientific Publishers, 425 p.
- GeoNetwork/ANA 2012. Base hidrográfica otocodificada multiescalas 2012. Disponível em: <http://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/main.home>. Acessado em 17 jan 2018.
- Georgin J., Oliveria G.A., Rosa A.L.D. 2015. Estudo comparativo de índices morfométricos relacionado com cheias nas bacias hidrográficas do alto Jacuí e Vacacaí - Vacacaí Mirim – RS. *Rev. Eletr. Em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental (REGT/UFSM)*, **19**(2):1357-1364.
- Google 2018. Google Earth Pro, versão 7.3.1.4507. Mountain View, Califórnia. Google LLC. <https://www.google.com/earth/download/gep/agree.html>.
- Gravelius H. 1914. *Grundriß der gesamten Gewässerkunde, Band I Flußkunde*. Compendium of Hydrology, Göschen, Berlin, Germany 1, 265-278.
- Guerra A.T. 1993. *Dicionário geológico-geomorfológico*. IBGE, Rio de Janeiro, 8ª Edição, 446 p.
- Guild P.W. 1957. Geology and Mineral Resources of the Congonhas District Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **290**: 90 p.
- Guimarães A.P. 1953. *Paisagem da bacia do rio das Velhas*. Tese de doutorado. Faculdade de Filosofia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 123 pp.
- Hack J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research* **4**:421-429.
- Harder E.C., Chamberlin R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais. *Journal of Geology*, 315-378.
- Hare P.H. & Gardner T.W.M. 1985. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M. & Hach J.T. (eds.) *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, p. 75-104.
- Hartmann L.A., Endo I., Suiça M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., Carneiro M.A., Naughton N.J., Barley M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:273-285.
- Horton R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. America Bulletin*, **56**(3):275-370.
- Horton R.E. 1932. Drainage-basin characteristics, *Eos Trans. AGU*, **13**(1):350-361.
- IBGE. Diretoria de Geodésia e Cartografia. Itabirito. Rio de Janeiro: IBGE, 1985; 74 x 59 cm: Escala 1:50 000.
- IGA - Instituto de geociências aplicadas de Minas Gerais. 1996. Diagnóstico das condições físico-ambientais e do potencial turístico do município de Itabirito-MG. Belo Horizonte.
- Johnson R.F. 1962. Geology and Ore Deposits of the Cachoeira do Campo Dom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **341-B**: 39 p.
- Keller E.A. & Pinter N. 1996. *Active tectonics*. 1. ed. Prentice Hall.
- King L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**(2):147-265.
- Lana C., Alkmim F.F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr H. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Res.*, **231**: 157-173.

- Cruz, R.R. 2018. Análise geomorfológica e geomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itabirito, Itabirito – Minas Gerais
- Lana C.E. 2010. *Influência de níveis de base nas características morfossedimentares das bacias dos rios das Velhas e Jequitai (MG)*. Tese de doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 223 p.
- Lana C.E., Alves J.M.P., Castro P.T.A. 2001. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG – Brasil. *Rev. Escola de Minas*, **54**(2): 121-126.
- Lavarini C., Magalhães Jr. A.P., Oliveira F.S., Carvalho A. 2016. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. *Mercator*, **15**(4):95-119.
- Leonardo H.C.L. 2003. *Indicadores de qualidade de solo e água para avaliação do uso sustentável da microbacia hidrográfica do rio Passo CUE, região oeste do Estado do Paraná*. Dissertação de mestrado, Escola Superior de Agricultura “Luis de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 121p.
- Lima W.P., Zakia M.J.B. 2000. Hidrologia de matas ciliares. In: Rodrigues R.R., Leitão Filho H.F. (eds.) *Matas ciliares: conservação e recuperação*. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, pp. 33-43.
- Lobato L.M., Baltazar O.F., Reis L.B., Achtschin A.B., Baars F.J., Timbó M.A., Berni G.V, Mendonça B.R.V. de, Ferreira D.V. 2005. Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Belo Horizonte: CODEMIG.
- Lubowe J.K. 1964. Stream junction angles in the dendritic drainage pattern. *Amer. J. Sci.*, **262**:325– 339.
- Machado N., Schrank A. Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilitero Ferrífero, Southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Marple R.T. & Talwani P. 1993. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. *Geology*, **21**: 651-654.
- Martínez-Dopico C.I., Lana C., Moreira H.S., Cassino L., Alkmim F.F. 2017. U–Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, **291**:143–161.
- McKeown F.A., Jones-Cecil M., Askew B.L., McGrath M.B. 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. Denver. *United State Geological Survey Bulletin*, **1807**: 39 p.
- Merritts D. & Vincent K.R. 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society America Bulletin*, **101**:1.373-1.388.
- Mesa L.M. 2006. Morphometric analysis of a subtropical Andean basin (Tucumán, Argentina). *Environment Geology*, **50**:1235-1242.
- Miller, V.C. 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. *Technical report (Columbia University. Dept. of Geology)*, **3**: 51 p.
- Mota A.A., Grison F., Kobiyama M. 2013. Relação entre sinuosidade e índices topográficos na zona topográfica fluvial. *Geonorte*, **9**(1):42-60.
- Mueller, J. E. 1968. An introduction to the hydraulic and topographic sinuosity indexes. *Annals of the Association of American Geographers*, **58**: 371-385.
- Myssior S. 2013a. *Produto 2: Estudo de caracterização geral da Bacia do Rio Itabirito*. CDH VELHAS/AGB Peixo Vivo, 296 p.
- Myssior S. 2013b. *Produto 7: Relatório Final Consolidado*. CDH VELHAS/AGB Peixo Vivo, 157 p.
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 129 p.
- Paz F.N.V. & Morais F. 2016. Diagnóstico físico-conservacionista na bacia do ribeirão Lajes, Aragominas – TO. *Rev. Eletr. do Curso de Geografia*, **27**:34 -52.
- Queiroz G.L., Salamuni E., Nascimento E.R. 2013. *AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. AzimuthFinder: a software for data reading in structural geology. Série Científica*, **14**(1):69-80.

- Queiroz G.L., Salamuni E., Nascimento E.R. 2015. *Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. Computers & Geosciences*, **76**:80-87.
- Rai P.K., Mogan K., Mishra S., Ahmad A. Mishra V.N. 2017. A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Appl. Water Sci*, **7**:217-232.
- Reddy G.P.O., Maki A.K. Gabjbiye K.S. 2004. Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India – a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **6**:1-16.
- Rhea S. 1989. Evidence for uplift near Charleston, South Carolina. *Geology*, **17**:311-315.
- Romano A.W. & Rezende L.F.S. 2017. Folha Ouro Preto, SF.23-X-A-III, escala 1:100.000, Projeto Triângulo Mineiro. Texto explicativo, Belo Horizonte, CODEMIG, 62 p.
- Romano A.W., Rezende L.F.S., Macedo B.O.P. 2017. *Mapa geológico da Folha de Ouro Preto escala 1:100.000*. Belo Horizonte, CODEMIG. Romano A.W. & Rezende L.F.S. 2017. Folha Ouro Preto, SF.23-X-A-III, escala 1:100.000, Projeto Triângulo Mineiro. Texto explicativo, Belo Horizonte, CODEMIG, 62 p.
- Romano R., Lana C. Alkmim F.F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the southern portion of the Sao Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Res.*, **224**: 143-159.
- Roser H.M.P. & Roser P.A. 2010. O Quadrilátero Ferrífero - MG, Brasil: aspectos sobre sua história, seus recursos minerais e problemas ambientais relacionados. *Geonomos*, **18**(1):33-37.
- Ruchkys U.A. 2007. *Patrimônio geológico e geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: potencial para a criação de um geoparque da UNESCO*. Tese de doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 211p.
- Salamuni E., Ebert H.D., Hasui Y. 2004. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. *Rev. Bras. de Geociências*, **34**(4):469-478.
- Salamuni E., Nascimento E.R., Silva P.A.H., Queiroz G.L., Silva G. 2013. Knickpoint Finder: ferramenta para a busca de geossítios de relevante interesse para o geoturismo. *Boletim paranaense de geociência*, **70**:200-208.
- Salgado A.A. R. 2006, *Estudo da Evolução do Quadrilátero Ferrífero, MG-Brasil, através da quantificação de processos erosivos desnudacionais*. 2006. Tese de doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Salgado A.A.R., Colin F., Nalini Jr., H.A., Braucher R., Varajão A.F.D.C., Varajão, C.A.C. 2004. O papel da denudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. **5**(1): 55–69.
- Salgado A.A.R., Varajão C.A.C., Colin F., Braucher R., Varajão A.F.D.C., Nalini Jr., H.A. 2007. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ¹⁰Be method. *Earth surface Processes and Landform*, **32**(6): 905–911.
- Santana D.P. 2003. *Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas*. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 63p.
- Santos C.A., Sobreira, F. G., Netto M.M. 2004 Condicionantes do meio físico nas formas erosivas das bacias do Ribeirão Carioca, Córrego do Baçõ e Córrego Carioca, no município de Itabirito, MG. In: Simpósio Brasileiro de Cartografia Geotécnica e Geoambiental. 5. São Carlos/SP, ABGE, CD Anais.
- Santos D.A.R. & Morais F. 2017. Assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do rio Formoso, TO. *Caminhos de Geografia*, **18**(61):180-199.
- Schumm, S.A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Pertlj Amboy. *Geol. Soe. America Bulletin*, **67**:597-646.
- Schumm, S.A. 1963. Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bull*, **74** (9):1089-1100.
- Seeber L. & Gornitz V. 1983. River profiles along the himalayan arc as indicators pf active tectonics. *Tectonophysics*, **92**:335-367.
- Silva A.M., Chemale Jr. F., Kuyumjian R. M., Heaman L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **25**(2): 124-137.

Cruz, R.R. 2018. Análise geomorfológica e geomorfométrica da bacia hidrográfica do Rio Itabirito, Itabirito – Minas Gerais

Silva F.R. 2007. *A Paisagem do Quadrilátero Ferrífero, MG: Potencial para o uso turístico da sua geologia e geomorfologia*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 144 p.

Singh S. & Singh M.C. 1997. Morphometric Analysis of Kanhar River Basin. *National Geographical. J. of India*, **43**(1):31-43.

Stipp N.A.P, Campos R.A., Caviglione J.H. 2010. Análise morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Taquara – uma contribuição para o estudo das ciências ambientais. *Portal da Cartografia*, **3**(1):122 p..

Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **63**:1117-1142.

Strahler A.N. 1956. Quantitative slope analysis. *Geological Society of America Bulletin*, **67**:571-596.

Strahler A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, **38**:913-920.

Strahler A.N. 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. *Bulletin Geological Society America*, **69**:279-300.

Strahler A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V.T. (ed.) *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York. pp 439-476

Teixeira A.A. 2017. Base hidrográfica ortocodificada da bacia do rio São Francisco. Disponível em: <http://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/main.home>. Acessado em 17 jan 2018.

TOPODATA/INPE. 2011. TOPODATA – Banco de dados geomorfométricos do Brasil. Disponível em <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>. Acessado em 17 jan 2018.

Varajão C.A.C. 1991. A questão da ocorrência das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:131-145.

Varajão C.A.C., Salgado A.A.R., Varajão A.F.D.C., Braucher R., Colin F., Nalini Jr., H.A. 2009. Estudo da evolução da paisagem do quadrilátero ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰Be) e da pedogênese. *Revista Brasileira de ciências de solo*. **33**(5):1409-1425.

Veloso H.P., Rangel Filho A.L.R., Lima J.C.A. 1991. *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Rio de Janeiro, 123 p.

Verstappen H. 1983. *Applied Geomorphology: Geomorphological Surveys for Environmental Development*. Elsevier, New York. 450p.

Villela S.M. & Mattos A. 1975. *Hidrologia Aplicada*. São Paulo: McGraw – Hill do Brasil, 245 p.

Vittala S.S., Govindaiah S., Gowda H.H. 2004. Morphometric analysis of sub-watersheds in the Pavagada area of Tumkur district, South India using remote sensing and gis techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, **32**(4):351-362.

Wallace R.M. 1965. Geology and Mineral Resources of the Pico de Itabirito District Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **341-F**: 68 p.

Zernitz. E.R. 1932. Drainage patterns and their significance. *J. Geol. Chicago*, **40**:498-521.