

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA – UFU  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA – IG  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGeo  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOGRAFIA E GESTÃO DO TERRITÓRIO**

**Evolução dos Canais Fluviais: Morfometria e Sedimentologia na Bacia  
Hidrográfica do Rio Santo Antônio, Serra da Canastra – MG**

**MARINA SILVA ARAÚJO**

**UBERLÂNDIA – MG**

**2017**

**MARINA SILVA ARAÚJO**

**Evolução dos Canais Fluviais: Morfometria e Sedimentologia na Bacia  
Hidrográfica do Rio Santo Antônio, Serra da Canastra – MG**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geografia.

**Área de concentração:** Geografia e Gestão do Território.

**Orientador:** Prof. Dr. Silvio Carlos Rodrigues.

**UBERLÂNDIA – MG**

**2017**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.

---

A663e  
2017

Araújo, Marina Silva, 1992-  
Evolução dos canais fluviais : morfometria e sedimentologia na  
Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, Serra da Canastra – MG /  
Marina Silva Araújo. - 2017.  
94 f. : il.

Orientador: Silvio Carlos Rodrigues.  
Dissertação (mestrado) -- Universidade Federal de Uberlândia,  
Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Disponível em: <http://dx.doi.org/10.14393/ufu.di.2017.55>

Inclui bibliografia.

1. Geografia - Teses. 2. Geomorfologia - Teses. 3. Morfometria -  
Teses. 4. Santo Antonio, Rio, Bacia (MG) - Teses. I. Rodrigues, Silvio  
Carlos. II. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-  
Graduação em Geografia. III. Título.

---

CDU: 910.1



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**IG**

**MARINA SILVA ARAÚJO**

EVOLUÇÃO DOS CANAIS FLUVIAIS: MORFOMETRIA E  
SEDIMENTOLOGIA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SANTO  
ANTÔNIO, SERRA DA CANASTRA - MG

Professor Dr. Sílvio Carlos Rodrigues - UFU

Professora Drª. Cristina Helena R. Rocha Augustin - UFMG

Professor Dr. Alan Silveira - UFU - Monte Carmelo - MG

Data: 10/04 de 2017

Resultado: Aprovada

*A minha Mãe, Tânia dedico.*

## AGRADECIMENTOS

Agradecimentos primeiramente a minha família em especial mãe, Marília e Mariane, com as quais posso sempre contar e me espelhar, obrigado por tudo meninas. Agradeço também a presença paciente e constante de Vinicius durante todos os momentos do mestrado desde o processo seletivo até a última palavra escrita neste trabalho. De coração amo todos vocês e sou grata por tê-los ao meu lado.

Agradecimentos a Silvio Carlos Rodrigues meu orientador pelo apoio e disposição em trabalhar comigo neste projeto e também por todo conhecimento fornecido seja sala de aula, em trabalhos e campo ou mesmo em um café no LAGES. Desta forma meus agradecimentos a toda equipe LAGES por todos esses anos juntos a mim em diversos momentos. Gratidão especialmente a Fabiana Cristina com a qual pude contar sempre em qualquer ocasião pessoal ou profissional, sempre com uma palavra amiga ou uma mão disposta a ajudar.

Ainda na equipe LAGES, agradeço aos estagiários Kamila Cristina, Vinicius Maruschi e Matheus Borges pela disposição em ajudar no laboratório de análises. E por fim e não menos importante, minha gratidão pela amizade de Dhulia Alves e Anna Carolina Barcelos, Fabiana Santos, com as quais pude ter intensas e constantes conversas ao longo desses anos, vocês me fazem muito bem meninas, de coração minha gratidão por tê-las comigo.

A todos os professores que fizeram parte de minha formação intelectual e pessoal todo meu respeito e gratidão por ter podido estar com todos vocês dentro e fora da Universidade Federal de Uberlândia.

*“Diga-me eu esquecerei, ensina-me e  
eu o recordo, envolva-me e eu  
aprenderei.”*

*Benjamin Franklin*

## **RESUMO**

O trabalho em questão trata de análises morfométricas e granulométrica na Bacia do Rio Santo Antônio de forma a compreender melhor a dinâmica fluvial e geomorfológica na região da Serra da Canastra, Minas Gerais. Os índices morfométricos foram desenvolvidos em ambiente SIG utilizando o software ArcGIS 10.2.2 tendo como base as cartas topográficas extraídas do IBGE na escala de 1: 50.000. As imagens do tipo *raster* também foram elaboradas a partir desta base cartográfica através de métodos de interpolação. As análises granulométricas foram desenvolvidas no Laboratório de Geomorfologia Erosão de Solos, da Universidade Federal de Uberlândia, utilizando o método de peneiramento por agitação. A área de estudo em questão permeia a Faixa de Dobramentos Brasília e a Bacia Sedimentar do São Francisco, e neste contexto o trabalho teve o objetivo de entender o comportamento dos canais a partir da relação entre aspectos morfométricos e comportamento granulométrico da carga de leito dos canais envolvidos.

**Palavras-chave:** Geomorfologia, Morfometria, Análise Granulométrica.



## **ABSTRACT**

The work in question deals with morphometric and granulometric analyzes in the Santo Antônio River Basin in order to better understand the fluvial and geomorphological dynamics in the Serra da Canastra region, Minas Gerais. The morphometric indices were developed in a GIS environment using the ArcGIS 10.2.2 software based on the topographical charts extracted from IBGE in the 1: 50.000 scale. The raster images were also elaborated from this cartographic base through interpolation methods. The granulometric analyzes were developed at the Soil Erosion Geomorphology Laboratory, Federal University of Uberlândia, using the sieving method. The study area in question pervades the Brasília Folding Range and the São Francisco Sedimentary Basin, and in this context the objective of this work was to understand the behavior of the channels from the relationship between morphometric aspects and particle size distribution Involved.

**Keywords:** Geomorphology, Morphometry, Granulometric Analysis

## SUMÁRIO

1. Introdução .....	14
1.1 Problemática .....	14
1.2 Objetivos .....	14
1.3 Objetivos Específicos .....	15
1.4 Justificativa .....	15
1.5 Localização da Área de estudo .....	15
2. Revisão Bibliográfica .....	17
3. Procedimentos Operacionais .....	29
3.1 Trabalhos de Gabinete .....	29
3.1.1 Em ambiente SIG .....	29
a. Organização da Base de Dados .....	29
b. Elaboração do Modelo Digital do Terreno Hidrologicamente Consistido (MDT-HC) .....	30
c. Obtenção dos Índices Morfométricos .....	31
<input type="checkbox"/> Hierarquização da Drenagem: .....	31
<input type="checkbox"/> Aplicação do índice SL (Slope x Length) e Perfil Longitudinal: .....	33
<input type="checkbox"/> Densidade de drenagem ( $D d$ ): .....	35
<input type="checkbox"/> Índice de sinuosidade do canal principal ( $I s$ ): .....	36
<input type="checkbox"/> Índice de Concentração da Rugosidade (ICR): .....	36
<input type="checkbox"/> Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) .....	37
<input type="checkbox"/> Fator de simetria topográfica transversa (FSTT) .....	37
3.1.2. Em laboratório de análises .....	37
3.2 Trabalho em Campo .....	38
4. Caracterização da área de estudo .....	42
4.1 Contexto Geológico Regional .....	42
4.2 Contexto Geológico Local .....	43
4.2. Contexto Hidrográfico .....	45
4.3. Contexto Geomorfológico .....	46
5. Resultados .....	47
5.1 Análises Morfométricas areais e Rio Santo Antônio .....	49
a. Índice SL (Slope x Length) e Perfil Longitudinal .....	50
b. Fator de Simetria Topográfica Transversa e Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem .....	53
c. Densidade de Knickpoints .....	54

d. Índice de Concentração de Rugosidade .....	56
e. Índice de Sinuosidade .....	57
f. Densidade de Drenagem e Densidade Hidrográfica .....	59
<b>5.2 Análise Morfométricas Canais Afluentes .....</b>	<b>60</b>
a. Córrego da Buraca .....	60
b. Córrego da Ema .....	62
c. Córrego da Roça .....	64
d. Córrego da Taquara .....	65
e. Córrego das Batatas .....	66
f. Córrego do Esmeril .....	68
g. Córrego do Furão .....	69
h. Córrego do Palmital .....	70
i. Córrego do Rolinho .....	72
j. Córrego Três Barras .....	73
k. Ribeirão da Mata .....	74
l. Ribeirão do Pinheiro .....	76
m. Ribeirão Grande .....	76
n. Rio do Peixe .....	78
<b>5.3 Análise da Carga Sedimentar .....</b>	<b>79</b>
<b>6. Conclusões .....</b>	<b>82</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>83</b>
<b>APÊNDICE 1: Curvas Granulométricas .....</b>	<b>88</b>

## Lista De Figuras

Figura 1:	Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio.....	16
Figura 2:	Ferramenta Topo Raster.....	31
Figura 3:	Hierarquia fluvial conforme os modelos propostos por (A) Horton (1945) e (B) Strahler (1952).....	32
Figura 4:	Ferramenta <i>Stream Order</i> em ambiente ArcGIS 10.2.2.....	33
Figura 5:	Parâmetro utilizado para o cálculo do índice SLtrecho.....	35
Figura 6:	Demonstração de Coletas Manuais com pá.....	40
Figura 7:	Demonstração de coletas com Draga de Peterson.....	41
Figura 8:	Geológico Bacia Hidrográfica Rio Santo Antônio.....	44
Figura 9:	Mapa com os principais canais fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio.....	45
Figura 10:	Mapa Espacialização das declividades da Bacia do Rio Santo Antônio.....	47
Figura 11:	Mapa Dados Hipsométricos da Bacia do Rio Santo Antônio.....	48
Figura 12:	Mapa Hierarquia Fluvial Bacia Santo Antônio.....	49
Figura 13:	Mapa Espacialização dos valores Anômalos do Índice SL.....	51
Figura 14:	Perfil Longitudinal Rio Santo Antônio.....	53
Figura 15:	: Mapa Representação do Fator de Simetria Topográfica Transversa Rio Santo Antônio.....	54
Figura 16:	Mapa Densidade de Knickpoints Bacia Hidrográfica Rio Santo Antônio.....	55
Figura 17:	Mapa Índice de Concentração de Rugosidade da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio.....	57
Figura 18:	Mapa Representação Índice de Sinuosidade do Rio Santo Antônio.....	58
Figura 19:	Mapa Espacialização das amostras circulares na bacia de drenagem.....	59
Figura 20:	Perfil Longitudinal de SL para o Córrego da Buraca.....	61
Figura 21:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Buraca.....	62
Figura 22:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Ema.....	63
Figura 23:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Ema.....	63
Figura 24:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Roça.....	64
Figura 25:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Roça.....	65
Figura 26:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Taquara.....	65
Figura 27:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Taquara.....	66
Figura 28:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego das Batatas.....	67
Figura 29:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego das Batatas.....	67
Figura 30:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Esmeril.....	68
Figura 31:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Esmeril.....	69
Figura 32:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego do Furão.....	69
Figura 33:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego do Furão.....	70
Figura 34:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Palmital.....	71
Figura 35:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Palmital.....	71
Figura 36:	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego do Rolinho.....	72
Figura 37:	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego do Rolinho.....	73

Figura 38	Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Três Barras.....	73
Figura 39	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Três Barras.....	74
Figura 40	Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão da Mata.....	75
Figura 41	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Ribeirão da Mata.....	75
Figura 42	Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão do Pinheiro.....	76
Figura 43	Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão Grande.....	77
Figura 44	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Ribeirão Grande.....	77
Figura 45	Perfil Longitudinal e Índice SL Rio do Peixe.....	78
Figura 46	Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Rio do Peixe.....	79
Figura 47	Gráfico da relação dos setores anômalos com a composição granulométrica.....	80
Figura 48	Curva Granulométrica Carga de Fundo de Leito Rio Santo Antônio.....	81

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1:	Valores em média quantidades de canais de 1ª ordem por amostragem e Extensão de canais por amostragem.....	60
-----------	--	----

## **1. Introdução**

As análises morfométricas foram amplamente utilizadas por grandes nomes da Geomorfologia como Hack (1973), Horton (1945), Strahler (1952), SCHUMM (1993), para analisar os canais fluviais no que tange a suas formas e dinâmicas com o auxílio de métodos quantitativos. E sendo assim, através desses métodos interpretar questões relacionadas a esculturação do relevo, estruturação e composição geológica bem como dinâmica dos ciclos hidrológicos.

Deste modo, o trabalho em questão envereda-se no âmbito da Geomorfologia fluvial de modo a analisar a evolução do relevo através de parâmetros morfométricos e sua correlação com a carga de leito dos canais fluviais. A priori a pesquisa parte do interesse de descobrir a capacidade e competência dos canais fluviais componentes da bacia do Rio Santo Antônio nos processos de esculturação do relevo em ambiente embasado por rochas do tipo quartzito e filito, que por sua vez estruturam a paisagem da Serra da Canastra, Minas Gerais.

### **1.1 Problemática**

Tendo em vista as possibilidades interpretativas que as análises morfométricas nos possibilitam quanto a interpretação da evolução dos canais fluvial e a relação da mesma com a carga detrítica, estipulou-se a seguinte problemática: Pode um estudo sobre a rede de canais fluviais, sua organização, distribuição, bem como sua relação com outros parâmetros (componentes litológicos, elementos estruturais, materiais detríticos que compõem a carga de leito) proporcionar um conhecimentos sobre a evolução do relevo?

### **1.2 Objetivos**

Sendo assim, o objetivo principal desta pesquisa é analisar de forma quantitativa a capacidade e competência dos canais fluviais da Bacia do Rio Santo Antônio, afim interpretar os impactos do trabalho destes canais e seu processo evolutivo na esculturação do relevo no contexto da Serra da Canastra.

### **1.3 Objetivos Específicos**

- Aplicar índices morfométricos na rede de drenagem;
  - Índice de SL (Slope x Length) e Perfil Longitudinal
  - Assimetria da Bacia de Drenagem
  - Fator de Simetria Topográfica Transversal
  - Índice de Sinuosidade
  - Índice de Concentração de Rugosidade
  - Densidade de Drenagem
  - Densidade de knickpoints
  
- Levantar de forma amostral sedimentos de carga de leito em trechos anômalos dos canais fluviais componentes da bacia, para posterior análise granulométrica;
- Elaborar/compilar cartografia temática como, mapa geológico/litológico da área, mapas hipsométrico e de declividade, mapas relacionados a espacialização dos índices morfométricos;

### **1.4 Justificativa**

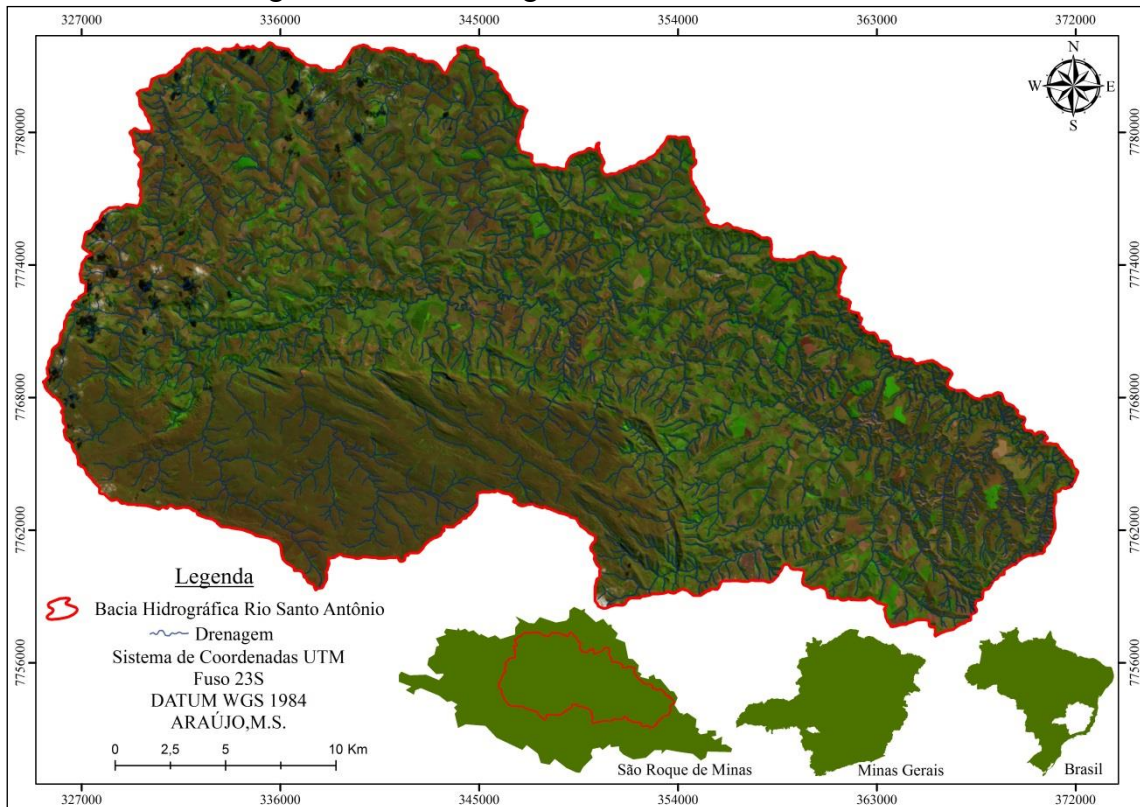
A justificativa deste trabalho baseia-se na necessidade de ser conhecer a fundo as questões ambientais para fins de planejamento, seja ele ambiental ou urbano. Tendo em vista o déficit de trabalhos hidrológicos e geomorfológicos na área de estudo, a pesquisa que aqui se apresenta, surge como leitura auxiliar para as questões de planejamento da área. Conhecendo melhor a dinâmica geomorfológica e hidrográfica deste área é possível estabelecer um manejo adequado da mesma, principalmente no que tange a fixação da população e utilização dos recursos hídricos de forma adequada.

### **1.5 Localização da Área de estudo**

A área de estudo em questão corresponde a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio e esta localizada no município de São Roque de Minas, Minas Gerais (FIGURA 1). Esta bacia está inserida no contexto de drenagem do Rio São Francisco em seu alto curso. Parte da bacia está inserida nos limites da área consolidada do Parque Nacional da Serra da Canastra. O parque abrange algumas das principais nascentes dessa rede de drenagem fazendo com que as mesmas estejam conservadas e com vegetação próxima a vegetação nativa. No baixo curso da bacia do Rio Santo

Antônio encontramos alguns afluentes que passam pela área urbana do município de São Roque podendo haver então contaminação com dejetos urbanos e também agrícolas. A bacia possui uma vegetação predominante de cerrado e condições climáticas de clima tropical, e é composta basicamente por 15 canais principais responsáveis pela dinâmica hídrica da bacia.

Figura 1: Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016



## 2. Revisão Bibliográfica

A análise das formas de relevo, suas dinâmicas e processos nos auxiliaram na interpretação da categoria de paisagem. Essas formas de relevo constituem a porção da paisagem onde se fixa a vida humana e onde são desenvolvidas suas atividades, e desta forma possui um reflexo direto na sociedade. Compreender o relevo em sua plenitude em tempos foi uma questão de sobrevivência, e nos dias atuais uma questão essencial ao planejamento. (MARQUES, 2009)

Para que o relevo seja compreendido em sua morfologia, processos e dinâmicas é necessário primordialmente entender como estas formas surgiram e evoluem. Dessa forma a Geomorfologia, considera também como integrantes de seu objeto de estudo, os processos capazes de criar ou destruir as formas de relevo, de fixá-las num local ou deslocá-las, de ampliar suas dimensões ou reduzi-las, de modelá-las continuamente ou descontinuamente, de mantê-las preservadas ou modifica-las. (MARQUES, 2009)

A geomorfologia então se subdivide em várias outras linhas de acordo com os ambientes estudados e vertentes metodológicas existentes. Atualmente podemos falar, em geomorfologia cárstica, geomorfologia costeira, geomorfologia do quaternário, antropogeomorfologia, etc. O trabalho em questão envereda-se no âmbito da Geomorfologia Fluvial.

Muitos foram os estudiosos de Geomorfologia que se propuseram a entender não só as formas, mas também os processos, e aprofundaram-se na temática geomorfologia fluvial. Na maioria das vezes estes estudos analisam de forma quantitativa a gênese e a dinâmica dos processos pelos quais se originam as formas de relevo. Neste viés, podemos citar autores clássicos, como Christofolletti (1980), Hack (1973), Horton (1945), Strahler (1952) dentre outros, que se aventuraram em analisar sistematicamente e quantitativamente as formas e processos do relevo.

O termo Geomorfologia Fluvial aplica-se ao estudo da dinâmica dos rios e bacias hidrográficas. Os estudos das bacias hidrográficas consistem na análise do condicionamento do regime hidrológico enquanto as análises dos cursos de água direcionam-se aos processos fluviais e as formas resultantes do escoamento das águas. Neste sentido vale ressaltar que os rios integram os agentes mais importantes no que se refere ao transporte de materiais intemperizados. (CHRISTOFOLETTI, 1974; CUNHA, 2011)

A Geomorfologia Fluvial representa um setor de destaque na ciência geomorfológica, pelo seu caráter condicionante da própria vida humana; por exemplo, civilizações antigas cresceram às margens de grandes rios. Por esta razão, a ação fluvial, alterando a dinâmica do rio e suas formas topográficas, serviu de temática preferida dos pesquisadores, a ponto de, ao longo da história da ciência geomorfológica, deter a maior produção científica dessa área do conhecimento. (CUNHA, 2011 p. 211)

O canal fluvial por sua vez caracteriza-se como qualquer fluxo de água canalizado, são os responsáveis pelo transporte de materiais intemperizados das partes mais altas para as partes mais baixas. Em termos geomorfológicos os rios podem ser classificados em perenes, intermitentes ou efêmeros de acordo com o seu fluxo de água. (CHRISTOFOLETTI, 1974; CUNHA, 2011)

Estes canais fluviais tornam-se um importante elemento geomorfológico, uma vez que sua arquitetura e geometria podem dar subsídios ao entendimento da evolução geomorfológica, sendo inclusive um elemento da paisagem sensível às alterações crustais recentes. A esculturação dos vales resulta do conjunto das ações da gravidade e os cursos d'água, de forma ao ajustar-se rapidamente a quaisquer deformações da crosta, os elementos de drenagem auxiliam o estudo de movimentos neotectônicos e configuram um excelente instrumento para análises dos parâmetros morfométricos. (CAMOLEZI *et al.*, 2012; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; SCHUMM, 1993)

As características de um rio refletem diretamente os acontecimentos da bacia de drenagem e, sendo assim, as condições litológicas, climáticas e de vegetação que condicionam as vertentes condicionaram também por sua vez, a carga de sedimentos que alimentam os canais fluviais. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

A função de um rio constitui-se basicamente em comportar-se como canais de escoamento e sendo assim, este é parte integrante do ciclo hidrológico e os processos de abastecimento desses canais de escoamento são compostos por águas superficiais e subterrâneas. Estas características podem ser utilizadas para classificar os rios em efluentes ou influentes, onde, o primeiro trata-se de rios em regiões úmidas e que recebem contribuição contínua de água subterrânea e o segundo trata-se de rios de regiões secas característicos por perderem água para o solo. (CUNHA, 2011)

O fluxo fluvial que compõe os rios, denominados por Christofolletti (1974) de escoamento fluvial, tem seu volume de água dependente de fatores como o regime de precipitação, condições de infiltração, drenagem subterrânea, entre outros. A variação

do nível das águas deste fluxo fluvial ao longo do ano é denominado regime fluvial e o volume da água por sua vez, é denominado vazão ou débito e é medido em m<sup>3</sup>.

O conceito de Geometria Hidráulica refere-se ao estudo das características geométricas e de composição dos canais fluviais tendo como recorte espacial a secção transversal dos canais e as relações que ali se estabelecem. Para Christofolletti (1974), pode ser considerado também um exemplo de sistema morfológico, caracterizando a aplicação dos conceitos alométricos em geomorfologia.

Em suma, Geometria Hidráulica refere-se à compreensão da relação entre vazão, forma do canal, carga sedimentar, declividade e velocidade do fluxo. No entanto, também é preciso compreender que o conceito de maior importância quando se refere a geometria hidráulica, é o conceito de raio hidráulico. A partir deste conceito é possível avaliar a eficiência do canal, ou seja, as condições em que o fluxo se realiza. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

O fluxo de escoamento de um canal, por sua vez, pode ser do tipo laminar ou turbulento. O fluxo laminar caracteriza-se quando a água é escoada ao longo de um canal ou trecho retilíneo a baixas velocidades de modo também que não haja partículas polidas em suspensão, caracterizando um cenário de fluxo não encontrado em cursos naturais. Já o fluxo turbulento é caracterizado por uma variedade de movimentos e correntes por várias vezes contrárias ao fluxo do principal. Existem fatores que fazem com que a velocidade crítica seja afetada transformando um fluxo laminar em um fluxo turbulento. Estes fatores podem ser a viscosidade e densidade do fluido, profundidade da água e rugosidade do canal. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

O fluxo turbulento pode ser classificado em 2 categorias: corrente e encaichoeirado. De modo que, para Christofolletti (1974) o fluxo turbulento corrente ocorre na maioria dos canais e trechos dos canais em baixas velocidades. Por outro lado, o fluxo turbulento encaichoeirado ocorre em velocidades maiores, seja no encontro com cachoeiras ou corredeiras ocasionando aumentos nas intensidades de erosão. A determinação do tipo de fluxo pode ser fornecida pelo Número de Froude, o qual se baseia na relação entre a velocidade média (V), a força da gravidade (G) e a profundidade da água (D):

$$F = V/\sqrt{G.D}$$

Sendo assim, se F for menor que 1 o rio estaria em fluxo corrente, se F for maior que 1, o rio está em fluxo encaichoeirado.

Quando o fluxo de um curso fluvial se modifica de corrente para encaichoerado, a velocidade aumenta consideravelmente e ocorre um abaixamento do nível superficial da água. Quando a velocidade é diminuída, há a passagem do fluxo de encaichoerado para corrente e há a elevação do nível superficial da água causando ondas estacionárias e em consequência sobre as águas a montante. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

Sobre a variação da velocidade das águas em um canal é possível afirmar que de forma geral as velocidades maiores encontram-se abaixo do nível superficial, enquanto as velocidades menores localizam-se próximas as paredes laterais e ao fundo. Desta forma também é possível que essas velocidades sejam variadas de acordo com a forma e a sinuosidade do canal. Nos canais simétricos a velocidade máxima encontra-se localizada abaixo da superfície e centralizada; partindo do centro de forma lateral estão os setores de velocidades moderadas porém de alta turbulência, sendo que próximo ao fundo a turbulência aumenta. Nas regiões próximas as paredes e ao fundo o fluxo encontra-se com baixas velocidades e turbulência. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

Nos canais assimétricos, a zona de máxima velocidade desloca-se do centro para o lado de águas mais profundas, enquanto nos setores de máxima turbulência apresentam comportamento diferente, elevando-se o lado mais raso e rebaixando-se o lado mais profundo. Isso explica com facilidade o deslocamento lateral que se verifica na distribuição das velocidades nos canais meandantes. (CHRISTOFOLETTI, 1974 p. 67)

Dada a importância da turbulência e da velocidade nos estudos e na capacidade do rio em executar seu trabalho, faz-se necessário então analisar a energia de um rio, seja ela potencial ou cinética. Sendo assim, Christofolletti (1974) discorre sobre como a energia potencial é convertida pelo fluxo em energia cinética e posteriormente sendo dispersa em calor e fricção. Cerca de 95% dessa energia é consumida em calor e somente o restante é gasto com a própria fricção e também empregada no trabalho. A medida que a fricção diminui de acordo com situações como retificação ou redução do perímetro úmido do canal, a energia empregada no trabalho pode aumentar.

Sendo a energia total de um canal (potencial e cinética) diretamente influenciada pela velocidade, esta por sua vez, depende também diretamente da declividade, do volume de água, viscosidade da água, bem como da largura, profundidade e forma do canal e da rugosidade do leito. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

Sobre as formas dos canais é possível afirmar que a mesma reflete o ajustamento da vazão através de uma determinada razão, ou seja, em canais onde sua esculturação é

resultante da ação do fluxo sobre os materiais de leito e margens, as dimensões serão controladas pelas forças erosivas e os processos deposicionais ao longo do canal. Desta forma, para um rio ser atuante é preciso que sua vazão tenha força necessária para entalhar e frequência para manter-se na mesma forma. O débito (vazão) de margens plenas pode ser definido como sendo a vazão que preenche o canal fluvial de forma que acima deste limite estará localizada a planície de inundação. (CHRISTOFOLETTI, 1974)

A importância geomorfológica do estágio de margens plenas decorre da premissa de que a forma e o padrão dos canais fluviais estão ajustados ao débito, aos sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem e ao material rochoso componente das margens. (...) Considerando a variabilidade dos fluxos os eventos de magnitude moderada e de ocorrência relativamente frequentes controlam a forma do canal. Nessa categoria, os débitos de margens plenas surgem como os de maior poder efetivo na esculturação do modelado do canal, pois as ondas de fluxo escoam com ação morfogenética ativa sobre as margens e fundo do leito e possuindo competência suficiente para movimentar o material detrítico. (CHRISTOFOLETTI, 1974 p. 70)

Sendo assim, o fluxo e o material sedimentar tornam-se os dois elementos fundamentais no que tange a esculturação do sistema hidráulico em cursos aluviais. O elemento fluxo pode ser avaliado segundo critérios de largura do canal, profundidade, velocidade do fluxo, volume ou vazão, gradiente de energia, relação entre largura e profundidade, área, perímetro úmido, raio hidráulico e concentração de sedimentos. Este último caracteriza-se por ser a quantidade de material detrítico por unidade de volume que é transportada pelo fluxo. Já para elemento sedimentar as variáveis consideradas são granulometria e rugosidade do leito. A granulometria varia de acordo com as classes de diâmetro do material do leito e a rugosidade do leito é basicamente a representação da variabilidade topográfica e da superfície do leito, disposição e ajustamento do material detrítico e as formas topográficas do leito. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

O termo sedimento aceito para este trabalho refere-se a partícula derivada da rocha ou materiais biológicos transportados em meio fluido ou não. Trata-se de partículas derivadas da fragmentação das rochas, seja por processos químicos ou físicos, levadas por água ou vento até os canais fluviais e posteriormente por eles transportada e depositada. Uma vez dentro do canal fluvial este sedimento pode estar em suspensão na água ou depositado no leito do canal. Neste sentido, a sedimentologia caracteriza-se por ser a ciência que estuda estes sedimentos levando em consideração os processos hidroclimatológicos com ênfase na relação água-sedimento. (CARVALHO, 2008)

Os estudos sobre as características dos sedimentos desde seu processo de retirada da vertente pela erosão, o transporte e a deposição, ganham destaque principalmente pelos problemas ambientais e de obras hidráulicas que os mesmos ocasionam. Uma vez que nos primórdios a grande civilizações fixavam sua estadia próxima aos canais fluviais em busca de possibilidades maiores de abastecimento, como no caso da Mesopotâmia, fazia-se necessário administrar formas de sobreviver nestes ambientes. (CARVALHO, 2008)

No que tange ao trabalho dos rios pode-se distinguir três etapas: transporte, erosão e deposição do material detrítico. O processo de transporte dos sedimentos pode ser dividido em três formas diferentes: solução, suspensão e saltação.

Os constituintes do material rochoso são transportados em solução química e compõem a carga dissolvida dos canais. Sua composição química pode variar de acordo com as condições climáticas, geológicas, topográficas, de vegetação, dentre outros. E a quantidade de material em solução pode variar em grande parte da contribuição da água subterrânea e escoamento superficial que contribui com a vazão. A velocidade de transporte dessa carga dissolvida é a mesma do fluxo da água e estes componentes só são depositados quando há saturação. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Já a carga de sedimentos em suspensão é composta pelas partículas de granulometria reduzida, ou seja, silte e argila e são carreadas pelo fluxo turbulento. Sua velocidade de transporte é a mesma do fluxo até o ponto de saturação onde as partículas precipitam, geralmente em trechos calmos ou largos do rio. A carga de leito do rio é composta por sedimentos de granulometria maior, ou seja, areias, cascalhos e calhaus. Esta parcela da composição total da carga de um canal é transportada por rolamento, deslizando ou saltando ao longo do canal. Sua velocidade de transporte demonstra-se bem mais lenta que o fluxo da água. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Nesse quesito pode-se então definir os conceitos de capacidade e competência de um canal fluvial. A maior quantidade de determinado tamanho que um canal tem a capacidade de transportar como carga de leito define, por conseguinte a sua capacidade. Já a competência de um canal é definida pelo maior diâmetro encontrado entre estes detritos que são transportados por carga de leito. Sobre a carga detrítica é importante salientar que sua composição e quantidades não provem apenas da ação abrasiva que o rio exerce sobre o fundo do leito e suas margens, mas também dos detritos que são lavados das vertentes pelo escoamento superficial. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Luna Leopold (1953) concluiu que a redução na competência ao longo de um curso de água era devido a diminuição do cisalhamento. O cisalhamento, no leito do rio, é proporcional ao produto da declividade vezes o raio hidráulico. Como para muitos casos o rio hidráulico é aproximadamente igual à profundidade média, pode-se dizer que o cisalhamento é proporcional ao produto da declividade e a profundidade média. (...) Embora nos cursos de água haja aumento na profundidade a jusante, também ocorre a diminuição da declividade, e essas variáveis explicam a redução do cisalhamento e, conseqüentemente, a diminuição da competência fluvial. (CHRISTOFOLETTI, 1974 p. 73)

O termo erosão fluvial é caracterizado por Christofolletti (1980) em três modalidades, corrosão, corrasão e cavitação. Sendo que a corrosão é responsável por todo e qualquer processo químico realizado pela ação da água na rocha. Já a corrasão trata-se do desgaste mecânico pelo atrito da água e a rocha juntamente com as partículas carregadas. Um método específico de corrasão é chamado de evorsão é responsável pela formação de marmitas gigantes. Este processo se dá pelo movimento turbilhonar da água sobre as rochas do fundo do leito. O processo de cavitação acontece em condições de velocidades elevadas de forma que as variações de pressão exercidas sobre as paredes proporcionam a fragmentação das rochas. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

É sabido, portanto que em canais fluviais cuja erosão predominante é a corrasão, há um maior índice de fragmentos grosseiros, sendo a corrasão diretamente relacionada à carga de leito, e esta por sua vez é a responsável pelo entalhe do canal. Enquanto que em bacias de erosão do tipo corrasão se faz predominante a abundância maior é ad e sedimentos finos, os quais são transportados ao longo do canal em suspensão, há apenas o polimento do leito e não a escavação. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

A deposição da carga detrítica carregada pelos rios ocorre quando há a diminuição da competência ou da capacidade fluvial. Essa diminuição pode ser causada pela redução da declividade, pela redução do volume ou pelo aumento do calibre da carga detrítica. (CHRISTOFOLETTI, 1974 p. 75)

Os processos de deposição dão origem a diversas formas de sedimentação fluvial dentre as quais se destacaram as planícies de inundação, os deltas, cones de dejeção, restingas fluviais, dentre outros. Neste contexto, pode-se dizer que as planícies de inundação constituem a forma de sedimentação fluvial mais comum encontrada nos canais fluviais. Sua composição basicamente é formada por aluviões e matérias deposicionais do canal. A questão da forma topográfica encontra nos canais estão intimamente relacionadas com a formação das planícies de inundação, uma vez que as

mesmas são formadas em épocas de cheias transpondo o leito maior do canal e ocasionando a deposição dos materiais. (CUNHA, 2011)

Essas formas topográficas do leito são definidas como toda e qualquer irregularidade produzida no leito de um canal aluvial, ocasionado pela interação do fluxo de água e a movimentação da carga sedimentar. Nos canais fluviais a configuração topográfica do leito e a rugosidade do material sedimentar oferecem a resistência ao fluxo variando o comportamento do mesmo. Sendo assim a topografia do leito possui uma grande multivariabilidade e rápidas mudanças em sua deformação. Isso torna a padronização deste conceito difícil, no entanto é possível classificá-la quanto a intensidade do fluxo. Os leitos podem ser classificados em: leito plano sem movimento de sedimentos, ondulações de pequena escala, ondulações de grande escala, dunas, formas transicionais entre ondulações grandes e leitos planos, leitos planos com movimentação de sedimentos e antidunas em movimento. (CUNHA, 2011)

Os tipos de leitos por sua vez também possuem suas diferenciações. Christofolletti (1980) classifica os leitos fluviais como espaços que podem ser preenchidos pelo escoamento da água. Em um corte transversal nas planícies de inundação pode se destacar os seguintes tipos: leito de vazante, leito menor, leito maior e leito maior excepcional.

Desta forma o leito de vazante é responsável pelo escoamento das águas baixas. Essas águas constantemente permeiam o leito menos acompanhando o talvegue, este constitui uma linha de maior profundidade ao longo do leito. O leito menor em si constitui uma tipologia bem marcada entre as margens encaixadas. O fluxo contínuo de água neste leito não permite o crescimento da vegetação. O leito maior por sua vez caracteriza-se por se regularmente ocupado pelas cheias. Por fim o leito maior excepcional corresponde à porção do canal ocupado durante as enchentes. (CHRISTOFOLLETTI, 1980)

A tipologia dos canais fluviais nada mais é que a padronização do arranjo espacial do leito ao longo do perfil longitudinal do rio. Sua classificação foi proposta por Dury e descrita posteriormente por Christofolletti (1980) e corresponde a seguinte divisão: canais meandantes, anastomosados, retos, deltaicos, ramificados, reticulados e irregulares.

Sendo assim os canais meândricos são aqueles com curvas sinuosas e largas, muito semelhantes entre si. Essa configuração se dá pela diferença de velocidade do fluxo, sendo que quando há a retirada do material através da escavação na margem



côncava, onde está o fluxo de maior velocidade e simultaneamente na margem convexa, por possuir menor velocidade, há a deposição do material detrítico que outrora foi retirado da margem oposta. Um canal não necessariamente apresenta apenas um padrão de drenagem, sendo assim o índice de sinuosidade surge como a fim de que haja distinção dos trechos meândricos. O índice baseia-se na relação entre o comprimento do canal e a distância do eixo do vale. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Observou-se que os meandros não são meros caprichos da natureza, mas a forma pela qual o rio efetua o seu trabalho pela “lei do menor esforço”. Representa o equilíbrio em seu estado de estabilidade, denunciando o ajustamento entre todas as variáveis hidrológicas, inclusive a carga detrítica e a litologia por onde o corre o curso de água.

É possível estabelecer que os meandros em grande maioria estão associados aos baixos cursos fluviais devido a certas características de comportamento fluvial e tipologia do canal, como por exemplo, a competência e energia do canal e carga sedimentar. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Os canais anastomosados estão diretamente associados com a carga sedimentar de leito. Em canais com grande quantidade de material grosseiro porém sem energia suficiente para transportá-los até a foz, acabam por depositar essa carga detrítica sem seu leito e essa carga por sua vez produz grande resistência devido a rugosidade. Estes trechos anastomosados estão localizados ao longo do canal e nunca nas nascentes ou foz, ao contrário do padrão reticular. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Essa tipologia reticular possui a mesma lógica dos padrões anastomosados, no entanto este tipo de canal possui várias embocaduras. O canal reto como o próprio nome esclarece, é um canal retilíneo da nascente a foz e normalmente estão associados a controles tectônicos por linhas de falhas. Seu embasamento é composto por rochas homogêneas em relação a resistência ao intemperismo. Para ser considerado retilíneo em toda a sua extensão é necessário que o canal seja no máximo 10 vezes maior que sua largura, caso o contrário ele apresentará apenas trechos retilíneos. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

O perfil longitudinal pode ser definido como a representação gráfica que demonstra a declividade de um determinado canal relacionado a composição altimétrica e comprimento do referido canal. Quando o perfil longitudinal apresenta um desenho côncavo para o céu apresentando declividades maiores nas nascentes e decaindo rumo a

foz, este perfil é considerado ideal e indica que o canal está em equilíbrio. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Christofoletti (1980) discorre sobre duas perspectivas para a explicação da concavidade dos perfis longitudinais. A primeira delas proposta por A. Surrel indica que a concavidade nos perfis estaria relacionada a três regimes diferentes de comportamento ao longo do canal, onde, a parte superior dos canais indica coleta de água e erosão das vertentes resultando no entalhamento e regressão das cabeceiras. O trecho inferior próximo ao nível de base indica as áreas de deposição e sedimentação. Por fim as áreas intermediárias indicariam as porções de transição entre esses dois setores.

A segunda proposta sugere que a concavidade estaria relacionada com a granulometria da carga detrítica transportada pelo canal. Sendo assim, o gradiente seria maior nas cabeceiras, pois a competência e velocidade do fluxo teriam que ser fortes o suficiente para transportar o material grosseiro fornecido pela vertente, e a medida que este material fosse transportado ao longo do canal, a velocidade do fluxo diminuiria pelo atrito. Desta forma a declividade diminuiria na medida em que a carga detrítica também diminuísse. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

W. M. Davis e J.H. Mackin propuseram algumas concepções a cerca da teoria do equilíbrio fluvial. Para estes autores a declividade seria o elemento principal que ajustaria os demais. No entanto pesquisas realizadas pelo Serviço Geológico dos EUA, demonstraram que condicionantes, como vazão, carga detrítica e sua granulometria, resistência ao fluxo, velocidade do fluxo, bem como largura, profundidade e declividade do canal, influenciam na concavidade do perfil de equilíbrio do canal. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

O perfil longitudinal resulta, pois, do trabalho que o rio executa para manter o equilíbrio entre a capacidade e a competência de um lado, com quantidade e o calibre da carga detrítica, de outro lado, através de toda sua extensão. Se a capacidade e competência são maiores que as requeridas para transportar a carga que lhe é fornecida, o rio deverá abaixar sua capacidade e competência através de modificações na morfologia e declividade do canal. Inversamente, se for menor o rio deverá aumentá-la através de modificações na morfologia e declividade do canal. (CHRISTOFOLETTI, 1974 p. 97)

Sendo assim, em termos de geometria hidráulica, Christofoletti (1980) na medida em que se aproxima da jusante há um aumento da largura, profundidade e velocidade da água de modo que os valores do raio hidráulico também aumentem. Isso proporcionará a diminuição da influência fornecida pela rugosidade. Uma vez que a

rugosidade representa a resistência do fluxo em relação a granulometria da carga detrítica, topografia do leito e do perfil transversal, sua diminuição relativa e o aumento do raio hidráulico indicariam maior eficácia do fluxo. Desta forma o mesmo ganha velocidade e compensará as baixas declividades do canal

A ideia de equilíbrio fluvial surge de modo sistematizado através das pesquisas realizadas por Gilbert (1887) nas quais o mesmo aplica o termo rio equilibrado sugerindo o ajustamento do canal aos elementos que compõe a rede de drenagem. Davis surge posteriormente agregando o termo à teoria cíclica de erosão, na qual esse equilíbrio estaria relacionado aos ajustes entre erosão e deposição. Essa condição de equilíbrio entre essas duas variáveis estaria expressa através de ajustes na declividade ao longo do canal. (CHRISTOFOLETTI, 1980)

As análises morfométricas ganharam destaque principal ao final do século XIX e tinham por objetivo medir as formas de relevo e analisá-las através de processos de sistemáticos. Alguns nomes e tendências se destacam, no entanto essa vertente metodológica se desenvolveu principalmente nos países germânicos e tendo como precursor Henri Baulig. No entanto do ponto de vista metodológico esta vertente não trouxe muitos avanços, e posteriormente veio a ser ultrapassada pelas concepções provenientes do continente americano através dos pressupostos de Davis. (CHRISTOFOLETTI, 1969)

A continuidade desta temática se deu em meados da década de 1945, com trabalhos que estabeleciam leis gerais que categorizavam os canais e suas bacias, e analisavam seus processos através da quantificação. Estes trabalhos ganharam destaque sob as mãos de Robert E. Horton, no período do pós- guerra. Em seus trabalhos Horton, pode utilizar-se de vários índices por ele propostos para correlacionar os aspectos morfológicos a dinâmica hidrológica. (CHRISTOFOLETTI, 1969)

No que se refere às pesquisas morfométricas relacionadas às bacias hidrográficas, as maiores contribuições estão nos Estados Unidos, com autores como Strahler (1952), Schumm (1956), Miller (1953) dentre outros. No Brasil, o autor destaca como trabalho pioneiro o artigo de Freitas (1952). Os estudos que envolvem análises morfométricas a partir dos canais fluviais são de fato muito completos e relevantes, uma vez que os mesmos constituem os processos morfogenéticos ativos de esculturação das paisagens. Alguns parâmetros morfométricos podem ser aplicados com o intuito de auxiliar na caracterização, na quantificação e na fundamentação teórica sobre alterações

ou anomalias, bem como no controle estrutural da rede de drenagem. (CHRISTOFOLETTI, 1969; CAMOLEZI *et al.*, 2012)

Em suma os estudos morfométricos em bacia hidrográfica se resumem a três tipos de análises: análise areal da bacia, análise linear e análise altitudinal de bacias hidrográficas. Onde, a análise linear consiste nos índices e relações dos componentes das bacias cujas medidas são feitas no comprimento. A análise areal são os índices relacionados ao elemento em que se podem obter medidas planimétricas bem como medições lineares. E por último as análises altitudinais das bacias hidrográficas, que estão diretamente ligadas às movimentações topográficas das áreas drenadas. (CHRISTOFOLETTI, A. 1980)

A análise morfométrica em bacias hidrográficas foi inicialmente obtida por meio de mensuração dos atributos em cartas topográficas e cálculo manual. No entanto com o desenvolvimento da computação e, posteriormente, dos sistemas computacionais para cálculos e análises de dados, e mais tarde o SIG, veio a possibilidade de otimizar o processo de análise quantitativa de atributos do relevo e da rede de drenagem.

### **3. Procedimentos Operacionais**

Os procedimentos operacionais foram setorizados em trabalhos de gabinete e trabalhos de campo de forma a organizar a elaboração e execução desta pesquisa.

#### **3.1 Trabalhos de Gabinete**

A etapa de trabalhos em gabinete se divide em duas partes: análises em ambiente SIG para execução dos cálculos morfométricos e mapeamentos e as análises laboratoriais para procedimentos granulométricos nas amostras de sedimentos de carga de leito coletadas em campo.

##### **3.1.1 Em ambiente SIG**

O avanço nas tecnologias alcançados nos dias de hoje nos possibilitam a execução de procedimentos antes tidos como muito trabalhosos e de difícil acesso, e que agora são de fácil aplicabilidade. O baixo custo de desenvolver técnicas em ambiente SIG e a alta qualidade dos dados obtidos nesses procedimentos faz com que a base conceitual da ciência geomorfológica seja acessível para todos.

###### **a. Organização da Base de Dados**

A etapa de organização da base de dados consistiu na averiguação das bases disponíveis para execução do trabalho de acordo com os objetivos almejado e também auxílio para a escolha da área de estudo. Tendo em vista o tipo de dados necessários para os cálculos dos índices morfométricos, rede de drenagem, curvas de nível, pontos cotados, dentre outros, optou-se por trabalhar com dados fornecidos pelo IBGE, tendo em vista sua maior confiabilidade.

Nesta etapa foi possível constatar um déficit em relação à disponibilidade deste material vetorizado na região da Serra da Canastra, composta basicamente pelas cartas São Roque de Minas / SF-23-V-B-I-1 (IBGE,1971), Serra da Canastra / SF-23-V-A-III-2 (IBGE, 1971e), Vargem Bonita / SF-23-V-B-I-3 (IBGE,1971), Serra da Guarita / (SF-23-V-A-III-4), Delfinópolis / (SF-23-V-A-III-3), Chapadão Zagaia / (SF-23-V-A-III-I), dentre outras. Desta forma, para dar continuidade a esta etapa foi necessário a vetorização das cartas Folha São Roque de Minas / SF-23-V-B-I-1 (IBGE,1971) e Folha Serra da Canastra / SF-23-V-A-III-2 (IBGE, 1971e), as quais abrangem a bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio escolhida para desenvolvimento desta pesquisa.

## **b. Elaboração do Modelo Digital do Terreno Hidrologicamente Consistido (MDT-HC)**

A técnica de utilização de modelos digitais que simulam a realidade em ambiente SIG é amplamente utilizada em pesquisas de cunho geomorfológico e hidrológico. Diante dos avanços tecnológicos alcançados podemos encontrar disponíveis hoje dois tipos de modelos digitais, sendo eles os MDTs, modelos digitais do terreno e os MDEs, modelos digitais de elevação, como por exemplo, Imagens SRTM, ASTER GEDEM, dentre outras.

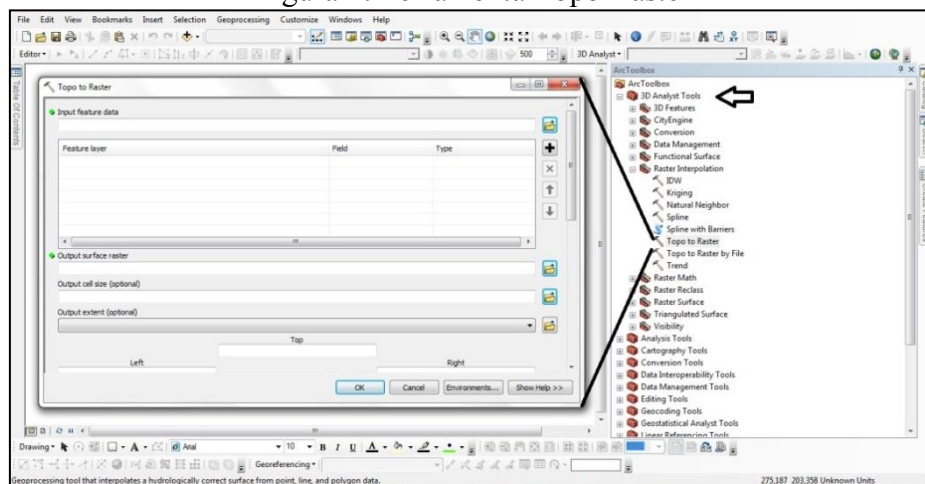
Ambos os modelos são de grande eficácia para mapeamentos diversos, variando de acordo com a escala pretendida do trabalho. A diferenciação entre os dois modelos é basicamente em relação ao método de mensuração dos dados de altitude, uma vez que os MDEs consideram no momento de interpolação dos dados para o cálculo altimétricos os objetos existentes sobre superfície, mascarando a altitude real em relação ao solo. O mesmo não acontece nos MDTs.

Para os estudos geomorfológicos e hidrológicos, no entanto, ambos os modelos apresentam falhas em relação à superestimação dos topos e dos fundos de vales no momento da interpolação dos dados. Para sanar esse tipo de problema, optou-se pelo uso do modelo MDT-HC, Modelo Digital do Terreno Hidrologicamente Consistido, uma vez que este modelo considera em sua interpolação os dados relacionados à curva de nível, rede de drenagem e pontos cotados, desenhando o terreno de forma mais fiel à realidade considerando os vales fluviais e o topo.

Para o desenvolvimento do MDT-HC foi utilizado o ambiente ArcGIS 10.2.2 juntamente com as bases cartográficas fornecidas pelo IBGE. O método de interpolação *Topo Raster* (FIGURA 2) foi utilizado como norteador do procedimento, tendo como base os dados altimétricos das curvas de nível para o desenho principal do relevo, pontos cotados para representação dos topos e rede de drenagem para detalhamento dos vales. (LABGIS, 2013)

As ferramentas disponíveis em ambiente ArcGIS 10.2.2 para execução da elaboração do MDT-HC são encontradas na extensão *3D Analyst*. Após esse procedimento já é possível manipular a imagem em formato radar e utiliza-las no processamento de dados geomorfológicos, como por exemplo, atribuir valores altimétricos a drenagem em vetor oferecida pelo IBGE através de métodos simples de interpolação do MDT-HC e os arquivos vetoriais.

Figura 2: Ferramenta Topo Raster



Fonte: ARAUJO, 2016

Os índices morfométricos foram obtidos neste trabalho através da extração dos atributos morfológicos disponíveis no conjunto de ferramentas *3D Analyst*; dos atributos hidrológicos extraídos nos conjuntos *Spatial Analyst > Hydrology* /; e das equações referentes aos parâmetros escolhidos, realizadas através da ferramenta *Raster Calculator*.

### c. Obtenção dos Índices Morfométricos

Os índices morfométricos no passado eram desenvolvidos de forma manual muitas vezes através de cartas topográficas impressas e uso de curvímetros. Os procedimentos matemáticos eram elaborados de forma também manual facilitando o erro e dificultando e muitas vezes sendo um obstáculo na vida do pesquisados. Com os avanços tecnológicos hoje a grande maioria dos índices morfométricos podem ser calculados através de softwares de mapeamento possibilitando também a sua espacialização.

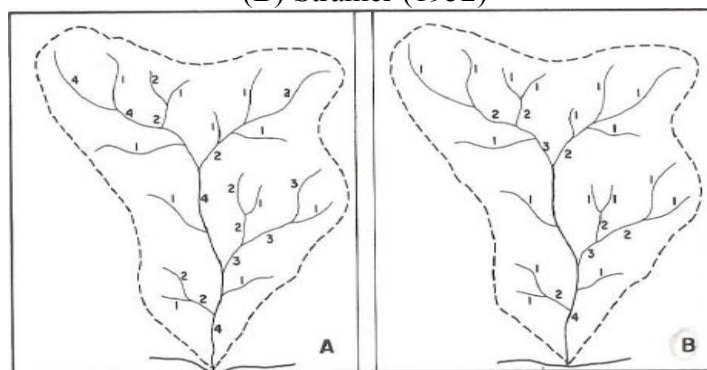
- **Hierarquização da Drenagem:**

A hierarquização dos canais fluviais encontrados na bacia hidrográfica do Santo Antônio foi realizada a priori para classificar determinado curso d'água no conjunto total da bacia hidrográfica a qual ele pertence, ou seja, determinar a hierarquia de canais dessa bacia. E também definir o recorte espacial dos canais a serem trabalhados,

principalmente quanto ao seu grau de importância na escultura do relevo da região. Sendo assim, os índices morfométricos serão aplicados nos canais que atingiram as maiores ordens e foram considerados em toda sua extensão (nascente a foz).

Os procedimentos para hierarquização foram inicialmente propostos por Horton (1945), onde, a variação da ordem dependerá da quantidade de tributários de ordem inferior que o trecho do canal recebe, considerando canais que não possuem tributários sendo de primeira ordem, visto que o canal principal é considerado pelo mesmo número de ordem desde a sua nascente. Como aperfeiçoamento dessa técnica e também sendo o método de hierarquização escolhido neste trabalho, Strahler (1952) também parte do princípio de canais sem tributários são considerados de primeira ordem. No entanto, em seu método de classificação, os canais de segunda ordem são aqueles subsequentes à confluência de dois canais de primeira ordem e assim por diante. Desta forma a confluência com canais de ordem menor não altera a hierarquização da rede. (CHRISTOFOLETTI, 1980) Na figura 3 podemos observar a diferenciação dos dois métodos de análise hierárquica da drenagem.

Figura 3: Hierarquia fluvial conforme os modelos propostos por (A) Horton (1945) e (B) Strahler (1952)



Fonte: CHRISTOFOLETTI, 1980.

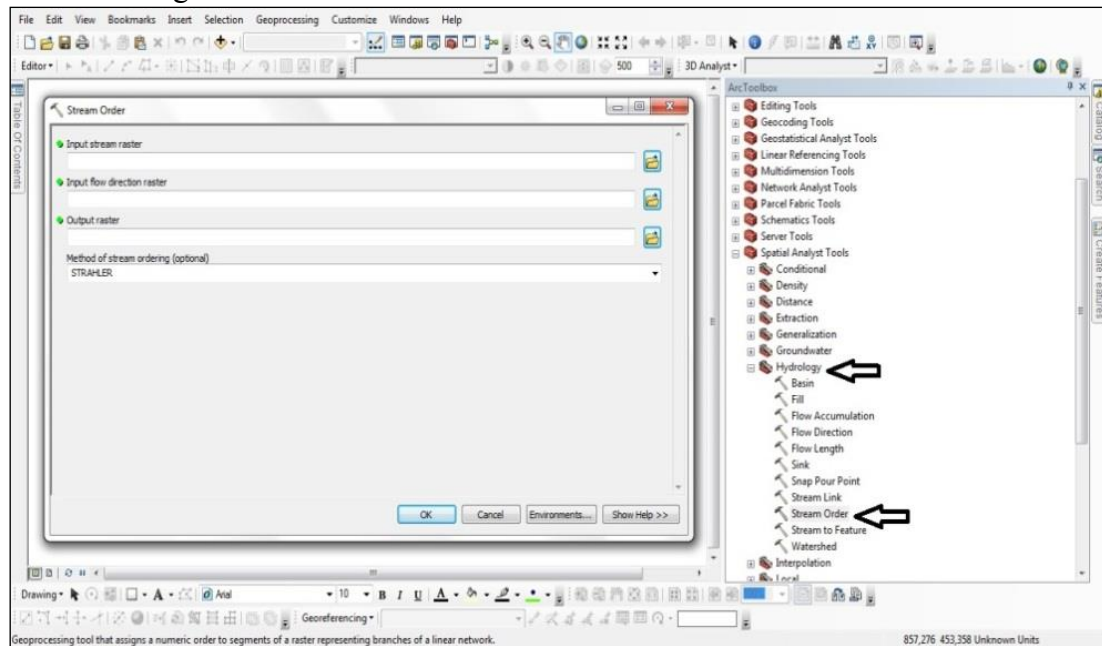
Em ambiente ArcGIS 10.2.2, a classificação automática pode ser realizada através da ferramenta *Stream Order* disponibilizada pela extensão *Hydrology* (FIGURA 4). Sendo necessária a utilização da rede de drenagem extraída do modelo MDT-HC, pois esta ferramenta em específico trabalha com dados do tipo *raster*. Tendo sido digitalizado a rede de drenagem em modelo vetor para a bacia de estudo em questão, optou-se por fazer a classificação hierárquica de modo manual.

Para a área de estudo obteve-se drenagem até sexta ordem, e desta forma considerou-se os canais mais relevantes os que apresentaram trechos que alcançavam a



classificação de 4<sup>a</sup>, 5<sup>a</sup> ou 6<sup>a</sup> ordem. Destacados estes os canais, os mesmo foram posteriormente considerados da nascente mais elevada a sua foz, para que posteriormente durante o calculo das anomalias propostas por Hack (1973) estivesse disponíveis base de dados para SL para toda a extensão do canal e também os dados de SL para trecho.

Figura 4: Ferramenta *Stream Order* em ambiente ArcGIS 10.2.2



Fonte: ARAÚJO, 2016

- **Aplicação do índice SL (Slope x Length) e Perfil Longitudinal:**

A rede de drenagem demonstra-se um importante elemento para análise geomorfológica, pois, tendo em vista que a mesma é sensível às alterações crustais recentes sua arquitetura e geometria dão subsídios ao entendimento da evolução geomorfológica. (SCHUMM,1993; CAMOLEZI *et al*, 2012; ETCHEBEHERE, 2011)

Sendo a drenagem um importante elemento para o entendimento dos processos geomorfológicos, a configuração do seu perfil longitudinal consiste em um relevante método para interpretação evolutiva do canal e da paisagem. Este método utiliza-se dos dados de altitude e extensão do canal de forma a gerar uma curva de ajustamento logarítmico côncavo ascendente. Nesta curva os maiores valores de declividades estão relacionadas às nascentes e os menores relacionados a proximidade com a foz, sendo considerado a representação gráfica característica de rios em estado de equilíbrio (FUJITA, 2009).

Ao longo de sua extensão é comum que os rios apresentem segmentos em equilíbrio (ajustados) e em desequilíbrio (desajustados). Sendo assim, os trechos em equilíbrio corresponderiam às inclinações suaves no perfil, enquanto os trechos em desequilíbrio correspondem às irregularidades ou mesmo deformações em seu traçado. Essas alterações de ajuste são interpretadas por muitas vezes como respostas a alterações crustais.

O Índice SL (*Slope x Length*) proposto por Hack (1973) consiste na relação Declividade *versus* Extensão, quando correlacionado com o perfil longitudinal proporciona as bases para o estabelecimento de comparações entre cursos d'água de ordem e de porte diferentes (FIGURA 5). (HACK, 1973; ETCHEBEHERE et al., 2004). Dessa forma, seguindo a metodologia utilizada por Hack (1973), o índice SL pode ser calculado considerando a extensão total de um rio, sendo  $\Delta h$  é a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença entre a cota localizada a montante do rio e a cota localizada na sua foz; e  $\ln L$ , o logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

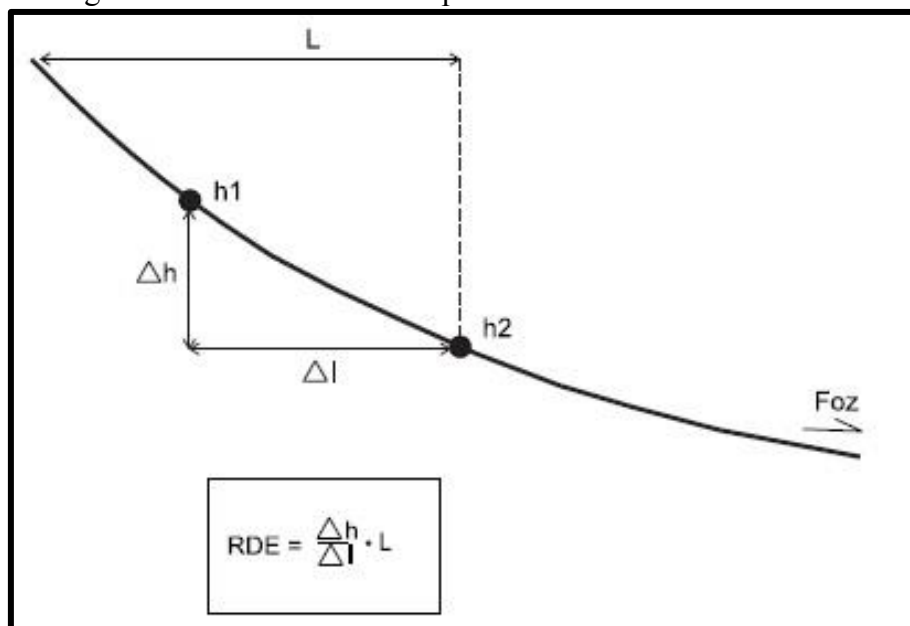
$$SL_{total} = \Delta h / \ln L$$

Considerando um segmento ao longo do curso d'água, o índice  $SL_{trecho}$  pode ser calculado pela relação entre  $\Delta h$  ( a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água)  $\Delta l$  (projeção horizontal da extensão do referido segmento) e  $\Delta h / \Delta l$  o gradiente da drenagem naquele trecho; e L o comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice SL está sendo calculado.

$$SL_{trecho} = \Delta h / \Delta l * L$$

Serão considerados índices  $SL_{trecho}$  anômalos aqueles que divididos pelo  $SL_{total}$  obtiverem valores superiores a 2. Sendo assim categorização das anomalias resulta em duas ordens: anomalias de 1ª ordem, referentes aos valores iguais ou superiores a 10 e anomalias de 2º grau, referentes aos índices compreendidos entre os limiares de 2 a 10. Estes valores demonstram por exemplo, mudanças litológicas, quebras abruptas de declives como cachoeiras, ou também a existência de quebras (knickpoints) ao longo do perfil longitudinal de um rio, representando pontos anômalos a ser investigados inclusive do ponto de vista neotectônico. (SEEBER & GORNITZ, 1938 apud ETCHEBEHERE et al., 2006)

Figura 5: Parâmetro utilizado para o cálculo do índice SLtrecho



Fonte: Etchbehere (2006)

Para a aplicação do índice SL proposto por Hack (1973) em ambiente ArcGIS 10.2.2, foram utilizadas como dito a priori os dados altimétricos e rede de drenagem fornecidas pelo IBGE em escala 1:50.000. As ferramentas utilizadas neste ambiente foi a *Raster Calculator* e ferramentas de medição disponíveis na referida plataforma.

- **Densidade de drenagem ( $D_d$ ):**

É o índice resultante da relação entre o comprimento total dos canais de drenagem ( $L_t$ ) e a área da bacia hidrográfica ( $A$ ), a qual eles pertencem:

$$D_d = \frac{L_t}{A}$$

Quando aplicado em bacias hidrográficas com as mesmas características climáticas indica a existência de um comportamento hidrológico definido pela litologia e estrutura geológica, transferindo a capacidade de infiltração e formação de canais superficiais naquela região. Sendo importante na análise de bacias hidrográficas, pois apresenta relação inversa com o comprimento dos rios (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Para realizar os parâmetros quantitativos foram utilizadas as cartas topográficas 1:50.000 disponibilizadas pelo IBGE, com a finalidade de restituição da rede de drenagem da chapada, áreas do entorno e classificação da rede de drenagem de acordo com Strahler. Posteriormente foram sobrepostas amostras circulares com raio de 2 km, distribuídos de maneira uniforme sobre a área analisada conforme Rodrigues (2006).

A densidade de drenagem foi calculada a partir da proposta de Ray e Fischer (1960) *apud* Rodrigues (2006), onde descreve que densidade de drenagem é a relação entre o comprimento total dos canais de 1ª ordem e área amostral, calculado pela expressão  $Dd=Lt/A$ . Por sua vez a densidade hidrográfica foi calculada a partir da proposta de Souza (1975) *apud* Rodrigues (2006), segundo a autora densidade hidrográfica é a relação entre a quantidade de canais de 1ª ordem e área amostral, calculado pela expressão  $Dh=N1/A$ .

- **Índice de sinuosidade do canal principal ( $I_s$ ):**

Este parâmetro representa Horton (1945) e descrito por Alves & Castro (2003) como sendo uma das formas de se representar a influência da carga sedimentar, no contexto da compartimentação litológica e estrutural da área estudada. Seu valor corresponde ao resultado da razão entre o comprimento do canal principal (L) e a distância vetorial ( $d_v$ ) entre os pontos extremos do canal. (HORTON, 1945; ALVES & CASTRO, 2003). Sendo assim, valores próximos a 1 indicam elevado controle estrutural ou alta energia, enquanto os valores acima de 2 indicam baixa energia e os valores intermediários formas transicionais entre canais retilíneos e meandantes. É expresso através da equação abaixo:

$$I_s = Ld_v$$

- **Índice de Concentração da Rugosidade (ICR):**

Este índice tem como referencial de análise a distribuição espacial da declividade, utilizando-se, de valores indiretos da rugosidade, a partir da análise da repetição dos valores de declividade por unidade de área. Tem por objetivo contribuir com as técnicas de mapeamento geomorfológico, através da manipulação de um padrão numérico apontando diferentes níveis de dissecação do relevo.

Desta forma constitui uma ferramenta para a construção de um padrão cartográfico e geomorfológico de representação do relevo. Esse índice evidencia a eficiência da esculturação da drenagem e a capacidade erosiva da mesma na transformação do relevo na bacia. (SOUZA & SAMPAIO, 2010; FONSECA & AUGUSTIN, 2014). Sua elaboração em ambiente ArcGIS 10.2.2 se dá a partir da extração da declividade do modelo MDT-HC através da ferramenta *Slope*, e preparada para a aplicação do estimador de densidade de Kernel.

- **Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)**

O FABD é um índice que avalia para qual margem predomina a migração de um rio. De acordo com Hare e Gardner (1984), a assimetria de uma bacia está relacionada à migração preferencial de um determinado canal fluvial. Cox (1994) aponta que a dinâmica lateral de um rio pode estar vinculada a sua dinâmica interna, do ponto de vista do sistema fluvial, ou possuindo como causa externa provável processo tectônico.

Para calcular o índice foi utilizada a proposta metodológica de Hare e Gardner (1984), utilizando a seguinte relação  $FA=100.(Ar/At)$ , onde o Fator de assimetria corresponde a área da bacia à direita do rio (Ar), dividido pela área total da bacia (At), multiplicada por 100. A Figura 13 ilustra a relação da assimetria de bacia com a migração por basculamento do canal fluvial analisado.

- **Fator de simetria topográfica transversa (FSTT)**

Proposto por Cox (1994), este índice indica a oscilação do canal fluvial em relação ao eixo central da bacia hidrográfica analisada por meio dos valores de T que oscilam entre 0 e 1. Quanto mais próximo de 0 maior é a simetria, enquanto valores próximos a 1 indicam assimetria. Os denominadores são obtidos por meio da fórmula  $T=Da/Dd$ , sendo (Da) distância horizontal entre o canal analisado até o eixo médio da bacia e (Dd) distância horizontal entre o divisor de águas da bacia e o eixo médio. Para calcular o índice foram usados intervalos de 2 km representando cada trecho da bacia analisada, utilizando a metodologia descrita por Valézio (2015).

### **3.1.2. Em laboratório de análises**

As análises em laboratório nos permitem dados relacionados a composição física e química dos materiais e nos auxiliam na interpretação e correlação dos dados granulométricos aos índices morfométricos. A etapa de granulometria por peneiramento consiste primeiramente na secagem da amostra total coletada em campo de modo a extinguir toda a umidade contida no total amostral. Essa secagem é feita de 105° Celsius em estufa por 16 horas de acordo com o procedimento padrão do Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos.

Posteriormente quando seca a amostra total são extraídos 300 gramas da mesma para lavagem em solução de 225 ml de NaOH e 1 litro de água destilada acomodadas

em recipiente adequado e posta para agitação em mesa agitadora orbital por 16 horas a 180 rotações por minuto. Essa lavagem extingue todos os resíduos de silte ou argila que por ventura fiquem agrupadas nas areias e cascalhos contaminando os mesmos. Em sequencia essa composição amostral é lavada em água corrente para uma última separação dos siltes e argilas que são descartadas. Novamente em estufa a 105° celsius as amostras são postas para secagem final e posteriormente as granulometrias são separados através de agitador seco passando pelo conjunto de peneiras cujas malhas são: 4,75 mm; 2 mm; 1,70 mm; 0,850 mm; 0,600 mm; 0,425 mm; 0,300 mm; 0,212 mm; 0,150 mm; 0,075 mm; 0,053 mm. Por fim o conteúdo de cada uma das malhas é pesado e processado através do software Excel de modo a elaborar a curva granulométrica.

### **3.2 Trabalho em Campo**

Os trabalhos de campos são comumente utilizados nos estudos de cunho geomorfológico e consistem na junção da teoria aprendida em gabinete e a prática na realidade do objeto de pesquisa. Neste trabalho a etapa de campo foi dividida em preparação pré-campo, coletas em campo e preparação pós-campo.

A etapa de preparação pré-campo é uma das mais relevantes ao longo da pesquisa, pois neste momento são feitas escolhas sobre quais materiais utilizar nas coletas dos sedimentos e por consequência qual metodologia utilizar, bem como a preparação dos pontos amostrais e suas justificativas de escolha.

Ao longo da pesquisa a escolha de trabalhar com canais fluviais fica explícita na escolha dos índices morfométricos lineares e assim sendo, os sedimentos a serem coletados consistiram exclusivamente em sedimentos de carga de leito e planícies de inundação que por ventura surgissem na paisagem. Caracterizando assim apenas os materiais oriundos de transporte e deposição dos canais fluviais, objetivo de estudo deste trabalho.

A escolha dos meios de amostragem baseou-se em equipamentos disponíveis no Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos e também nas condições de profundidade, energia, vazão, acessibilidade, dos canais a serem visitados. Desta a Draga de Peterson foi escolhida para coleta de sedimentos em locais de ponte onde a vazão e reio hidráulico e energia são maiores, portanto são canais mais caudalosos. Em canais de baixa energia, e raio hidráulico acessivo foi utilizada uma pá de coleta para fazer a retirada do material de dentro dos canais.

Considerando a secção transversal do canal, não houve uma padronização da localidade a coletar. O objetivo quando utilizado a Draga de Peterson foi realizar o desarme no ponto médio da secção transversal, no entanto quando a coleta foi realizada através de pá coletora a acessibilidade direcionou o ponto exato da coleta. Além disso, utilizou-se também uma peneira granulométrica de malha 0,0053 mm para escoar as amostras em campo sem que houvesse perda do material sedimentar. A referida malha é comumente utilizada em análises texturais de solo para separação de areia fina de silte e argila. Sendo assim fica estabelecidos que em campo a granulometria de silte e argila não são o objetivo desta pesquisa e foram descartadas, considerando apenas o material maior que 0,0053 mm.

Esta escolha esta relacionada ao tipo de material a ser estudado, é sabido que no processo de escavação dos canais e por consequência esculturação do próprio relevo, a carga sedimentar de importância consiste apenas no material de carga de leito, sendo assim, materiais em suspensão, onde normalmente encontram-se os componentes argilosiltosos, exercem o papel apenas de polimentos dos canais, sendo irrelevante nesta análise.

Nesta pesquisa a partir dos cálculos relacionados ao índice SL, optou-se por priorizar visitas de campo nos pontos de maior anomalia sem desconsiderar a questão da acessibilidade. Ou seja, anomalias altas que por ventura apresentavam-se de fácil acesso foram priorizadas como pontos de coletas principais.

A segunda padronização escolhida para escolha dos pontos de coleta foi a espacialização dos pontos em alto, médio e baixo cursos dos canais escolhidos, considerando também as questões de acessibilidade. Esta padronização fez com que tivéssemos a noção da carga sedimentar ao longo de todo o perfil longitudinal. Sendo assim definida essa escala de grau de importância foi utilizado o software Google Earth para especializar as anomalias juntamente com imagens de satélites atualizadas e sistema de GPS. Este software também permite em sua plataforma condições de realizar anotações nos pontos de coleta seja antes ou durante o campo, aumentando a interatividade SIG-Campo.

As coletas em campo consistiram primeiramente em um reconhecimento de campo, para escolha da modalidade a ser utilizada bem como em anotações pertinentes a cerca dos atributos das vertentes que margeiam os canais. Neste momento também são realizados os registros fotográficos e coletas de dados de GPS para localização mais

precisa. Desta forma ficou-se definidos que dois modos de coleta seriam utilizados, sendo eles as coletas manuais com pá e as coletas manuais com draga.

As coletas manuais com pá coletora (FIGURA 6) foram utilizadas com mais frequência, indicando já as características dos canais presentes no alto curso do Rio Santo Antônio e Afluentes, pois nestas localidades os canais apresentam um raio hidráulico menor haja vista a observação estimada do pesquisador. A vazão permite que o mesmo adentra nos canais sem maiores esforços e possa realizar a coleta de modo manual.

Figura 6: Demonstração de Coletas Manuais com pá



Fonte: ARAÚJO, 2916

As coletas realizadas com Draga de Peterson (FIGURA 7) foram realizadas em locais que possuíam pontes de acesso, e também caracterizam canais de porte maior, o que impossibilita o pesquisador de realizar a coleta manualmente. Nestes pontos procurou-se desarmar a draga no ponto médio da secção transversal do canal observando também a desobstrução do ambiente de forma que a draga não se prenda na vegetação ou mesmo em material rochosos aflorante. Outro ponto importante na escolha do local de desarme da draga é observar o fluxo do canal e sempre posiciona-la na parte superior da ponte de modo que os sedimentos que passam por ali ainda não tenham sofrido contaminação do material de construção da própria ponte.



Figura 7: Demonstração de coletas com Draga de Peterson



Fonte: ARAÚJO, 2016

A preparação pós-campo consiste na acomodação das amostras em laboratório logo na sequência da chegada do campo. É necessário atentar-se a identificação das amostras e na secagem uma vez que estas estão encharcadas e podem danificar a identificação. Para isso optou-se por fazer uma secagem inicial em condições de temperatura naturais sem intervenções químicas a priori.

## 4. Caracterização da área de estudo

A caracterização de uma área de estudo em qualquer pesquisa trata-se do reconhecimento do seu objeto de estudo e nos auxilia na consideração das variáveis necessárias para análise que se deseja. Esta pesquisa trata-se uma análise morfológica dos canais fluviais a fim de conhecer e interpretar melhor o relevo da região da Serra da Canastra, sendo assim é relevante o levantamento técnico e científico dos condicionantes do relevo e da própria geometria dos canais. Partindo dessa lógica optou-se pelo levantamento das características geológicas, hidrológicas e geomorfológicas da região. Essas características serão descritas neste capítulo.

### 4.1 Contexto Geológico Regional

A composição geológica estrutural correspondente ao Brasil Central deve grande parte de sua herança às orogêneses do Ciclo Brasileiro e seu layout corresponde a uma rede de faixas de dobramento separadas por grandes áreas cratônicas. Essa faixa de dobramentos é representada por grandes bacias sedimentares datadas do meso e neoproterozóico, já os crátons caracterizam-se por áreas estáveis que não foram afetadas diretamente pelos processos orogenéticos brasileiros. (UHLEIN *et al.*, 2012)

A Faixa Brasília, uma das componentes dessa rede de faixa de dobramentos estabelecidas no ciclo Brasileiro, está localizada na borda ocidental do Cráton do São Francisco e compreende uma faixa de dobramentos datadas do neoproterozóico. Sua extensão compreende aproximadamente 1200 km e cobre parte dos Estados do Tocantins, Goiás e Minas Gerais. Para Uhlein *et al.* (2012) sua evolução ao longo dos anos é complexa e de possível origem diacrônica, podendo ser dividida em duas porções: Porção Meridional, resultante de processos interativos entre o Cráton do São Francisco e Paranapanema e a Porção Setentrional, é um registro da interação do Cráton São Francisco e Amazônico. Essa divisão é acentuada quando observado as diferenças estratigráficas, estruturais, tectônicas e geocronológicas. (UHLEIN *et al.*, 2012)

A configuração tectônica da Porção Meridional da Faixa Brasília, a qual engloba a área de estudo aqui trabalhada, é caracterizada por um complexo sistema de empilhamento de extensas nappes de cavalgamentos com orientação sub-horizontal que foram empurradas em direção ao Cráton do São Francisco a cerca de 640 Ma, a composição rochosa predominantemente por rochas da margem passiva do cráton. Os

contatos são marcados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e frequentemente arqueados pelo desenvolvimento de rampas laterais. (SILVA, 2012; SILVA, 2006)

No entanto, diferenciações quanto ao grau de metamorfismo e a intensidade de deformação ligada aos processos de cisalhamento dentro das rochas do próprio Setor Meridional, proporcionou uma segunda compartimentação, com três domínios tectônicos diferenciados: Domínio Alóctone Interno, Domínio Alóctone Externo e Domínio Cratônico. (UHLEIN *et al.*, 2012; MAGALHÃES, 2015)

Domínio Alóctone Interno – Possui um grau maior de metamorfismo e deformação. Seu cavalgamento constitui no último episódio de empilhamento tectônico à aproximadamente 600 Ma. Um de seus exemplares Nappe de Passos, composta por sedimentos de baixo a alto grau metamórfico pertencente ao Grupo Araxá e Grupo Canastra. O Domínio Alóctone Externo está localizado ao redor da Nappe de Passos, cavalgando sobre Domínio Cratônico e possui litologia que varia desde rochas arqueanas pertencentes ao greenstone-belt de Piumhi até metassedimentos mesoproterozóicos. Por fim o Domínio Cratônico caracterizado por ser um domínio autóctone, cujo embasamento não está envolvido nos processos de dobramentos ocasionados pelo Ciclo Brasileiro. Constituído pelo Grupo Bambuí, Subgrupo Paraopeba e pelos metaconglomerados do Membro Samburá. No limiar com a Faixa Brasília, o Domínio Cratônico é indicado por falhas de empurrão que afloram as rochas pertencentes ao Grupo Canastra. (UHLEIN *et al.*, 2012; MAGALHÃES, 2015)

A bacia analisada neste trabalho encontra-se na zona limítrofe entre as rochas do Grupo Canastra e Cráton São Francisco, sendo também reflexo direto dos processos de cavalgamento da Nappe de Passos.

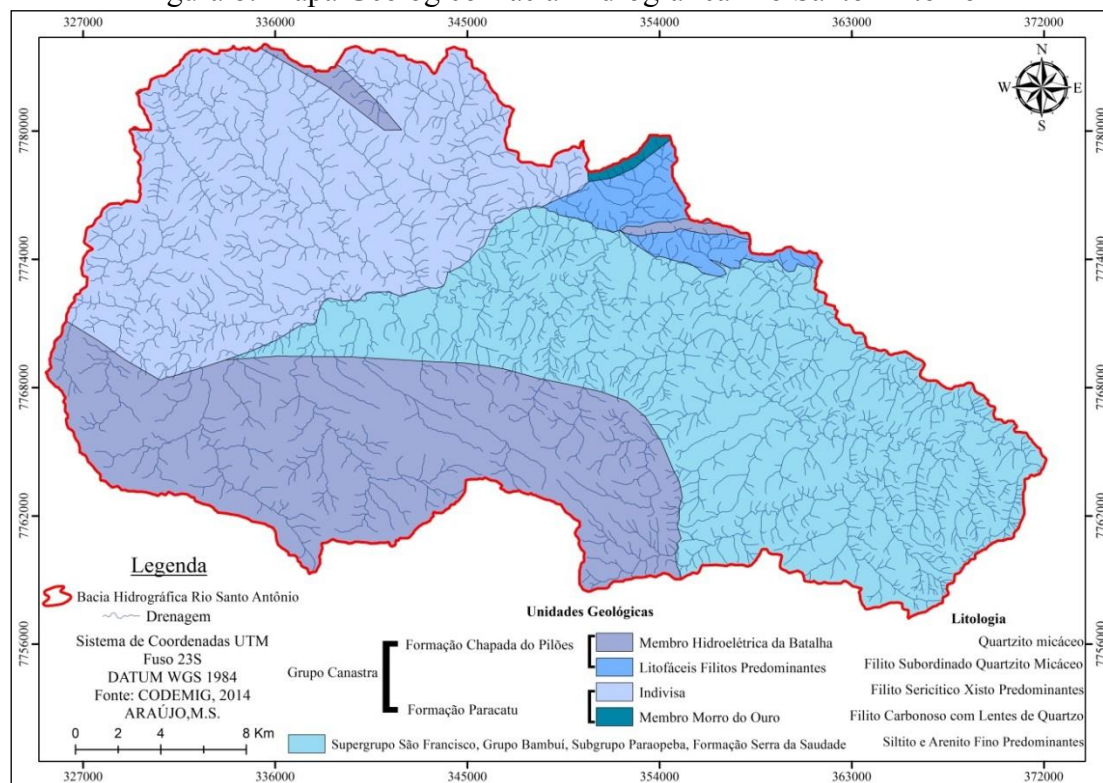
## **4.2 Contexto Geológico Local**

O contexto geológico local é composto de forma geral pelas Unidades Geológicas do Grupo Canastra e Supergrupo São Francisco, como observado na figura 8. O Grupo Canastra tem em sua composição básica rochas quartzíticas e filitos que pororam aparecem subordinados a rochas carbonáticas e carbonáceas e também muitas vezes metamorfizados em fácies xisto verde. A estratigrafia deste grupo, por ser muito dobrada e complexa, e não plenamente compreendida. (SILVA *et al.*, 2012)

No que compreende a área de estudo aqui trabalhada a classificação mais próxima descrita na literatura seria a NW de Passos, onde o Grupo Canastra é formado

por quartzitos e quartzitos micáceos. A presença da estratificação cruzada e no grau de maturidade dos grãos de quartzito é possível dizer que essa composição rochosa deriva de épocas remotas de sedimentação plataformal ou marinha, bem como depósitos fluviais. A idade máxima de deposição estimada para as rochas deste Grupo chega a 1040 Ma. Na classificação geológica fornecida pela CODEMIG (2014), o Grupo Canastra apresenta-se na área subdividido em duas Formações: Formação Chapada dos Pilões e Formação Paracatu.

Figura 8: Mapa Geológico Bacia Hidrográfica Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

A formação Chapada do Pilões, por sua vez, pode ser dividida em 3 membros. O Membro Serra da Ucrânia consiste na intercalação regular entre os quartzitos e filitos e não se faz presente na bacia hidrográfica de estudo. O Membro Hidroelétrica Batalha, que compõe grande parte da bacia do Rio Santo Antônio, apresentando-se no alto da Serra da Canastra, é composto essencialmente por quartzitos do tipo micáceo. E por fim as Litofácies dos Filitos predominantes que possuem como rochas predominantes os filitos subordinados aos quartzitos micáceos. A formação Paracatu soma é composta por rochas do tipo filitos sericíticos com xistos predominantes. No entanto sua subdivisão em Membro Morro do Ouro é composta predominantemente por quartzitos na base evoluindo para filito carbonoso nos topos. (SILVA *et al.*, 2012; CODEMIG, 2014)

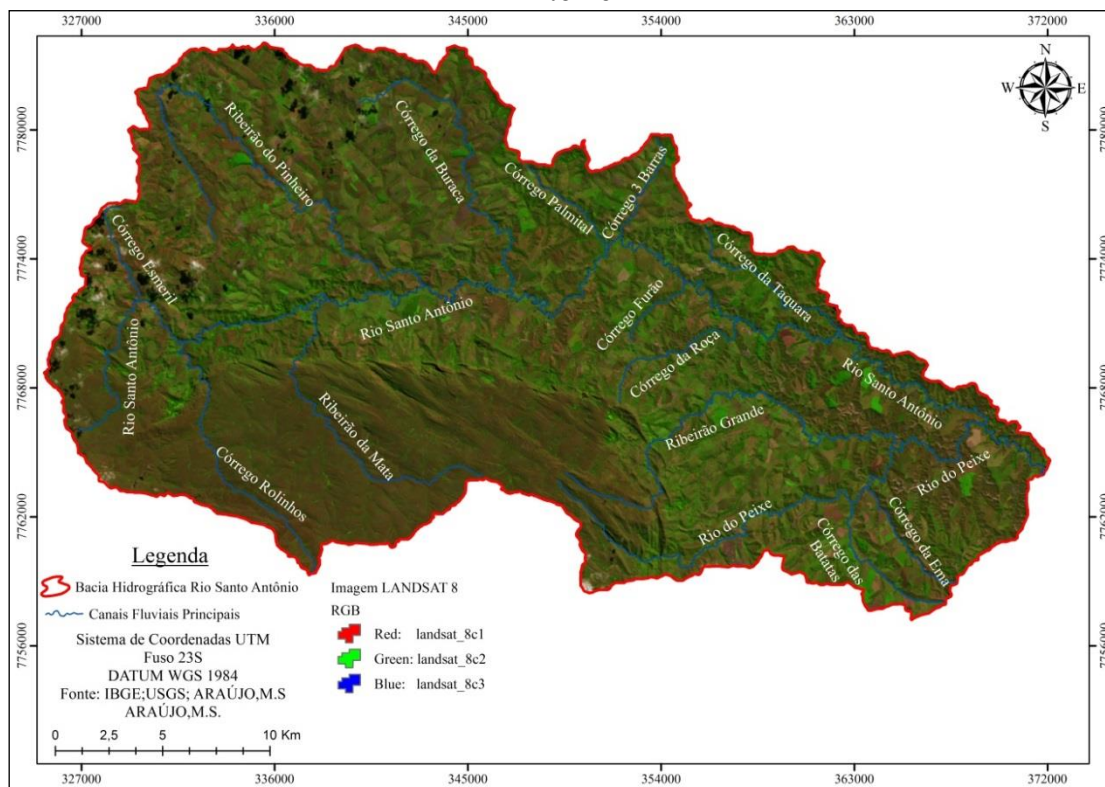
A compartimentação do Grupo Bambuí está relacionada diretamente ao Cráton do São Francisco, e possui rochas datadas do neoproterozóico. Nestas feições são encontrados rochas do tipo siltito e arenito fino predominantemente como também folhelhos e lentes carbonáticas. (CODEMIG, 2014)

## 4.2. Contexto Hidrográfico

Sobre o regime hidrográfico da região, é importante ressaltar que este é em sua maioria controlado pelo sistema litológico paralelo à direção geral NW/SE. Na região existem dois padrões de controle dos lineamentos principais de drenagem, o primeiro referindo-se às estruturas geológicas paralelas à zona de contato entre os xistos e quartzitos, e segundo os alinhamentos coincidentes às juntas. Nestes padrões se desenvolvem uma rede de drenagem na forma de treliças, e nas porções referentes às rochas metassedimentares o padrão é do tipo dendrítico. (MMA/IBAMA 2005)

Na figura 9 pode-se observar os principais canais de drenagem pertencentes a bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, sendo também os canais escolhidos para a execução dos cálculos morfométricos presentes neste trabalho.

Figura 9: Mapa com os principais canais fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016



### 4.3. Contexto Geomorfológico

De forma geral o relevo da área estudada está inserido num contexto de intensa atuação tectônica, com aparecimento de dobras, falhas, vulcanismo, ou representam áreas de afundamento pelo acúmulo de sedimentos datados do pré-cambriano indiviso, destacando relevos do tipo chapadas, dissecados e escapamentos tectônicos, sendo este último ligado aos processos químicos e físicos de forma intensa. (MMA/IBAMA 2005)

A região da Serra da Canastra é composta por relevos suavemente dissecados, cristas e áreas dissecadas com altitudes maiores, esculpidas sobre as rochas do Grupo Canastra. Ainda sobre a área os autores ressaltam que sua formação rochosa associada ao tectonismo favoreceu a formação das escarpas, sendo que estas são resultantes de falhamentos e do alto índice de atividade erosiva. Mais especificamente de acordo com Souza e Rodrigues (2014) a região é composta basicamente pelo Planalto do São Francisco pertencente à Bacia Bambuí e a Faixa Canastra, onde é possível encontrar regiões de dissecamento, depressões e superfícies cimeiras. (RODRIGUES *et al.*, 2001)

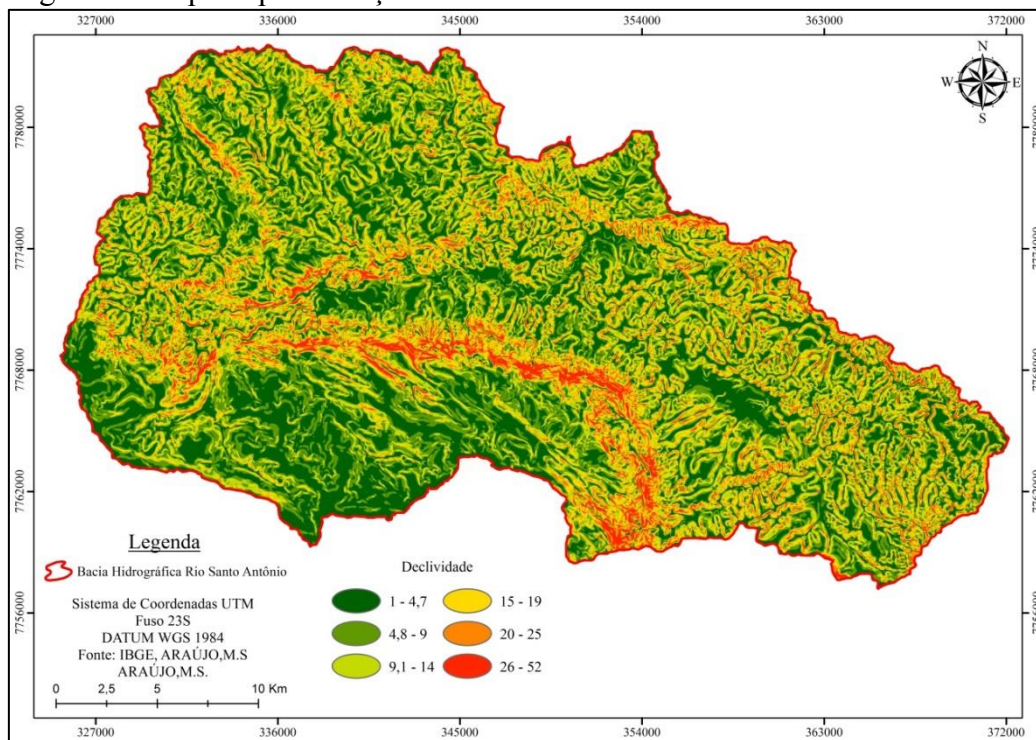
Neste contexto também se faz presente um conjunto paralelo de ravinas bem entalhadas devido aos escoamentos concentrados, podendo configurar diversas cabeceiras formadoras de cursos d'água ligados aos afluentes do São Francisco e Rio Grande. Em relação às porções inferiores das escarpas, as mesmas são constituídas por depósitos coluvionares na forma de leques e também tálus de detritos, sendo reflexo do transporte de materiais nas vertentes através de ravinas, bem como provocado por pequenos movimentos de massas. Desta forma é comum a presença de diversas cachoeiras. (MMA/IBAMA 2005)

## 5. Resultados

Os resultados aqui expressos serão divididos em duas partes para melhor compreensão da relação dos fatores que condicionam a bacia como um todo e como esses condicionantes refletem nos afluentes que compõe a rede de drenagem.

No que tange as declividades na área de estudo observa-se uma variação de 2 a 90 graus (FIGURA 10). Estes valores mais elevados estão associados as escarpas da Serra da Canastra resultantes de processos de dobramentos e colisão da Nappe de Passos com o bordo do Cráton do São Francisco. Essas declividades também estão expressas nos perfis longitudinais correlacionadas a drenagem fluvial e influenciam diretamente nos valores do Índice SL, bem como no processo de transporte e deposição dos sedimentos

Figura 10: Mapa Espacialização das declividades da Bacia do Rio Santo Antônio

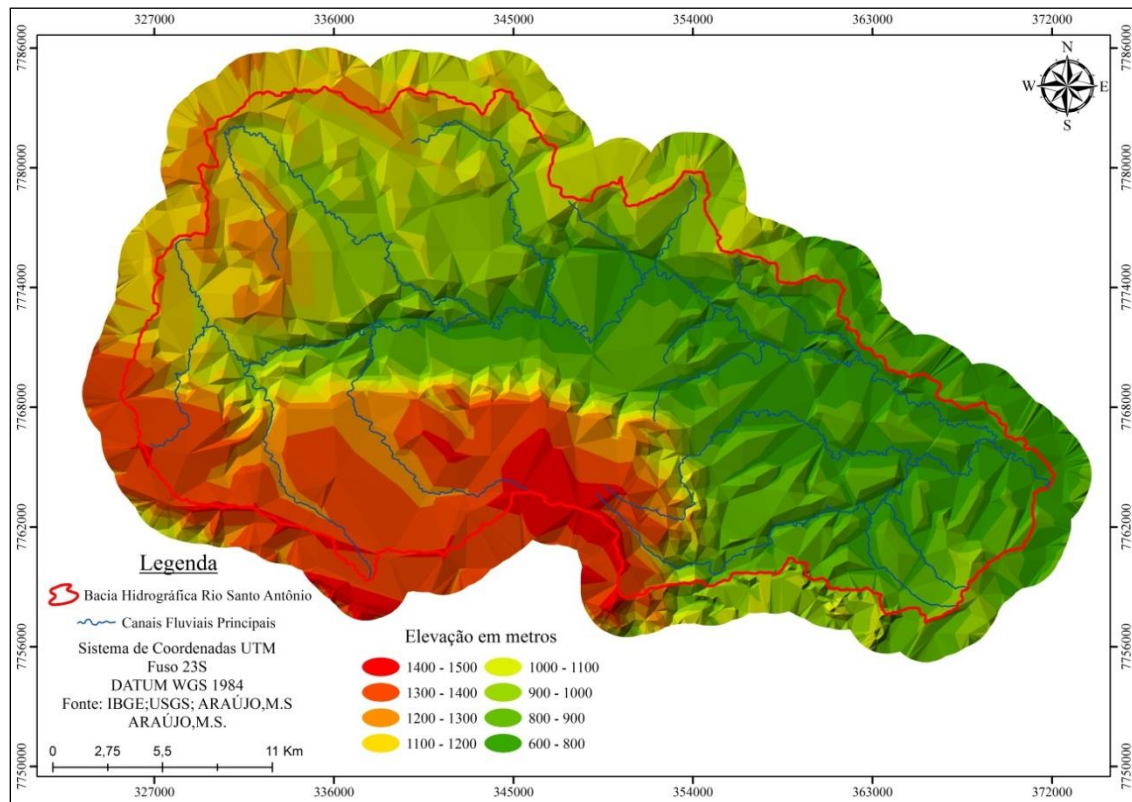


Fonte: ARAÚJO, 2016

Os valores hipsométricos variam de 600 a 1500 (FIGURA 11) e nos possibilitam a dimensão altimétrica na qual a bacia do Santo Antônio está inserida. As nascentes principais dos canais mais expressivos da bacia estão localizadas nos compartimentos mais elevados e dobrados cuja a rocha mãe é composta basicamente pelos quartzitos do Grupo Canastra e filitos. Passado a transição litológica da faixa de dobramentos os canais correm sobre o contexto do Cráton do São Francisco onde estão localizadas as

altitude menos elevadas e onde também estão localizados os setores ditos em equilíbrio fluvial dos cursos de água.

Figura 11: Mapa Dados Hipsométricos da Bacia do Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

A hierarquização da drenagem espacializada na Figura 12 consiste na classificação dos canais de acordo com seu grupo em uma determinada bacia de drenagem. Este índice principal limiar para a escolha dos canais a serem analisados nesse estudo. Com valores de até sexta a ordem (segundo a classificação de Strahler, 1952) a Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio demonstrou um grande contingente de canais expressivos que esculptam aquela região.

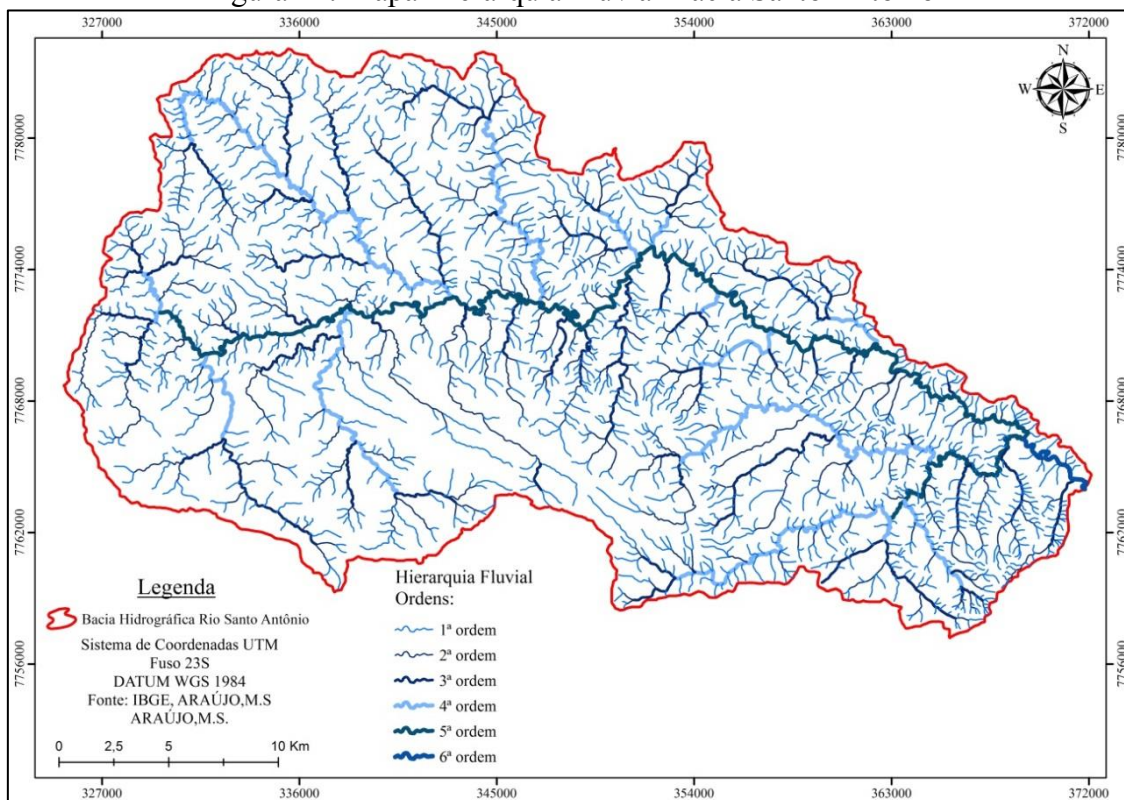
Deste modo foi necessário estabelecer alguns critérios para escolha de quais canais seriam analisados e assim sendo, tendo como foco a capacidade de esculpir o relevo que estes canais possuem, optou-se pelo estudo de canais que atingissem no mínimo valores de quarta ordem. Acredita-se que estes canais são mais expressivos em sua competência e norteiam os processos de erosão e transporte e deposição da região.

Uma vez que este limiar foi estabelecido, procurou-se então encontrar para cada um dos referidos canais a nascente mais alta e mais distante e assim estabelecer seu comprimento da nascente a foz. Desta forma foi possível obter, por exemplo, os dados



necessários para aplicação do Índice SL para toda a extensão do canal e também para os trechos, uma vez que a correlação destes valores resulta nos trechos anômalos da bacia.

Figura 12: Mapa Hierarquia Fluvial Bacia Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

Nestes canais também foram desenvolvidos os demais índices morfométricos de caráter linear, bem como efetuadas as coletas para análise granulométrica concretizando uma análise mais especializada da carga de fundo de leito em transporte nos canais.

## 5.1 Análises Morfométricas areais e Rio Santo Antônio

As análises morfométricas foram aplicadas a todos os canais selecionados, no entanto nesta seção serão analisados os dados referentes ao Rio Santos Antônio especificamente, uma vez que o mesmo se trata do canal principal da bacia. De forma prévia é possível concluir que os índices como um todo estão relacionados em sua maioria com processos de tectônicos como a presença de escarpas, falhas e lineamentos existentes na área os quais são decorrentes do processo de formação da Faixa Brasília, processo de cavalgamento da Nape de Passos. Além da influencia do contexto geológico regional, alguns resultados estão relacionados com a heterogeneidade litológica da região.

O Rio Santo Antônio trata-se de um dos maiores afluentes da Rio Samburá com cerca de 84,25 km de extensão. Com suas nascentes localizadas no alto do Chapadão Diamante na Serra da Canastra, é abastecido a sua montante com sedimentos oriundos do Grupo Canastra-Formação Chapada dos Pilões, predominantemente composta por rochas tipo quartzitos micáceos de origem metamórfica datadas do mesoproterozóicos. Na sequencia suas aguas correm ainda pelo Grupo Canastra no entanto pela Formação Paracatu Indivisa com rochas do tipo Filito sericítico e muscovita-clorita-quartzo xisto predominantes.

Em ambas as formações os componentes litológicos apresentam comportamentos semelhantes, no entanto na altura do médio curso do Rio Santo Antônio, os componentes litológicos possuem características mais diferenciadas passando de rochas metamórficas para sedimentares.

Desta forma, no âmbito das rochas sedimentares, o canal corre sobre as rochas do Supergrupo São Francisco- -Formação Serra da Saudade, com rochas do tipo siltito e arenito fino predominantes, folhelho, lentes carbonáticas. A nível de morfoestruturas o canal possui sua nascente e alto curso na faixa de dobramentos Brasília e em médio e baixo curso na porção referente ao Cráton do São Francisco.

#### **a. Índice SL (Slope x Length) e Perfil Longitudinal**

Proposto por Hack (1973), o índice SL expressa a relação entre a declividade e a extensão do canal, dando indícios sobre o potencial energético de um dado canal e funcionando também como um indicativo de perda e retomada de equilíbrio, segundo as leis proposta pelo conceito de Equilíbrio Dinâmico. Para esta análise usou-se a relação do SL aplicado a todo canal dividido pelo valor do trecho, como proposto por Seeber & Gornitz (1938), a fim de estabelecer os valores anômalos de SL (FIGURA 13) e suas causas.

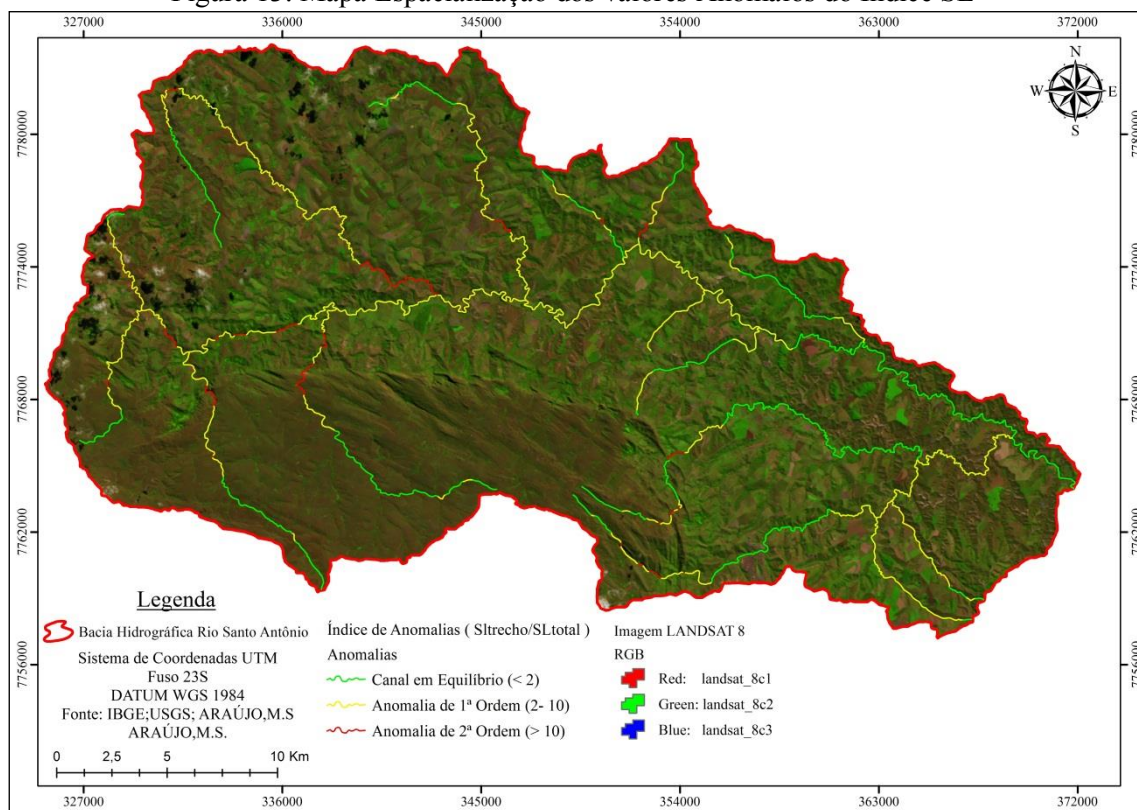
Quando correlacionados os valores calculados de SL para os trechos e também para a extensão de todo o canal, de forma a obter os setores anômalos podemos, de forma geral, encontrar setores em equilíbrio relacionados às cabeceiras e foz do rio Santo Antônio, e anomalias de primeira e segunda ordem relacionadas a questões litológicas e estruturais existentes ao longo dos canais fluviais.

Estes setores de equilíbrio na nascente e a jusante do canal estão associados a

momentos em que o canal encontra-se alinhado em lineamentos. A nascente, por exemplo, corre na direção SO-NE onde o canal corre encaixado em um lineamento de mesma direção até um segundo momento onde encontra outro lineamento agora com direções NO-SE, a partir desse ponto o canal entra em um estado de desequilíbrio em resposta ao processo de ajustamento do canal às mudanças direcionais a que foi submetido.

De modo geral pode-se afirmar que a drenagem componente da Bacia do Rio Santo Antônio possui um vasto controle tectônico, de modo que seus canais fluviais estão justapostos com os lineamentos decorrentes do processo de dobramentos do Ciclo Brasileiro. Este controle estrutural fica evidente quando posicionamos os valores anômalos do Índice SL com a base geológica e o mapeamento estrutural da região. Ao longo de toda a bacia trechos de anomalias de segunda ordem são encontrados quando o canal escoar sobre área de contato entre diferentes litotipos, ou lineamentos estruturais.

Figura 13: Mapa Espacialização dos valores Anômalos do Índice SL



Fonte: ARAUJO, 2016

O primeiro pico anômalo cujo valor é maior que 10 encontra-se em uma área de grandes declividades associada ao início de um processo de escarpamento e mudança litológica, cujo canal sai da presença dos quartzitos abrangendo agora a região dos

filitos. Sendo assim o canal é submetido a condições diferenciais de resistência da rocha, sendo os filitos mais frágeis em comparação aos quartzitos, e mudando também as formas de relevo.

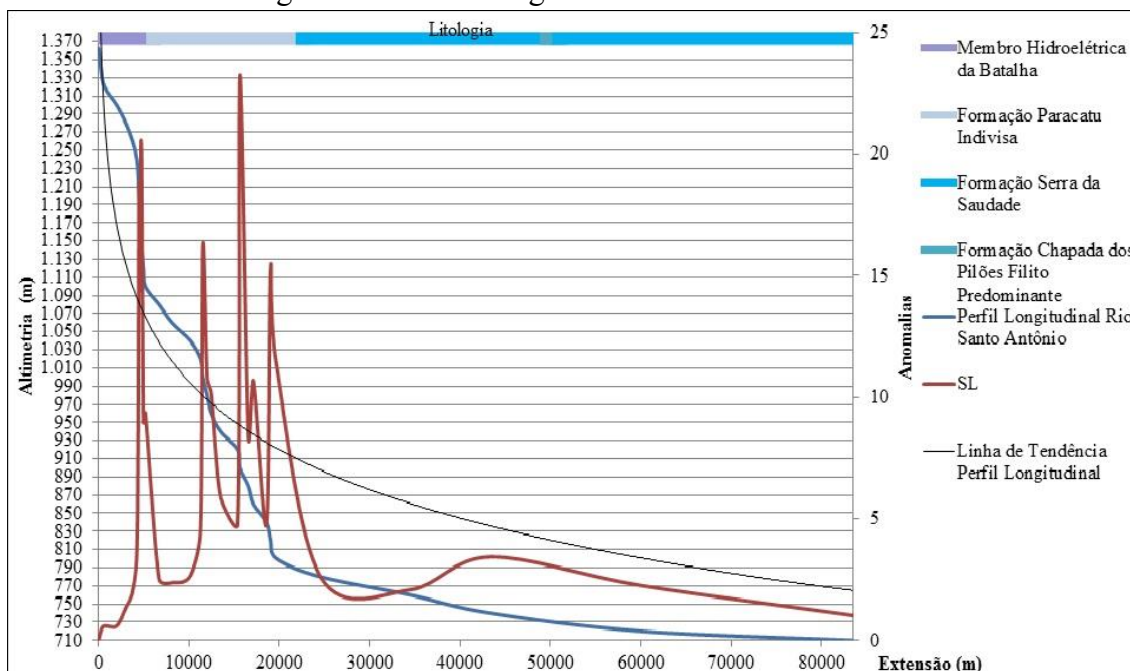
Picos anômalos desta magnitude ocorrem mais quatro vezes ao longo do canal, no entanto apenas na região dos dobramentos da Faixa Brasília, devido ao intenso processo de falhamento ocorrido na área onde as mudanças de direção no curso do canal exigem sua readequação. Nos demais setores, que também não estão em equilíbrio, no entanto, com anomalias de dois a dez, os processos ocorrem em detrimento dessas grandes mudanças de curso do canal, uma vez que o mesmo precisa aumentar seu potencial energético para reequilibrar sua dinâmica. A todo momento o canal passa por constantes mudanças do nível de base, conforme será mostrado mais a diante no mapa de densidade de knickpoints.

No momento em que o canal passa a correr sobre as rochas sedimentares da Formação da Serra da Saudade, região este pertencente ao Cráton do São Francisco e recoberta pela Bacia Sedimentar do São Francisco, o canal apresenta mudanças drásticas de direção devido também a presença de lineamentos formando ângulos de 90° entre um e outro. Ou seja, num primeiro momento o canal corre sobre um lineamento de direções NO-SE, percorrendo depois sobre um encaixe de direções SE-NO e por fim voltando a se encaixar em um lineamento de direção NO-SE. Estas mudanças estão associadas também as grandes declividades como pode ser notado no perfil longitudinal (FIGURA 14).

A partir do quilometro 30 do Rio Santo Antônio o mesmo reestabelece seu nível de base (Rio Samburá) passa por um período equilibrado não sofrendo mudanças de litologia e nem direcional. Isso ocorre também por ser uma região cratônica conhecida por sua estabilidade e ausência de grandes eventos tectônicos em sua gênese. Trata-se de uma região com relevos mais dissecados e com baixas altitudes ao contrário do que ocorre em seu alto e médio curso.

Em seu perfil longitudinal é possível notar os grandes valores anômalos associados principalmente às mudanças do substrato rochoso e nível de base. É possível setorizar o perfil em dois momentos diretamente relacionados a gênese tectônica. O primeiro setor em média até o quilometro 20 do canal apresenta convexidade características de perfis em rochas quartzíticas com altos valores do índice SL e constantes mudanças de nível de base. Neste setor pode-se classificar o canal em sua maioria como encachoeirado.

Figura 14 : Perfil Longitudinal Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

O segundo setor já nas rochas sedimentares da Formação Serra da Saudade o perfil apresenta-se côncavo com valores mais baixos do índice SL. É possível utilizar o índice SL também para ressaltar os ajustes necessários no mapeamento geológico, uma vez que o canal é um agente extremamente sensível as mudanças do substrato.

#### **b. Fator de Simetria Topográfica Transversa e Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem**

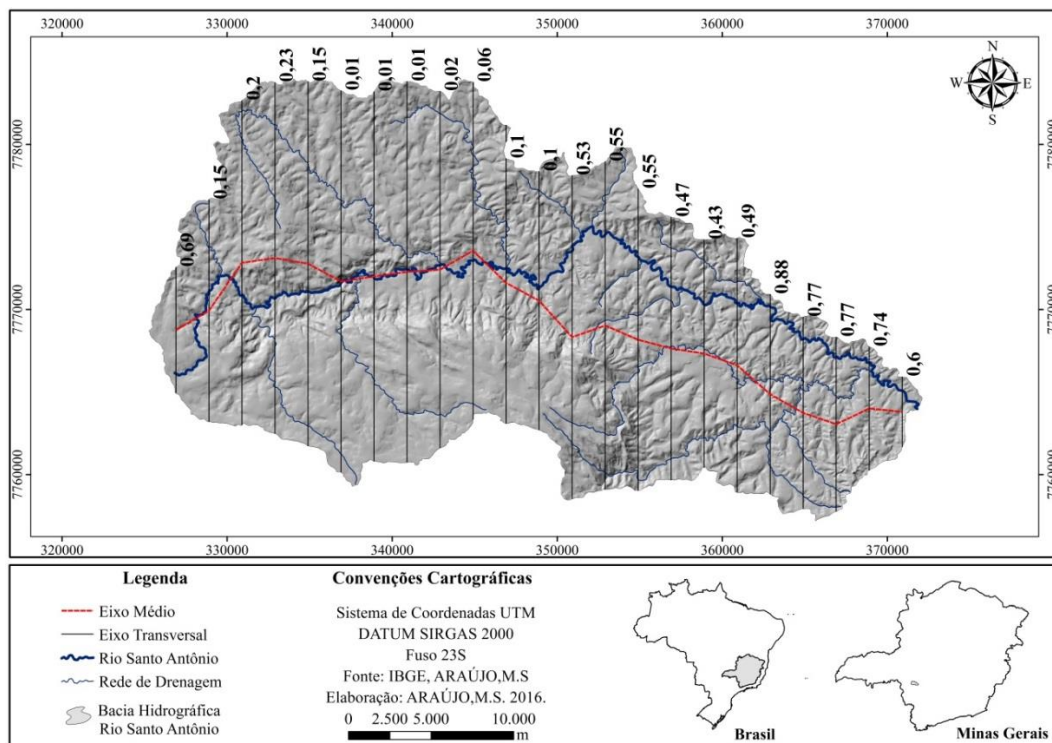
O fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT) expressa em uma escala de 0 a 1 o deslocamento lateral do canal fluvial ou variação lateral em relação ao eixo central da bacia de drenagem. Desta forma a partir desse índice e associado ao SL acima citado, é possível ter um nível maior de detalhamento do comportamento do canal na área de estudo. Realizados os cálculos pertinentes de acordo com a metodologia de Cox (1994), foi possível notar que o comportamento geral do canal reafirma os cálculos do SL uma vez que, nas nascentes na área dos quartzitos, o índice apresenta-se alto em relação ao eixo médio, esse valor se dá devido a mudança direcional do canal e a presença de lineamentos simultâneo. No âmbito dos filitos o canal responde as expectativas dos índices uma vez que esse apresenta-se bem próximo a 0, ou seja próximo ao eixo médio central.

No entanto após a passagem para as rochas sedimentares o canal sofre uma mudança abrupta de direcionamento aproximando-se ao divisor de águas, neste setor é



possível notar valores muito elevados do FSTT (FIGURA 15) indicando um deslocamento lateral para a margem esquerda do Rio Santo Antônio. Este deslocamento pode estar relacionado com o processo de formação estrutural da área, que passou por eventos de dobramentos ocasionando empurrões, como por exemplo, o cavalgamento da Nape de Passos sobre as rochas quartzíticas.

Figura 15: Mapa Representação do Fator de Simetria Topográfica Transversa Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

Já o Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) para o Rio Santo Antônio especificamente resultou no valor 59,4 indicando um basculamento para direita (olhando para a jusante) de acordo com (Salamuni *et al.*, 2004). Estes valores reforçam os valores de FSTT onde o deslocamento lateral em relação ao eixo médio da bacia de drenagem ocorre para a margem direita da mesma. Este basculamento faz com o Rio Santo Antônio chegue muito próximo ao divisor de água podendo ocasionar processos de captura fluvial pelo canal vizinho em momentos futuros.

### c. Densidade de Knickpoints

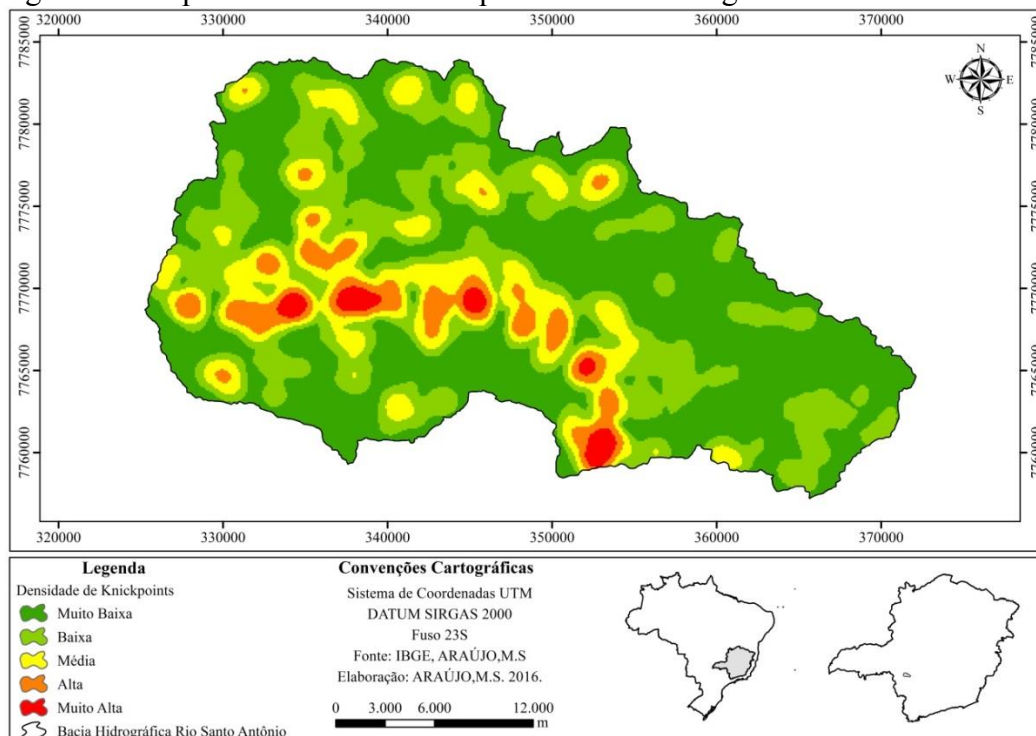
Os knickpoints são definidos como níveis de reajustes locais que após uma anomalia no canal, geralmente um aumento de energia, ocasiona uma retomada erosiva reequilibrando assim os níveis de entalhamentos a montante. Desta forma, os mesmos

estão associados as dinâmicas de ajustamentos dos canais a condições adversas de tectônica e também climáticas.

Sua relação com os índices de declividade e rugosidade da bacia são evidentes e nos auxilia a ter dimensão da densidade de quebras ou degraus ao longo canal. Sendo assim possui relevante significado geomorfológico ao indicar processos de retomada erosiva e aumento na intensidade de dissecação do relevo, sendo de grande importância para os estudos de evolução da paisagem. (MILAGRES, 2016)

Desta forma, na bacia do Rio Santo Antônio (FIGURA 16) é possível notar uma densidade maior, por motivos óbvios, dos valores altos de densidade ao longo dos processos de escarpamento. No entanto é possível correlacionar os elevados valores de densidade de knickpoints associados à presença dos quartzitos e filitos ao longo de toda faixa de dobramentos Brasília. Este fator vem de encontro às anomalias de 2ª ordem encontradas no Rio Santo Antônio, todas localizadas nessa porção da paisagem. Já no âmbito das rochas sedimentares é possível notar uma incidência menor de degraus ao longo dos canais apesar de ser uma área com alto índice de dissecação como é possível notar no mapa ICR (Índice de Concentração de Rugosidade).

Figura 16: Mapa Densidade de Knickpoints Bacia Hidrográfica Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

Nos trabalhos desenvolvidos por Milagres (2016), Augustin *et al.* (2011), na região da Serra do Espinhaço, é possível reafirmar este comportamento de densidade de knickpoints em rochas do tipo quartzito também associados a processos de escarpamento no contato com as rochas do grupo Bambuí, aqui denominado de Formação Serra da Saudade, como bem especifica o mapa geológico da CODEMIG (2015).

A maior concentração de *knickpoints* ocorre na sua borda oeste (...) possivelmente por causa da influência do contato litológico dos quartzitos com os carbonatos do Grupo Bambuí, muito bem marcado por grandes escarpas. A ocorrência de maior densidade de *knickpoints* no alto Jequitinhonha corrobora os resultados de Fonseca e Augustin (2014), no sentido de que nesta porção da bacia há maior energia e, conseqüentemente, uma intensidade maior de processos tanto de encostas, quanto fluviais, favorecendo maior dissecação do relevo, que é bem distinta entre as duas bacias. (MILAGRES, 2016 p. 38)

Este comporta associa-se ao fato das diferenças de dureza discrepantes dos tipos de rochas citadas uma vez que, o canal necessita se reajustar ao novo substrato rochoso além de se recuperar de uma ruptura de declive normalmente abrupta na passagem dos quartzitos para as demais rochas.

#### **d. Índice de Concentração de Rugosidade**

O índice de concentração de rugosidade (ICR) trata-se de um interpolador dos valores de declividade ao longo da bacia, evidenciando a dissecação do relevo. Na bacia do Rio Santo Antônio (FIGURA 17) é possível notar que em grande maioria os valores de médio a muito alto, podendo destacar basicamente três setores associados ao substrato rochoso, como vem se notando ao longo da exposição dos resultados nessa seção.

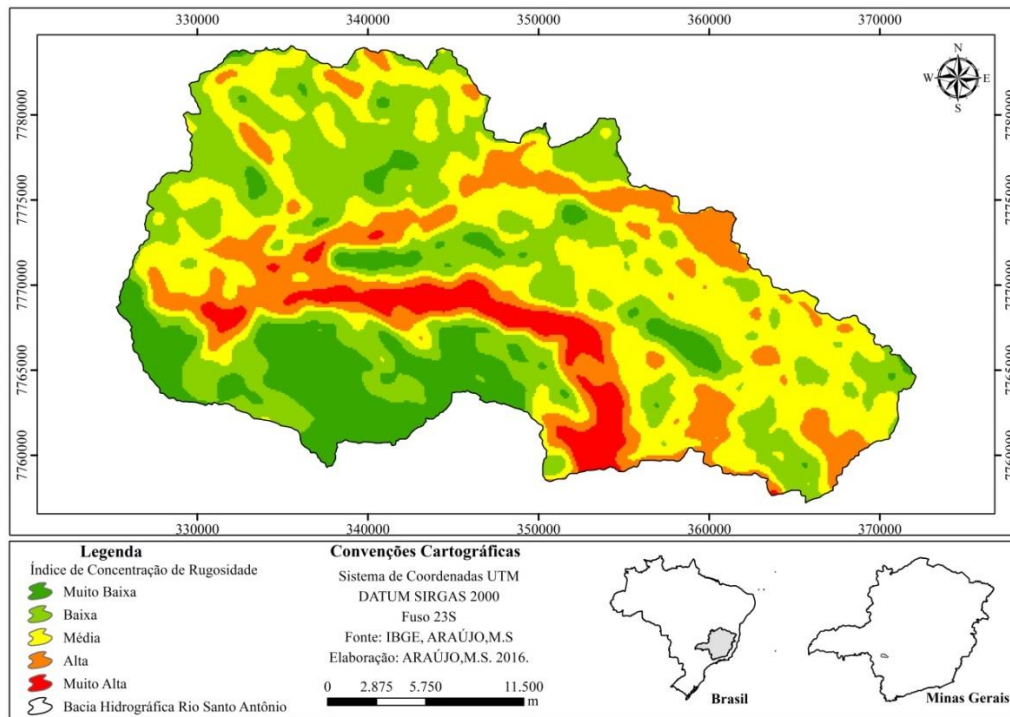
A dissecação presente na área dos quartzitos localizados no topo do Chapadão Diamante se destaca das demais por seus valores baixos característicos deste tipo de substrato. Na área escarpada os valores são muito altos por conta da ruptura abrupta entre a passagem da faixa de dobramentos Brasília para uma região de suporte Cratônico, o que também é possível observar na região dos filitos devido aos processos de falhamentos.

No entanto o comportamento do relevo ao centro da região dos filitos e o setor das rochas sedimentares possui um comportamento semelhante, ou seja, porções bem mais dissecadas quando comparados ao topo da serra. Os componentes litológicos



influenciam diretamente nesses valores, pois nessas regiões os processos erosivos acontecem com maior facilidade.

Figura 17: Mapa Índice de Concentração de Rugosidade da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2016

A região das rochas sedimentares é basicamente toda tomada por valores médios de ICR, onde é possível notar uma compartimentação geomorfológica bastante dissecada com poucos declives abruptos como é possível observar nos valores de SL e Densidade de Knickpoints. Nesta área é possível notar uma maior densidade de drenagem também, pois o trabalho dos canais favorecido pelo substrato rochoso que não oferece muita resistência.

Neste compartimento de valores médio de ICR é possível notar por exemplo um dos dois trechos do Rio Santo Antônio que se encontra em fase de equilíbrio, ou seja, o canal não encontra grandes empecilhos proporcionados pelo substrato e nem pela tectônica não tendo então necessidade de reajustes constantes por exemplo.

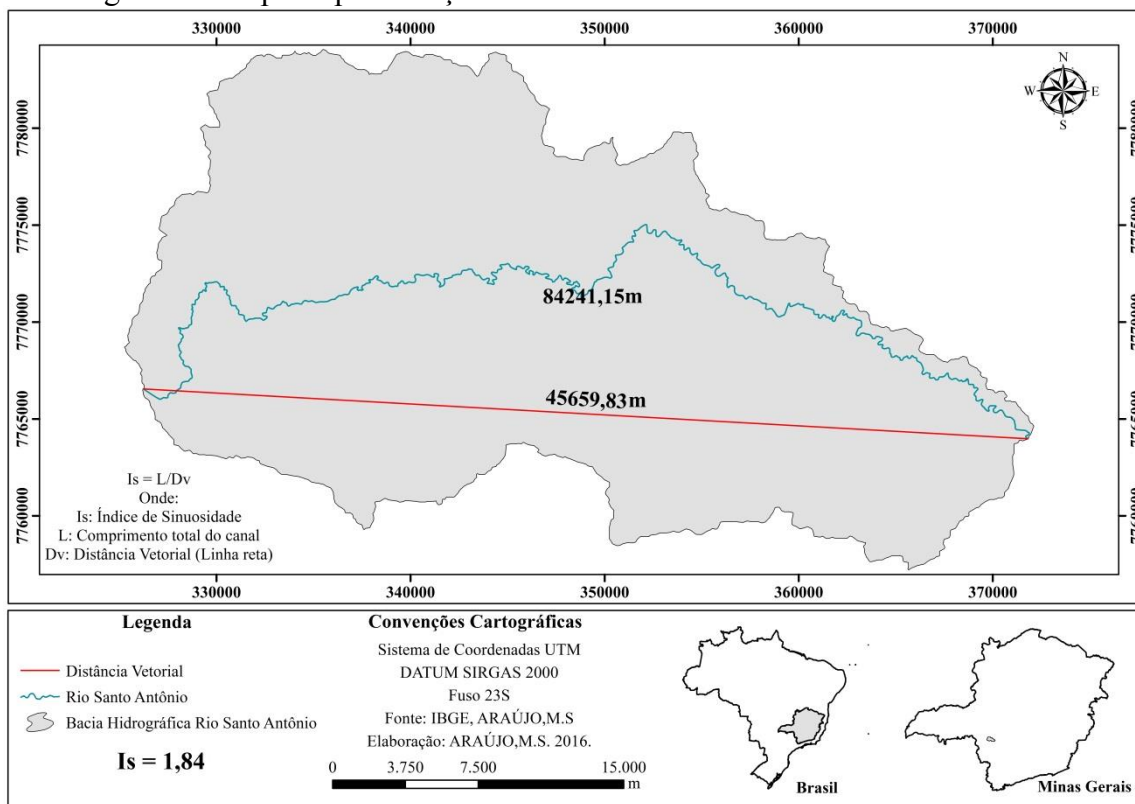
#### e. Índice de Sinuosidade

Sendo o Índice de Sinuosidade (IS) uma das formas de se representar a influência da carga sedimentar, junto a compartimentação litológica e estrutural da área

estudada. Seus valores possuem limiares onde, resultados próximos a 1 indicam elevado controle estrutural ou alta energia, enquanto os valores acima de 2 indicam baixa energia e os valores intermediários formas transitórias entre canais retilíneos e meandantes. Depois de efetuados os cálculos do IS para o Rio Santo Antônio, cujo valor foi 1,84 conforme figura 18, é possível concluir que trata-se de um canal em estágio transicional. Apesar de muito próximo a 2 o valor obtido não é caracterizado como canal meandrante, e este corrobora os dados de lineamentos obtidos neste trabalho, já que por diversos e longos trechos o canal corre encaixado e direcionado por lineamento estruturais. Os valores de SL confirma a presença destes lineamentos como forma de condicionante da rede de drenagem principalmente do Rio Santo Antônio.

Tendo em vista o fato de que grande parte da bacia corre sobre uma faixa de dobramentos, é de se esperar também que a drenagem nela existente esteja controlada pelos fatores tectônicos com baixa sinuosidade. A característica sinuosa geralmente está associada a divagação lateral das margens em áreas normalmente de bacias sedimentares.

Figura 18: Mapa Representação Índice de Sinuosidade do Rio Santo Antônio



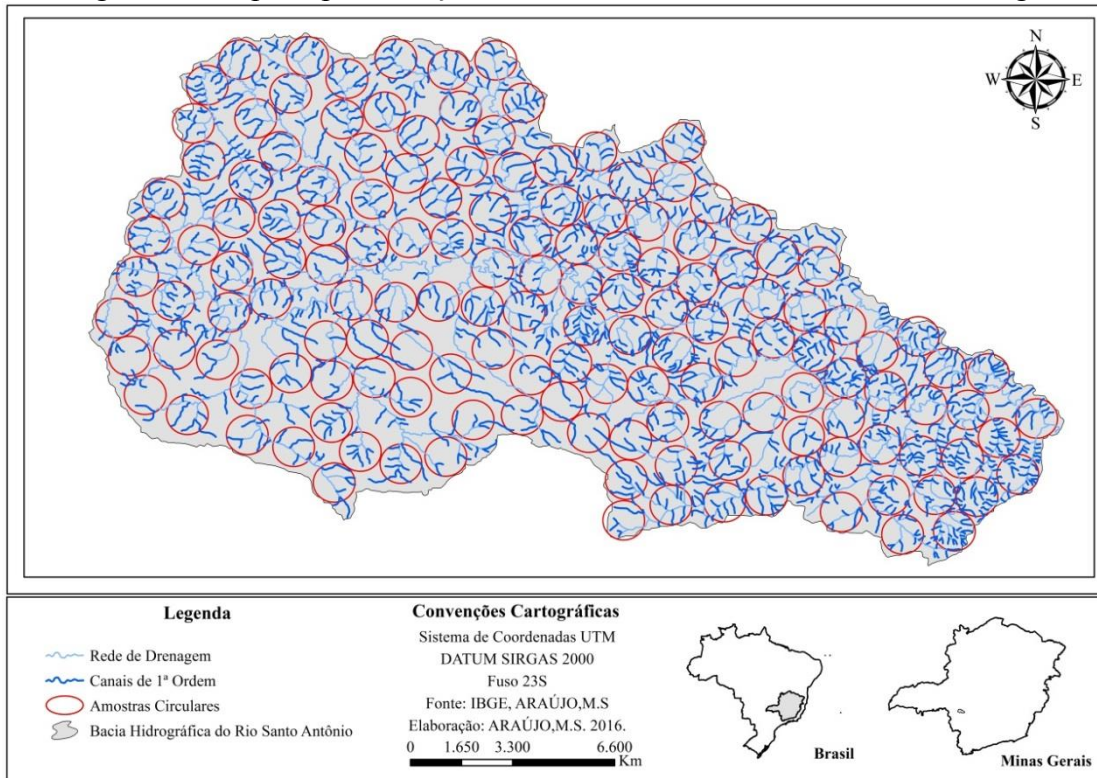
Fonte: ARAÚJO, 2016

## f. Densidade de Drenagem e Densidade Hidrográfica

Os valores de densidade reafirmam mais uma vez a influencia litológica existente na bacia do rio Santo Antônio, uma vez que é possível notar valores baixos na região dos quartzitos tendo um aumento gradual para a região dos filitos e por fim os valores mais altos na região das rochas sedimentares (Tabela 1 e Figura 19).

Ou seja, em regiões cuja drenagem estão assentadas em uma faixa de dobramentos como neste caso, os canais por sua vez ficam mais condicionados aos lineamentos e falhas existentes na área. Enquanto que nas regiões das rochas sedimentares, no caso na porção referente a bacia sedimentar do São Francisco a drenagem ainda que por algumas vezes controlada estruturalmente consegue desenvolver-se com maior facilidade. As condições litológicas também são favoráveis no sentido facilidade em serem decompostas e esculpidas pelas águas. Este índice também vem de encontro aos valores de ICR, onde a dissecação da paisagem mostrou-se mais intensa na região das rochas sedimentares. Essa dissecação da paisagem está intimamente ligada ao trabalho dos canais nessa região e ao processo de intemperismo facilitado.

Figura 19: Mapa Espacialização das amostras circulares na bacia de drenagem



Fonte: ARAÚJO, 2017

Tabela 1: Valores em média quantidades de canais de 1ª ordem por amostragem e Extensão de canais por amostragem

Litologia	Numero de Canais	Extensão dos Canais
Quartzito	5,81	3585,50
Filitos	7,88	4236,25
Siltitos	11,08	4706,03

Fonte: ARAUJO, 2017

## 5.2 Análise Morfométricas Canais Afluentes

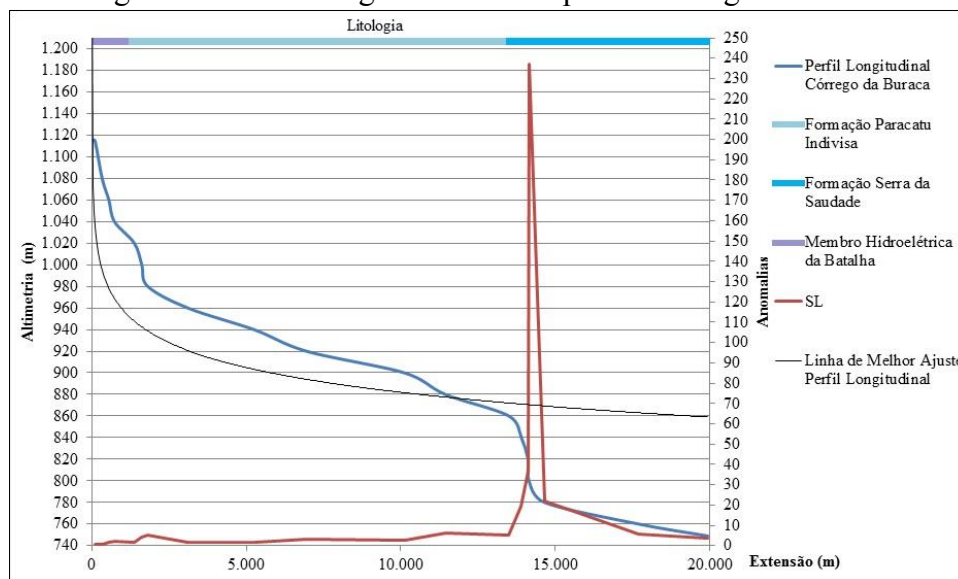
Para o desenvolvimento deste trabalho e melhor compreensão dos comportamentos dos canais da Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, alguns índices foram aplicados nos canais adjacentes. Especificamente estes índices são SL, Perfis Longitudinais, Fator de Simetria Topográfica Transversa, e Fator de Assimetria da bacia. Posteriormente estes dados foram dispostos no formato de quadro comparativo a fim de estabelecer correlações dos mesmos com as condições geológicas, geomorfológicas e granulométricas da bacia.

### a. Córrego da Buraca

Localizado no médio curso do Rio Santo Antônio, o Córrego da Buraca com cerca de 20 km de extensão, encontra-se na margem esquerda do referido rio perpassando altitudes que variam de 1990m a 740 m. De acordo com o mapeamento geológico da CODEMIG (2014) sua nascente mais alta está localizada em uma região remanescente de quartzito, no entanto, seu médio curso corre sobre rochas do tipo filito e seu baixo curso e foz encontram-se em uma compartimentação diferenciada, os siltitos e arenitos da Formação Serra da Saudade.

Em seu perfil longitudinal (FIGURA 20) pode-se observar uma convexidade característica dos canais presentes na faixa de dobramentos com setores em equilíbrio possivelmente relacionados ao controle de lineamentos. Seus valores anômalos no alto e médio curso estão relacionados a mudanças litológicas presentes.

Figura 20: Perfil Longitudinal de SL para o Córrego da Buraca



Fonte: ARAÚJO, 2017

Observando seus valores de Fator de Simetria Topográfica Transversa (FIGURA 21) é possível notar que em grande parte do canal os valores aproximam-se bastante de zero indicando que o canal apresenta grande simetria em relação ao eixo médio da bacia. No entanto, em seu alto curso é possível observar mudanças drásticas de direcionamento que levaram o canal a ter pouca simetria. Devido à mudança do curso do canal no setor da nascente é possível afirmar a presença de um controle forte por parte da estrutura em que o mesmo se localiza.

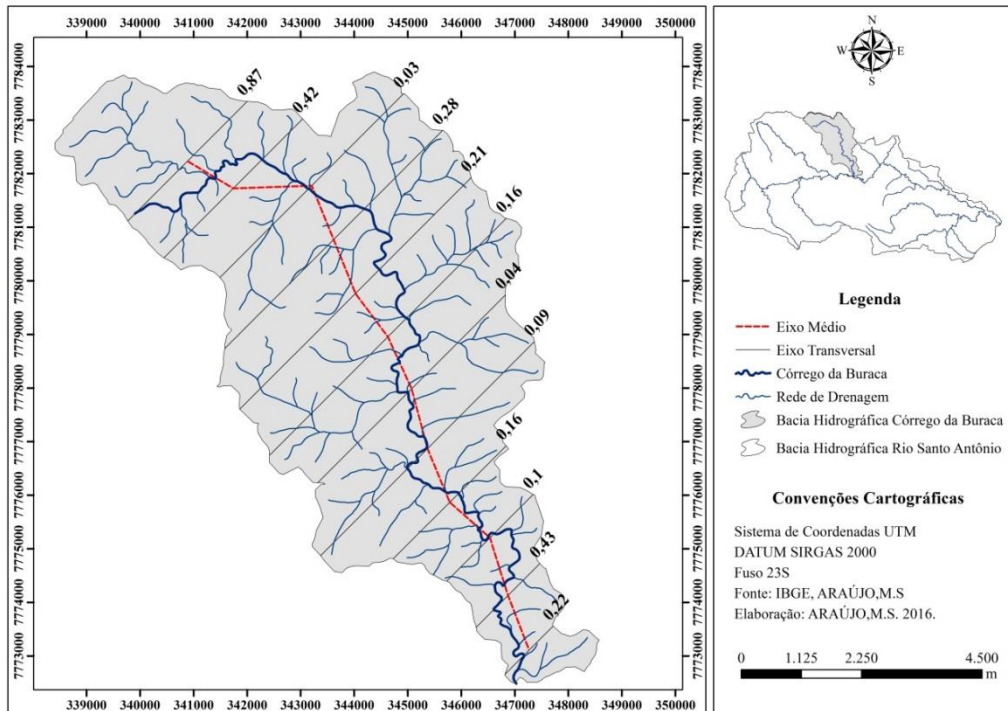
Estas mudanças drásticas de direcionamento não resultaram, no entanto em anomalias de primeira ordem, mas caracterizou anomalias de segunda ordem até o canal entrar em outro forte controle estrutural onde mantem-se em equilíbrio. Em sequência o canal corre sobre trechos de anomalias de segunda ordem retomando seu potencial energético de forma a compensar as mudanças abruptas em relação a condicionantes estruturais.

Os fatores deste canal que resultaram em anomalias de primeira ordem estão relacionados, no entanto a presença de um falhamento associado a uma mudança litológica de filitos para siltitos e arenitos finos com altitudes muito menos elevadas do que o compartimento anterior, no entanto não suficiente para deslocar lateralmente, de forma significativa, o canal caracterizando valores baixos no que se refere ao FSTT.

Sendo assim, neste canal avaliam-se as anomalias relacionadas a mudanças litológicas e estruturais bem como o deslocamento lateral do canal em relação ao eixo médio da bacia associado ao controle por lineamentos.



Figura 21 : Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Buraca



Fonte: ARAÚJO, 2017

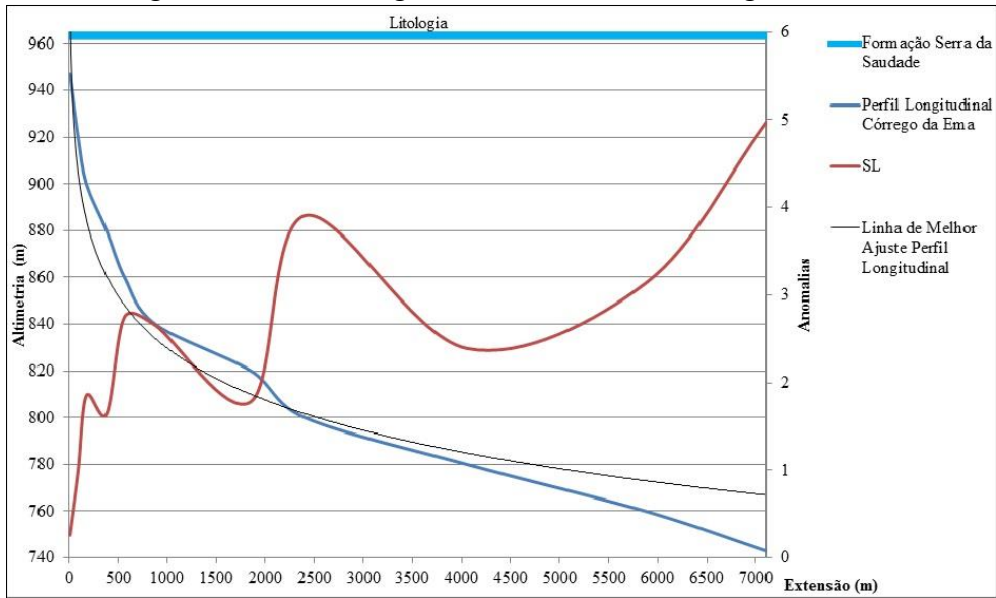
O valor calculado referente ao Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD) reafirmam os dados de FSTT. Para este canal foi calculado o valor de FABD igual a 46,9 enquadrando-o como estável em relação a presença de basculamento. Características referentes a empurrões possíveis na região da canastra não afetarão diretamente o canal causando o basculamento mais afetaram em sua nascente a posição do mesmo em relação o eixo médio central da bacia do Córrego das Emas.

### b. Córrego da Ema

Com todo seu percurso localizado na Formação Serra da Saudade e a margem direita do Rio Santo Antônio, o Córrego da Ema possui uma extensão de 7 km, correndo em altitudes muito baixas em relação aos demais, variando de 960 a 750. Neste compartimento os valores de ICR indicam grande rugosidade e dessecação do relevo em relação aos demais compartimentos geológicos.

Em seu perfil longitudinal (FIGURA 22) é possível notar concavidade em toda sua extensão, com anomalias baixas de 0 a 2 e 2 a 10 (valor máximo 5) sendo que essa última ocorre somente no setor levemente encachoeirado. Neste gráfico é possível perceber também que o perfil se desenvolve bem próximo à linha de tendência do mesmo. Indicando uma propensão maior a alcançar o estado de equilíbrio.

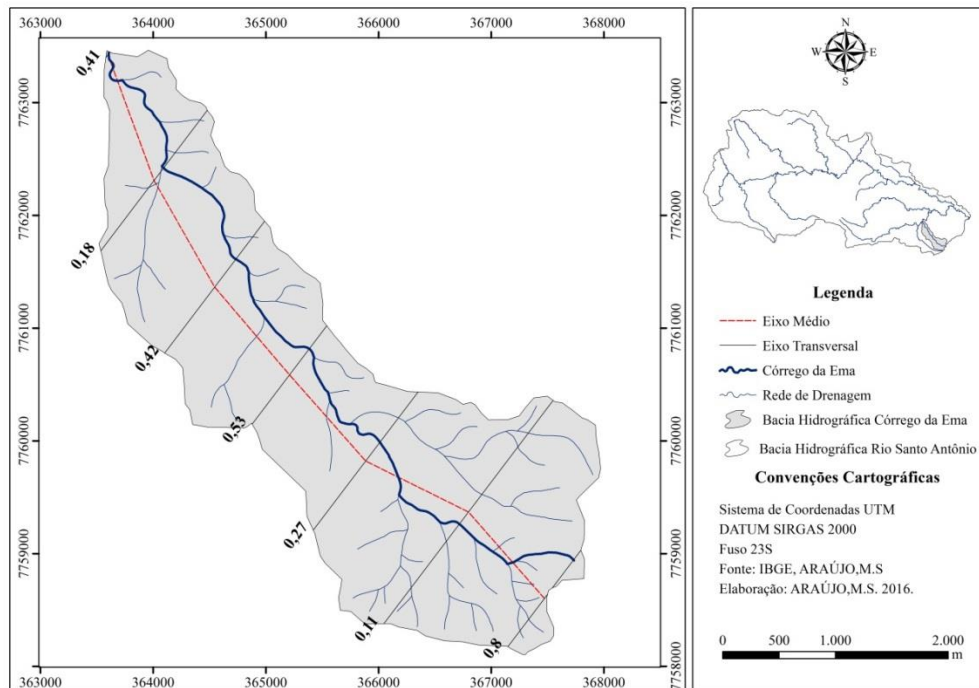
Figura 22: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Ema



Fonte: ARAÚJO, 2017

O mapa referente ao FSTT (FIGURA 23) deste canal demonstra também que o mesmo tem em sua extensão a característica de estar próximo ao eixo médio central da bacia com valores máximos de 0,53. No entanto seu valor de FABD indica basculamento para esquerda.

Figura 23: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Ema



Fonte: ARAÚJO, 2017

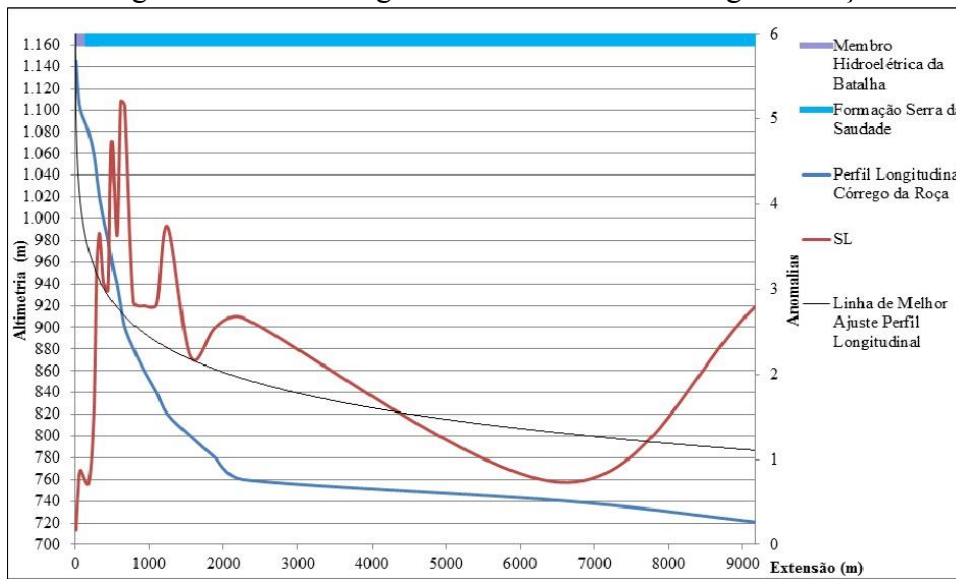
### c. Córrego da Roça

O córrego da roça possui cerca de 9 km de extensão e está localizado na margem direita do Rio Santo Antônio. Sua nascente está associada à escarpa norte da Serra da Canastra, em meio aos quartzitos com altitudes que variam de Variando de 1145 a 720.

Com perfil longitudinal predominantemente côncavo, característico da formação Serra da Saudade, o referido canal passa por um grande desnível provavelmente com setor encachoeirado, onde são encontrados os valores maiores de anomalias, no entanto ainda que anomalias de segunda ordem.

Além do processo de ruptura abrupta do declive as anomalias estão associadas às mudanças litológicas presentes como é possível notar na figura 24. Após este setor o canal passa por um momento de equilíbrio que quando observados a reutilização deste trecho atribui-se esse momento a presença de lineamento controlando a drenagem e posteriormente valores anômalos associados ao processo de saída deste lineamento ou contribuição de tributários novos.

Figura 24: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Roça



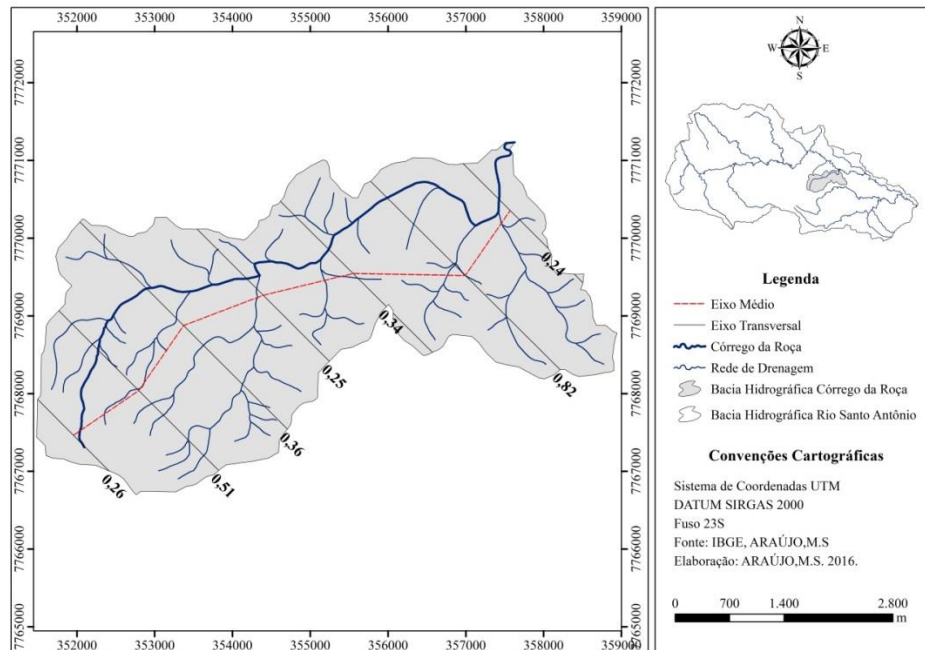
Fonte: ARAÚJO, 2017

Seus valores de FABD indicam forte basculamento para a direita associado a alguns trechos em que o FSTT também indica deslocamento lateral em relação ao eixo médio, os quais acontecem nos pontos de início e fim do setor retilíneo do canal. Ou seja, após sair do processo de escarpamento em que se encontra seu alto curso, o canal busca reestabelecer seu equilíbrio quando em seu médio curso o canal é deslocado lateralmente para a direita associando-se a um possível lineamento, como pode ser



observado na figura 25.

Figura 25: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Roça

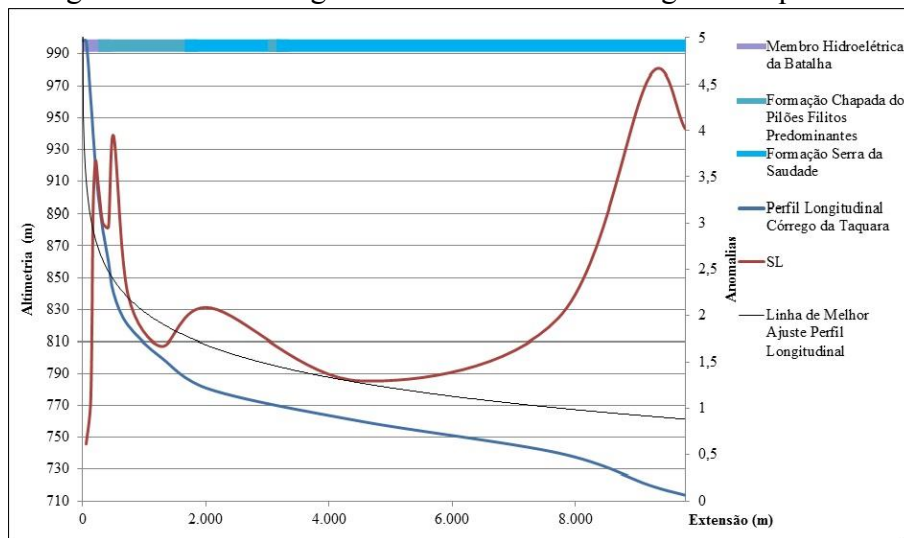


Fonte: ARAÚJO, 2017

#### d. Córrego da Taquara

O córrego da taquara esta localizado na margem esquerda da bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio, tendo sua nascente localizada em uma área de quartzitos e seu médio e baixo curso em áreas de filitos predominantes e siltitos respectivamente. Seu perfil longitudinal (FIGURA 26) caracterizado por sua concavidade possui pouca variação altimétrica em comparação ao demais, sendo de 990 m a 710 m e sua extensão total é de cerca de 10 km.

Figura 26: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego da Taquara



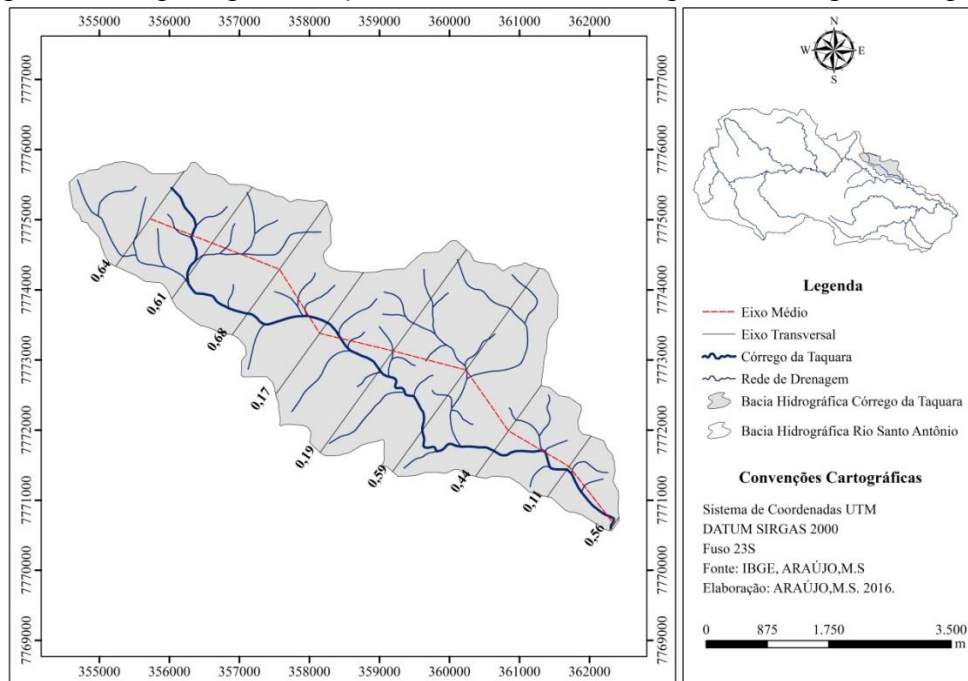
Fonte: ARAÚJO, 2017

Os índices de ICR na área variam de alto a muito alto ressaltando as

características das rochas predominantes na bacia do Córrego da Taquara. As anomalias são de segunda ordem associadas no alto curso as mudanças abruptas do substrato rochoso e pelo advento de tributários significativos. Após entrar no trecho os siltitos e arenitos finos o canal mantém-se em equilíbrio e demonstra-se no perfil bem perto da linha de tendência do mesmo.

O seu valor de FABD corresponde a 38,2 caracterizando basculamento para esquerda, sendo possível perceber a associação com os valores de FSTT (FIGURA 27) que indicam deslocamento lateral em relação ao eixo médio central nos pontos a montante. Este canal, dentre os demais, demonstra-se o mais próximo ao divisor de águas da bacia do Rio Santo Antônio, porém possui um basculamento oposto ao comportamento de basculamento do Rio Santo Antônio que é pra direita.

Figura 27: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego da Taquara



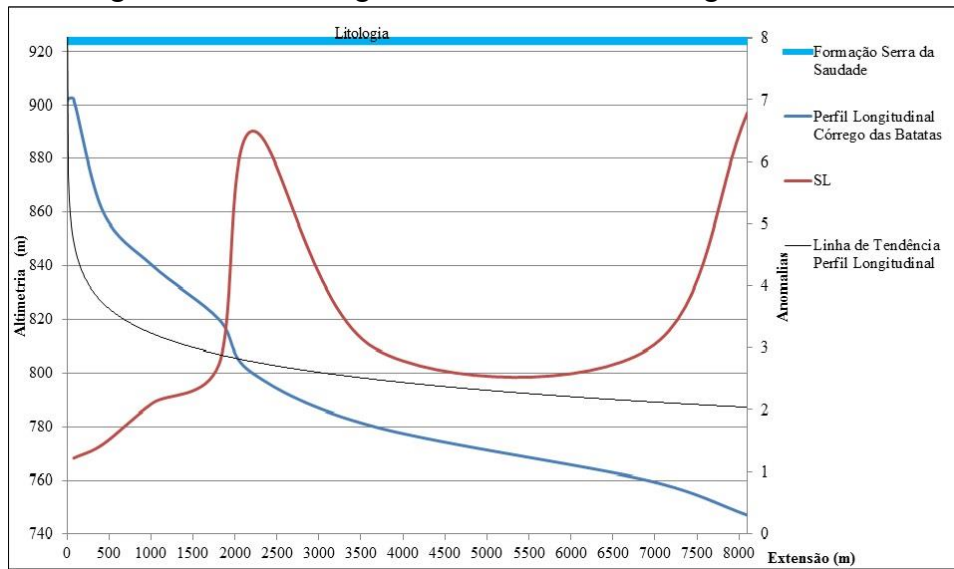
Fonte: ARAÚJO, 2017

#### e. Córrego das Batatas

O Córrego das Batatas possui cerca de 8 km de extensão localizados ao longo de rochas da Formação Serra da Saudade, na margem direita do Rio Santo Antônio. Em seu perfil (FIGURA 28) é possível mais uma vez notar concavidade característica dessa compartimentação litológica, associado a lineamento estrutural que direciona o fluxo do canal e faz com que o mesmo permaneça em estado de desequilíbrio por praticamente toda sua extensão.

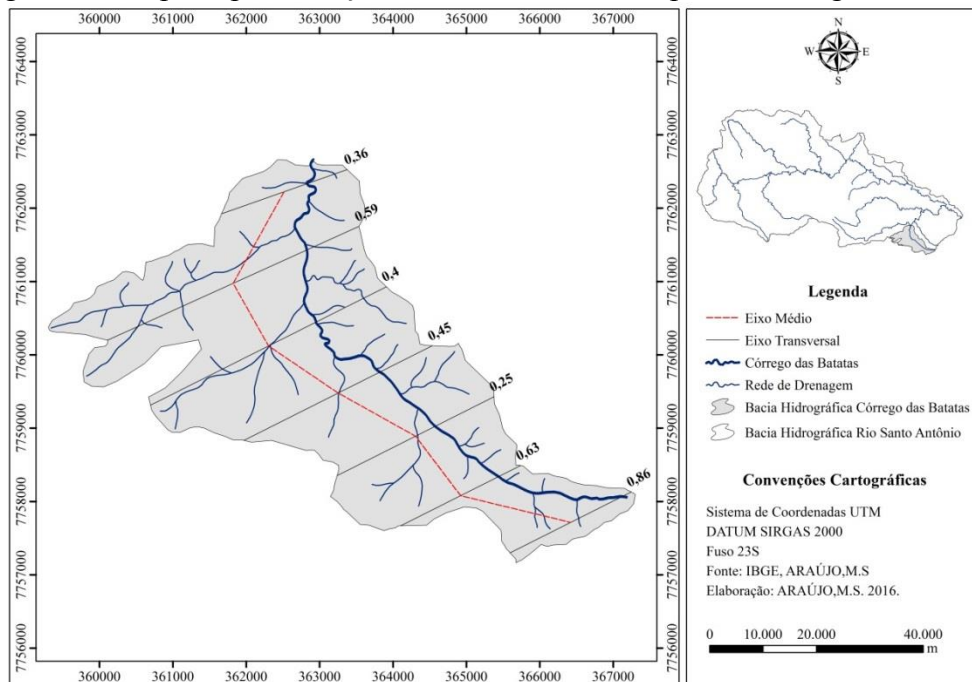
Os valores anômalos em sua foz indicam que o mesmo tem um aumento significativo de sua energia por tributários que chegam até o canal principal. Seus valores de FSTT (FIGURA 29) indicam valores discrepantes no alto curso que veem de encontro aos valores de FABD, os quais nos dizem que existe um basculamento para esquerda.

Figura 28: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego das Batatas



Fonte: ARAÚJO, 2017

Figura 29: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego das Batatas

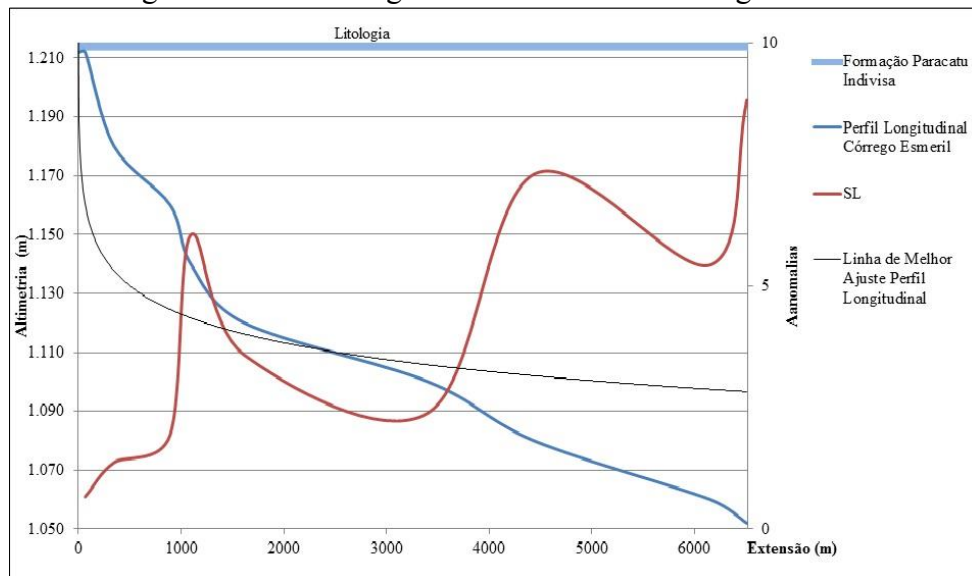


Fonte: ARAÚJO, 2017

## f. Córrego do Esmeril

Localizado na margem esquerda do Rio Santo Antônio, o córrego Esmeril possui uma extensão de aproximadamente 7 km, e está assentado em uma litologia pertencente a Formação Paracatu Indivisa. Sua litologia é composta por Filito sericíticos, e as altitudes variam de 1050 m a 1210 m, característicos do alto curso da bacia do Rio Santo Antônio. Seu perfil longitudinal (FIGURA 30) possui setores com convexidade e concavidade, com Anomalia provavelmente associada a lineamentos com valores baixos inferiores a dez. Saindo a região de nascente o canal permanece em estado anômalo até sua foz indicando que a mudança de direção do curso ocasionou um processo de desequilíbrio obrigando o canal a modificar seu comportamento.

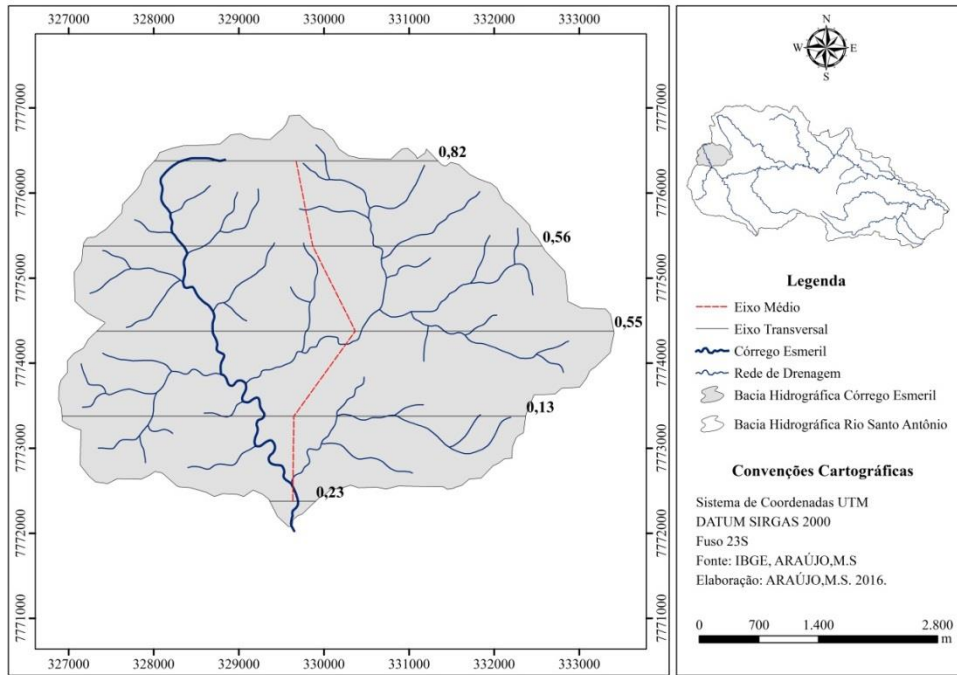
Figura 30: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Esmeril



Fonte: ARAÚJO, 2017

O valores de FABD indicam basculamento para a esquerda, como confirmado pelos índice FSTT que demonstra (FIGURA 30) valores altos em todo alto e médio curso, caracterizando uma movimentação do eixo do canal em comparação com o eixo médio central da bacia de drenagem. É possível notar que o canal possui também tributários significativos que podem contribuir para os valores anômalos do índice SL.

Figura 31: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Esmeril

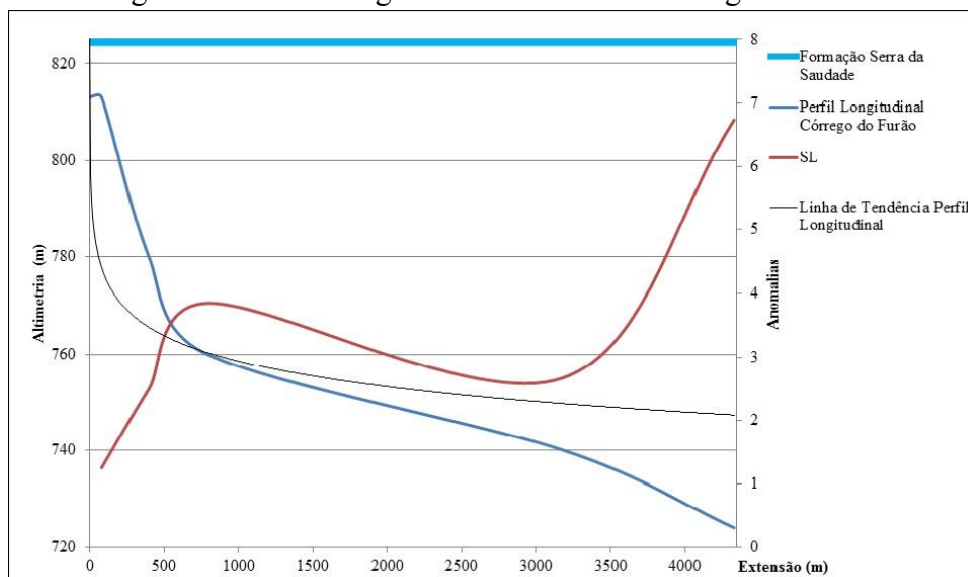


Fonte: ARAÚJO, 2017

### g. Córrego do Furão

O córrego do Furão com aproximadamente 4,5 km de extensão pode alcançar até quarta ordem apesar de ser um canal pouco extenso. Localizado no médio curso do Rio Santo Antônio, percorre apenas rochas do tipo siltito e arenito fino da Formação Serra da Saudade. Seu perfil longitudinal (FIGURA 32) predominantemente convexo apresenta-se todos os setores com anomalias de segunda ordem, com exceção de um pequeno trecho na nascente.

Figura 32: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego do Furão

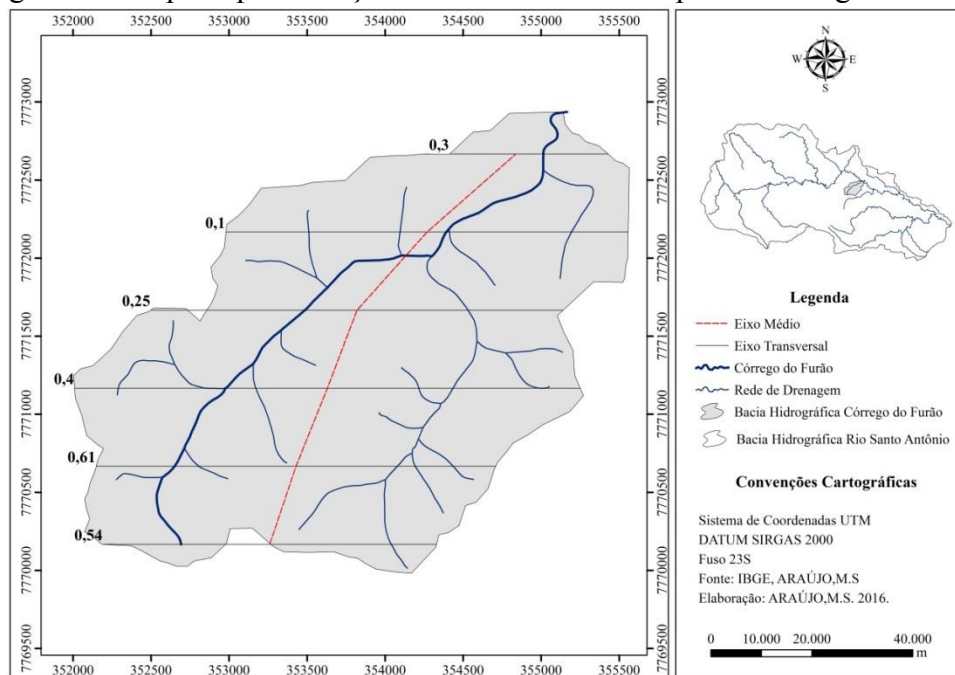


Fonte: ARAÚJO, 2017

Atribui-se esses valores a quantidade de tributários que o mesmo possui, sendo

que atinge na classificação hierárquica de Strahler, a condição de 4ª ordem tendo no máximo 4,5 km de extensão e também quando analisados os valores de SL trecho, os índices mais altos apresentam-se na foz do canal. Seu índice FABD cujo valor é 64,2 indica basculamento da margem direita confirmando os valores de FSTT (FIGURA 33) onde é possível notar no alto curso do canal valores altos de deslocamento lateral em relação ao eixo médio central da bacia. A condição retilínea do canal pode associar-se a presença de controle estrutural por parte de lineamentos.

Figura 33: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego do Furão



Fonte: ARAÚJO, 2017

#### h. Córrego do Palmital

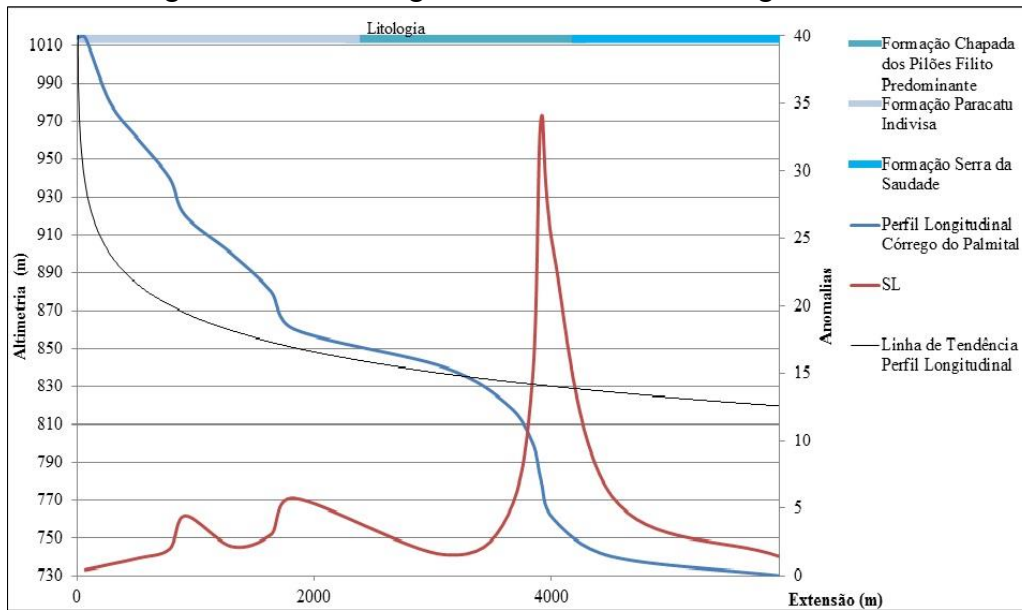
Localizado na margem esquerda do Rio Santo Antônio, o córrego Palmital possui extensão de aproximadamente 6 km, que perpassam as Formações Paracatu Indivisa, Chapada dos Pilões e por fim sua foz na Formação Serra da Saudade. Seus setores anômalos estão associados a presença de falhas e mudanças litológicas com setores em equilíbrio na nascente e na foz e anomalias de segunda ordem associadas recomposição do canal em relação a passagem do mesmo pelas falhas e anomalias de segunda ordem no setor encachoeirado na transição das rochas metamórficas para sedimentares da Formação Serra da Saudade. Suas cotas altimétricas variam de 1010 a 730.

A convexidade do perfil (FIGURA 34) se estabelece no setor dos filitos



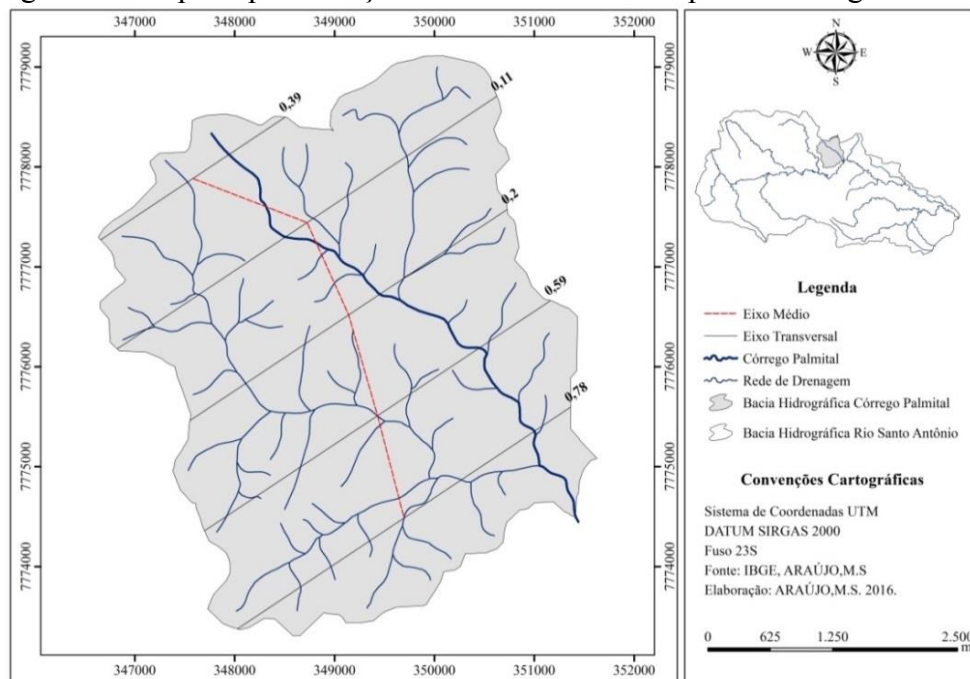
subordinados aos quartzitos, de acordo com o mapeamento geológico CODEMIG (2014) e sua concavidade associada ao trecho pós-anomalia de primeira ordem no setor das rochas sedimentares. Seus índices de FABD e FSTT (FIGURA 35) se complementam na medida em que o primeiro indica basculamento da margem direita e o segundo mostra com seus valores em médio e baixo curso deslocamento lateral do canal em relação ao eixo médio central da bacia

Figura 34: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Palmital



Fonte: ARAÚJO, 2017

Figura 35: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Palmital



Fonte: ARAÚJO, 2017

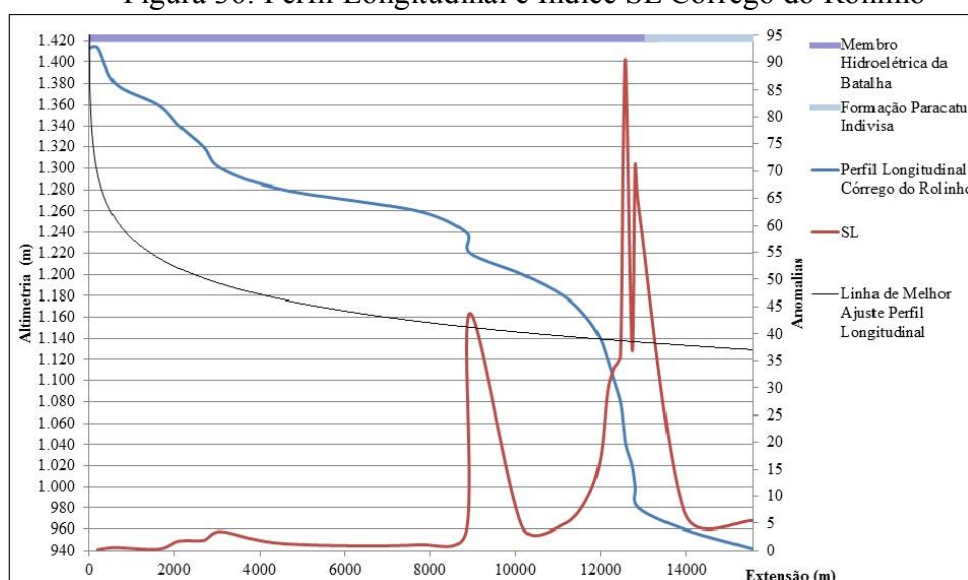
## i. Córrego do Rolinho

Com sua nascente localizada no alto da Serra da Canastra, o córrego do Rolinho tem como componente litológico duas formações distintas localizadas na Faixa de Dobramentos Brasília. A maior parte de sua extensão corre sobre rochas do tipo quartzito associadas a diversos controles estruturais, já o seu baixo curso entra no terreno de rochas do tipo filito sericíticos. Ambas as regiões não possuem grandes índices de rugosidade ou densidade de drenagem de canais de 1ª ordem, quando comparado as demais compartimentações.

Suas anomalias estão associadas aos contatos litológicos e possuem predominantemente valores maiores que dez indicando anomalias de 1ª ordem. Com diversos setores encachoeirados e grandes desníveis, seu perfil longitudinal (FIGURA 36) apresenta forte convexidade e rupturas de declive acentuadas associadas a escarpa norte da serra. Os setores em equilíbrio estão associados a lineamentos nos quais o canal corre encaixado nas linhas preferenciais.

Seus valores de FSTT (FIGURA 37) indicam em seu baixo curso migração lateral para a esquerda com valores próximos a um e sua extensão total é de aproximadamente 15 km e sua altitude pode variar de 1420 m a 940 m de montante a jusante.

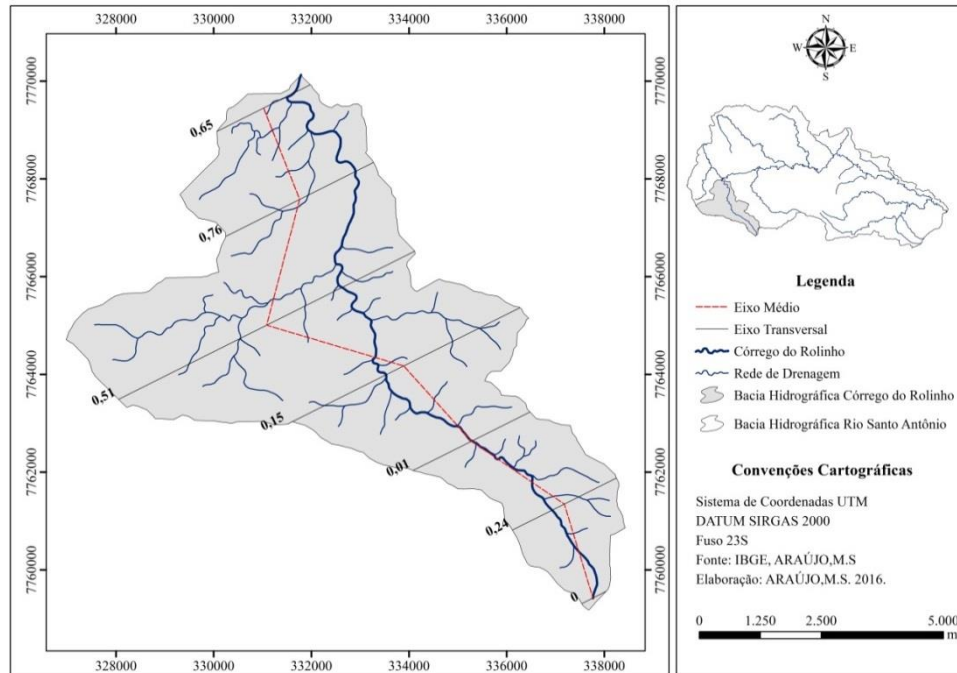
Figura 36: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego do Rolinho



Fonte: ARAÚJO, 2017



Figura 37: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego do Rolinho

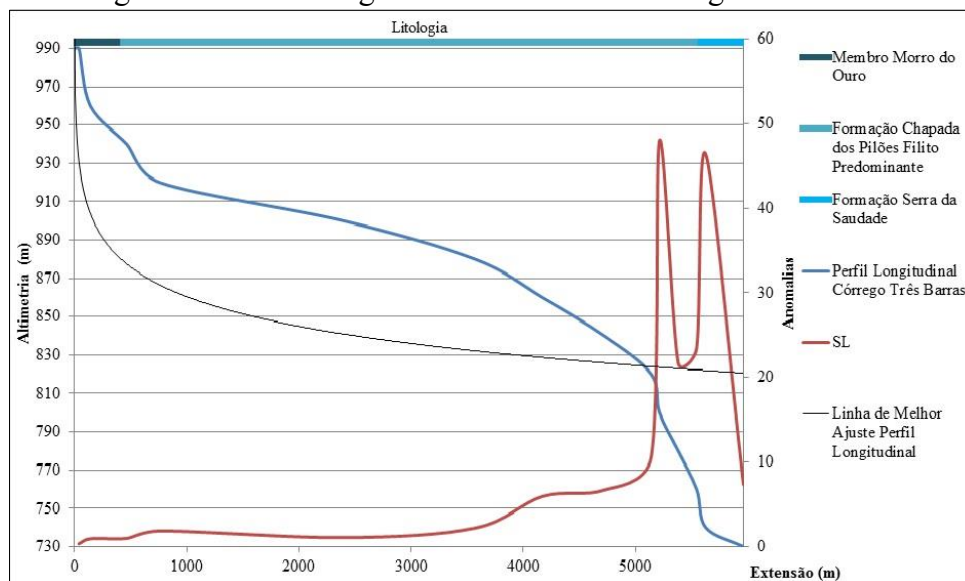


Fonte: ARAÚJO, 2017

#### j. Córrego Três Barras

O córrego Três Barras localizado na margem esquerda do Rio Santo Antônio, encontra-se situado nas Formações Membro Morro do Ouro, Chapada dos Pilões com filitos predominantes e Formação Serra da Saudade. Seu perfil (FIGURA 38) apresenta concavidade na nascente e na foz e convexidade em toda a parte pertencente aos filitos predominantes. Sua extensão é de cerca de 6 km e suas altitudes variam de 730 a 990 metros.

Figura 38: Perfil Longitudinal e Índice SL Córrego Três Barras

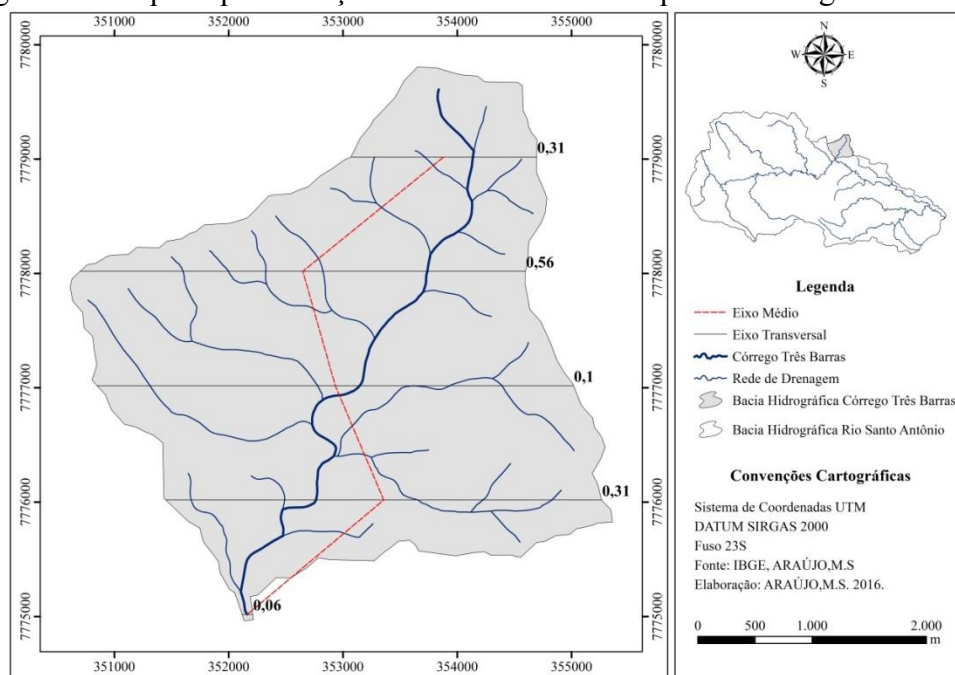


Fonte: ARAÚJO, 2017

Anomalias altas, consideradas de 1ª ordem ocorrem apenas na mudança de Formação Chapada dos Pilões Filito Predominante para Formação Serra da Saudade característica encontrada em outros canais que passam pela mesma situação que este.

Seus valores de FSTT (FIGURA 39) apresentam-se em médias baixos indicando que não há uma movimentação lateral em relação ao eixo central da bacia. Estes valores são confirmados pelo índice FABD que indicou estabilidade em relação a possíveis basculamentos na bacia.

Figura 39: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Córrego Três Barras



Fonte: ARAÚJO, 2017

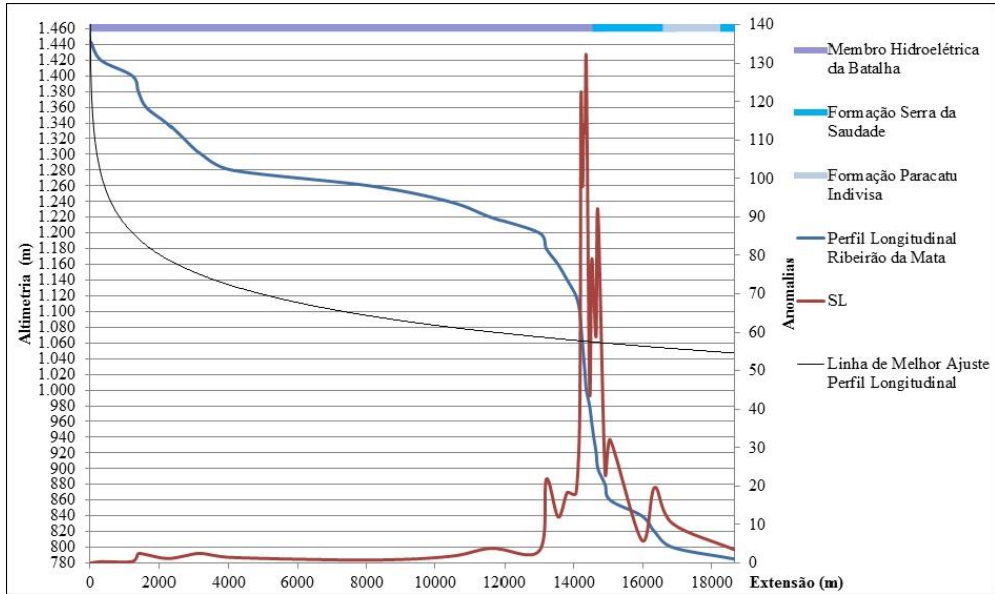
#### k. Ribeirão da Mata

Localizado no alto curso do Rio Santo Antônio em sua margem direita, o Ribeirão da Mata tem suas nascentes situadas na porção superior da Serra da Canastra em uma área predominante em quartzitos. Sua extensão mede cerca de 18 km.

Seu perfil (FIGURA 40) predominantemente convexo perpassa três formações geológicas diferentes com declives abruptos na região escarpada. Nesta região também se encontram anomalias de 1ª ordem associadas não só ao comportamento estrutural das rochas como a mudanças litológicas dos quartzitos para filitos.

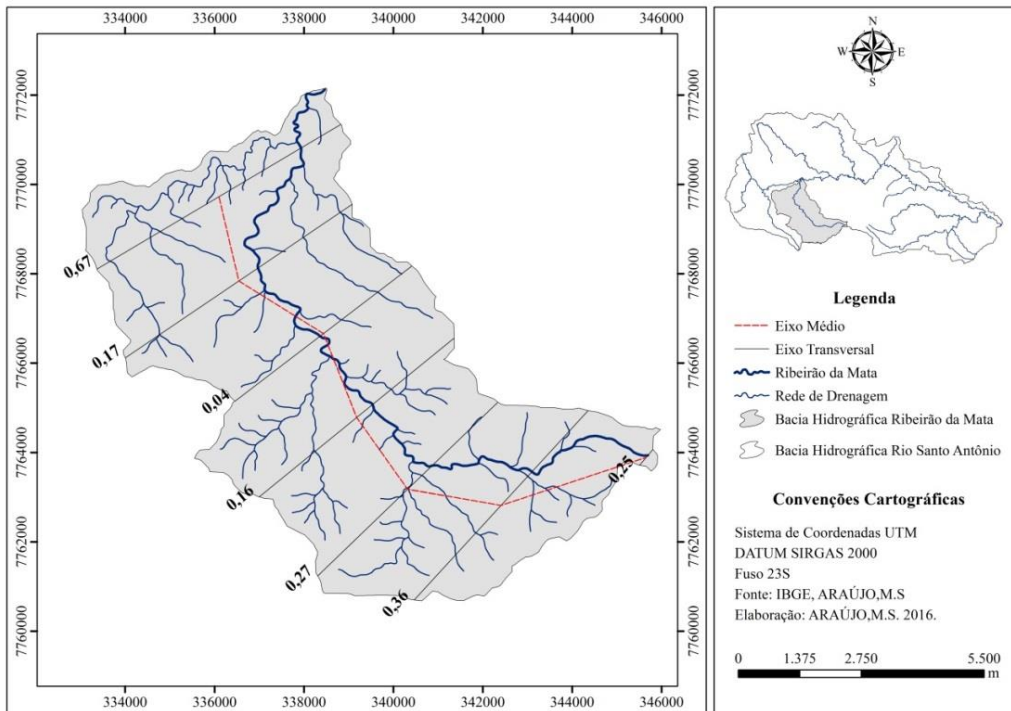
Trata-se de um canal predominantemente encachoeirado com altitudes variantes entre 780 a 1440 metros. Seu valor de FABD indicam basculamento da esquerda. Este fatos pode ser melhor observado nos valores de FSTT (FIGURA 41) encontrados no alto e baixo curso do Ribeirão da Mata.

Figura 40: Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão da Mata



Fonte: ARAÚJO, 2017

Figura 41: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Ribeirão da Mata

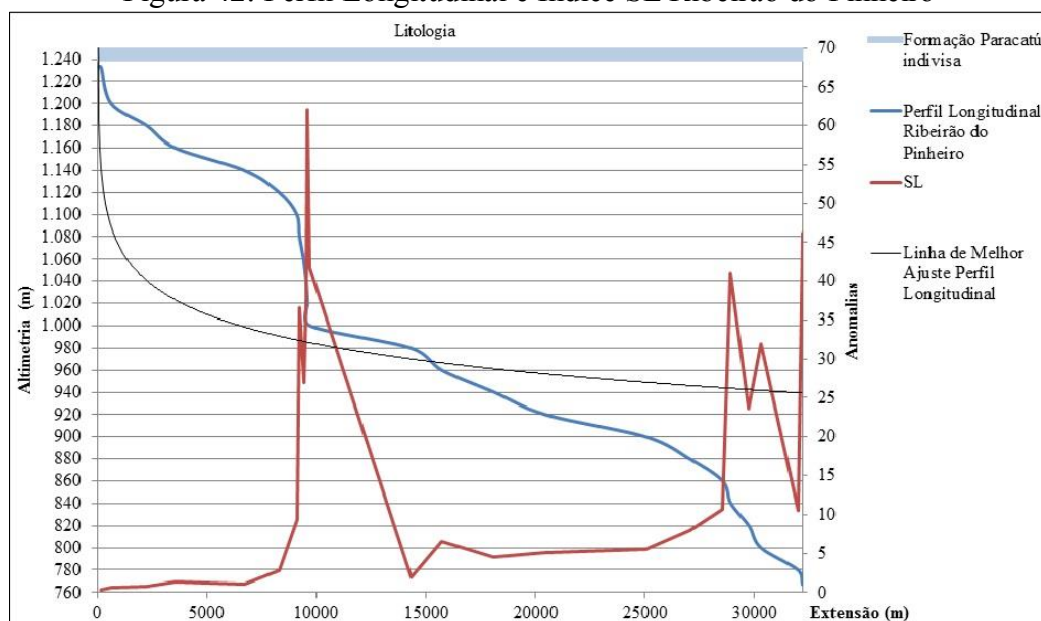


Fonte: ARAÚJO, 2017

## l. Ribeirão do Pinheiro

Com cerca de 32 km de extensão o Ribeirão do Pinheiro está localizado na margem esquerda do Rio Santo Antônio em altitudes que variam de 760 a 1240 metros. Suas anomalias (FIGURA 42) predominantemente maiores que dez, caracterizando 1ª ordem, estão provavelmente associadas a lineamentos estruturais devido à homogeneidade da litologia e também associadas a trechos encachoeirados. Seus valores de FABD caracterizam basculamento da margem esquerda e seu perfil permanece predominantemente convexo.

Figura 42: Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão do Pinheiro



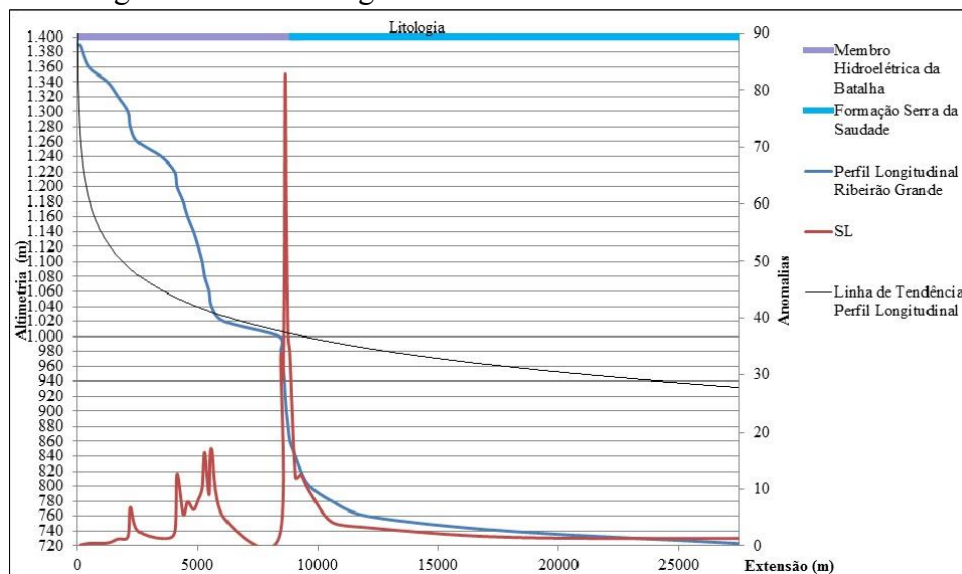
Fonte: ARAÚJO, 2017

## m. Ribeirão Grande

Localizado na margem direita do Rio Santo Antônio, o Ribeirão Grande tem uma extensão de cerca de 28 km com altitudes que variam de 720 a 1400 metros. Seu perfil (FIGURA 43) convexo até o ponto mais alto de anomalia e a partir daí torna-se côncavo, separa-se nestes dois setores diferenciados, pois são características das rochas quartzíticas apresentar concavidade e das rochas sedimentares convexidade, como pode ser visto nos demais canais.

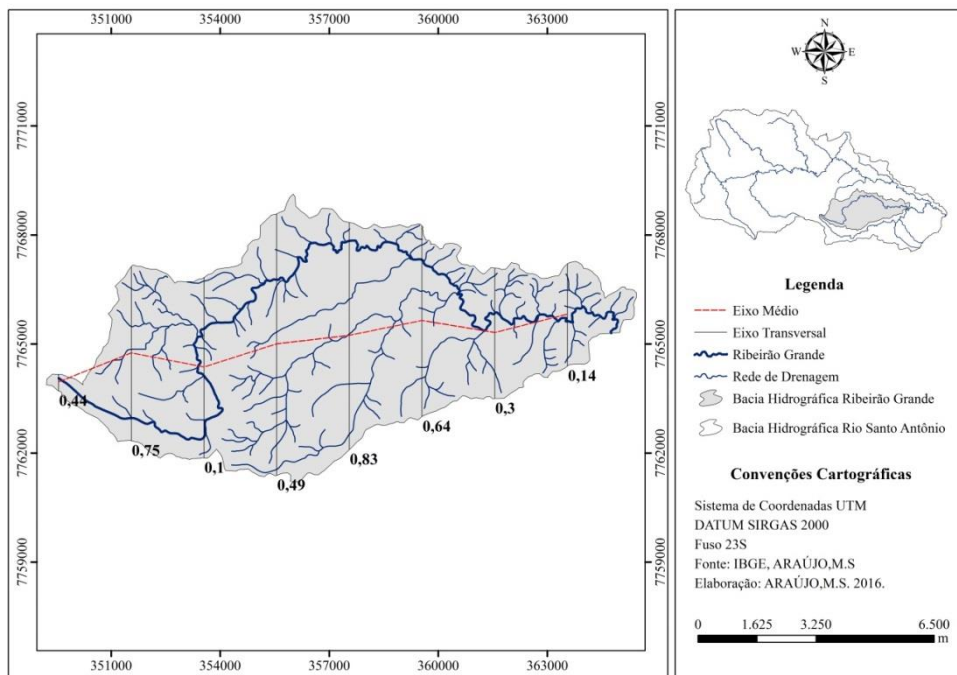
Anomalias de 2 a 10 apresentam-se em todo o setor encachoeirado associada a mudança litológica e/ou presença de escarpa quando o pico maior que dez acontece, após esse trecho o canal corre todo em equilíbrio. Seus valores de FSTT (FIGURA 44) em todo alto e médio curso deslocamento lateral do canal em relação ao eixo médio central da bacia, confirmando o basculamento da margem direita apontado pelo FABD.

Figura 43: Perfil Longitudinal e Índice SL Ribeirão Grande



Fonte: ARAÚJO, 2017

Figura 44: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Ribeirão Grande



Fonte: ARAÚJO, 2017

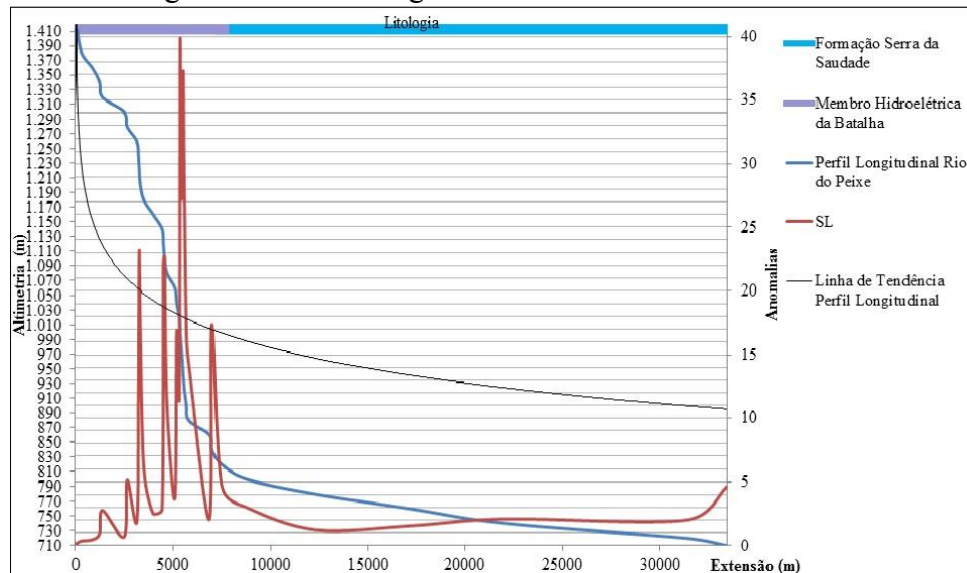
## n. Rio do Peixe

O Rio do Peixe possui 33 km de extensão e está localizado na margem direita do Rio Santo Antônio. Suas altitudes variam de 710 a 1410 metros, e tem suas nascentes no alto da Serra da Canastra passando depois para a área referente a Bacia Sedimentar do São Francisco. Sua composição litológica é composta pelos quartzitos do Membro Hidroelétrica da Batalha e pelas rochas sedimentares da Formação da Serra da Saudade. Assim sendo seu perfil (FIGURA 45) apresenta convexidade no setor encachoeirado das rochas quartzíticas e concavidade a partir de então no setor das rochas sedimentares.

Anomalias ocorrem em todo o setor encachoeirado associado à mudança litológica e/ou presença de escarpa quando vários picos maiores que dez acontecem. Após este trecho o canal se estabiliza, no entanto, na foz apresenta anomalia de 2ª ordem podendo estar associada à presença de tributários caudalosos.

Seus valores de FSTT (FIGURA 46) demonstram-se altos em todo o canal indicam movimentação lateral do canal em relação ao eixo médio central da bacia, fato este que vem de encontro ao valor do índice FABD, que sinaliza um basculamento da margem esquerda do canal.

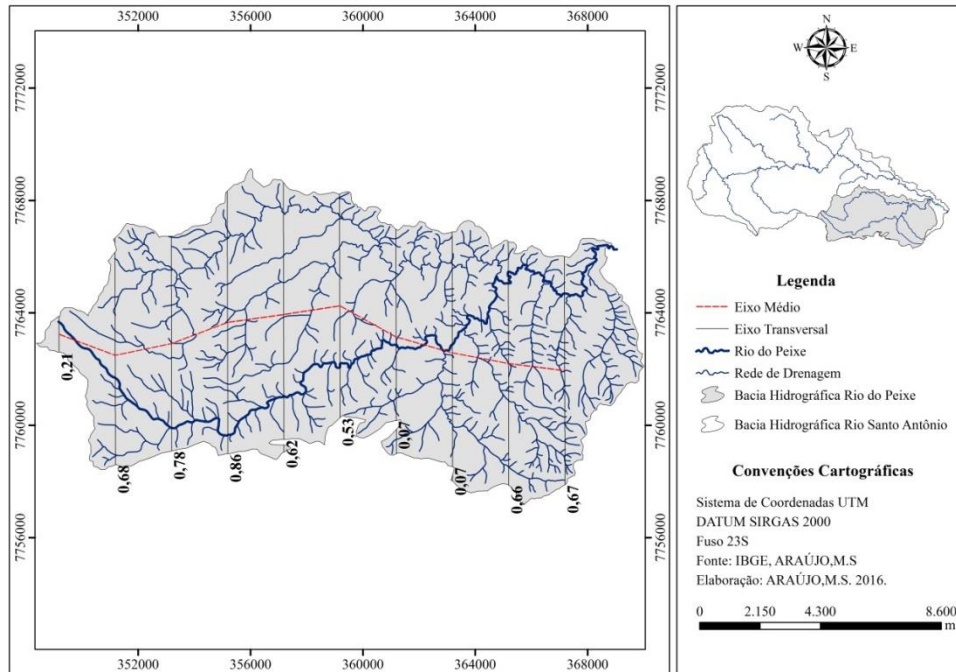
Figura 45: Perfil Longitudinal e Índice SL Rio do Peixe



Fonte: ARAÚJO, 2017



Figura 46: Mapa Espacialização dos valores de FSTT para o Rio do Peixe



Fonte: ARAÚJO, 2017

### 5.3 Análise da Carga Sedimentar

A análise da carga sedimentar vem de encontro com as características de capacidade de competência de um dado canal fluvial. Estas características estão intimamente ligadas ao Índice SL uma vez que, o mesmo, expressa a energia do canal que por sua vez esta ligada principalmente ao tamanho das partículas carregadas, bem como com os demais índices de forma e padrão das drenagens que influenciam no processo de transporte e deposição da carga sedimentar.

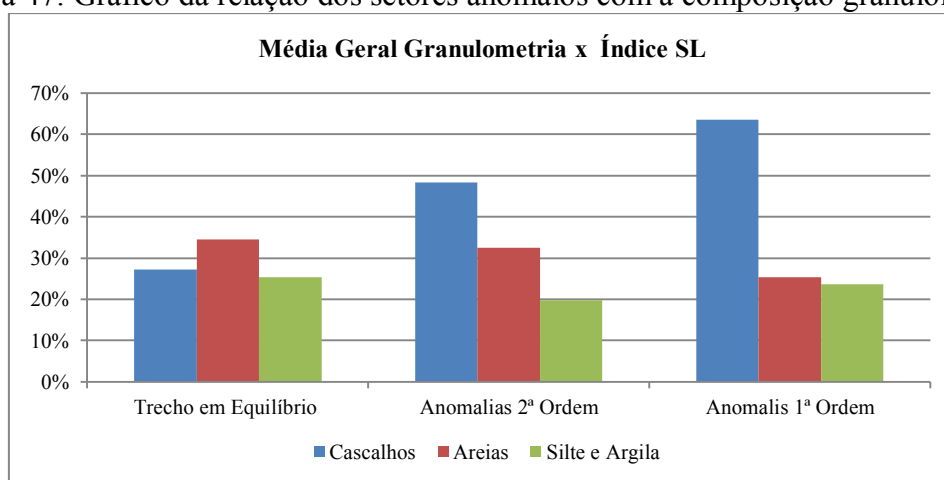
Ao todo foram 53 pontos coletados nos canais analisados, e de forma geral é possível notar que os canais caracterizados todos como leito rochoso possuem sua carga de fundo predominantemente composta por cascalhos e areias de granulometria grossa média e fina com baixos teores de argila depositada. Este fato vem de encontro com índice SL no sentido de que como poucos são os trechos do canal em equilíbrio e desta forma os demais setores anômalos possuem energia para compensar as mudanças pelas quais o canal passa. Isso não permite, por exemplo, uma velocidade baixa facilitando a deposição das argilas no fundo do leito.

Outra característica notada ao se analisar as médias gerais da composição cascalho, areias e argilas nos trechos em equilíbrio, anômalos de 1ª ordem e anômalos de 2ª ordem, é o fato de que existe um equilíbrio nas granulometrias citados nos trechos que não apresentam anomalias. Já nos setores de anomalia de 1ª e 2ª ordem, os componentes da carga de leito são em maioria os cascalhos grosseiros, mal selecionados e pouco arredondados. Isso indica rocha matriz próxima sendo que os cascalhos e grãos de areia não percorrem grandes distâncias. É possível relacionar o pouco grau de arredondamentos dos grãos à tipologia da rocha, as quais nessa região apresentam xistosidades, isso faz com que devido ao acamamento paralelo das camadas que formam as rochas, os grãos quebrem com angulosidade e não se arredondem.

Os resultados granulométricos e as análises do grau de arredondamento do cascalho coincidem em grande parte, com os valores obtidos pelo índice SL, assumindo assim haver uma relação entre a energia dos rios e sua competência para transportar sedimentos.

Na figura 47 é possível observar que o comportamento granulométrico ao longo do Rio Santo Antônio ao longo de 8 pontos amostrais de carga de leito coletados. Os valores possuem grande variabilidade devido a extensão do canal e as diversas litologias percorridas ao longo da bacia, no entanto os valores referentes as areias são sempre altos predominando as amostras em todos os pontos com exceção da nascente.

Figura 47: Gráfico da relação dos setores anômalos com a composição granulométrica



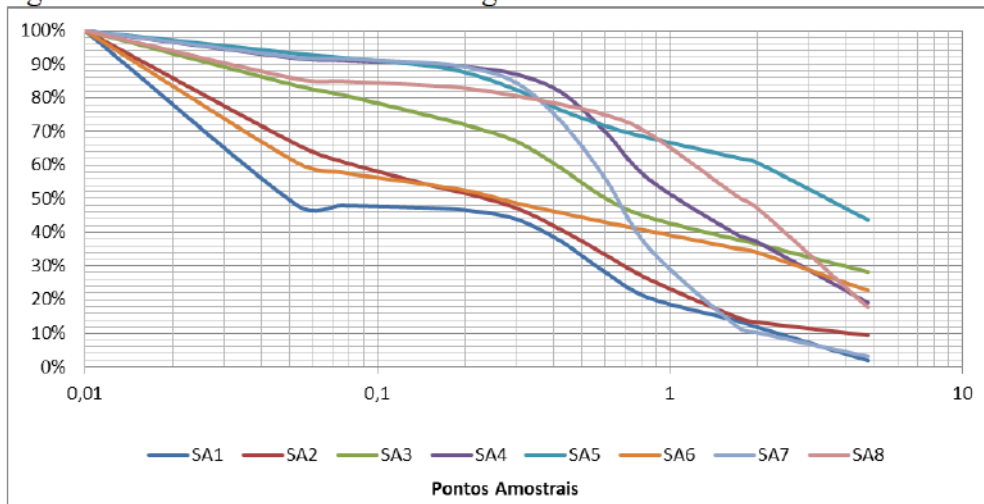
Fonte: ARAÚJO, 2017

De forma geral a análise das curvas granulométricas dos afluentes principais do Rio São Francisco, as quais se encontram em no apêndice 1 deste trabalho, é possível evidenciar a influencia litológica no aporte de sedimentos agradados nos leitos. Desta



forma é possível observar que canais que tem suas nascente no alto da serra no âmbito do quartzitos possuem valores altos na composição cascalho desde a nascente ate sua foz, e ao contrario destes os canais que correm apenas na região das rochas sedimentares apresentam valores baixos na composição cascalho, evidenciando uma maior facilidade de desagregação destas rochas no processo de atrito e decomposição da mesma.

Figura 48: Curva Granulométrica Carga de Fundo de Leito Rio Santo Antônio



Fonte: ARAÚJO, 2017

Os canais localizados somente neste compartimento geológico possuem uma maior linearidade em suas curvas granulométricas sendo ao longo dos pontos não existem grandes variabilidades de um para com outro. No âmbito dos filitos como, por exemplo, no Ribeirão do Pinheiro é possível notar valores altos na composição cascalho em absolutamente todos os pontos assim como nos demais que nascem no alto da serra e continuam seu percurso ao longo dos filitos.

## 6. Conclusões

Os resultados obtidos neste trabalho nos permitem reafirmar a relação existente entre os índices morfométricos e a resposta do canal em relação às mudanças litológicas e estruturais. Ao longo das análises é possível observar o forte controle da área estruturalmente no âmbito da Faixa de Dobramentos Brasília ditando o comportamento dos canais inclusive em abruptas mudanças de direcionamento. Neste sentido é possível observar a resposta dos canais nos índices de simetria e assimetria dos canais e nas áreas de mudança entre trechos em equilíbrio e setores anômalos.

Os índices ICR e densidade de drenagem conversam entre si sendo um ferramenta de auxílio não só na interpretação da dinâmica geomorfológica fluvial mas também na obtenção de mapeamentos geomorfológicos. Ambos nos dão base para entender a dissecação do relevo de forma aprofundada.

Conclui-se também que é possível desenvolver os cálculos relacionados ao RDE em ambiente SIG numa escala de 1:50.000, uma vez que foi possível demonstrar a lógica do raciocínio de Hack (1973) e a mesma demonstrou-se plenamente coerente com a realidade do canal analisado. As técnicas aqui aplicadas auxiliaram tanto no entendimento do Ribeirão da Mata, suas dinâmicas e seus determinantes, quando na ampliação do conhecimento relacionado às análises morfométricas que auxiliam nas pesquisas geomorfológicas.

A base cartográfica disponibilizada tipo vetor pelo IBGE também foi de uso satisfatório para as análises e questão, superando resultados encontrados em trabalhos realizados em imagens SRTM. Foi possível realizar todas as etapas apenas com este material, e como exposto aqui os resultados obtidos foram coerentes tanto com a teoria do Índice de Hack, quanto com a realidade encontrada em campo.

## REFERENCIAS

- Alcântara, E.H.; Amorin, A.J. Análise Morfométrica De Uma Bacia Hidrográfica Costeira: Um Estudo De Caso. Caminhos de Geografia, Uberlândia, v.6, n. 14, p 70-77, fev. 2005.
- Alves, J.M.P.; Castro, P.T.A. Influência De Feições Geológicas Na Morfologia Da Bacia Do Rio Do Tanque (MG) Baseada No Estudo De Parâmetros Morfométricos E Análise De Padrões De Lineamentos. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, n. 2, p. 117-124, jun. 2003.
- Barbosa, M.E.F.; Furrier, M. Caracterização Geomorfológica Com Apoio De Índices Morfométricos: O Estudo De Caso Da Bacia Do Rio Guruji. Cadernos do Logepa, João Pessoa, v.6, n.1, p. 1-24, jan./jun. 2011.
- Barros, L. F.; Júnior, A.P.M.; Raposo, A.A. Fatores condicionantes da produção e escoamento de sedimentos na bacia do Rio Maracujá – Quadrilátero Ferrífero/MG. GEOgrafias, Belo Horizonte, v. 06, n. 2, p. 102 – 117, jul/dez 2010.
- CAMOLEZI, B.A.; FORTES, E.; MANIERI, D.D. Controle Estrutural Da Rede De Drenagem Com Base Na Correlação De Dados Morfométricos E Morfoestruturais: O Caso Da Bacia Do Ribeirão São Pedro – Paraná. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 201-211, abr/jun 2012.  
<https://doi.org/10.20502/rbg.v13i2.267>
- CASADO, F.C. ; ACKLAS, R.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Análise De Perfis Longitudinais De Drenagens Do Município De Guarulhos Para A Detecção De Deformações Neotectônicas. Revista UnG - Geociências, Guarulhos, v.8, n. 6, p. 64-78, dez. 2003.
- Christofoletti, A. Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas. Notícia Geomorfológica, Campinas, v. 18, n. 9, p. 19-34, dez. 1969.
- Christofoletti, A. Geomorfologia. 2ª Edição. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.
- Christofoletti, A. Geomorfologia Fluvial. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p.
- Coelho Netto, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 93-148. 49
- CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CODEMIG, 2014. Escala 1:1.000.000.
- Couto, E. V. Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do Alto Ivaí – Rio Alonzo – Sul do Brasil. 123 f. 2011. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2011.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CPRM, 2003. Escala 1:1.000.000.

Cunha, S.B.; Guerra, A.J.T (Org.). Geomorfologia do Brasil. 6ª Edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. 390 p.

DORONATI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P.C.; LIMA, H.C.; SOUZA, D.H.; ROSANTE, K.T. Evolução Da Paisagem Do Planalto Sul De Minas Correlações Entre Análise Morfométrica Da Rede De Drenagem E Termocronologia Por Traços De Fissão Em Apatitas. Revista de Geografia, Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, set. 2010.

ESRI. Enhanced Elevation Data to Become Available in ArcGIS Online; Facilitates Building More Resilient Communities. 23 set. 2014.

ETCHEBEHERE, M.L.C.; CASADO, F.C.; MORALES, N. Análise Fluviomorfológica Do Rio Corumbataí (SP) – Implicações Morfotectônicas Vinculadas À Migração De Nickpoint. Revista UnG - Geociências, Guarulhos v. 10, n. 1, p. 74-94, 2011.

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F.C. Análise Morfoestrutural Aplicada No Vale Do Rio Do Peixe (SP): Uma Contribuição Ao Estudo Da Neotectônica E Da Morfogênese Do Planalto Ocidental Paulista. Revista UnG – Geociências, Guarulhos, v. 4, n. 1, p. 75-102, 2005.

ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FULFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, out. 2004.

ETCHEBEHERE, MLC.; SAAD, AR., SANTONI, G., CASADO, FC.;FULFARO, VJ. 2006. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. *Revista UNESP - Geociências*, vol. 25, no. 3, p. 271-287.

Filho, C.O.A.; Guasseli A. A.; Suertegaray, D.M.A. Identificação De Deformações Neotectônicas, Através De Imagem Srtm, E Sua Relação Com A Gênese Dos Areais - Sudoeste Do Rio Grande Do Sul. Revista Geográfica Acadêmica, v.2, n.2, p. 96-110, 2008.

Florenzano, T. G. Sensoriamento Remoto para Geomorfologia. In: \_\_\_\_\_. (Org.) Geomorfologia: conceito e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. cap. 2, p. 31-71

FONSECA, B.M.; AUGUSTINM, C.H.R.R.; BEZERRA, D.P. Análise De Perfis Longitudinais Na Bacia Hidrográfica Do Alto Jequitinhonha – Serra Do Espinhaço Meridional/MG. Territorium Terram, São João Del Rei, v. 01, n. 02, p. 2-8, Abr./Set. 2013/2014.

FUJITA, R. H.; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L.; ETCHEBEHERE, M. L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. Revista Brasileira de Geociências, v. 41, n. 4, p.597-603, dez 2011.

Guedes, I.C. Aplicação De Análise Flúvio-Morfométrica Na Bacia Hidrográfica Do Rio Santo Anastácio-SP Para Detecção De Deformações Neotectônicas. 2008. 174 f. Dissertação (Mestrado em: Análise Geoambiental) - Centro de Pós-Graduação,

GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise De Perfis Longitudinais De Drenagens Da Bacia Do Rio Santo Anastácio (SP) Para Detecção De Possíveis Deformações Neotectônicas. Revista UnG – Geociências, Guarulhos, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUERRA, A.J.T. (Org.). Geomorfologia Urbana. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. 280 p. ISBN 9788528614909 51

Hiruma, S.T.; Ponçano, W.L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. Rev. IG., São Paulo, v. 15, p. 49-57, 1994.

IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. 2005. Plano de Manejo. Parque Nacional da Serra da Canastra. Resumo Executivo. 828 p.

LABGIS. Análise espacial de bacias hidrográficas. Rio de Janeiro: LABGIS/UERJ, 2013. 83 p. Apostila

LIMA, A.G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. AMBIÊNCIA, Guarapuava, v. 06, n. 2, p. 339 – 354, mai/ago 2010.

Lima, A.G. Uso Da Relação Declive-Área Para Avaliação De Interferências Neotectônicas Em Perfil Longitudinal De Rio. Boletim de Geografia, Maringá, v. 32, n. 2, p. 158-172, mai./ago., 2014.

Lopes, N.H.Y. Análise da produção de água e sedimentos em microbacias experimentais com o modelo SWAT. 2008. 164 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós- Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2008.

Maciel, D.L.P. Aplicação De Parâmetros Morfométricos De Elementos De Drenagem Para A Caracterização Da Soleira De Arujá E A Análise De Processos Neotectônicos. 2009. 194 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Análise Geoambiental, Universidade Guarulhos, Guarulhos, 2009.

Marques, J. S. Ciência geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 23-50.

Martínez, G.; Díaz, J.J. Morfometría en la cuenca hidrológica de San José del Cabo, Baja California, México. Revista Geológica de América Central, v.44, p.83-100, 2011.

Martinez, M. Aplicação De Parâmetros Morfométricos De Drenagem Na Bacia Do Rio Pirapó: O Perfil Longitudinal. 2005. 96 f. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) - Programa de Pós- Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MINNESOTA DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Workshop Exercises for "Digital Terrain Analysis with LiDAR for Clean Water Implementation. Minnesota. 2010. 20 p. Apostila.

- Moura, T.C.; Neto, R.M.; Oliveira, T.A.; Reis, A.V.P. Aplicação Do Índice "Relação Declividade X Extensão Do Curso" (Rde) Na Bacia Hidrográfica Do Rio Lourenço Velho (MG) Como Subsídio À Detecção De Deformações Neotectônicas. Revista de Geografia, Juiz de Fora, v. 3, n. 1, p. 1-8, 2013.
- OLIVEIRA, A.H. Erosão Hídrica E Seus Componentes Na Sub-Bacia Hidrográfica Do Horto Florestal Terra Dura, Eldorado Do Sul (RS). 2011. 179 f. Tese (Doutorado em: Conservação do Solo e da Água) - Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.
- PINTO, A.L. Avaliação Do Potencial Erosivo Em Bacias Hidrográficas: Estudo De Córrego Bom Jardim, Brasilândia/MS. Entre-Lugar, Dourados, MS, ano 3, n.6, p 45-63, 2012.
- POLZIN, M.A. Análise Da aplicação Do Método De Hack No Estudo Geomorfológico Em afluentes Do Curso Superior Da Bacia Hidrográfica Do Itapocu – Sc - Brasil. Geografia: Ensino & Pesquisa, Santa Maria, v. 12, n. 2, p 59 - 66, 2008.
- REIS, T.E.; BOAS, L.G.V.; OLIVEIRA, B.T.A.; FELIPPE, M.F. Caracterização Hidrogeomorfológica do Rio Paraibuna no Trecho Urbano de Juiz de Fora/MG. Revista de Geografia, Juiz de Fora, v. 2, n. 2, 2013.
- RODRIGUES, S. C.; ROCHA, M. R.; MOURA, A. A. de. Relevo, Paisagem e Potencial Turístico no Parque Nacional da Serra da Canastra. In: 8º Encuentro De Geógrafos De América Latina, Santiago de Chile. Anais. Santiago de Chile: 4 a 10 de mar. de 2001. CD-ROM.
- Ross, J.L.S. Geomorfologia Ambiente e Planejamento. 2ª Edição. São Paulo: Contexto, 1991. 85 p.
- SILVA, I.C.; FURRIER, M. Análise De Parâmetros Físicos, Morfológicos E Morfométricos Para Avaliação De Influência Neotectônica Nas Bacias Dos Riachos Timbó E Marmelada, Afluentes Do Rio Itapororoca – PB. Cadernos de Geociências, v. 10, n. 1, p. 23-33, mai. 2013.
- Silva, J.X.; Zaidan, R.T. (Org.). Geoprocessamento e análise ambiental: aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004, 368 p.
- Souza, D.A.; Rodrigues, S.C. ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS E MORFOESCULTURAIS DA SERRA DA CANASTRA E ENTORNO (MG). Revista do Departamento de Geografia – USP, São Paulo, v. 27, p. 47-66, 2014.  
<https://doi.org/10.11606/rdg.v27i0.472>
- SOUZA, D.H.; HACKSPACHER, P.C.; TIRITAN, C.D.; RIBEIRO, L.F.B.; CAMPANI, M.M. Aplicação De Análise Morfométrica - Relação Declividade Vs. Extensão E Perfil Longitudinal Das Drenagens - Na Bacia Do Ribeirão Das Antas Para Detecção De Deformações Neotectônicas No Planalto De Poços De Caldas. Revista de Geografia. Recife, v. 27, n. 1, Set. 2010.
- SOUZA, D.V.; MARTINS, A.A.; FARIA, A.L.L. Aplicação Do Índice De Hack (SI) A Um Trecho Do Rio Zêzere, Portugal. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v. 12, n. 1, p 23-28, 2011.  
<https://doi.org/10.20502/rbg.v12i1.215>

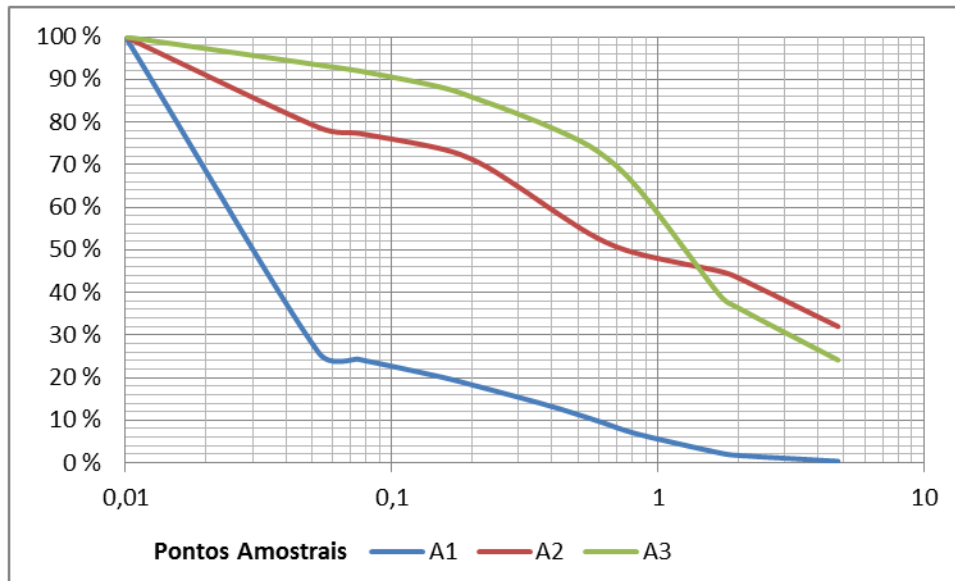
SRTM - Shuttle Radar Topography Mission. 2014.

Stipp, N.A.F.; Campos, R.A.; Caviglione, J.H. Análise Morfométrica Da Bacia Hidrográfica Do Rio Taquara – Uma Contribuição Para O Estudo Das Ciências Ambientais. Portal da Cartografia, Londrina, v. 3, n. 1, p. 105 – 124, 2010.

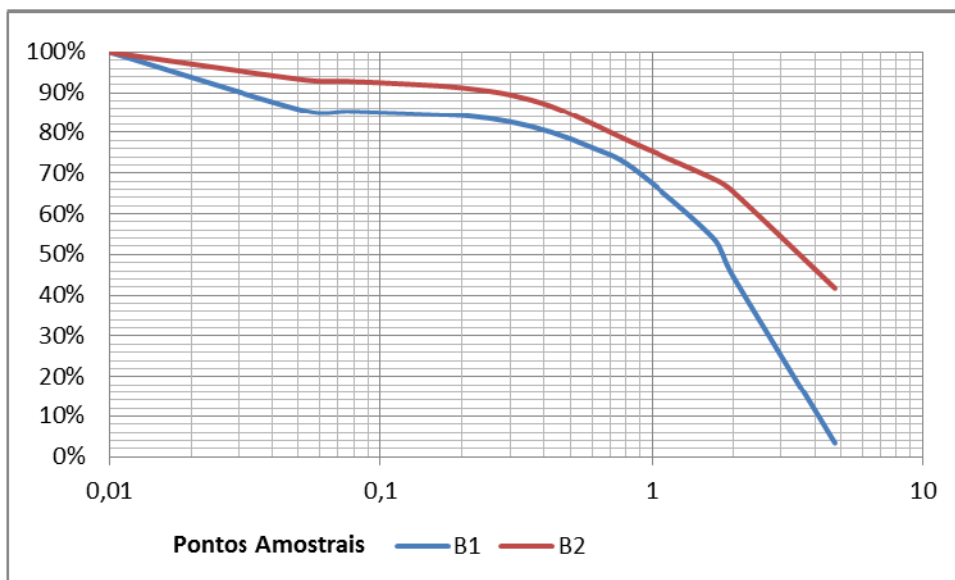
Vitte, A.C.; Guerra, A.J.T. (Org.). Reflexões Sobre a Geografia Física no Brasil. 6<sup>a</sup> Edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. 282 p.

## APÊNDICE 1: Curvas Granulométricas

### Córrego Esmeril

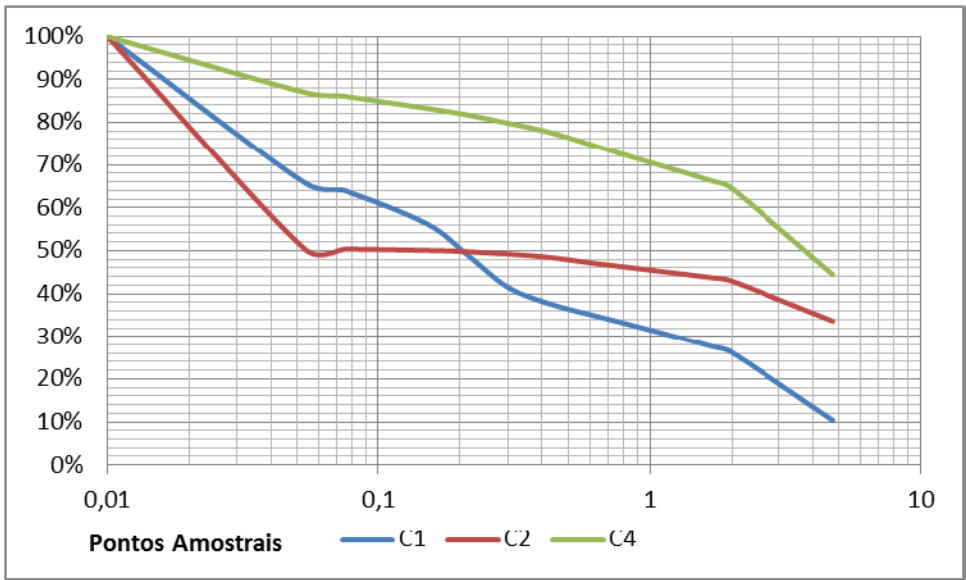


### Córrego dos Rolinhos

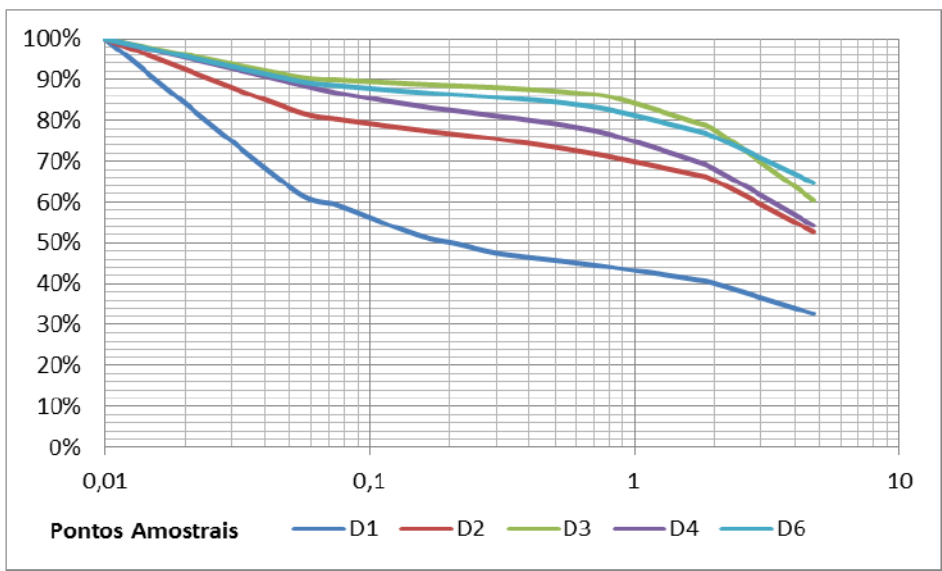




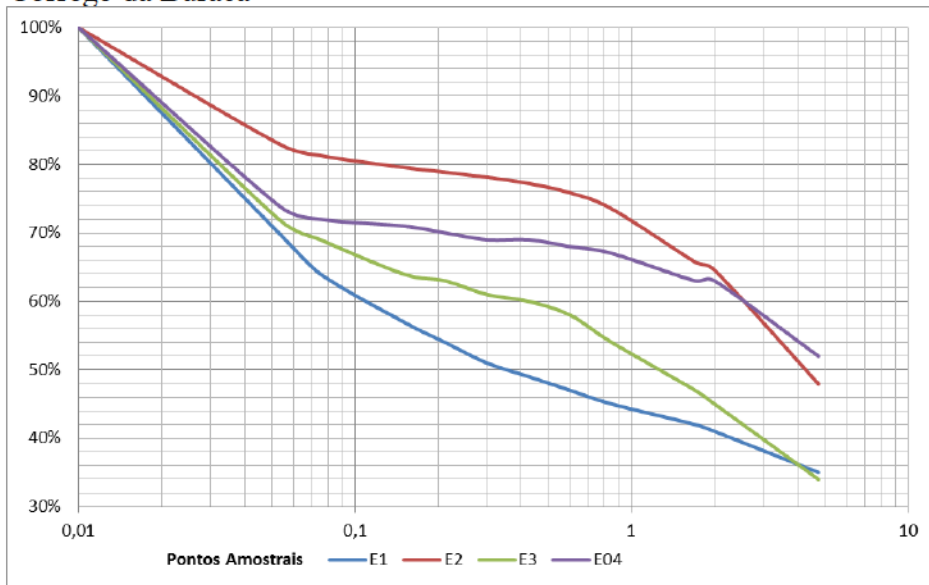
### Ribeirão da Mata



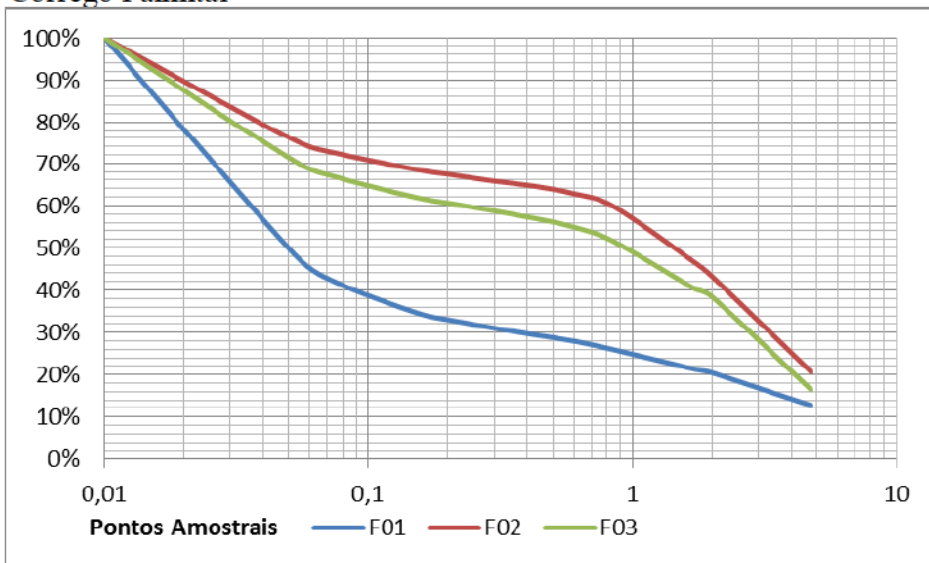
### Ribeirão do Pinheiro



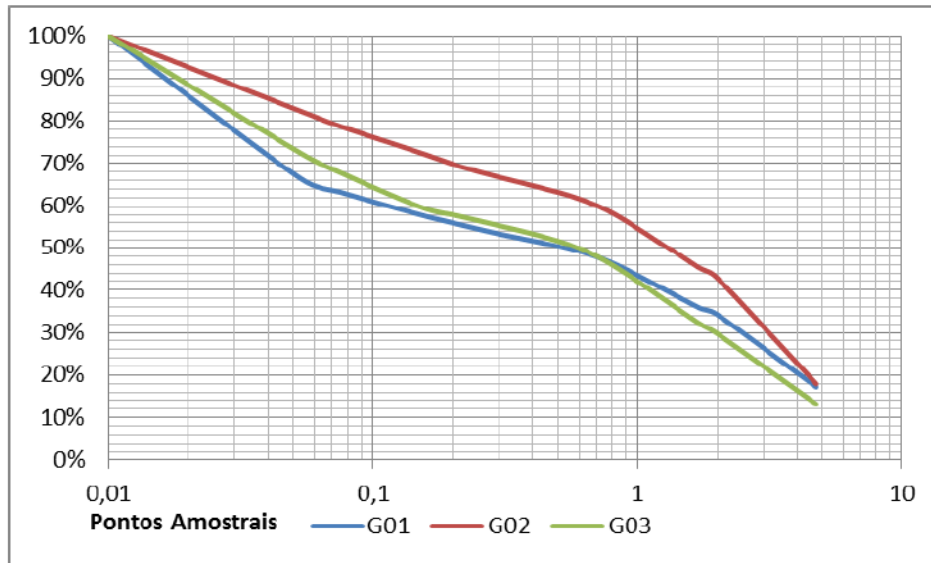
### Córrego da Buraca



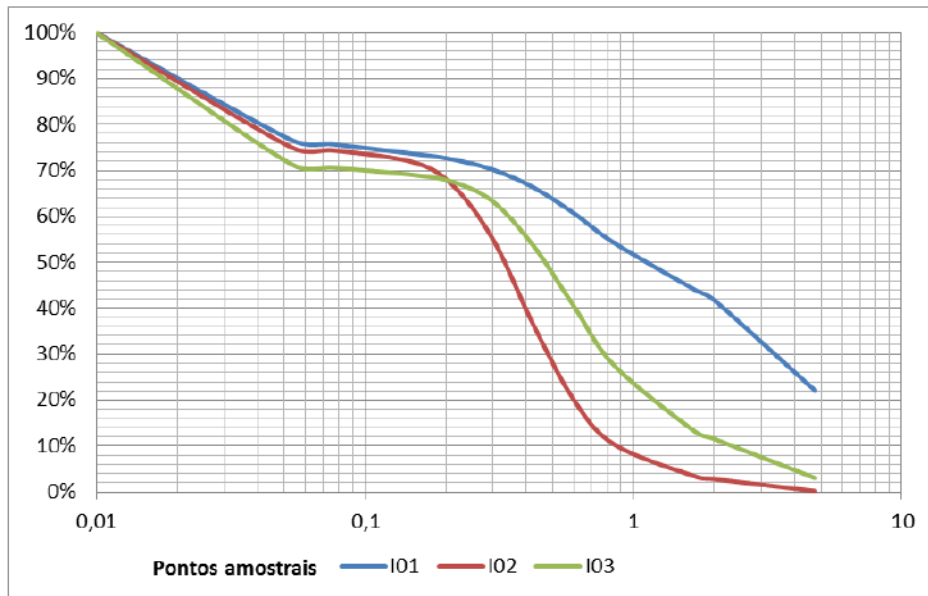
### Córrego Palmital



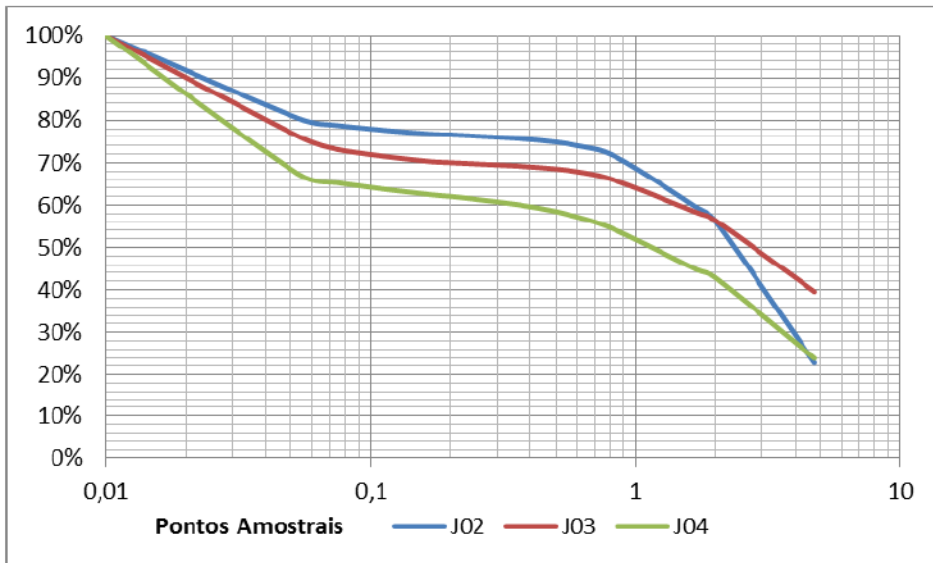
### Córrego Três Barras



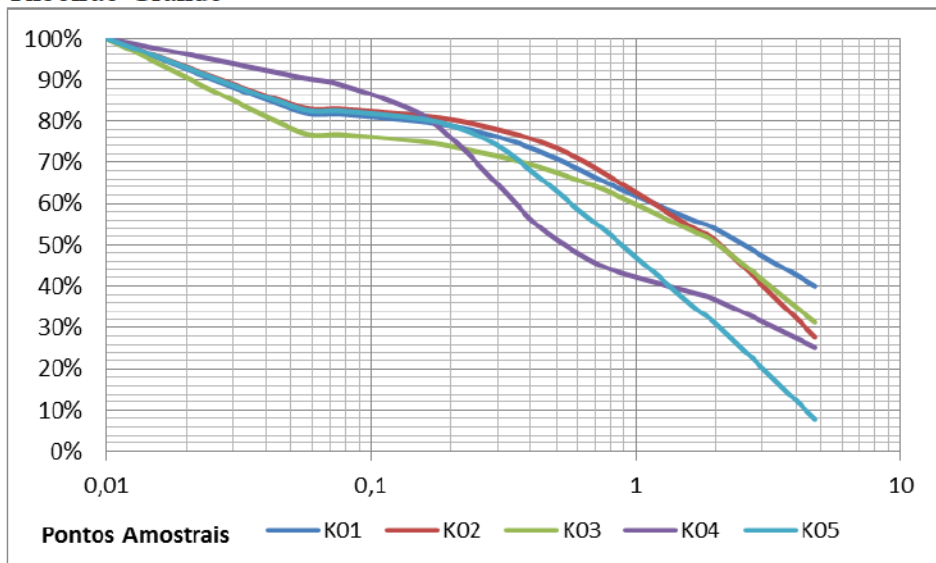
### Córrego da Roça



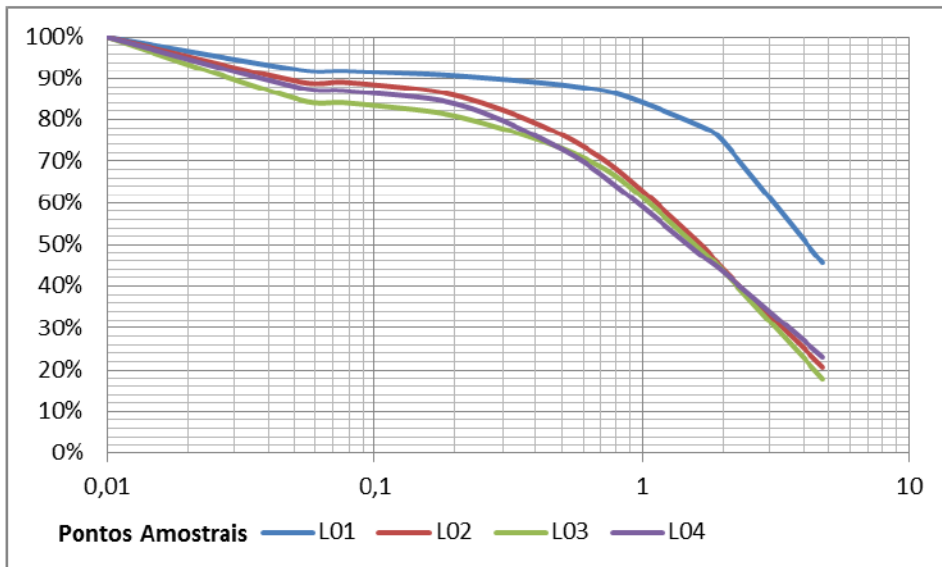
### Córrego Taquara



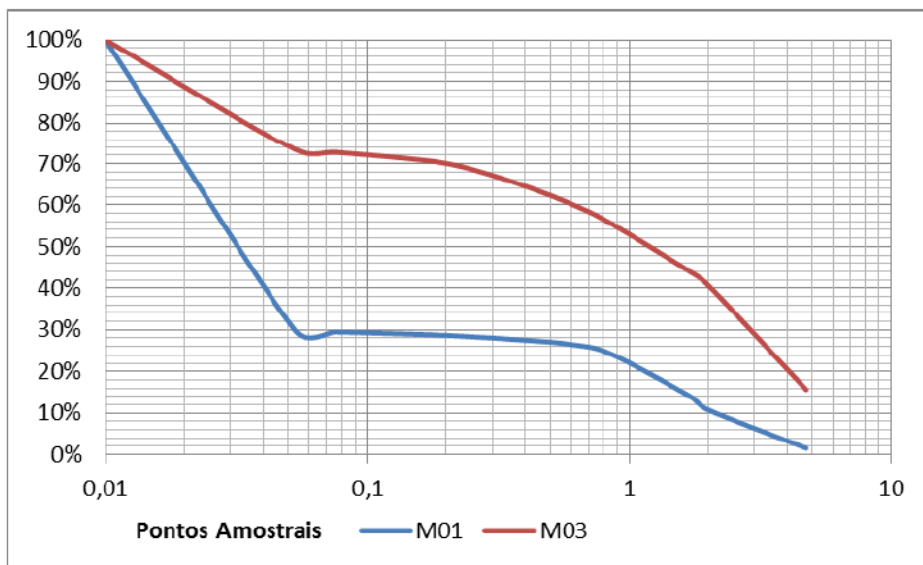
### Ribeirão Grande



### Rio do Peixe



### Córrego das Batatas



### Córrego da Ema

