



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

SIMONI PEREIRA DAS POSSES

**CONDICIONAMENTO NEOTECTÔNICO NA REDE DE DRENAGEM DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO BANANAL (ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL)**

VITÓRIA

2020

SIMONI PEREIRA DAS POSSES

**CONDICIONAMENTO NEOTECTÔNICO NA REDE DE DRENAGEM DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO BANANAL (ESPÍRITO SANTO, SUDESTE DO BRASIL)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geografia, na área de concentração Dinâmica dos Territórios e da Natureza.

Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Luiza Leonardi Bricalli

VITÓRIA

2020

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de  
Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

---

P856c Posses, Simoni Pereira das, 1972-  
Condicionamento neotectônico na rede de drenagem da bacia  
hidrográfica do rio Bananal (Espírito Santo, Sudeste do Brasil) /  
Simoni Pereira das Posses. - 2020.  
146 f. : il.

Orientadora: Luiza Leonardi Bricalli.  
Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal  
do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais.

1. Neotectônica. 2. Drenagem. 3. Lineamentos. I. Bricalli,  
Luiza Leonardi. II. Universidade Federal do Espírito Santo.  
Centro de Ciências Humanas e Naturais. III. Título.

CDU: 91

---

Simoni Pereira das Posses

**“CONDICIONAMENTO NEOTECTÔNICO NA REDE DE DRENAGEM  
DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BANANAL - ESPÍRITO SANTO -  
BRASIL”**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais, da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Geografia.

Aprovada em 10 de dezembro de 2020.

Comissão Examinadora:

**Profa. Dra. Luiza Leonardi Bricalli (UFES)**  
Orientadora e Presidente da Comissão

**Prof. Dr. Eberval Marchioro (UFES)**  
Examinador Interno

**Profa. Dra. Luiza Leonardi Bricalli (UFES)**  
**Por: Prof. Dr. Cláudio Limeira Mello (UFRJ)**  
Examinador Externo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

**PROTOCOLO DE ASSINATURA**



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria UFES nº 1.269 de 30/08/2018, por  
LUIZA LEONARDI BRICALLI - SIAPE 3528787  
Departamento de Geografia - DG/CCHN  
Em 10/12/2020 às 18:02

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:  
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/108288?tipoArquivo=O>

Este documento foi assinado digitalmente por EBIZAMACIOWARDBRICALLI  
Para verificar o original visite: <https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/108288?tipoArquivo=O>



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria UFES nº 1.269 de 30/08/2018, por  
EBERVAL MARCHIORO - SIAPE 3221168  
Departamento de Geografia - DG/CCHN  
Em 10/12/2020 às 18:18

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:  
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/108306?tipoArquivo=O>

Este documento foi assinado digitalmente por EBERVAL MARCHIORO  
Para verificar o original visite: <https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/108306?tipoArquivo=O>

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, que me guia e me ampara nos momentos de dificuldade.

A Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Luiza L. Bricalli, amiga e orientadora. Agradeço por fazer parte desta fase tão importante da minha vida, pela paciência, sugestões e críticas e, sobretudo, por acreditar que eu seria capaz de vencer esse desafio.

Ao Instituto Federal do espírito Santo (IFES) e ao Centro de Educação a Distância (CEFOR), onde trabalho como técnica em assuntos educacionais, e em particular, aos meus colegas de trabalho, Luciana, Luciane, Luciano e Simone, que prontamente me apoiaram e me incentivaram a lutar por esta conquista.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG), em especial, ao Igor e a Isadora, da secretaria acadêmica, pela atenção e presteza das informações no decorrer da realização do curso.

Aos meus colegas da UFES: Cirila, Breno, Diego, Gustavo, Jane, James e Talles pelo apoio nos momentos de dúvidas e dificuldades.

Ao Prof. Dr. Eberval Marchioro pelo empenho em realizar correções, críticas e sugestões no exame de qualificação e também na banca de defesa da dissertação.

Ao Prof. Dr. Claudio Limeira Mello por ter aceitado a participar da banca de defesa da dissertação e por ter contribuído com valiosas sugestões para a melhoria da pesquisa.

Agradeço ao Murilo pelo incentivo e companhia.

Ao meu amigo Guilherme e à minha amiga Rosângela, pela amizade e constante torcida, sempre.

Agradeço ao meu filho Enzo, por estar sempre comigo, por me apoiar e me consolar nos momentos de fraqueza, por me amar, confiar e acreditar em mim.

Agradeço também aos professores das disciplinas que cursei e a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que eu chegasse até aqui.

## RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo principal investigar o controle neotectônico na rede de drenagem na bacia hidrográfica do rio Bananal, localizada na região Norte do estado do Espírito Santo – Sudeste do Brasil. A base metodológica utilizada integra as análises de gabinete e de campo. Em gabinete, foram realizadas revisão bibliográfica, análises da rede de drenagem em escala 1:100.000 (elaboração de mapas de anomalias de drenagem, padrão de drenagem, orientação da rede de drenagem, assimetria de bacia hidrográfica), análise de lineamentos, análises geomorfológicas (mapa hipsométrico, mapa de superfícies de bases, perfil em varredura) e análises neotectônicas de dados preexistentes. Todos os mapas foram elaborados utilizando o *software ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012)*. Em campo, foram identificadas e registradas as principais anomalias de drenagem, litologias dos compartimentos geológicos, aspectos do relevo e visitados afloramentos com dados de falhas neotectônicas. Com base nas análises dos lineamentos, da rede de drenagem, do relevo e da neotectônica nas etapas de gabinete e campo, foi possível identificar diversos elementos fisiográficos que evidenciam controles neotectônicos, podendo-se destacar, particularmente: uma rede de drenagem onde os canais fluviais apresentam-se geometricamente organizados, lago orientado, anomalias de drenagem, padrões de drenagem controlados tectonicamente, identificação de blocos tectônicos através da análise do mapa de superfícies de base e do perfil em varredura. Além disso, foram identificadas algumas feições morfotectônicas, tais como escarpa de falha e morfotectônicas/morfoestruturais (*knickpoint*), durante os trabalhos de campo. Observou-se que as orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais predominam nos Compartimentos do Embasamento Pré-cambriano e dos Depósitos Sedimentares. As orientações NNE-SSW e NE-SW são secundariamente importantes nos dois compartimentos geológicos da bacia. No entanto, no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos, essas orientações podem ser diretamente atribuídas aos padrões de faturamento neotectônicos. Além disso, atestou-se uma continuidade dos *trends* estruturais, presentes no mapa de densidade de lineamentos que se prolongam das rochas sedimentares até as rochas do embasamento, com a mesma orientação, podendo documentar reativações neotectônicas. As orientações dos lineamentos, dos *trends* estruturais e da rede de

drenagem da bacia estudada são as mesmas orientações das falhas neotectônicas presentes nos regimes neotectônicos reconhecidos para o estado do Espírito Santo: i) transcorrência sinistral E-W, atribuído a uma idade neogênica; ii) transcorrência dextral E-W, considerado de idade pleistocênica a holocênica e ;iii) distensão NW-SE, de idade holocênica, reconhecidos também em outros estudos no sudeste do Brasil.

Palavras-chave: Neotectônica. Drenagem. Lineamentos.

## ABSTRACT

This research has as main objective to investigate the neotectonic control in the drainage network in the hydrographic basin of the Bananal river, located in the North region of the state of Espírito Santo - Southeast of Brazil. The methodological basis used includes the analysis of the office and field. In the office, a bibliographic review, analyzes of the drainage network at a scale of 1: 100,000 (elaboration of drainage anomalies, drainage pattern, orientation of the drainage network, watershed asymmetry), lineament analysis, geomorphological analyzes (hypsometric map, base surface map, scan profile) and neotectonic analysis of pre-existing data. All maps were created using the ArcGIS 10.1™ software (ESRI, 2012). In the field, the main drainage anomalies, lithologies of the geological compartments, aspects of the relief, and outcrops with data from neotectonic faults were identified and recorded. Based on the analysis of the lineaments, the drainage network, the relief and the neotectonics in the stages of the cabinet and field, it was possible to identify several physiographic elements that show neotectonic controls, which can be highlighted, particularly: a drainage network where the river channels geometrically organized, oriented lake, drainage anomalies, tectonically controlled drainage patterns, identification of tectonic blocks through the analysis of the base surface map and the scanning profile. In addition, some morphotectonic features, such as fault escarpment and morphotectonic / morphostructural (knickpoint) features, were identified during fieldwork. It was observed that the NNW-SSE and NW-SE guidelines of the lineaments, the guidelines of the drainage network and the orientations of the structural trends predominate in the Precambrian Basement and Sedimentary Deposit compartments. The NNE-SSW and NE-SW orientations are secondarily important in the two geological compartments of the basin. However, in the Cenozoic Sedimentary Deposit Compartment, these guidelines can be directly attributed to Neotectonic billing standards. In addition, there was a continuity of structural trends, present in the density map of lineaments that extend from sedimentary rocks to basement rocks, with the same orientation, being able to document neotectonic reactivations. The guidelines for the lineaments, structural trends and drainage network of the studied basin are the same as for the neotectonic failures present in the neotectonic regimes recognized for the state of Espírito Santo: i) sinister occurrence E-W, attributed to a neogenic age; ii) dextral occurrence E-W, considered

to be of Pleistocene to Holocene age; and iii) NW-SE distension, of Holocene age, also recognized in other studies in southeastern Brazil.

Keywords: Neotectonics. Drainage. Lineaments.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Idade (em milhões de anos) do fundo oceânico do Atlântico Norte .....	22
Figura 2- Distribuição geográfica das placas tectônicas na terra. Os números representam a velocidade em cm/ano entre as placas, e as setas, os sentidos do movimento .....	23
Figura 3 – “Motores” da Tectônica de Placas .....	23
Figura 4 - Sucção e subducção, um dos “motores” responsável pela movimentação das placas tectônicas .....	24
Figura 5 - Limite das placas tectônicas: limite transformante, limite divergente, limite convergente .....	25
Figura 6 - Rearranjo da rede de drenagem. A linha tracejada é o divisor de drenagem; (a) formação de drenagem farpada (curvas de gancho); (b) e (c) captura por migração lateral em uma bacia de drenagem adjacente, seja por extensão para a cabeceira de um afluente (b) ou migração lateral (c). Observe que um rejuvenescimento de cabeceira seria esperado no fluxo capturado, no ponto de captura ou acima dele (BISHOP, 1995) .....	31
Figura 7 - Rearranjo da rede de drenagem por desvio. A linha tracejada é o divisor de drenagem; (a) formação de drenagem farpada (curvas de gancho); (b) desvio para uma bacia de drenagem adjacente. Observe que uma cabeceira de rejuvenescimento pode ou não ser esperada no cotovelo ou acima dele, dependendo da diferença de altura original entre os leitos dos dois rios envolvidos no rearranjo e a mudança na descarga no fluxo que recebe o fluxo desviado (BISHOP, 1995) .....	32
Figura 8 - Rearranjo de rede de drenagem por decapitação. Padrões de planos resultantes do rearranjo de drenagem via decapitação, envolvendo a transferência da área de drenagem entre as bacias, mas sem a preservação das linhas de drenagem (a linha tracejada é o divisor da drenagem) .....	32
Figura 9 – Retilinearidade no rio Oiapoque - Brasil/Guiana Francesa. A Figura mostra um dos limites naturais mais retilíneos do mundo entre dois países (Brasil/Guiana Francesa). Representa uma extensa fratura com reativação em tempos quaternários (LIMA, 2006) .....	34
Figura 10 - Meandros locais e meandros comprimidos .....	35
Figura 11 - Alargamento anômalo de vale (A) e vale comprimido (B) .....	36
Figura 12 – Alvéolos de sedimentação no rio Piraquê-açú .....	36
Figura 13 - Curvas de drenagem anômalas .....	37
Figura 14 - Cotovelos de drenagem. As setas pretas indicam cotovelos de drenagem e as linhas tracejadas são lineamentos relacionados .....	37

Figura 15 - Drenagem colinear com divisores planos. No círculo em destaque observa-se que dois rios nascem em porção de terreno sem diferença de elevação e seguem em sentidos opostos .....	38
Figura 16 - Paralelismo de drenagem nos afluentes do rio Piraquê-açú. ....	39
Figura 17 - Mudança brusca no padrão do canal (bacia hidrográfica do rio Piraquê-Açú) .....	39
Figura 18 - Drenagem ocular e lineamentos relacionados (linha tracejada). Índia: rio Cauvery nas áreas de Madavalli e Mysore .....	40
Figura 19 – Assimetria de bacia hidrográfica (rio Piraquê-Açú) .....	41
Figura 20 - Assimetria de vale. Os terraços assimétricos (nº 1,2,3,4,5) denotam movimentos tectônicos (ascendente ou descendente) em ambas as margens e em épocas distintas .....	42
Figura 21 - Estrangulamento na bacia hidrográfica do rio Piraquê-açú. As setas marcam cinco porções de estrangulamento na bacia hidrográfica do rio Piraquê-açú .....	43
Figura 22 - Padrões de drenagem sem controle estrutural ou tectônico .....	44
Figura 23 - Padrões de drenagem com controle estrutural .....	45
Figura 24 - Padrões de drenagem com controle tectônico .....	46
Figura 25 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	49
Figura 26 - Mapa geológico do estado do Espírito Santo .....	51
Figura 27 - Orógeno Araçuaí .....	54
Figura 28 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	61
Figura 29 – Afloramentos com falhas neotectônicas na área estudada e adjacências, segundo Bricalli (2011) .....	64
Figura 30 – Mapa geomorfológico do estado do Espírito Santo .....	68
Figura 31 - Mapa geomorfológico bacia hidrográfica do rio Bananal .....	73
Figura 32 – Fluxograma representando as etapas da pesquisa .....	74
Figura 33 - Cálculo de assimetria de bacia de drenagem, segundo a metodologia de Cox (1994) .....	78
Figura 34 - Localização de transectos e da linha média da bacia para cálculo da assimetria da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	79
Figura 35– Estereograma do afloramento LIN-01 mostrando o campo de tensão associado a falhas dextrais E-W e NW-SE, falhas sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW, e falha normal NW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW .....	83

Figura 36 – Estereograma do afloramento LIN-02 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas dextrais NW-SE e NE-SW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW; (B) falha normal NE-SW, geradas por uma distensão NW-SE .....	84
Figura 37 – Estereograma do afloramento LIN-03 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas dextrais e normais NW-SE, geradas por esforços distensivos NE-SW; (B) falhas normais NE-SW, geradas por esforços distensivos NW-SE .....	84
Figura 38 – Estereograma do afloramento LIN-05 mostrando o campo de tensão associado a falhas dextrais NW-SE a NNW-SSE e falhas sinistrais NNW-SSE, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW .....	85
Figura 39 – Estereograma do afloramento LIN-08 mostrando o campo de tensão associado a falhas dextrais ENE-WSW a NE-SW a falha sinistral NW-SE, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW .....	85
Figura 40 - Estereograma do afloramento LIN-09 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas normais NE-SW, falhas dextrais NNW a NNE, e falhas sinistrais ENE a WNW, geradas por esforços compressivos NE-SW e distensivos NW-SE, (B) a falhas normais e dextrais NW-SE, e falha sinistral NNE-SSW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW e; (C) a falhas normais NE-SW, NNE-SSW e NNW-SSE, geradas por esforços distensivos NW-SE .....	86
Figura 41 – Estereograma do afloramento SGP-11 mostrando o campo de tensão associado a falhas normais NE-SW, falha sinistral E-W e falha dextral NNW_SSE, geradas por esforços compressivos NE-SW .....	86
Figura 42 – Mapa de lineamentos da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	90
Figura 43 – Mapa de densidade de lineamentos com <i>trends</i> estruturais da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	93
Figura 44 – Orientação da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	97
Figura 45 - Anomalias de drenagem presentes na bacia hidrográfica do rio Bananal .....	101
Figura 46 – Assimetria da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	112
Figura 47 – Padrões de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	115
Figura 48 – Mapa hipsométrico da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	120
Figura 49 – Mapa de superfícies de base da bacia hidrográfica do rio Bananal ...	123
Figura 50 – Perfil em varredura e representação de blocos tectônicos na bacia hidrográfica do rio Bananal .....	125
Figura 51 – Mapa geológico com blocos tectônicos interpretados na bacia hidrográfica do rio Bananal .....	127

Figura 52 – Afloramento LIN-09 mostrando falhas neotectônicas e plano de falha no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, próximo à bacia hidrográfica do rio Bananal .....	129
Figura 53 – Trecho do rio Bananal, mostrando ao fundo relevo de colinas .....	129
Figura 54 - Relevo de Serra presente no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, mostrando ao fundo da foto feição morfotectônica de Escarpa de falha .....	130
Figura 55 - Vale assimétrico de um afluente do rio Bananal .....	130
Figura 56 – Feição morfoestrutural de <i>knickpoint</i> no rio Bananal .....	131
Figura 57 – Feição dos Tabuleiros Costeiros no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos .....	132
Figura 58 – Afloramento LIN-02, próximo à Lagoa Nova, exibindo depósitos arenosos de coloração amarelada a avermelhada, associados aos Depósitos Sedimentares da Formação Barreiras .....	132

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Domínios Estruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas do ES segundo Gatto et al. (1983) e Mendes et al. (1987) .....	67
Tabela 2 - Domínios Estruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas da área de estudo segundo Gatto et al. (1983) Mendes et al. (1987).....	72
Tabela 3 - Classificação de controle tectônico, estrutural e ausência de controle tectônico e estrutural nos tipos de padrões de drenagem básicos e modificados segundo Howard (1967) .....	80
Tabela 4 - Número de anomalias de drenagem identificadas na bacia hidrográfica do rio Bananal .....	102
Tabela 5 – Padrão de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal .....	117

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	18
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	21
2.1 OBJETIVO GERAL .....	21
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	21
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	22
3.1 TECTÔNICA DE PLACAS .....	22
3.2 NEOTECTÔNICA .....	26
3.3 LINEAMENTOS .....	28
3.4 ANOMALIAS DE DRENAGEM .....	29
3.4.1 Captura fluvial .....	30
3.4.2 Retilinearidade de canais de drenagem .....	33
3.4.3 Aparecimento abrupto e localizados de meandros .....	34
3.4.4 Alargamento ou estreitamento de vales ou canais .....	35
3.4.5 Curvas anômalas .....	36
3.4.6 Cotovelos de drenagem .....	37
3.4.7 Drenagem colinear com divisores planos .....	38
3.4.8 Paralelismo de drenagem.....	38
3.4.9 Mudança brusca no padrão do canal .....	39
3.4.10 Drenagem ocular .....	40
3.4.11 Assimetria de bacia hidrográfica .....	40
3.4.12 Assimetria de vale .....	41
3.4.13 Estrangulamento de bacia .....	42
3.5. PADRÃO DE DRENAGEM E DEFORMAÇÃO TECTÔNICA .....	43
<b>4 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	48
4.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS .....	48
4.2 GEOLOGIA .....	50
<b>4.2.1 Geologia Regional</b> .....	50

4.2.1.1 Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano .....	54
4.2.1.2 Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos .....	56
4.2.1.3 Geologia estrutural .....	59
4.2.1.4 Neotectônica .....	59
<b>4.2.2 Geologia da Bacia Hidrográfica do Rio Bananal .....</b>	<b>60</b>
4.2.2.1 Neotectônica da bacia do rio Bananal .....	64
<b>4.3 GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>66</b>
<b>4.3.1 Geomorfologia Regional .....</b>	<b>66</b>
4.3.1.1 Domínios Morfoestruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas .....	66
4.3.1.1.1 Domínio dos Maciços Plutônicos .....	69
4.3.1.1.2 Domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados .....	69
4.3.1.1.3 Domínio dos Depósitos Sedimentares .....	70
<b>4.3.2. Geomorfologia Bacia Hidrográfica do Rio Bananal .....</b>	<b>71</b>
4.3.2.1 Domínios Morfoestruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas .....	71
<b>5 METODOLOGIA .....</b>	<b>74</b>
5.1 ANÁLISES DE GABINETE .....	74
<b>5.1.1 Revisão Bibliográfica .....</b>	<b>74</b>
<b>5.1.2 Análise de Lineamentos .....</b>	<b>75</b>
<b>5.1.3 Análise da Rede de Drenagem .....</b>	<b>76</b>
<b>5.1.4 Análise do Relevo .....</b>	<b>80</b>
<b>5.1.5 Análises Neotectônicas .....</b>	<b>83</b>
5.2. ANÁLISES DE CAMPO .....	87
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>89</b>
6.1 ANÁLISES DE GABINETE .....	89
<b>6.1.1 Análise de Lineamentos .....</b>	<b>89</b>
<b>6.1.2 Densidades de Lineamentos com <i>Trends</i> Estruturais .....</b>	<b>92</b>
<b>6.1.3 Análise da Rede de Drenagem .....</b>	<b>95</b>
<b>6.1.4 Análise de Anomalias de Drenagem .....</b>	<b>100</b>
<b>6.1.5 Cálculo de Assimetria de Bacia Hidrográfica .....</b>	<b>111</b>
<b>6.1.6 Padrões de Drenagem .....</b>	<b>114</b>

<b>6.1.7 Análise do Relevo .....</b>	<b>119</b>
<b>6.1.8 Análises Neotectônicas .....</b>	<b>128</b>
<b>6.2 ANÁLISES DE CAMPO .....</b>	<b>128</b>
<b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>133</b>
<b>7.1 Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano .....</b>	<b>133</b>
<b>7.2 Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos .....</b>	<b>134</b>
<b>8 CONCLUSÃO .....</b>	<b>138</b>
<b>9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>140</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O estudo da drenagem e seus padrões revelam importantes informações sobre o meio físico, em especial o geológico e o geomorfológico e a dinâmica das paisagens atuais, uma vez que há uma notória relação entre neotectônica e os aspectos da morfologia das paisagens atuais, sendo a rede de drenagem indicador particularmente sensível de movimentações neotectônicas (BRICALLI, 2011). Pelo fato de a drenagem refletir mesmo os movimentos de pequena amplitude, diversos autores indicam os estudos da rede de drenagem como etapa importante para a investigação tectônica (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986; SUMMERFIELD, 1987; BISHOP, 1995; COX, 2004; HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

Estudos sobre a relação da rede de drenagem e neotectônica vêm sendo desenvolvidos em todo o mundo e são apresentados em diversas pesquisas com temáticas diferenciadas como, por exemplo, o estudo da assimetria de drenagem e de vale nas colinas terciárias da Baixa Baviera na Alemanha (WENDE, 1995); anomalias fluviais na planície de Pó no norte da Itália (BURRATO et al., 2003); tectônica ativa na Serra Nevada no sudeste da Espanha (PÉREZ-PEÑA et al., 2010); anomalias de drenagem e tectônica relacionada no sul da Índia (RAMASAMY et al., 2011); anomalias de drenagem e zonas de deformação nos picos estruturais neotectônicos na Pré-Cordilheira dos Andes Centrais da Argentina (TERRIZZANO et al., 2014); controle estrutural da drenagem fluvial no domínio ocidental do *Cape Fold Belt* na África do Sul (MANJORO, 2015); controles neotectônicos e captura fluvial na evolução da bacia hidrográfica do rio Agua de La Peña na Argentina (PERUCCA, 2018).

No Brasil, vários autores têm se dedicado aos estudos sobre a relação da rede de drenagem e o controle neotectônico, podendo-se aqui destacar, por exemplo, os estudos sobre a sedimentação neogênico-quadernária na Bacia Sedimentar de São Paulo - SP (TAKIYA, 1997); morfotectônica na Bacia Sedimentar de Curitiba – PR (SALAMUNI et al., 2004); neotectônica e evolução do rio Ivinhema - MS (FORTES et al., 2007); correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos na borda planáltica, Faxinal - PR (COUTO et al., 2011); identificação de anomalias de drenagem na bacia do rio Sabão – PR (FIRMINO, 2015);

caracterização morfoestrutural do alto curso da Bacia Hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará - Brasil (SILVA e MAIA, 2017).

No estado do Espírito Santo existe uma peculiar organização geométrica da rede de drenagem e presença de padrões anômalos que evidenciam prováveis controles neotectônicos, podendo-se destacar a presença de diversas anomalias de drenagem, como capturas fluviais (GALLARDO et al., 1987; RODRIGUES, 2005); corpos lacustres alinhados, com limites retilíneos (HATUSHIKA et al., 2005; BRICALLI e SOUZA, 2017); depressões suspensas relacionadas a cabeceiras de drenagem (BRICALLI, 2006); estrangulamento e assimetria de bacia hidrográfica (BUSATO, 2014; MARIN e BRICALLI, 2015a; MARIN e BRICALLI, 2015b; BRICALLI e SOUZA, 2017; LOPES e BRICALLI, 2017).

Pesquisas sobre neotectônica vêm sendo desenvolvidas no estado do Espírito Santo e são apresentadas em diversos trabalhos com temáticas diferenciadas como, por exemplo, estudo das anomalias de drenagem na região centro-norte do estado do Espírito Santo (MELLO et al., 2005); análise de estruturas rúpteis associadas a deformações neotectônicas na região centro-norte do estado do Espírito Santo, (MIRANDA, 2007; MIRANDA 2009); controle neotectônico na rede de drenagem da bacia do rio Barra Seca (BRICALLI e MELLO, 2009); influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e o rio Doce (ES) (RIBEIRO, 2010); padrões de lineamentos e fraturamento neotectônico no estado do Espírito Santo (BRICALLI, 2011); *Landforms* tectônicos e controle neotectônico na rede de drenagem da bacia do rio Piraquê-açú (BUSATO, 2014); compartimentação geológica e geomorfológica da bacia do rio Juara (SOUZA, 2015); distribuição da Formação Barreiras na região sul do Espírito Santo e sua relação com a deformação neotectônica (WEST e MELLO, 2020).

Deve-se ressaltar que há uma forte relação, em termos de controle estrutural, entre diversos destes elementos fisiográficos da drenagem e o conjunto de lineamentos que constituem a zona de cisalhamento dúctil denominada Alinhamento Vitória Ecoporanga (SILVA et al., 1987) ou Faixa Colatina (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005), de direção NNW-SSE a NW-SE cuja reativação durante o Neógeno e o Quaternário tem sido apontada em estudos recentes (MELLO et al., 2005; BRICALLI, 2011). Trabalhos que abordam a relação entre rede de drenagem e Faixa Colatina vêm sendo desenvolvidos no Espírito Santo, podendo-se destacar a tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito

Santo (MELLO et al., 2005); aspectos geomorfológicos e reativação tectônica cenozoica na faixa de lineamentos Colatina (RODRIGUES, 2005); a influência da Faixa Colatina na morfologia da rede de drenagem e no relevo na porção oeste da bacia do rio São José (FORNACIARI, 2009).

A área de investigação proposta neste estudo corresponde à bacia hidrográfica do rio Bananal, localizada na região Norte do estado do Espírito Santo – Sudeste do Brasil, onde ocorrem elementos fisiográficos que evidenciam prováveis controles neotectônicos, podendo-se destacar, particularmente: uma rede de drenagem onde os canais fluviais apresentam-se geometricamente organizados, entalhados sobre os tabuleiros sedimentares da Formação Barreiras, observando-se, ainda, diversas anomalias de drenagem, como lagoa retilínea, cotovelos de drenagem, drenagens colineares, padrões de drenagem controlados tectonicamente e assimetria da bacia (BRICALLI, 2007).

É importante ressaltar que no estado do Espírito Santo há um vasto campo para este tipo de pesquisa, uma vez que a rede de drenagem apresenta uma diversidade de anomalias de drenagem, drenagens geometricamente organizadas (HATUSHIKA et al., 2005; MELLO et al., 2005; MARIN e BRICALLI, 2015a) e padrões de drenagem sugestivos de controle tectônico (FORNACIARI, 2009; BUSATO, 2014; LOPES e BRICALLI, 2017). Somado a isso, a bibliografia a respeito desse tema é ainda muito escassa no estado, tornando o estudo da relação da rede drenagem como suporte ao entendimento das manifestações neotectônicas um fator de motivação para a realização dessa pesquisa.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GERAL**

Essa pesquisa tem como objetivo geral investigar o controle neotectônico na rede de drenagem na bacia hidrográfica do rio Bananal (Espírito Santo, Sudeste do Brasil).

### **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Associar a organização da rede de drenagem com os dados neotectônicos preexistentes;
- Relacionar orientações de lineamentos com a rede de drenagem e com as falhas neotectônicas na área;
- Identificar possíveis blocos tectônicos na bacia;
- Contribuir cientificamente com os estudos sobre o controle neotectônico nas bacias hidrográficas do estado do Espírito Santo.

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

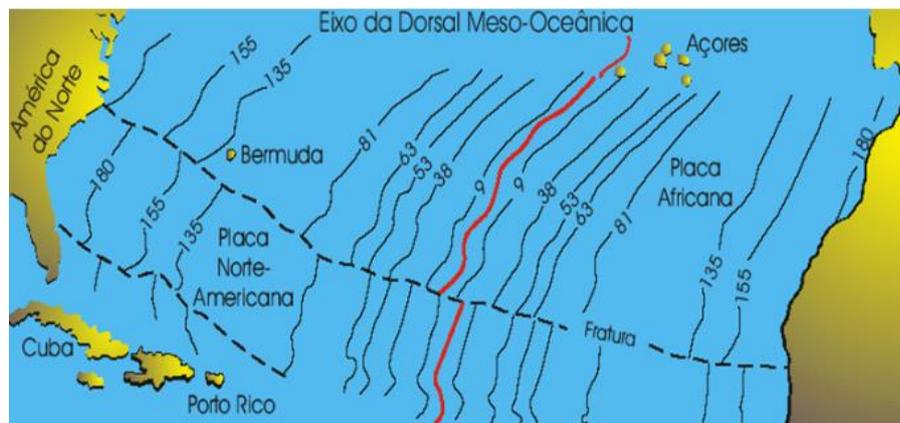
#### 3.1 TECTÔNICA DE PLACAS

Desde o século XVI, cientistas europeus observaram o encaixe de ambos os lados do Oceano Atlântico, argumentando sobre a existência de uma deriva continental que, posteriormente foi postulada pela Teoria da Tectônica de Placas (GROTZINGER e JORDAN, 2013).

Evidências geológicas e paleontológicas, como as similaridades das idades das rochas nos lados opostos do Oceano Atlântico, das orientações das estruturas geológicas, dos fósseis e dados climatológicos, além da descoberta da Dorsal Mesoatlântica, de fendas e fossas muito profundas nos oceanos e anomalias magnéticas, caracterizando um ambiente geologicamente ativo, corroboraram para a teoria da deriva continental (GROTZINGER e JORDAN, 2013).

A datação das rochas que compõem a crosta do fundo oceânico foi uma importante evidência para a Teoria da Tectônica de Placas. Há na Dorsal Mesoatlântica um grande rifte que se estende ao longo do seu centro. A datação das rochas do assoalho oceânico comprovou que as rochas próximas a esta feição tectônica são mais recentes (basalto) e na medida em que se afastam do rifte as rochas são mais antigas, fato que comprova a teoria da expansão do assoalho oceânico e endossa a teoria de movimentação das placas tectônicas (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 1.

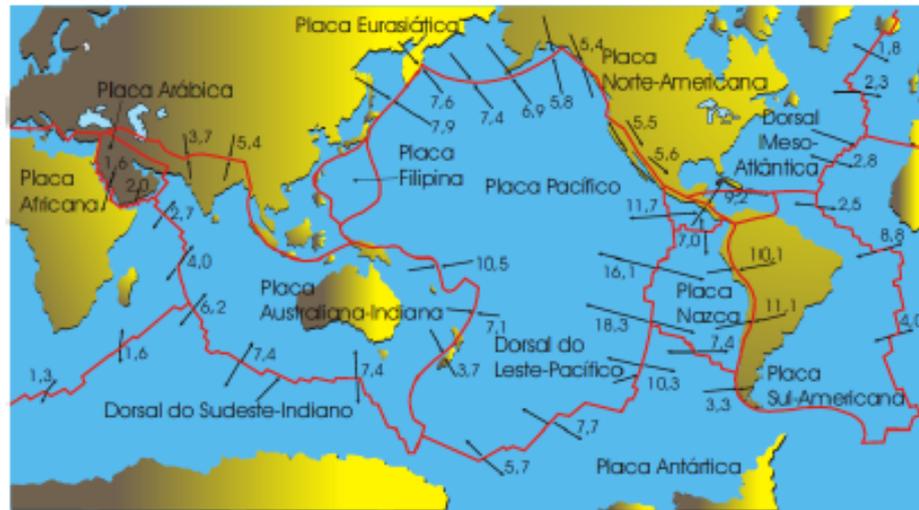
Figura 1 - Idade (em milhões de anos) do fundo oceânico do Atlântico Norte



Fonte: Teixeira e outros (2009)

Segundo a Teoria da Tectônica de Placas, a litosfera, a camada mais externa da Terra, é fragmentada em cerca de 12 (doze) grandes placas, além de uma série de outras menores, que se movimentam pela superfície da Terra (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 2.

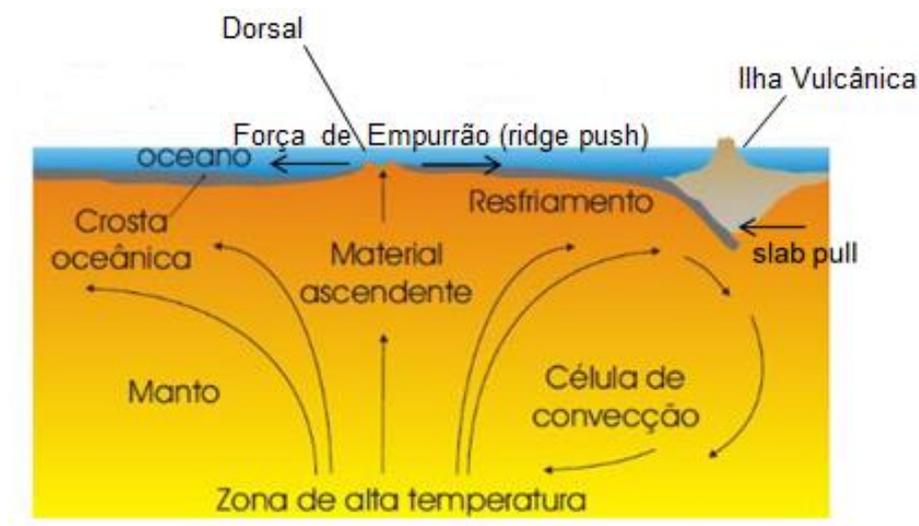
Figura 2 - Distribuição geográfica das placas tectônicas na Terra. Os números representam a velocidade em cm/ano entre as placas, e as setas, os sentidos do movimento



Fonte: Teixeira e outros (2009)

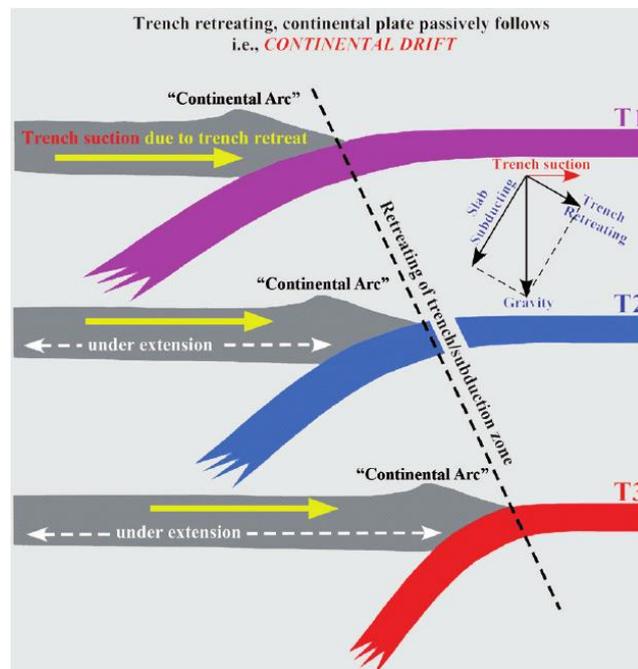
A força motriz dos movimentos das placas pode ocorrer por: i) ação da gravidade; ii) *ridge push* iii) correntes de convecção e; iv) sucção de subducção (Figuras 3 e 4).

Figura 3 – “Motores” da Tectônica de Placas



Fonte: Modificado de Teixeira e outros (2009)

Figura 4 - Sucção e subducção, um dos “motores” responsável pela movimentação das placas tectônicas



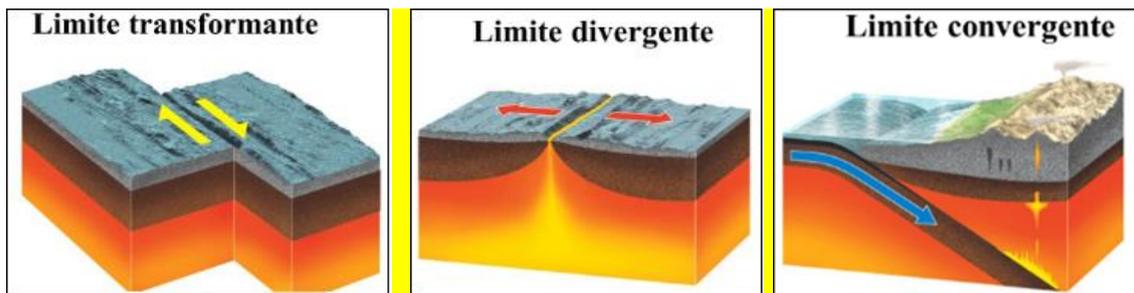
Fonte: <researchgate.net>. Acesso em: 01 maio 2020

A gravidade pode gerar o movimento de duas formas: i) a primeira é que à medida que a placa se afasta da dorsal, ela encolhe, fica mais fria e mais densa, tendendo a deslizar por gravidade devido a “língua” que está subductando, que é “puxada” para a astenosfera (*slab pull*); ii) a segunda ocorre quando a placa sofre uma inclinação a partir da dorsal, deslizando por gravidade (Figura 4). O movimento impulsionado por *ridge push* ocorre quando o material magmático em ascendência tende a empurrar a placa, fazendo-a deslizar por gravidade. As correntes de convecção impulsionam o movimento quando o material quente ascende e a matéria fria desce formando “células de convecção” na astenosfera (Figura 3). Segundo estudos recentes, esse mecanismo não é mais o fator mais importante para movimentar as placas, pois as correntes de convecção podem variar de tamanho e direção, ora indo na mesma direção do movimento das placas, ora no sentido contrário ao movimento, “atrapalhando” o movimento. O movimento por sucção de subducção acontece quando a placa que está subductando tende a recuar por

esforço da gravidade e a outra placa tende a ir em direção à placa que está subductando por esforço de sucção (PARK, 1988) – figura 4.

A movimentação das placas tectônicas é registrada em três limites básicos de placas: convergente, divergente e transformante (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 5.

Figura 5 - Limite das placas tectônicas: limite transformante, limite divergente, limite convergente



Fonte: < [https://ufr.br/lapa/index.php?option=com\\_content&view=article&id=%2094](https://ufr.br/lapa/index.php?option=com_content&view=article&id=%2094)>. Acesso em: 01 maio 2020

- Limite divergente - o assoalho oceânico separa-se à medida que a rocha quente e derretida (magma) sobe formando nova crosta oceânica, como no caso da Dorsal Mesoatlântica. O mar Vermelho, por exemplo, é um rifte que se encontra em um estágio avançado de expansão (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 5.

- Limite convergente - as placas tectônicas convergem e uma delas é arrastada sob a placa vizinha ocasionando a diminuição de sua área. Nos oceanos, uma placa mergulha sob outra placa em um processo de subducção e é reciclada pelo sistema de convecção do manto. Esse processo produz uma longa e estreita fossa de mar profundo, como por exemplo, a fossa das Marianas, no Pacífico. Se uma das bordas da placa é continental, esta cavalga a borda oceânica soerguendo rochas em um cinturão de montanhas, como no caso da cordilheira do Himalaia. Esse tipo de zona de colisão ocasiona violentos terremotos (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 5.

- Limite transformante – as placas deslizam-se horizontalmente uma em relação à outra podendo resultar terremotos rasos de magnitude variável. A área da placa permanece constante, ou seja, não há criação e nem destruição de litosfera. A Falha de San Andreas, na Califórnia, é um exemplo desse limite, onde a Placa do

Pacífico desliza em relação à Placa da América do Norte (GROTZINGER e JORDAN, 2013) - figura 5.

### 3.2 NEOTECTÔNICA

O termo neotectônica foi introduzido na literatura geológica por Obrushev (1948) para designar os movimentos da crosta terrestre ocorridos no Neógeno e o Quaternário e que desempenham fundamental importância na caracterização dos aspectos das morfologias das paisagens contemporâneas.

Trata-se de deformações provocadas, por exemplo, por movimentos horizontais e verticais, subsidência, vulcanismo e plutonismo, dobramentos, falhas, juntas ou fraturas, e arqueamentos que podem estar relacionadas a reativações de linhas de fraqueza de idade pré-cambriana na crosta terrestre, aspecto fundamental para o entendimento das manifestações neotectônicas no Sudeste do Brasil (HASUI, 1990; SAADI, 1993; LIMA, 2006).

Em 1978, buscando institucionalizar o conceito e delimitar o período creditado à neotectônica, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA), definiu os movimentos neotectônicos como sendo quaisquer movimentos ou deformações do nível geodésico de referência, desde instantâneos (sismos) até aqueles de idade superior a  $10^7$  anos, seus mecanismos, sua origem geológica, independente de sua idade, suas implicações para vários propósitos práticos e suas futuras extrapolações, estabelecendo, assim, que os movimentos neotectônicos abarcam todo o acervo de deformações de caráter rúptil e/ou dúctil que ocorra no período dito neotectônico (SAADI, 1993).

Para Summerfield (1986), a definição do período neotectônico englobaria os movimentos da crosta com escalas de tempo variando desde décadas até o Neógeno inteiro, não podendo ser mais antigos que isso e com relação direta com a evolução da paisagem de uma dada região.

De acordo com Hasui (1990), os eventos neotectônicos estão diretamente relacionados à tectônica ressurgente, definida como uma manifestação tectônica intermitente de falhas em episódios separados por intervalos de quiescência.

Saadi (1993) afirma que a dificuldade em se estabelecer um período neotectônico universal está intimamente relacionada à evolução tectônica de cada

região, que pode variar de acordo com as tensões locais e o posicionamento em relação ao arranjo das placas litosféricas.

Várias definições surgiram, embora não muito diferentes da proposta por Obruchev (1948), devido o enfoque específico dado por diversas disciplinas da área das ciências da terra no estudo da neotectônica envolvendo a arquitetura das estruturas geológicas e geomorfológicas, em função dos diferentes contextos geotectônicos e morfoclimáticos das regiões estudadas (SAADI, 1993).

Hasui (1990) afirma que a evolução geológica do território brasileiro relaciona os mecanismos neotectônicos ao processo de deriva da Placa Sul-Americana, dizendo respeito a movimentações ainda vigentes, em ambientes intraplacas. Para Hasui (1990) datar precisamente o advento do regime intraplaca no Brasil é muito difícil, uma vez que a mudança de regime tectônico não ocorre de maneira instantânea nem sincrônica e requer o reconhecimento de marcos precisos no registro geológico, porém, considera o início da deposição da Formação Barreiras e do último pacote sedimentar nas bacias costeiras e o fim das manifestações magmáticas no território brasileiro (assumindo em torno de 12 Ma, na região nordeste), marcos balizadores da época e de início das manifestações tectônicas no Brasil.

A plataforma brasileira foi afetada, em toda a sua extensão, por deformações tectônicas cenozoicas. Essas deformações ocorreram preferencialmente em antigas linhas de fraqueza crustal, herdadas de deformações pretéritas, por ser, face a atuação de um regime de tensões, mais fácil reativá-las do que nuclear novas estruturas (HASUI, 1990; SAADI, 1993).

O estado do Espírito Santo apresenta diversos afloramentos com falhas neotectônicas, apontados em estudos anteriores (HATUSHIKA, 2005; RODRIGUES, 2005; MELLO et al. 2005; MIRANDA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI, 2011), os quais identificaram as principais orientações das falhas neotectônicas e os regimes tectônicos para o estado:

- a) transcorrência sinistral E-W, de idade supostamente neogênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NE-SW, falhas dextrais NNE-SSW e falhas sinistrais E-W a ENE-WSW, afetando o embasamento alterado;

- b) transcorrência dextral E-W, atribuída a uma idade pleistocênica a holocênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NW-SE, falhas dexas NW-SE a E-W e falhas sinistrais NNE-SSW a NNW-SSE; e
- c) distensão NW-SE, atribuída a uma idade holocênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NE-SW a ENE-WNW.

### 3.3 LINEAMENTOS

Na literatura geológica, lineamentos são considerados feições lineares identificáveis no terreno e em imagens de sensores remotos, que podem ser associadas a estruturas de subsuperfície.

De acordo com O'Leary et al. (1976), lineamentos são feições mapeáveis da superfície da Terra, simples ou compostas, cujas partes encontram-se alinhadas de modo retilíneo ou suavemente curvo.

De acordo com Liu (1984), lineamentos representam feições topográficas lineares ou alinhadas, tais como linhas de segmentos de escarpas, alinhamento de cristas, vales, trechos de rios e lagos, depressões alongadas, e ainda feições lineares separando terrenos através da diferença de textura e feições tonais lineares.

Para Wise et al. (1985), o termo lineamento refere-se a alinhamentos de vales, cristas, linhas de costa ou, preferencialmente a combinação dessas feições, desde que sejam maiores que 10 km de comprimento. Segundo Wise et al. (1985), lineamentos não são claramente identificados como falhas, mas parecem ser zonas de desenvolvimento de juntas ou fraturas.

A terminologia sobre lineamentos varia de autor para autor, tais como: linear, lineação, lineamento. O termo adotado aqui é "lineamento" - feições geomórficas lineares da superfície terrestre relacionadas a cursos d'água retilíneos, segmentos alinhados de vales, segmentos de escarpas, alinhamento de cristas, trechos de rios e lagos (BRICALLI, 2011).

### 3.4 ANOMALIAS DE DRENAGEM

Segundo Howard (1967) anomalia de drenagem pode ser definida como um desvio local da drenagem regional e/ou padrões de fluxo que em outro lugar esteja de acordo com a estrutura e/ou topografia regional conhecida, tais como: retilinearidade, meandros comprimidos, aparecimento abrupto e localizado de meandros, estreitamento anômalo de vales ou canais, desenvolvimento abrupto e localizado do canal anastomótico e curvas anômalas. Ainda segundo Howard (1967), as anomalias representadas nas drenagens podem elucidar características estruturais locais, deformação ativa, subsidência diferencial ou alterações no regime hidrológico.

Bishop (1995) refere-se anomalias de drenagem como o rearranjo da drenagem e estabelece que estas ocorram através de captura fluvial, desvio ou decapitação da drenagem. Entre as evidências morfológicas que comprovam o rearranjo, pode-se citar o cotovelo de captura e os vales secos. Um *knickpoint* também pode ser encontrado no córrego capturado, refletindo a diferença de altura necessária entre os dois rios para a captura ocorrer (SMALL, 1978 *apud* BISHOP, 1995).

De acordo com Schumm et al. (2000) anomalias de drenagem ocorrem como resposta da drenagem em relação a uma deformação e podem ser ocasionadas por diversos processos. Como os rios são os componentes mais sensíveis da paisagem, podendo responder mais rapidamente às manifestações tectônicas, o desenvolvimento local de meandros ou padrão trançado (*braided*), o alargamento ou estreitamento local de canais, lagoas anômalas, pântanos ou preenchimentos aluviais, variações da largura de diques ou diques descontínuos, e qualquer curva anômala são possíveis indicadores de atividade tectônica (SCHUMM et al., 2000).

Bezerra (2003) conceitua anomalia de drenagem como sendo feições denominadas morfoestruturas impressas nos elementos da rede de drenagem que refletem em sua forma algum tipo de controle tectônico. Essas feições incluem drenagens anelares e radiais, drenagem retilínea, mudanças bruscas de direção ou do padrão dos canais, cotovelos de drenagem, meandros comprimidos ou aparecimento abrupto e localizado de meandros, alargamento ou estreitamento de vales, lagos anômalos, migração de canais, captura fluvial, entre outros.

Cox (2004) considera como uma importante anomalia de drenagem a assimetria de bacia hidrográfica, que ocorre quando os comprimentos dos afluentes de uma bacia hidrográfica apresentam-se assimétricos em relação ao seu rio principal e seu divisor de águas, com uma das vertentes caracterizada por afluentes mais curtos, posicionada no bloco soerguido, e a outra por afluentes mais longos, posicionada no bloco rebaixado.

Lima (2006) afirma que anomalias de drenagem ocorrem quando há um desvio inesperado de uma ou mais drenagens em relação ao seu padrão, como no caso de um padrão paralelo, por exemplo, que inesperadamente passa a apresentar um padrão treliça recurvado ou treliça fratura. O autor considera também como anomalia de drenagem a ausência de divisor de águas com o desenvolvimento de lagos, o aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado, a grande incidência de terraços e a assimetria distinta com relação ao comprimento dos seus afluentes.

Destaca-se ainda, dentre as anomalias, o estrangulamento de bacia, drenagens colineares com divisores planos em forma de vale, e drenagens não colineares com divisores em forma de vale, uma vez que são importantes para o estudo da rede de drenagem como suporte ao entendimento de eventos de manifestações neotectônicas.

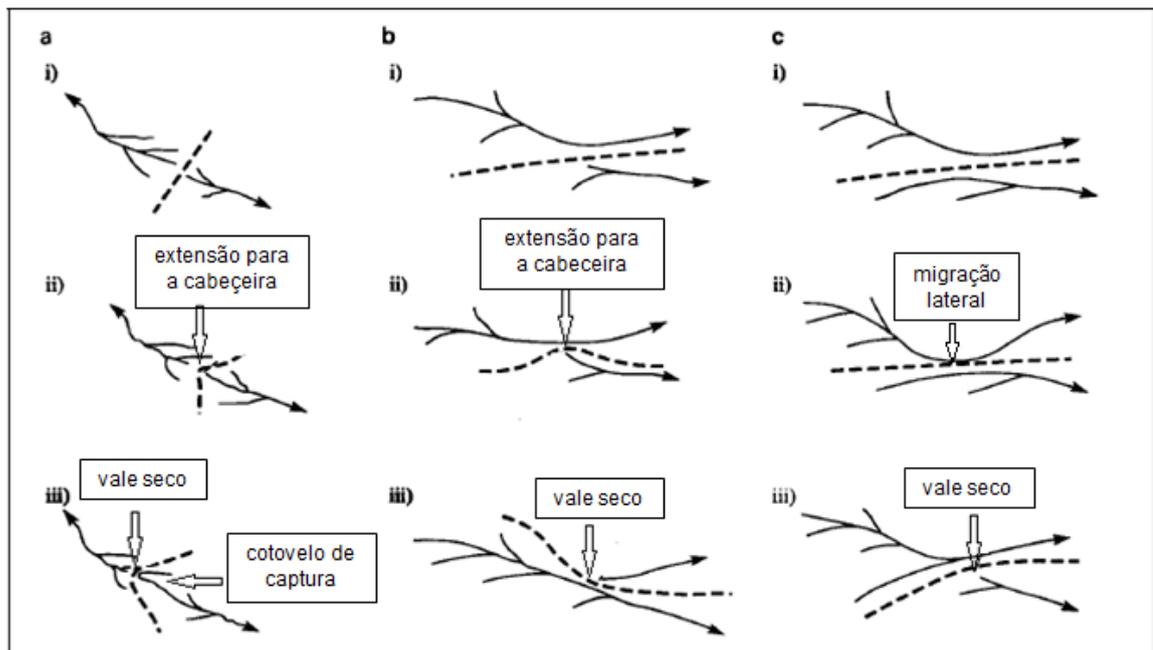
Considerando o exposto, é adotado, nesta pesquisa, o conceito de anomalia de drenagem como sendo qualquer desvio apresentado pela drenagem que tenha sido provocado por deformações tectônicas e neotectônicas.

#### 3.4.1 Captura fluvial

Para Bishop (1995), além da captura, o rearranjo de drenagem também pode ocorrer por meio de desvio e de decapitação.

A captura envolve a invasão progressiva de um limite de captação na bacia adjacente, que geralmente é entendido como sofrendo uma erosão mais agressiva na direção da cabeceira, resultando na transferência da área de captação de um sistema para outro. A ênfase está na captura pelo fluxo para o qual o fluxo é desviado, por meio de um processo de baixo para cima. No ponto em que a captura do rio ocorre há uma mudança brusca na direção do canal conhecido como cotovelo de captura (BISHOP, 1995) - figura 6.

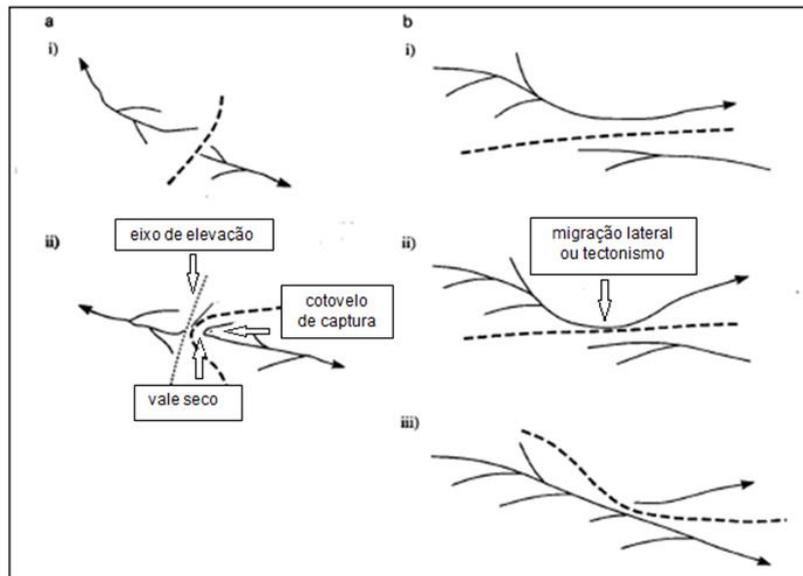
Figura 6 - Rearranjo da rede de drenagem. A linha tracejada é o divisor de drenagem; (a) formação de drenagem farpada (curvas de gancho); (b) e (c) captura por migração lateral em uma bacia de drenagem adjacente, seja por extensão para a cabeceira de um afluente (b) ou migração lateral (c). Observe que um rejuvenescimento de cabeceira seria esperado no fluxo capturado, no ponto de captura ou acima dele (BISHOP, 1995)



Fonte: Modificado de Bishop (1995)

O desvio do rio pode ser considerado como um equivalente de captura de cima para baixo, envolvendo o redirecionamento da drenagem para uma bacia adjacente por uma série de mecanismos de ruptura de divisão, incluindo migração de canal, tectonismo, ou "avulsão" catastrófica por fluxos de alta magnitude. Essas formas de desvio envolvem tanto a transferência de área de drenagem entre bacias quanto a preservação das linhas de drenagem. Bishop (1995) considera que a elevação ou inclinação também pode causar a reversão da drenagem, gerando as várias características de visão plana da captura da corrente sem a necessidade de erosão e captura em direção à cabeceira da drenagem (BISHOP, 1995) - figura 7.

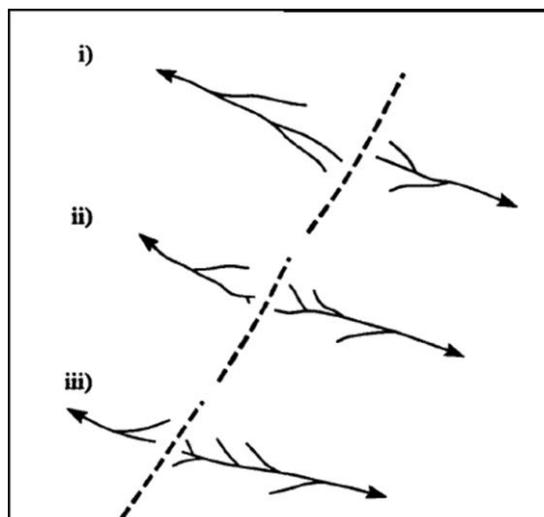
Figura 7 - Rearranjo da rede de drenagem por desvio. A linha tracejada é o divisor de drenagem; (a) formação de drenagem farpada (curvas de gancho); (b) desvio para uma bacia de drenagem adjacente. Observe que uma cabeceira de rejuvenescimento pode ou não ser esperada no cotovelo ou acima dele, dependendo da diferença de altura original entre os leitos dos dois rios envolvidos no rearranjo e a mudança na descarga no fluxo que recebe o fluxo desviado (BISHOP, 1995).



Fonte: Modificado de Bishop (1995)

A decapitação especifica o terceiro processo de rearranjo da drenagem, ou seja, a apropriação da área de captação de um rio para um rio adjacente, sem a preservação das linhas de drenagem da área de captação (BISHOP, 1995) - figura 8.

Figura 8 - Rearranjo de rede de drenagem por decapitação. Padrões de planos resultantes do rearranjo de drenagem via decapitação, envolvendo a transferência da área de drenagem entre as bacias, mas sem a preservação das linhas de drenagem (a linha tracejada é o divisor da drenagem)



Fonte: Bishop (1995)

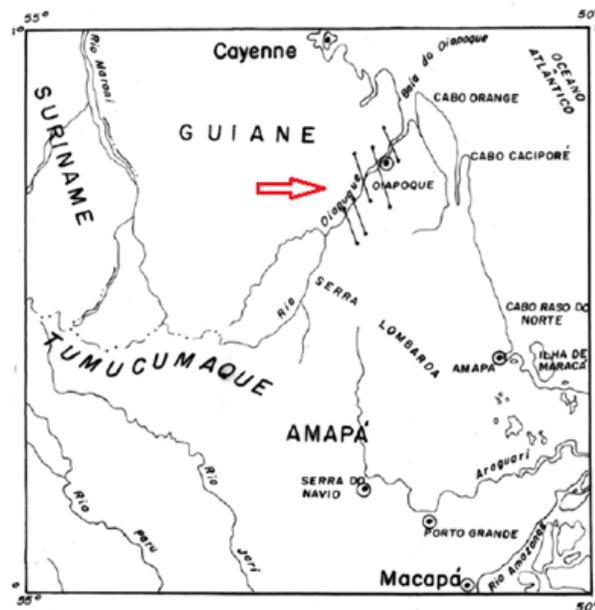
Para Bezerra (2003) uma captura de rio acontece quando um curso d'água erode mais agressivamente que outro adjacente e captura sua descarga pela intercessão do canal. Uma declividade mais forte, portanto, uma descarga mais elevada, pode aumentar a taxa de erosão do canal que efetua a captura e/ou estratos menos resistentes facilitam a erosão e contribuem para que ocorra a captura. O ponto onde se realiza a captura é denominado nó de captura, e o rio que perdeu parte de sua bacia chama-se decapitado (LIMA, 2006).

Bezerra (2003) afirma que, dependendo da resistência da rocha e da taxa de deformação, pode ocorrer capturas por interferências tectônicas. Um soerguimento transversal ao rio, com rebaixamento a jusante, pode provocar o seccionamento de um canal e a inversão do seu fluxo. O segmento seccionado, posicionado sobre o bloco abatido é capturado passando a correr para um canal adjacente. Em um soerguimento a jusante, o rio pode não conseguir se ajustar ao novo perfil do vale tendo seu curso desviado para a zona de fraqueza que provocou o soerguimento, abandonando o trecho posicionado no bloco soerguido e passando a fluir para um canal adjacente (BEZERRA, 2003).

#### 3.4.2 Retilinearidade de canais de drenagem

De acordo com Howard (1967) segmentos longos e retilíneos de fluxos, particularmente se alinhados entre divisões com segmentos retilíneos de outros fluxos, constituem uma anomalia de drenagem se o padrão regional for diferente de retangular, angular ou treliça de falha. Uma fratura, ou um veio ou um dique facilmente erodível pode ser a explicação para a formação desta feição (Figura 9).

Figura 9 – Retilinearidade no rio Oiapoque - Brasil/Guiana Francesa. A figura mostra um dos limites naturais mais retilíneos do mundo entre dois países (Brasil/Guiana Francesa). Representa uma extensa fratura com reativação em tempos quaternários (LIMA, 2006).



Fonte: Modificado de Lima (2006).

Bezerra (2003) afirma que, canais retos alinhados por longas distâncias ou conjuntos de canais ainda que curtos dispostos alinhadamente constituem-se em importantes indicadores de controle estrutural e, geralmente, estão associados a fraturas.

Para Lima (2006), a retilinearidade é uma feição apresentada por canais de drenagem extensos e de orientação retilínea, sendo também representada por algum segmento de reta. O autor afirma que as fraturas estão, geralmente, associadas a esta feição e considera que caso a drenagem apresente 50% do comprimento total do seu curso retilíneo ela será alta, menos de 25% será baixa e entre 25% e 50% ela será média.

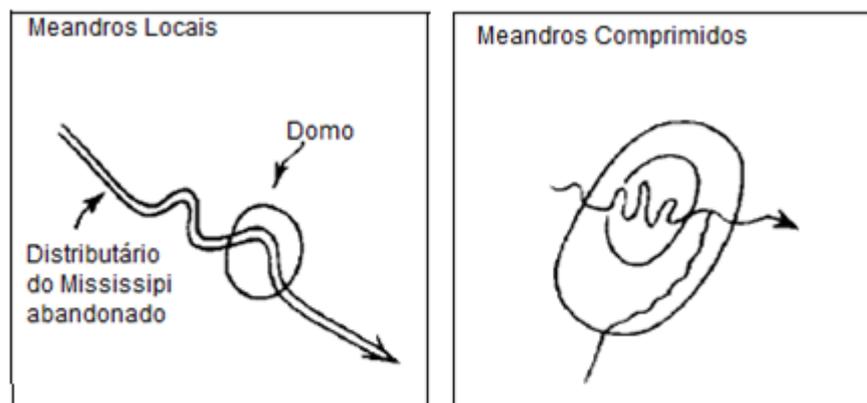
### 3.4.3 Aparecimento abrupto e localizados de meandros

De acordo com Christofolletti (1980), canais meândricos descrevem curvas sinuosas, harmoniosas e semelhantes entre si. Para distinguir os canais meândricos Christofolletti (1980) propôs um índice de sinuosidade (relação entre o comprimento do canal e a distância do eixo do vale) com o valor de 1,5 sendo usado como ponto de partida para considerar os canais como meandros.

O desenvolvimento de canais meândricos se deve a quantidades aproximadamente iguais de carga de sedimentos em suspensão e de fundo de gradientes moderadamente baixos e a um trabalho contínuo de escavação na margem côncava (ponto de maior velocidade da corrente) e de deposição na margem convexa (ponto de menor velocidade) - (CHRISTOFOLETTI 1980; LIMA, 2006).

Em canais de drenagem essencialmente retos, a presença de meandros locais podem sugerir associações com estruturas dômicas ou com mudanças abruptas no gradiente de um determinado canal. Os meandros comprimidos também sugerem relação com a presença de um alto estrutural quando ocorrem em uma sequência de menor índice de sinuosidade de canais (LIMA, 2006) - figura 10.

Figura 10 - Meandros locais e meandros comprimidos

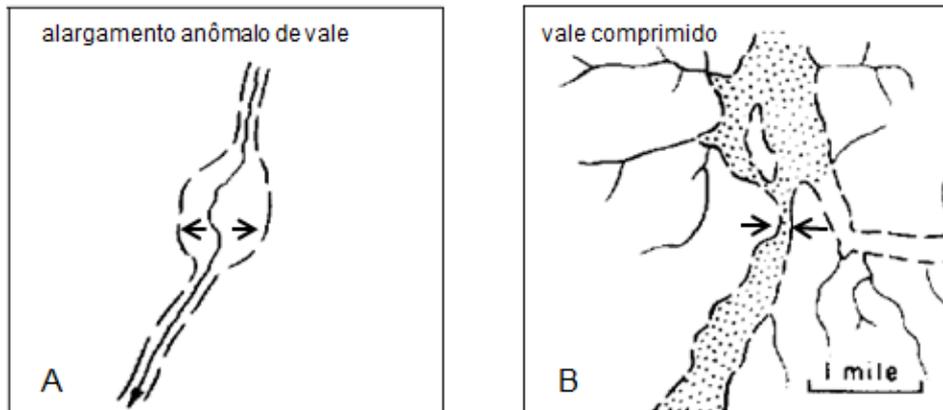


Fonte: modificado de Howard (1967).

#### 3.4.4 Alargamento ou estreitamento de vales ou canais

O alargamento local ou estreitamento de vales ou canais pode representar a presença de estrutura geológica local (HOWARD, 1967). Uma elevação superficial, por exemplo, pode trazer materiais levemente mais fracos ou mais resistentes ao nível do fluxo, influenciando assim a taxa de crescimento do vale, podendo resultar no seu alargamento (Figura 11A), ou em um estrangulamento do canal da drenagem (Figura 11B).

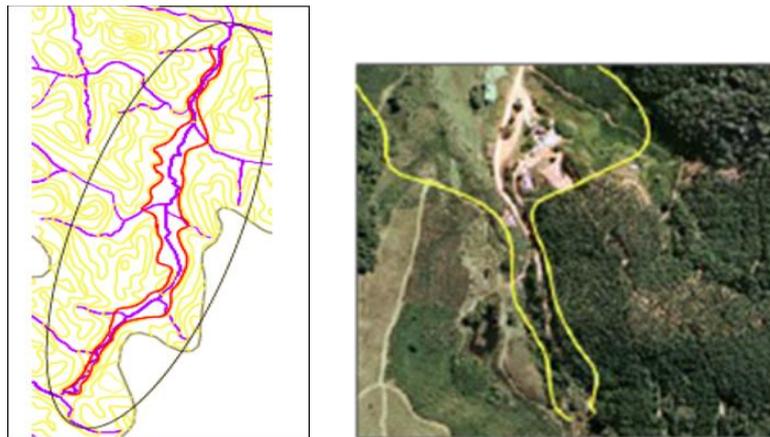
Figura 11 - Alargamento anômalo de vale (A) e vale comprimido (B)



Fonte: modificado de Howard (1967).

O estreitamento e alargamento de vales e, conseqüentemente, de sua planície de inundação, também podem ocorrer de forma sucessiva, caracterizando a anomalia denominada alvéolos de sedimentação (BUSATO, 2014) - figura 12.

Figura 12 – Alvéolos de sedimentação no rio Piraquê-açú



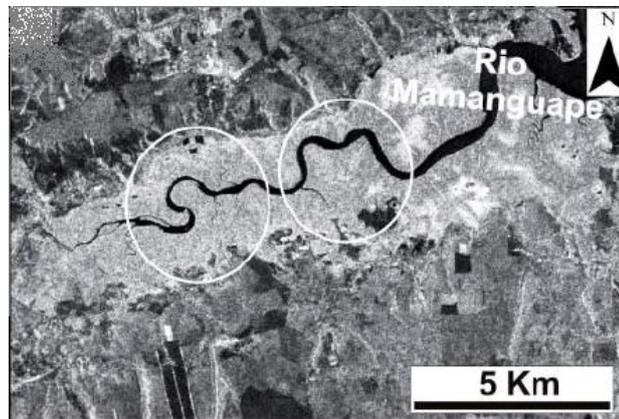
Fonte: Busato (2014).

### 3.4.5 Curvas anômalas

Uma curva anômala é aquela que se apresenta anormal ou diferente dentro do padrão de drenagem no qual ela ocorre (HOWARD, 1967). Essa feição é mais facilmente observada em planícies e podem ser ocasionadas, por exemplo, na ocorrência de um soerguimento, quando a drenagem é levada a acomodar-se à mudança de estrutura do terreno (Figura 13). De acordo com Lima (2006), as curvas

anômalas indicam, na maioria das vezes, marcante controle estrutural ou inversão de relevo.

Figura 13 - Curvas de drenagem anômalas

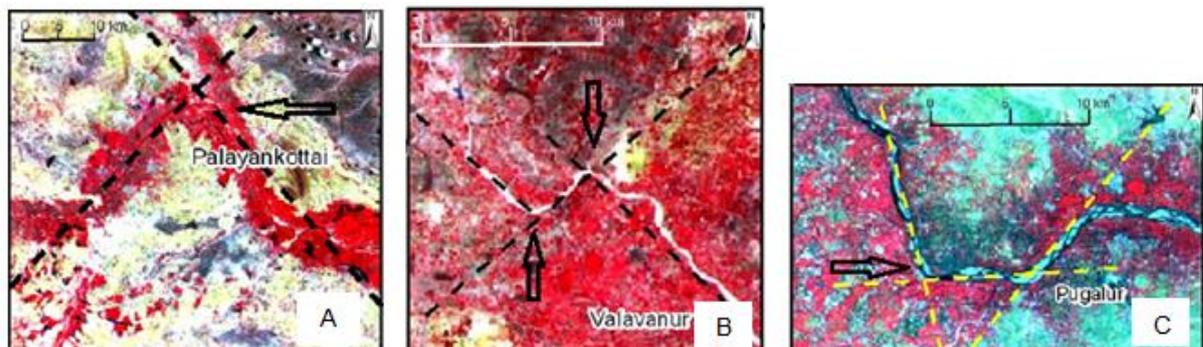


Fonte: Alves e Rossetti (2015).

#### 3.4.6 Cotovelos de drenagem

Anomalias associadas ao comportamento do canal, como os cotovelos de drenagem, são bons indicadores de movimentos verticais ou direcionais afetando a bacia de drenagem (BEZERRA, 2003). Para Bezerra (2003) as anomalias em cotovelo são bem representadas nos padrões de drenagem retangulares, onde o controle dos canais ocorre em função de um sistema de falhas e fraturas formando curvas anômalas ao redor de  $90^\circ$ , o que caracteriza a anomalia em cotovelo (Figura 14). Essas anomalias também são bons indicadores cinemáticos na medida em que a curva para a esquerda denota movimentação sinistral, e para a direita, movimentação dextral (BEZERRA, 2003).

Figura 14 - Cotovelos de drenagem. As setas pretas indicam cotovelos de drenagem e as linhas tracejadas são lineamentos relacionados



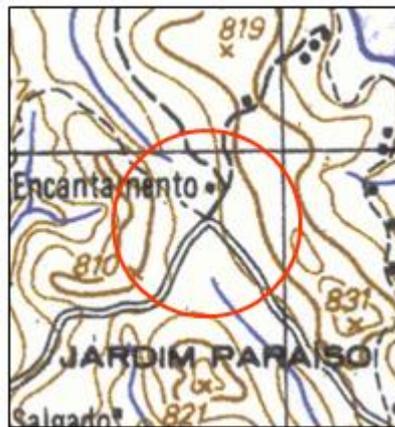
Fonte: Modificado de Ramasamy et al. (2011)

### 3.4.7 Drenagem colinear com divisores planos

De acordo com Howard (1967) na drenagem colinear os canais de drenagem se estendem ao longo de uma linha reta, desconectados por divisores planos.

A drenagem colinear com divisores planos pode ser observada quando dois rios nascem em terrenos de mesma altitude, entre divisores planos, e seguem cursos opostos (Figura 15).

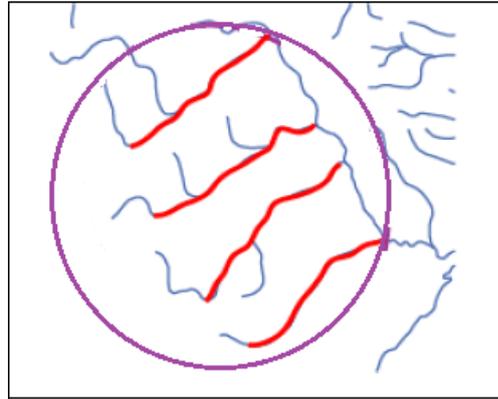
Figura 15 - Drenagem colinear com divisores planos. No círculo em destaque observa-se que dois rios nascem em porção de terreno sem diferença de elevação e seguem em sentidos opostos



### 3.4.8 Paralelismo de drenagem

Essa anomalia é caracterizada pelo paralelismo apresentado pelos canais de drenagem e podem ser ocasionadas devido à inclinação do terreno por onde se sobrepõem ou por adaptação a zonas de fraqueza, como juntas e falhas, em ângulos retos. Essas feições topográficas paralelas podem estar relacionadas com estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais (HOWARD, 1967) - figura 16.

Figura 16 – Paralelismo de drenagem nos afluentes do rio Piraquê-açú.



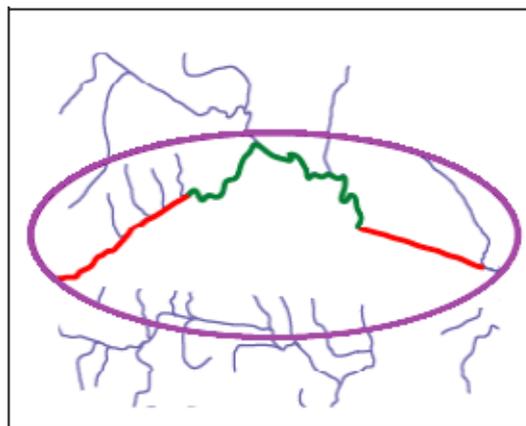
Fonte: Busato (2014).

### 3.4.9 Mudança brusca no padrão do canal

Para Bezerra (2003) as anomalias associadas ao canal de drenagem são importantes porque fornecem subsídios para a análise estrutural, principalmente quando ocorrem sobre um substrato homogêneo, com pouca variação litológica.

Uma das mais importantes anomalias associadas ao canal de drenagem é a mudança brusca no padrão do canal de drenagem (BEZERRA, 2003). Como essa anomalia implica em redução ou aumento do gradiente, constituem bons indicadores de soerguimentos e rebaixamentos, principalmente se associados a alargamentos ou estreitamentos da planície. Trechos de drenagens, variando de retilíneo para meandrante, de retilíneo para entrelaçado, de entrelaçado para meandrante e assim por diante, são exemplos de anomalias associadas ao padrão do canal (BEZERRA, 2003) - figura 17.

Figura 17 - Mudança brusca no padrão do canal (bacia hidrográfica do rio Piraquê-Açú)

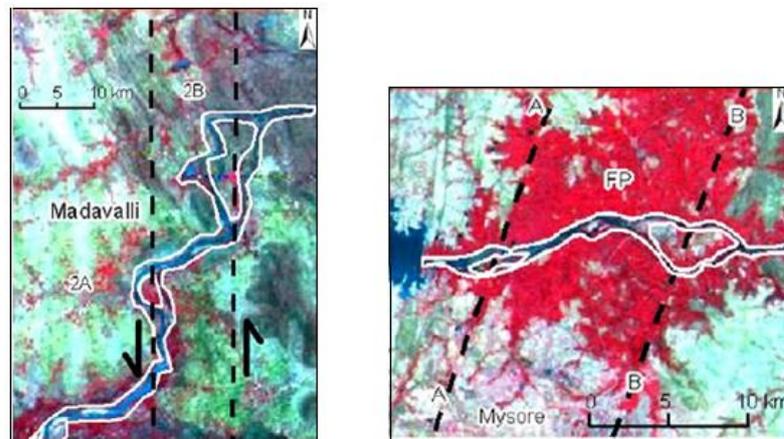


Fonte: Busato (2014).

### 3.4.10 Drenagem ocular

A drenagem ocular, estudada por Ramasamy et al. (2011) em pesquisa realizada sobre a rede de drenagem no sul da Índia, ocorre quando uma drenagem singular se divide em duas ou mais em um determinado ponto e se reúne novamente em suas correntes descendentes exibindo forma de olhos. Conforme Ramasamy et al. (2011), essa anomalia ocorre por influência de interseções de lineamentos ou por estar confinada em sistemas paralelos de lineamentos, resultante de controle tectônico (Figura 18).

Figura 18 - Drenagem ocular e lineamentos relacionados (linha tracejada). Índia: rio Cauvery nas áreas de Madavalli e Mysore

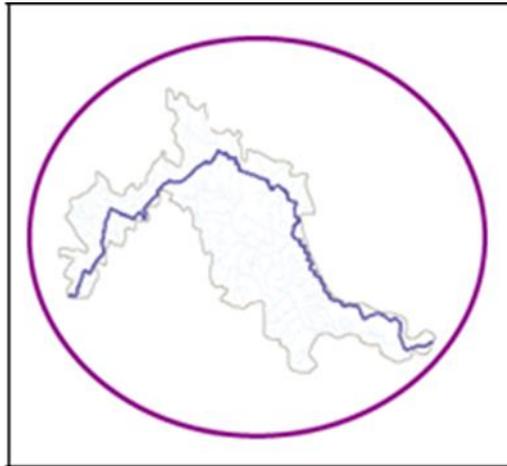


Fonte: Modificado de Ramasamy et al. (2011).

### 3.4.11 Assimetria de bacia hidrográfica

De acordo com Cox (1994) a assimetria de bacia é uma anomalia associada ao padrão de drenagem de uma bacia hidrográfica podendo ser identificada pela diferença no comprimento dos afluentes em relação ao rio principal e seu divisor de águas (Figura 19).

Figura 19 – Assimetria de bacia hidrográfica (rio Piraquê-Açú)



Fonte: Busato (2014).

De acordo com Cox (1994) a migração lateral de canais na direção de mergulho de estratos resistentes (deslocamento monoclinal) dá origem a um deslocamento sistemático de canais de drenagem do centro de suas bacias. Além disso, afluentes dos canais que seguem um contato litológico podem ser mais longos no lado da bacia com substrato menos resistente, desenvolvendo, portanto, a assimetria da bacia.

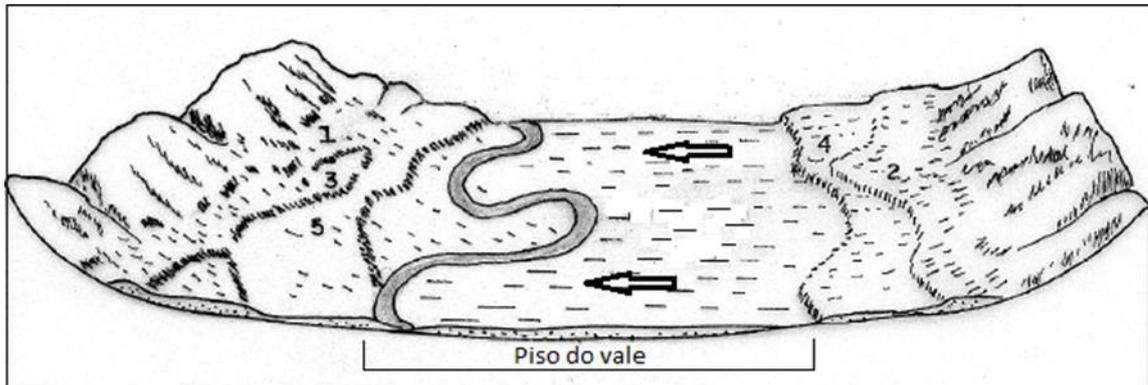
Segundo Lima (2006) a assimetria possui grande relevância porque exhibe o caimento do terreno, sendo, portanto, um excelente indicador de terrenos basculados. Essa feição é indicativa de movimentação vertical com a vertente mais curta posicionada no bloco soerguido.

A assimetria de uma bacia hidrográfica é considerada forte, de maneira geral, quando seus afluentes se apresentam bem curtos, ao passo dos afluentes longos que indicam fraco caimento (LIMA, 2006) - figura 19.

#### 3.4.12 Assimetria de vale

Os vales são resultantes da força erosiva dos rios e possuem largura e extensão variável (LIMA, 2006). Um vale pode ter alargamento transversal, devido à erosão lateral provocada por basculamentos, resultando na formação de terraços, ou longitudinal, podendo estar relacionado à erosão remontante, mudando seu perfil de equilíbrio e constituindo a anomalia assimetria de vale (Figura 20).

Figura 20 - Assimetria de vale. Os terraços assimétricos (nº 1,2,3,4,5) denotam movimentos tectônicos (ascendente ou descendente) em ambas as margens e em épocas distintas



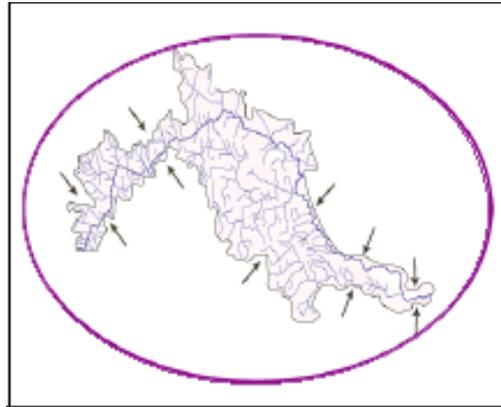
Fonte: Modificado de Longweel et al., apud Thornbury(1966)

De acordo com Schumm (2005) elevação, subsidência e falhas modificam a inclinação do fundo do vale e do gradiente do canal. Uma deformação tectônica, segundo Schumm (2005), pode causar o aumento ou a redução local do gradiente do canal ou uma inclinação lateral, e para se ajustar as mudanças, o canal de drenagem entra num processo de degradação e agradação ou ainda, de alteração de sua sinuosidade. É importante observar que não somente a deformação (falha, dobra) pode afetar o canal, e por consequência o vale, mas os efeitos da tectônica podem ser propagados de forma que todo o processo de mudança e trabalho dos rios, determinados pela deformação tectônica, contribui para a assimetria do vale.

#### 3.4.13 Estrangulamento de bacia

Os pontos de estrangulamentos apresentados em uma bacia hidrográfica, porções ou áreas da bacia comprimidas e posteriormente descomprimidas, podem indicar movimentação tectônica (FORNACIARI, 2009; BUSATO e BRICALLI, 2014) - figura 21.

Figura 21 - Estrangulamento na bacia hidrográfica do rio Piraquê-açú. As setas marcam cinco porções de estrangulamento na bacia hidrográfica do rio Piraquê-açú.



Fonte: Busato (2014).

### 3.5 PADRÃO DE DRENAGEM E DEFORMAÇÃO TECTÔNICA

De acordo com Howard (1967) padrão de drenagem e deformação tectônica, principalmente no que se refere a anomalias nos padrões de drenagem e nos padrões de fluxos individuais, são de particular importância nas planícies porque podem fornecer pistas para características estruturais indetectáveis por outros métodos.

Padrão de drenagem refere-se aos desenhos dos traçados formados pela drenagem e são vários os fatores que determinam as variações desses desenhos. Identificá-los constitui uma etapa importante, pois mudanças bruscas ou simples variações de um tipo de padrão para outro em uma bacia ou sub-bacia são evidências fortes de um controle tectônico, estrutural ou litológico (HOWARD, 1967; BEZERRA, 2003).

Para Twidale (2004) padrões de rio ou drenagem são os arranjos espaciais da drenagem, e esses arranjos podem ser concordantes ou anômalos em relação à inclinação e estrutura. A inclinação induz a formação de padrões como paralelo, radial e distributário enquanto a estrutura produz arranjos retos, angulares, de treliça e anulares (TWIDALE, 2004).

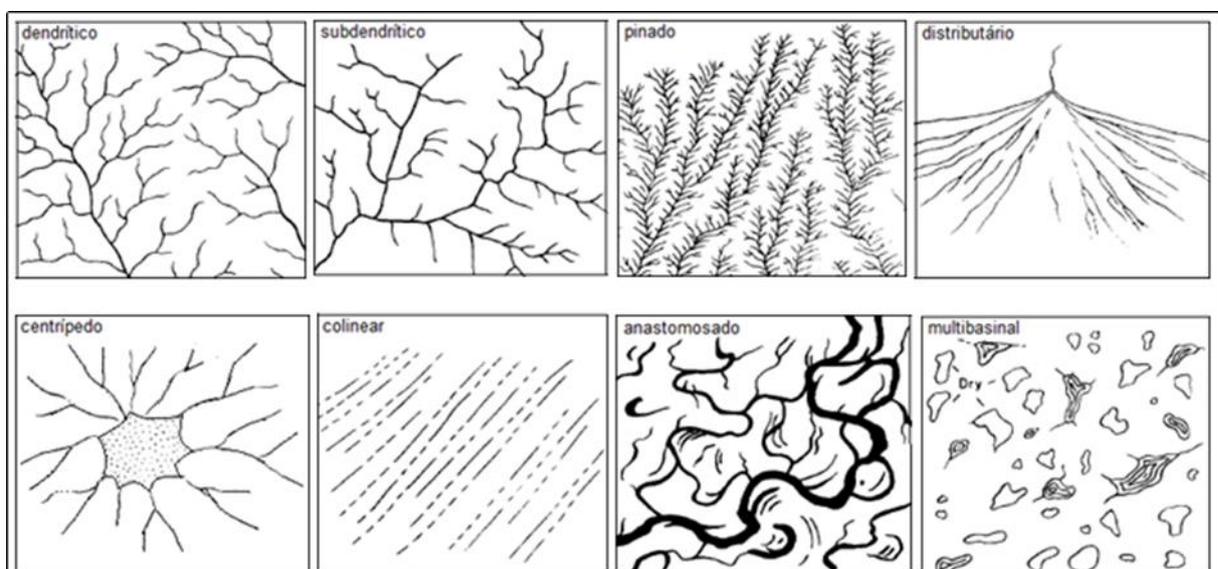
Os padrões de drenagem, uma vez estabelecidos na natureza, tendem a persistir, no entanto, deformações provocadas por meio de desvios, tectonismo,

vulcanismo, glaciação, movimentos de massa, atividades humanas e mudança climática, podem alterar esses padrões e constituir anomalias, na medida em que a drenagem busca se adaptar às novas feições (SCHUMM e KHAN, 1972; TWIDALE, 2004).

Os padrões de drenagem conhecidos na literatura podem ser classificados conforme os tipos de controle: i) padrões de drenagem sem controle estrutural ou tectônico; ii) padrões de drenagem com controle estrutural; e iii) padrões de drenagem com controle tectônico. Considerando esta classificação serão descritos os padrões de drenagem dando ênfase nos padrões de drenagem com controle estrutural e com controle tectônico.

O padrão de drenagem dendrítico, com seus canais orientados em uma ampla variedade de direções, é um padrão básico comparativo uma vez que indica pouco ou nenhum controle estrutural ou litológico, estando, em geral, associado a estratos sedimentares horizontais ou aproximadamente horizontais, ou com rochas ígneas maciças (BEZERRA, 2003; TWIDALE, 2004). Assim como o dendrítico, os padrões subdendrítico, pinado, distributário, centrípido, colinear, anastomosado e multibasinal não apresentam controle tectônico ou estrutural (HOWARD, 1967) - figura 22.

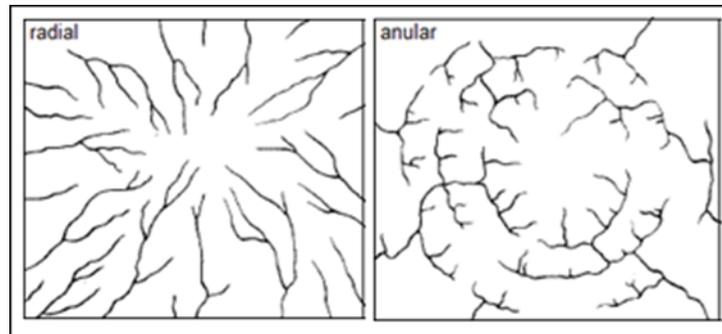
Figura 22 - Padrões de drenagem sem controle estrutural ou tectônico



Fonte: Adaptado de Howard (1967).

O padrão radial e anular, representados na figura 23, são os padrões de drenagem que possuem controle estrutural (HOWARD, 1967).

Figura 23 - Padrões de drenagem com controle estrutural



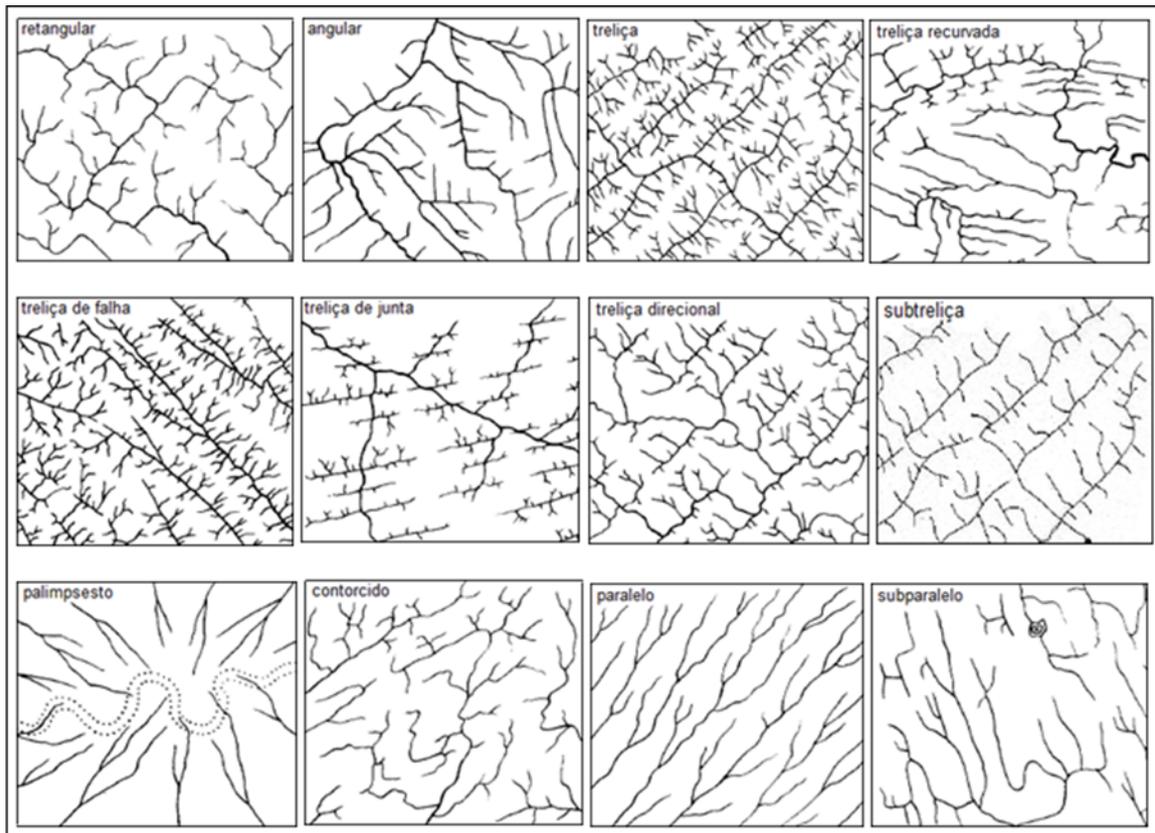
Fonte: Adaptado de Howard (1967).

O padrão de drenagem radial está geralmente associado a crateras vulcânicas, constituídas de rochas ígneas (LIMA, 2006) – figura 23.

No padrão de drenagem anular os longos tributários subsequentes, geralmente, indicam a direção do mergulho e permitem a distinção entre domos e bacias (HOWARD, 1967) – figura 23.

Diversos autores apontam os seguintes padrões de drenagem controlados tectonicamente, também citados em diversos trabalhos sobre o tema: retangular, angular, treliça, subtreliça, treliça direcional, treliça recurvado, treliça de falha, treliça de junta, contorcido, paralelo, subparalelo e palimpsesto (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986; BEZERRA, 2003; BRICALLI e MELLO, 2009; NETO, 2007; SILVA E MAIA, 2017) - figura 24.

Figura 24 - Padrões de drenagem com controle tectônico



Fonte: Adaptado de Howard (1967).

O padrão de drenagem retangular, que geralmente encontra-se em terrenos de rochas ígneas e sedimentares, apresenta um controle devido às estruturas de juntas ou falhas (HOWARD, 1967). Nesse padrão, a drenagem possui ângulos retos tanto no canal principal, como nos tributários. O padrão de drenagem angular é um padrão modificado do retangular e ocorre quando juntas ou falhas se juntam em ângulos agudos ou obtusos em vez de em ângulos retos (HOWARD, 1967; HUGGETT, 2007) - figura 24.

De acordo com Howard (1967) o padrão de drenagem treliça, também conhecido como barbado (*barbed*), denota forte controle tectônico. O padrão treliça é característico de estratos dobrados ou basculados e de áreas de fraturas paralelas (HOWARD, 1967). O padrão treliça de falha é atribuído a *grabens* e *horsts* alternados ou a uma sucessão de fendas paralelas (DAKE e BROWN, 1925 apud HOWARD, 1967) - figura 24.

Conforme Howard (1967) o padrão de drenagem paralelo apresenta paralelismo em seus canais em uma extensão reativamente grande, indicando uma inclinação do terreno por onde se sobrepõe e/ou adaptam em zonas de fraqueza, como juntas e falhas, em ângulos retos (Figura 24). É bem marcado em terrenos planos ou em zonas com elevado e médio grau de dissecação. Suas feições topográficas paralelas são controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais (HOWARD, 1967).

O padrão de drenagem contorcido é identificado através de forma contorcida, sugerindo a presença de dobras com terminações periclinais, geralmente associadas a rochas metamórficas, ou mesmo a rochas sedimentares dobradas (LIMA, 2006) - figura 24.

O padrão de drenagem palimpsesto está relacionado a antigos canais de drenagem abandonados que, atualmente, se encontram superpostos por padrões de drenagens mais novos, estando associado, normalmente, a terraços aluviais de sedimentos recentes em blocos que sofreram basculamento (LIMA, 2006). Falhas ativas podem aparecer também nesse padrão (BEZERRA, 2003) - figura 24.

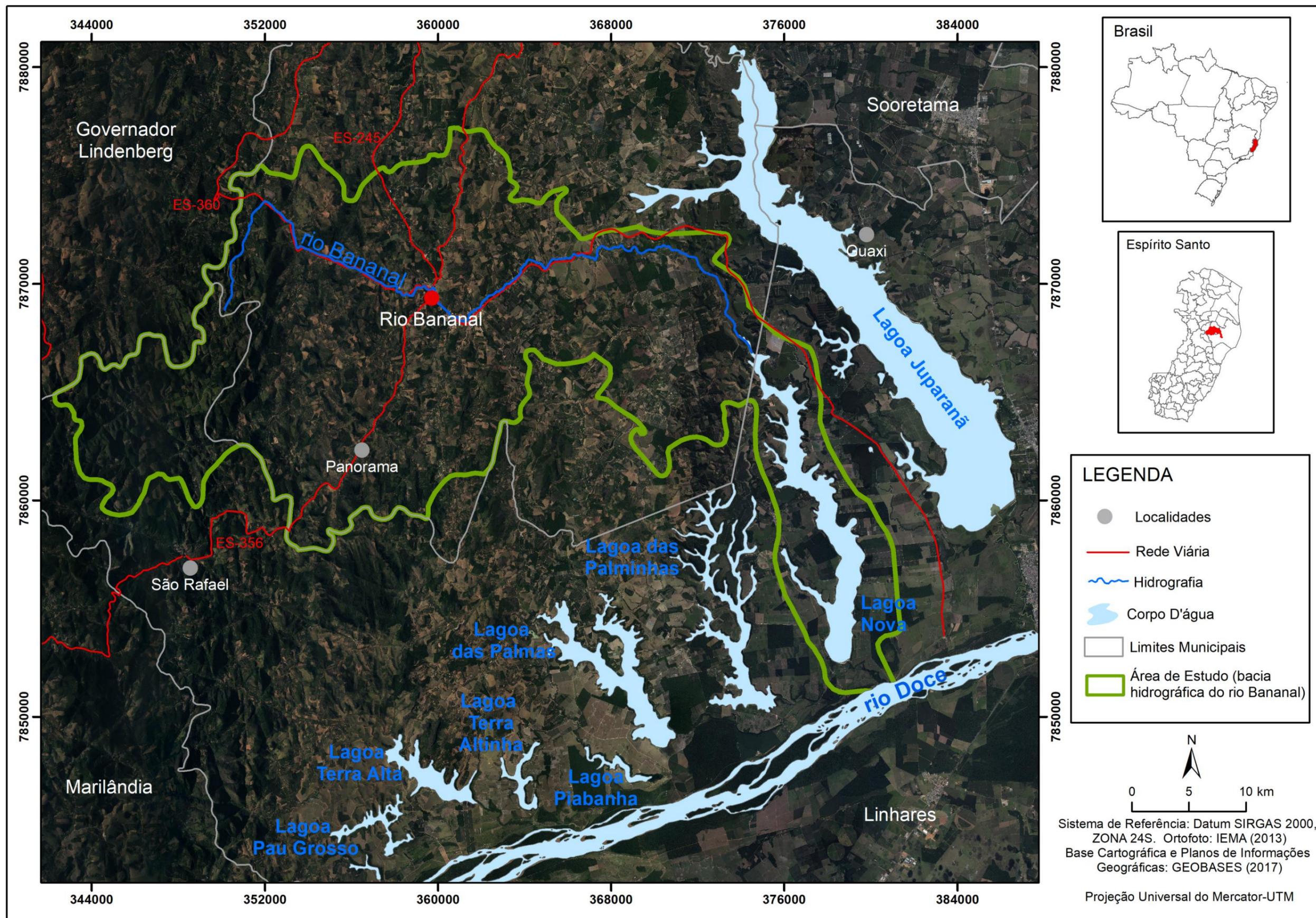
## 4 ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A bacia hidrográfica do rio Bananal está localizada na região Norte do estado do Espírito Santo, apresentando área de 404,15 km<sup>2</sup>. Grande parte da bacia (porção central) está situada no município de Rio Bananal, mas sua porção a oeste abrange parte do município de Governador Lindenberg e, a leste, o município de Linhares (Figura 25).

O rio Bananal, curso principal da bacia, conforme IBGE (1979), nasce nas proximidades da cidade de Governador Lindenberg, percorre todo o município de Rio Bananal, e deságua na Lagoa Nova, localizada em Linhares (Figura 25).

A sede municipal de Rio Bananal localiza-se às margens do rio principal, na porção central da bacia, e a principal via de acesso, partindo da região Metropolitana de Vitória até o município de Linhares, se dá através da BR-101, e a partir do município de Linhares é necessário trafegar pela ES-356 para chegar até a bacia. As rodovias ES-245 e ES-360 também funcionam como vias de acesso (Figura 25).



Fonte: Organizado pela autora

## 4.2 GEOLOGIA

### 4.2.1 Geologia Regional

De acordo com o mapa geológico (CPRM, 2013), escala 1: 400.000, o estado do Espírito Santo apresenta 2 (dois) compartimentos geológicos principais: 1) O Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, na porção oeste do estado, pertencente a Província da Mantiqueira, e 2) o Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos, a leste. O Embasamento Pré-cambriano é constituído por rochas metamórficas e ígneas plutônicas proterozoicas e os Depósitos Sedimentares Cenozoicos são formados por rochas sedimentares representadas por depósitos da Formação Barreiras e Depósitos Sedimentares Quaternários (Figura 26).



# LEGENDA

## COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Idade (Ma)	COBERTURAS SUPERFICIAIS		
CENOZOICO	NEÓGENO	HOLOCENO		0,01	<b>Q2a</b> Depósitos fluviais argilo-arenosos e arenosos recentes: sedimentos fluviais de deltas dominados por processos fluviais e aluvionares constituídos de areia e cascalho		
					<b>Q2fl</b> Depósitos flúvio-lagunares recentes: sedimentos areno-argilosos ricos em matéria orgânica, podendo frequentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares		
					<b>Q2li</b> Depósitos marinhos litorâneos recentes: sedimentos arenosos bem selecionados		
					<b>Q2pm</b> Depósitos de pântanos e manguezais recentes: sedimentos em geral pelíticos, localmente arenosos e quase sempre ricos em matéria orgânica, podendo conter fragmentos de madeira e conchas de moluscos		
					<b>Q2cl</b> Cordões litorâneos recentes: sedimentos arenosos e argilo-arenosos costeiros		
					<b>Q2p</b> Depósitos de paleocanais recentes: depósitos residuais associados a paleocanais fluviais compostos por areia e cascalho		
		PLEISTOCENO				2,59 5,33 23,03 33,90	<b>Q12ca</b> Depósitos aluviais e coluviais indiferenciados: sedimentos argilo-arenosos encontrados nos vales, frequentemente acima do limite atingido pela penúltima transgressão
							<b>Q1cl</b> Cordões litorâneos antigos: sedimentos arenosos e argilo-arenosos costeiros
							<b>Q1li</b> Depósitos marinhos litorâneos antigos: sedimentos arenosos bem selecionados de coloração escura em consequência da presença de matéria orgânica de origem secundária
							<b>N2Q1dl</b> Coberturas detrito-lateríticas: sedimentos detrito-lateríticos argilo-arenosos com níveis de cascalho e solos lateríticos ferruginosos
							<b>Enb</b> Grupo Barreiras: depósitos detriticos pobremente selecionados, com granulometria cascalho, areia, e argila, geralmente contendo horizontes lateríticos
							<b>Eges</b> Espirito Santo 1: arenito, branco, feldspático, conglomerático e argilite (Formação Rio Doce - Erd), intercalados com ignimbritos e rochas piroclásticas de composição riolítica a dacítica (Formação Abrolhos - Eab). Observa-se um "mixing" na base da Fm. Rio Doce com vulcânicas ignimbriticas da Fm. Abrolhos, correspondendo a uma extensão do vulcanismo de Abrolhos, onshore <b>54-42 Ma Ar-Ar</b>
PALEÓGENO				56,00 66,00 443,4	<b>BACIA DO ESPÍRITO SANTO</b>		
					<b>PROVÍNCIA MANTIQUEIRA</b>		
ORDOVICIANO				485,4	<b>ESTÁGIO PÓS-OROGÊNICO</b>		
					<b>O75gr</b> Bom Jesus do Norte: Granito isotrópico, cinza claro e de granulação média		
					<b>O74-6</b> Diques e stocks de granitos finos, equigranulares e leucocráticos, associados a falhas e fraturas		
					<b>O174sb</b> Suíte Serra do Bonfim: (hornblenda)-biotita gnaiss de composição granítica, porfírica, com variações para texturas miloníticas a ultramilonítica (Pedra Olho de Pombo).		

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Idade (Ma)	COBERTURAS SUPERFICIAIS	
FANEROZOICO	PALEOZOICO	CAMBRIANO			<b>Supersuíte Aimorés</b>	
					<b>805amva</b> Suíte Várzea Alegre 2 - <b>8705amva</b> Granitoides metaluminosos, calcio-alcálinos de alto K e mafitos associados; Itarana: norito (no); Rio Sossego: diorito (dr); Praça Otto: charnockito (ck); Rio Jatiboca: tonalito (t); Rio Tabooca: microclina granito (mgr) <b>535 Ma Rb-Sr</b>	<b>805amv</b> Recreio: norito médio e grosso, metaluminoso, tholeiítico
					<b>875amva</b> <b>875amva</b> mgr ck t	
					<b>875amcap</b> Charnockito Padre Paraíso <b>513-502 Ma U-Pb</b> Charnockito e enderbita porfíricos, metaluminosos, calcio-alcálinos de alto K	<b>805am</b> Baunilha: norito (no); Bergamo: gabro (gb)
					<b>805amib</b> Suíte Ibituba - <b>8705amib</b> Granitoides metaluminosos, calcio-alcálinos a alcálinos, tipo I. <b>535-520 Ma U-Pb</b> . Canjica: Charnockito (ck); Córrego Caparaó: microclina granito (mgr); Córrego Desengano: migmatitos e granitos (mig); Guandu: diorito (dr)	<b>875am</b> São Bento: Charn-enderbita (ed); Humatã: Microclina granito (mgr); Águia: Biotita granito (bg); Humatã: granito (gr); Lavrinha: tonalito (t); Granito Caladão (ca) <b>513-503 Ma Pb-Pb</b> ; Granito Jacaguá (jc); Granito Fazenda Berger (fb)
					<b>805amp</b> Suíte Lagoa Preta - <b>8705amp</b> Córrego Aventureiro: Anortosito (a); São Sebastião da Vala: diorito (dr); Córrego Bananal: gabro (gb); Córrego Jaó: olivina-gabro (olg); Córrego Crescúmas: granito (gr); Córrego Ferrugem: charnockito (ck) <b>585 Ma Pb-Pb</b>	<b>805amit</b> Suíte Itapina - <b>8705amit</b> <b>535-520 Ma U-Pb</b> Granitoides metaluminosos, calcio-alcálinos a alcálinos, tipo I; Córrego Esperança: charnockito (ck); Santa Joana: microclina granito (mgr); Rio Chave: diorito (dr)
					<b>805asa</b> Suíte Santa Angélica - <b>8705asa</b> Fazenda Bela Aurora: Diorito (dr); Laranjeiras: gabro (gb); Lambari Frio: allanita granito porfírico e titanita granito (gr) <b>513 Ma Pb-Pb</b>	<b>805sact</b> Suíte Castelo - <b>8705sact</b> Piedade Comprida: granito (zona mista) (gr); Ribeirão da Prata: allanita granito (gr); Ribeirão São João: titanita granito (gr); Estera: granodiorito (gd); Alto Caxixe Quente: diorito de granulação média (dr1); Caxixe: diorito de granulação fina (dr2)
					<b>805saac</b> Suíte Alto Chapéu - <b>8705saac</b> Ribeirão Estrela: Allanita granito (gr); Ribeirão São João: migmatito de bordo (mig); Córrego Santo Amaro: gabro (gb)	<b>805savn</b> Suíte Venda Nova - <b>8705savn</b> Ribeirão do Meio: Sienogranito (sgr); Imigrante: granito fino (gr2); Conceição do Castelo: microclina granito (gr3); Ribeirão São José da Viosa: charnockito (ck); Ribeirão Castelo: gabro (gb); Ribeirão do Peixe: norito (no)
					<b>805sams</b> Suíte Mimoso do Sul - <b>8705sams</b> Mucuri do Sul: Monzonito (mz); Agude: diorito (dr); Jacutinga: olivina-ortopiroxênio gabro Jacutinga (jc); União: migmatito (mig); Córrego Ubrajá: granito (gr)	<b>805sa</b> Maciço Garraão Granito porfírico, róseo (gf); <b>875isa</b> Maciço Afonso Claudio Microclina granito (mf); Pedregulho: gabro (gb); Córrego Morúbia: diorito (dr); Granito Rio Ponte (rp); Ribeirão Muqui do Norte: granito (gr); Ribeirão Monte Cristo: Allanita granito (agr); Granito Morro do Coco (mc);
					<b>805saa</b> Suíte Aracé - <b>8705saa</b> Pedra Azul: Monzogranito (mzgr); Pedra do dedo: diorito (dr)	<b>805salm</b> Suíte Lajinha do Mutum - <b>8705salm</b> Córrego dos Medeiros: Diorito (dr); Córrego da Nebliana: granito (gr)
					<b>875sacm</b> Suíte Conceição do Muqui - <b>875sacm</b> Granito (gr); Allanita granito (agr).	<b>805sac</b> Diorito Concórdia
					<b>Supersuíte Espírito Santo 3</b>	
<b>805esfu</b> Suíte Fundão - <b>8705esfu</b> Córrego Mucurutá: Charnockito (ck); Córrego Chapada Grande: granito (gr); Ribeirão Três Rios: norito (no)	<b>805esara</b> Suíte Aracruz - <b>8705esara</b> Piraque-Açu: Charnockito (ck); Córrego Taquaral: diorito (dr); Córrego Aricanga: granito (gr); Córrego do Retiro: norito (no)					
<b>805esrn</b> Suíte Rio Novo do Sul - <b>8705esrn</b> Córrego Santa Helena: Zona agmática (zag); Santa Maria: Granodiorito (gd); Córrego São Vicente de Cima: Granito (gr); Córrego do Gato: Monzogranito (mz); Novo: Diorito (dr)	<b>805esic</b> Suíte Iconha - <b>8705esic</b> Crobó: Granodiorito e quartomonzonito (gd); Bom Destino: Granito (gr); Itapoama: Microgranodiorito (mgd); Jaracatia: Diorito e monzonito subordinado (dr)					
<b>805esrb</b> Norito São Gabriel da Baunilha: norito médio e grosso, metaluminoso, tholeiítico	<b>875lesvi</b> Suíte Viana Córrego Boca do Mato: Granito (gr); Córrego do Moinho: Charnockito (ck)					

PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	EDIACARIANO	<p><b>εγ5ies</b> Suite Vitória Rio Antibri: Granito porfírico (vit) <b>500 Ma U-Pb</b> Maciço Mestre Alvaro: Granito porfírico (magr)</p> <p><b>ε65es</b> Gabro João Neiva (jn); Olivina piroxenito Vale do Canaã (olpx)</p> <p style="text-align: center;"><b>ESTÁGIO TARDI-OROGÊNICO</b></p> <p><b>εγ3Slg</b> Leucogranito do tipo S: leucogranito granatífero <b>499 Ma U-Pb</b></p> <p><b>εγ3lqd</b> Ribeirão Jacarandá: Granitoide pouco ou muito foliado, metaluminoso, tipo I: quartzo diorito (qd)</p>	<p><b>541.0</b></p> <p style="text-align: center;"><b>ESTÁGIO SIN- A TARDI-OROGÊNICO</b></p> <p><b>NP3γ2S</b> Granitoides pouco foliados, peraluminosos, calcialcalinos, de alto K, tipo S: ortognaisses Córrego Grande (cg); Granito Nanuque (ng) <b>573 Ma U-Pb</b>; Suite Montanha (mt); Suite Ataléia: granada-biotita granito Ataléia (at) <b>591 Ma Pb-Pb</b> e leucogranito indeformado Ataléia (atlg); Suite Carlos Chagas: leucogranito Carlos Chagas (cc) <b>576 Ma U-Pb</b> e leucogranito Carlos Chagas porfírico (cci);</p> <p><b>Suite Bela Joana</b> Gra-hb-opx-cpx charnockito com enclaves de granada-sillimanita gnaissé (bj) <b>575 Ma U-Pb</b>; ortognaissé enderbítico a tonalítico (bjt)</p> <p><b>Suite São João do Paraíso</b> Charnockito a leucogranito com enclaves de granada gnaisses, rochas máficas e calcissilicáticas (spck) <b>580 Ma U-Pb</b></p> <p><b>Suite Desengano</b> (granada)-biotita ortognaissé porfírico a inequigranular, com enclaves de anfíbolitos e rochas calcissilicáticas (ds)</p> <p style="text-align: center;"><b>ESTÁGIO PRÉ- A SIN-OROGÊNICO</b></p> <p><b>NP3rp</b> Grupo Raposo <b>585-642 Ma U-Pb</b> Gnaisses kinzigíticos e biotita gnaissé (rp)</p> <p><b>NP3γ11</b> Granitoides foliados a gnaissicos predominantemente metaluminosos, calcialcalinos, tipo I: ortognaissé Mascarenhas (mc) <b>589 Ma U-Pb</b>; Suite Alto Capim: ortognaissé Alto Capim (acp); tonalito Jequitibá (jqt, jqgr - granito); ortognaissé Rio Guandu (rg); ortognaissé Santa Tereza (st); gnaissé tonalítico Manhuaçu (ma); ortognaissé Cachoeiro (ch); ortognaissé Muniz Freire (mf) <b>590 Ma U-Pb</b>; ortognaissé Santa Helena (sh); granodiorito Santa Maria de Baixo (smb); tonalito Palmital (pm, pmqm - quartzo monzonito); granitóide Alfredo Chaves (ac); tonalito Alto Guandu (ag); granito Brejatuba (bj); ortognaissé Estrela (es) <b>580 Ma U-Pb</b>; ortognaissé Muqui (mu); tonalito Galiléia (tg) <b>594 Ma U-Pb</b>; Complexo Serra da Bolívia: ortognaissé diorítico a tonalítico ou quartzo-diorítico a quartzo-sienítico; gabros e noritos (sb) <b>596 Ma U-Pb</b>.</p> <p style="text-align: center;"><b>ESTÁGIO PRÉ-OROGÊNICO</b></p> <p><b>NP2rdp</b> Grupo Rio Doce Formação Palmital do Sul: biotita xisto com intercalações de rocha metavulcânica de composição dacítica e gnaisses com intercalações de quartzito micáceo, calcissilicáticas e talco xisto <b>584 +/- 5 Ma U-Pb</b></p> <p><b>NP3nv</b> Complexo Nova Venécia Sillimanita-granada-cordierita-biotita gnaissé bandado com intercalações de calcissilicáticas (NP3nv) <b>631 Ma Pb-Pb</b>; diatexitó (d); migmatito (m); gnaisses quartzosos (gnq); quartzitos (qt)</p> <p><b>NP3H</b> Grupo Itávia <b>840-600 Ma U-Pb</b> Sequência metavulcanossedimentar. Unidade São Joaquim (sj): mármore calcítico a dolomítico; Unidade Macuco (ma): anfíbio-biotita gnaissé a biotita gnaissé leucocrático com intercalações de anfíbolito e rochas calcissilicáticas; Unidade Serra da Prata (sp): hornblenda-biotita gnaissé, com intercalações de gnaisses cinzentos e leucognaisses com granulação fina</p>
			CRIOGENIANO	<p><b>635</b></p> <p><b>NP23γ1rn</b> Complexo Rio Negro <b>790-620 Ma U-Pb</b> hornblenda-biotita gnaissé migmatítico tonalítico a granítico</p> <p><b>NP3γ5</b> Grupo São Fidélis (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaissé bandado com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos (kz); biotita gnaissé homogêneo (gh)</p> <p>--- biotita gnaissé kinzigítico, rochas calcissilicáticas e mármores ultramáficas, com raras lentes de mármore e quartzito</p> <p><b>NPbji</b> Grupo Bom Jesus do Itabapoana Granada biotita gnaissé, anfíbio-biotita gnaissé, anfíbolito, gôndito e olivina-diopsídio mármore (ggn); mármore dolomítico (m); anfíbolito (an); quartzito associado a quartzo-mica xisto [ggn(qtx)]</p>
PALEOPROTEROZOICO	RIACIANO	TONIANO	<p><b>1000</b></p> <p><b>PP2ip</b> Complexo Ipanema Biotita gnaissé, biotita-granada gnaissé, gnaisses miloníticos (gn); lentes de quartzito (qt); frequentes corpos de metultrabásicas (dunitos, peridotitos, piroxenitos), tremolita-talco xistos (esteatitos), gabros, e anfíbolitos (mu)</p> <p><b>PP2jfgl</b> Complexo Juiz de Fora <b>2100 Ma U-Pb</b> Ortognanulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbíticas, enderbíticas, e rochas gabróicas</p> <p><b>PP2cp</b> Complexo Caparaó Granulitos aluminosos e kinzigitos (kz); noritos, enderbítos, charnokitos, e charno-enderbítos (ck) <b>2195 Ma U-Pb</b></p> <p><b>PP2sva</b> Complexo Serra do Valentim Noritos, enderbítos, charnokitos, e charno-enderbítos</p>	
		2300	<p><b>2300</b></p>	

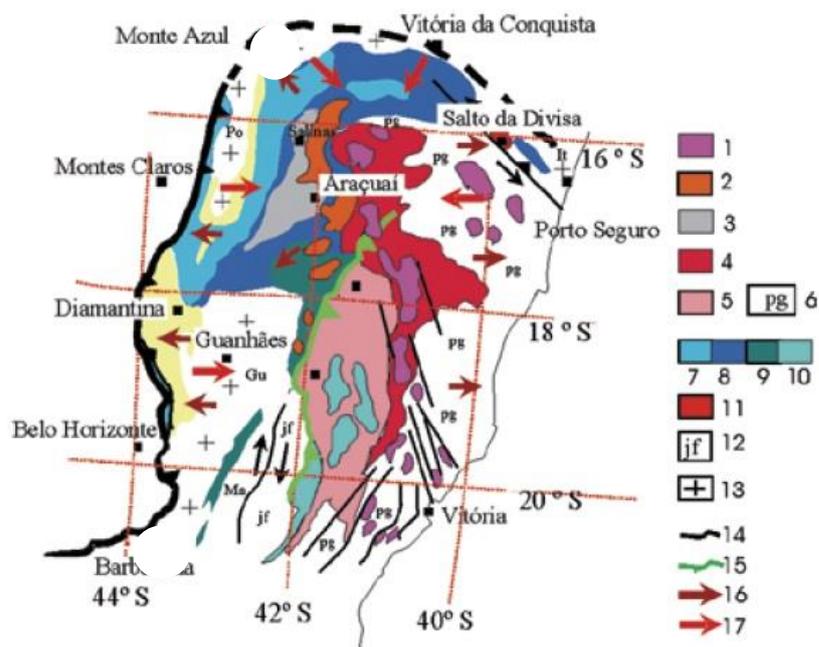
A notação dos granitoides segue a seguinte sistemática: Classificação química: "T" = tipo cordilheirano; "S" = tipo-S.  
 EXEMPLO DE NOTAÇÃO COMPLETA: NP3γ2Scc = granitóide do Neoproterozoico, do Orógeno Araçuai, do estágio sin- a tardi-orogênico, tipo-S. Em vermelho, idade de cristalização; em azul, idade Pb-Pb em zircão (evaporação); em verde, idade isocrônica Rb-Sr; em laranja, idade pelo método Ar-Ar.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS					
	Anticinal ou antifome		Falha ou zona de cisalhamento transcorrente sinistral		Zona de cisalhamento compressional
	Anticinal ou antifome normal com caimento indicado		Falha ou zona de cisalhamento transpressional dextral		Zona de cisalhamento compressional aproximada
	Antifome normal		Falha ou zona de cisalhamento transpressional sinistral		Zona de cisalhamento indistinta
	Dique (gr - granito; b - basalto)		Falha ou zona de cisalhamento transtraccional dextral		Zona de cisalhamento transcorrente
	Falha contraccional		Falha transcorrente dextral		Zona de cisalhamento transcorrente aproximada
	Falha extensional (normal)		Falha transcorrente sinistral		Fratúra
	Falha extensional aproximada		Lineamentos estruturais: traços de superfícies S		Zona de cisalhamento transcorrente dextral
	Falha indistinta		Sincinal ou sinforme		Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
	Falha ou fratura		Sincinal ou sinforme normal		Sincinal ou sinforme normal com caimento indicado
	Falha ou zona de cisalhamento aproximada		Sinforme normal		Zona milonítica
	Falha ou zona de cisalhamento compressional				

#### 4.2.1.1 Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano

O Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no estado do Espírito Santo corresponde aos terrenos relacionados às faixas móveis Orógeno Araçuaí (Figura 27) e ao Orógeno Ribeira, presentes na borda sudeste do Cráton do São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (HEILBRON et al., 2004). Antes da abertura do Oceano Atlântico, o Orógeno Araçuaí e a Faixa Congo Ocidental constituíam um único orógeno brasileiro-panafricano: o Araçuaí-Congo Ocidental (HEILBRON et al., 2004).

Figura 27 - Orógeno Araçuaí



- |  |   |
|--|---|
| 1 - Suíte G5, tipo I (520-490 Ma).                             | 12 - Complexo Juiz de Fora (2,2-2,0 Ga).  |
| 2 - Suíte G4, tipo S (520-500 Ma).                             | 13 - Arqueano a Mesoproterozóico retrabalhado na Orogenia Brasileira (Supergrupo Espinhaço em amarelo): complexos Gu- Guanhães, Itabuna, Ma-Mantiqueira, P-Pocrane, e Po-Porteirinha. |
| 3 - Formação Salinas (570-520 Ma).                             | 14 - Limite cratônico.  |
| 4 - Suítes G2 (585-565 Ma) e G3S, ambas tipo S.                | 15 - Zona de sutura neoproterozóica.  |
| 5 - Suíte G1, tipo I (630-585 Ma).                             | 16 - Transporte tectônico.  |
| 6 - Complexo paragnáissico.                                    | 17 - Polaridade metamórfica.  |
| 7 - Grupo acaúbas proximal.                                    |   |
| 8 - Grupo Macaúbas distal.                                     |   |
| 9 - Formação Ribeirão da Folha (RF) e Grupo Dom Silvério (DS). |   |
| 10 - Grupo Rio Doce.   |   |
| 11 - Granito Salto da Divisa (880 Ma).                         |   |

Fonte: Adaptado de Heilbron et al. (2004)

De acordo com Heilbron et al. (2004), o Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, e na altura do paralelo 21° ocorre a passagem para o Orógeno Ribeira, marcado pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Para Heilbron et al. (2004) o Orógeno Araçuaí se divide em 3 (três) compartimentos tectônicos: o domínio externo, interno e setentrional.

O Espírito Santo está inserido no compartimento tectônico do domínio interno, que é, de fato, o núcleo metamórfico-anatético do Orógeno, onde se originaram grandes quantidades de rochas graníticas em estágios diversos da Orogênese Brasileira, incluindo a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcálico (HEILBRON et al., 2004). Nesse domínio o relevo é do tipo "mar-de-morros" com "pães-de-açúcar" frequentes.

O Orógeno Araçuaí passou por vários estágios de formação até chegar a sua configuração atual (HEILBRON et al., 2004). Iniciou-se com a fase de *rift*, há cerca de 930 e 880 Ma, com o estabelecimento de uma bacia precursora do Orógeno Araçuaí, registrada por exames de diques máficos e pelas unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas; em seguida, ocorreu a transição para a margem passiva, com características de mar profundo e remanescentes de crosta oceânica, principalmente do Grupo Macaúbas e do Grupo Rio Doce (HEILBRON et al., 2004); e posteriormente, conforme Heilbron et al. (2004), ocorreram mais 4 (quatro) estágios orogênicos:

O estágio pré-colisional (630-585 Ma) é caracterizado por granitos do tipo I da suíte G1, constituídos por tonalitos e granodioritos, com dioritos subordinados e frequentes enclaves máficos.

O estágio sin-colisional (585-565 Ma) é caracterizado por granitos do tipo S da suíte G2 e incluem corpos graníticos tabulares autóctones ou parautóctones e intrusões com composição, predominante, de granada-biotita granito, de natureza cálcio-alcálica. O Complexo Paraíba do Sul e o domínio dos granitos do tipo S da suíte G2 são os domínios do embasamento Pré-cambriano de maior extensão e pertencem a este estágio.

Entre os estágios pré-colisional e sin-colisional ocorreu a sedimentação dos protólitos do complexo paragnáissico – gnaisses ricos em biotita, granada, cordierita e/ou silimanita – kinzigito *stricto sensu* e grafita, quartzito, rocha calciossilicática e leptinito.

O estágio tardi-colisional (565-535 Ma) é representado pelos granitos da suíte G3-S caracterizados por granada-cordierita leucogranito e alguns plútons graníticos do tipo I, com assinatura cálcio-alcalina de alto K.

O estágio pós-colisional (520-490 Ma) é representado por intrusões graníticas do tipo I da suíte G5, podendo conter fácies charnockíticas e enderbíticas, com composição predominante que varia de granito a sienogranito, geralmente porfirítico a subporfirítico com frequentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante.

No mapeamento CPRM (2013) é possível observar uma diferenciação litológica e estrutural entre o norte e o sul do estado, e o Complexo Paraíba do Sul, mesmo presente em todo estado, apresenta, na porção norte, menor heterogeneidade litológica e estrutural que a porção sul (Figura 26).

De acordo com CPRM (2013) na porção norte do estado predominam três Domínios Geológicos: O Complexo Paraíba do Sul, com fácies anfíbolito alto, Suítes Granitoides do tipo S G3-S e G2, e do tipo I G5, além de Coberturas Fanerozoicas amplamente distribuídas. Na porção sul ocorre predominância areal do Complexo Paraíba do Sul (fácies anfíbolito alto) e Granitos do tipo S das suítes G3-S e G2 ocorrendo em forma de ilhotas mais ou menos lenticulares. Há, ainda, Granitos do tipo 1 da suíte G5, porém em quantidade menor do que o norte do estado (Figura 26).

#### 4.2.1.2 Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos

Os Depósitos Cenozoicos são formados por rochas sedimentares representadas por depósitos da Formação Barreiras e Depósitos Sedimentares Quaternários Fluviais e Marinheiros, e constituem as litologias da parte leste do estado distribuindo-se de forma descontínua ao longo da costa, com maior predominância na porção norte. A litologia dos Depósitos Sedimentares de idade cenozoica é constituída por depósitos fluviais argilo-arenosos e arenosos recentes (sedimentos

fluviais de deltas dominados por processos fluviais e aluvionares compostos de areia e cascalho), e de sedimentos da Formação Barreiras, formados por depósitos detríticos pobremente selecionados, com granulometria de cascalho, areia, e argila, geralmente contendo horizontes lateríticos (CPRM, 2013) - figura 26.

O termo “Barreiras” foi referenciado pela primeira vez em uma carta de Pero Vaz de Caminha, ao rei de Portugal, quando o escrivão da esquadra de Pedro Álvares Cabral descreveu que “a terra traz ao longo do mar, em algumas partes, grandes barreiras, delas vermelhas e delas brancas...” (BRITO, 1992), relacionando o termo à morfologia dos sedimentos costeiros de extensos tabuleiros, frequentemente cortado por falésias junto à linha de costa (MORAIS, 2007). São depósitos, de idade atualmente aceita entre o Mioceno e o Plioceno, distribuídos na região sudeste desde a cidade de Búzios, Rio de Janeiro, até o norte do Espírito Santo (MORAIS, 2007).

Segundo Morais (2007) os depósitos da Formação Barreiras constituem-se de sedimentos de espessura variada depositados sobre embasamento muito alterado, formados, predominantemente, de arenitos quartzosos, caulíníticos (alteração de feldspatos), maciços e/ou com estratificações, intercalados a lamitos. De acordo com a autora, esses depósitos possuem coloração variada, do vermelho ao alaranjado, por serem bastante ferruginizados.

No estado do Espírito Santo, os depósitos da Formação Barreiras estão distribuídos, descontinuamente, ao longo da costa, sendo predominante no norte do estado e mais restrito ao sul de Vitória (Figura 26). Seu ambiente de formação relaciona-se a associações faciológicas de ambiente fluvial entrelaçado, podendo apresentar maior participação de sedimentos depositados por fluxos de detritos ou, ainda, exibir fácies típicas de planície de inundação fluvial (MORAIS, 2007).

De acordo com Silva et al. (1987), os depósitos quaternários estão bem retratados na faixa costeira atlântica, enquanto que para o interior do continente, eles têm representatividade apenas nas calhas de grandes drenagens, como por exemplo, a do rio Doce. Conforme Silva et al. (1987), os depósitos quaternários constituem a sedimentação ocorrida mais recentemente e estão representados por sedimentos marinhos e continentais (terraços arenosos pleistocênicos, terraços arenosos holocênicos, pântanos e mangues holocênicos, depósitos holocênicos

fluvio-lagunares e depósitos holocênicos aluvionares). Os terraços arenosos pleistocênicos constituem feições lineares que se apresentam afastadas da linha de costa atual, estando relacionados à parte final da penúltima transgressão marinha e à regressão correspondente. A origem desses depósitos é comprovada pela presença de tubos fósseis de callianassa, um artrópode marinho que vive na parte inferior da zona intermaré (SILVA et al., 1987; MARTIN et al., 1997).

Os terraços arenosos holocênicos apresentam significativa distribuição espacial na faixa costeira atlântica, e no Espírito Santo, é representativo na porção norte do estado. Estão dispostos, geralmente, na parte externa da planície costeira, com topo situando desde alguns centímetros a mais de 4m acima do nível do mar atual, sendo bem diferenciados dos depósitos da penúltima transgressão por serem mais finos e estreitamente próximos e paralelos entre si (MARTIN et al., 1997).

Os pântanos e mangues holocênicos são bem distribuídos na faixa costeira, e no Espírito Santo, é bastante representativo na região de Linhares. São constituídos de sedimentos argilo-siltosos ricos em matéria orgânica, devido à influência das marés nas baías e nas margens protegidas das drenagens, de sedimentos de planície deltaica, incluindo áreas de inundação, pântanos, lagoas, dique naturais e canais fluviais, areias quartzosas finas e grossas, micáceas, e areias sílticas e arenosas (MENDES et al., 1987).

Segundo Mendes et al. (1987), os depósitos holocênicos fluvio-lagunares estão distribuídos nas calhas de rios como, por exemplo, do rio São Mateus, Itaúnas e do rio Doce, além de seus afluentes próximos as suas desembocaduras, e são representados, essencialmente, por areias e siltes argilosos ricos em matéria orgânica. Trata-se de depósitos fluviais misturados com os de antigas lagunas e mangues assentados desde o início da última transgressão.

Os depósitos holocênicos aluvionares são de origem fluvial continental, sendo evidenciados no Espírito Santo nos rios Doce e São Mateus. Esses depósitos são predominantemente arenosos com contribuições menores de silte, argila e cascalho (MENDES et al., 1987).

#### 4.2.1.3 Geologia estrutural

O estado do Espírito Santo é marcado por uma importante feição tectono-estrutural, de orientação NNW-SSE, alcançando até 250 km de extensão, denominada Alinhamento Vitória-Ecoporanga (SILVA et al., 1987) ou Faixa Colatina (NOVAIS et al. 2004) que apresenta características rúpteis associadas a esforços compressivos e distensivos. Essa feição, principalmente no norte do Estado, constitui uma área favorável a processos de reativações tectônicas (NOVAIS et al. 2004).

A Faixa Colatina, cuja origem está associada a um processo de deformação dúctil junto à borda sul do Cráton do São Francisco, teria sido reativada no Eopaleozoico, a partir de processos de cisalhamento, posteriormente, no Mesozoico (Jurássico). Estudos recentes consideram que outra reativação possa ter ocorrido durante o Neógeno e Quaternário (Novais et al. 2004; SILVA et al., 1987).

Os lineamentos que constituem a Faixa Colatina caracterizam-se por pequenos sulcos e/ou escarpas marcados por falhas, fraturas ou foliações, orientados preferencialmente em uma mesma direção. Para Novais et al. (2004) essas estruturas, com reativações recorrentes, controlam padrões de drenagem da Bacia do Espírito Santo e o sistema de lagoas da região de Linhares caracterizando movimentações neotectônicas que atingem até os sedimentos das formações Rio Doce e Barreiras.

#### 4.2.1.4 Neotectônica

No estado do Espírito Santo existem muitas falhas neotectônicas nas rochas do embasamento alterado do Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, mas especialmente nas rochas sedimentares da Formação Barreiras (MELLO et al., 2005; MIRANDA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI 2011).

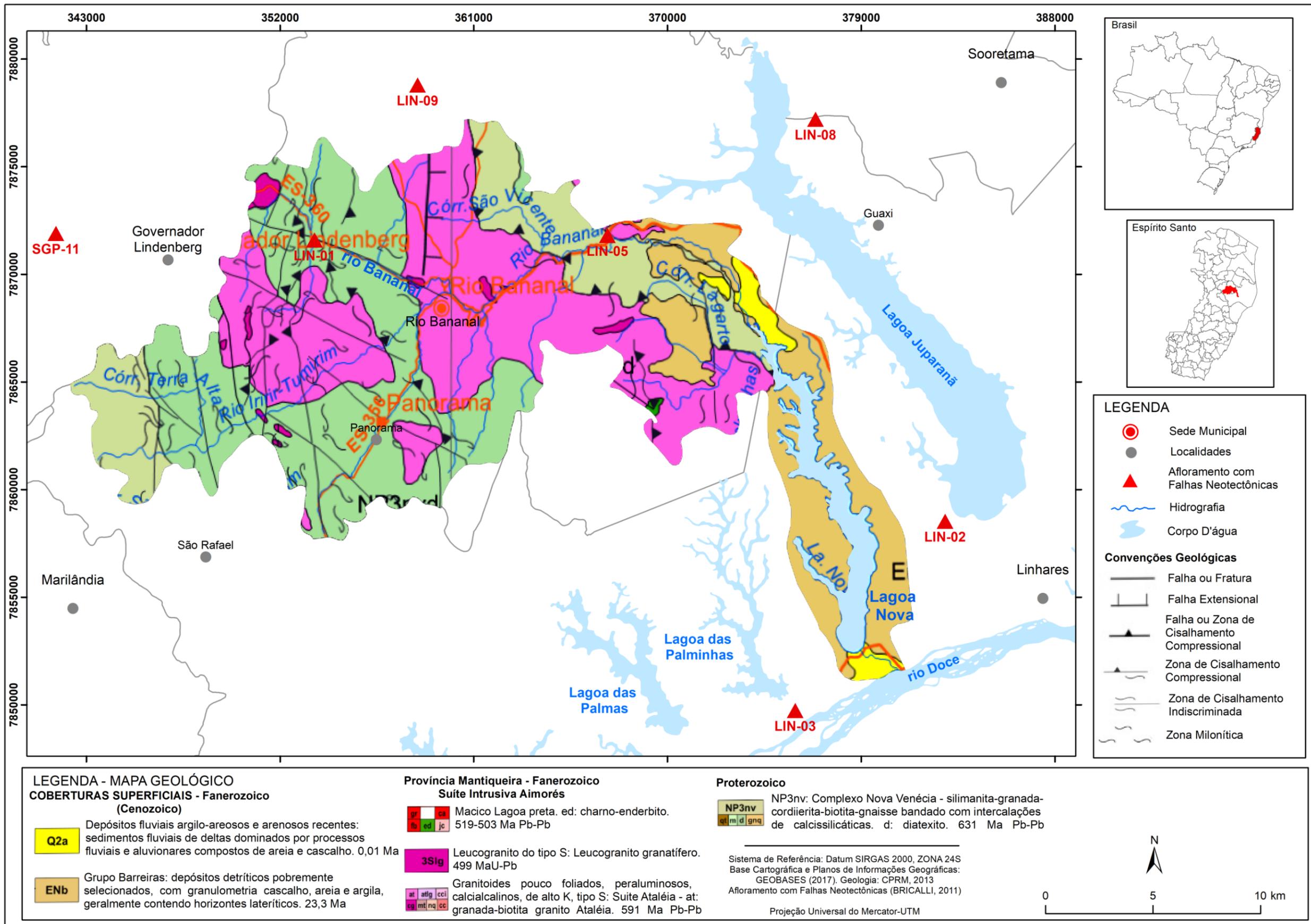
Os estudos realizados nesse estado apontam o reconhecimento de 3 (três) regimes neotectônicos no estado do Espírito Santo: 1) Transcorrência Sinistral E-W, associada a uma Distensão NW-SE e compressão NE-SW; 2) Transcorrência Dextral E-W, relacionada a uma distensão NE-SW e compressão NW-SE, afetando os depósitos paleogênicos, neogênicos e pleistocênicos, atribuída ao limite

Pleistoceno-Holoceno; e 3) distensão NW-SE, afetando os depósitos Holocênicos (MIRANDA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI, 2011).

#### **4.2.2 Geologia da Bacia Hidrográfica do Rio Bananal**

A geologia da área da bacia do rio Bananal compreende os dois compartimentos geológicos presentes no estado. A maior parte da bacia se insere no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano e, outra parte menor, compreende o Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos (Figura 28).

Figura 28 – Mapa geológico da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

Observa-se no mapeamento geológico do CPRM (2013) que o Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, porção oeste da bacia, apresenta 5 (cinco) litologias diferentes: i) granitoides pouco foliados, peraluminosos, calcialcalinos, de alto K, tipo S Suite Ataléia, composta de granada-biotita, granito Ataléia, datado de 591 Ma ii) Complexo Nova Venécia, datado de 631 Ma, composto de silimalita-granada-cordierita-biotita gnaiss bandado com intercalações de calcissilicáticas diatexito (Figura 28), ambos ocupando toda a área central da bacia hidrográfica do rio Bananal; iii) Complexo Nova Venécia, composto de silimalita-granada-cordierita-biotita gnaiss bandado com intercalações de calcissilicáticas, datado de 631 Ma, na porção nordeste e extremo oeste da bacia; iv) Maciço Lagoa Preta, datado de 519-503 Ma, composto de charno-enderbita, aparece em um único ponto da bacia, na porção leste; e v) leucogranito do tipo S, datado de 499 Ma, composto de leucogranito granatífero, em pontos nucleados ao longo da bacia.

A bacia hidrográfica do rio Bananal está inserida no domínio interno do Orógeno Araçuaí que é o núcleo metamórfico-anatético do Orógeno, onde se originaram grandes quantidades de rochas graníticas (HEILBRON et al, 2004).

Os Depósitos Sedimentares Cenozoicos localizam-se na porção leste da bacia e são constituídos por: i) depósitos fluviais argilo-arenosos e arenosos recentes (sedimentos fluviais de deltas dominados por processos fluviais e aluvionares compostos de areia e cascalho) e, ii) sedimentos da Formação Barreiras, formados por depósitos detríticos pobremente selecionados, com granulometria de cascalho, areia, e argila, geralmente contendo horizontes lateríticos (CPRM, 2013) – figura 28.

Além disso, a bacia apresenta diversas estruturas geológicas, descritas abaixo, segundo CPRM (2013).

Na litologia dos granitoides pouco foliados, peraluminosos, calcialcalinos, de alto K, tipo S Suite Ataléia, composta de granada-biotita, granito Ataléia, observa-se, 1 (uma) representativa falha extensional (normal), ao norte da bacia, de orientação N-S; 2 (duas) extensas falhas ou fraturas, de orientação NNW-SSE, a oeste da bacia; 1 (uma) falha ou fratura, de orientação N-S, localizada na porção oeste da bacia; 4 (quatro) extensas falhas ou fraturas, de orientação NW-SE, na porção oeste da bacia; extensas falhas ou zonas de cisalhamento compressional, na porção oeste

da bacia, marcando limite entre litologias, onde também é possível observar zonas miloníticas e; 1 (uma) zona de cisalhamento indiscriminada, localizada na porção leste da bacia (Figura 28).

O Complexo Nova Venécia, composto de silimalita-granada-cordierita-biotita gnaiss bandado com intercalações de calcissilicáticas: diatexito, é marcado pela existência de 7 (sete) extensas falhas ou fraturas, de orientação predominante NW-SE, outras 5 (cinco) de orientação NNW-SSE, outras 2 (duas) de orientação N-S, e outras 2 (duas) falhas ou fraturas de orientação NNE-SSW, localizada na porção noroeste da bacia. Nesse compartimento litológico são representativas falhas ou zonas de cisalhamento compressional, umas marcando o limite entre litologias e outras inseridas no complexo (Figura 28).

O Complexo Nova Venécia, composto de silimalita-granada-cordierita-biotita gnaiss bandado com intercalações de calcissilicáticas, ocorre na porção nordeste e oeste da bacia (Figura 28). Na porção nordeste há 1 (uma) grande falha ou zona de cisalhamento compressional localizada nos limites litológicos do complexo Nova Venécia e granitoides pouco foliados, paraluminosos, calcialcalinos, de alto K, tipo S: Suite Ataléia: granada-biotita granito Ataléia. Na porção oeste da bacia há 1 (uma) falha ou fratura, 1 (uma) zona de cisalhamento indiscriminada e zonas miloníticas, localizadas exatamente entre limites litológicos.

Os pontos nucleados de leucogranito do tipo S: leucogranito granatífero, (CPRM, 2013), estão distribuídos ao longo da bacia e são coincidentes, em sua maioria, com falhas ou fraturas e falha ou zona de cisalhamento compressional.

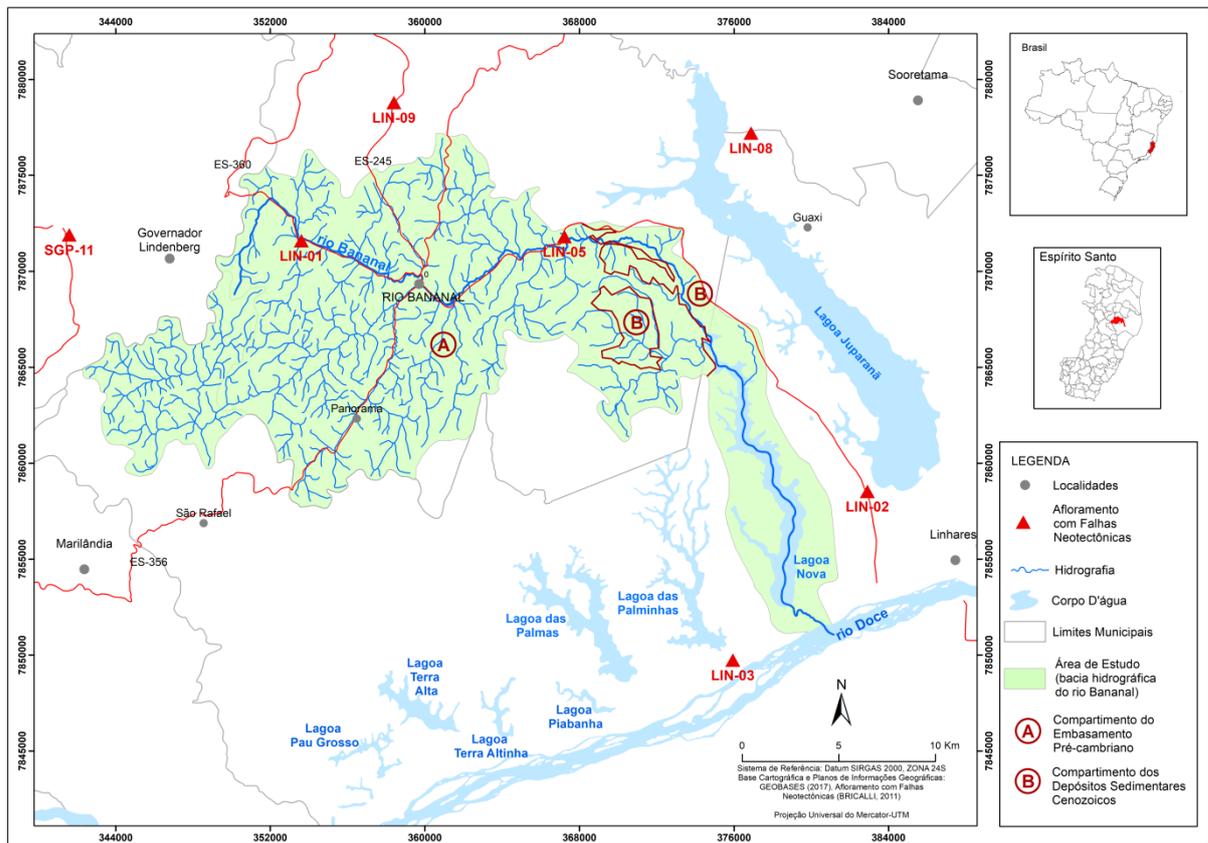
O Maciço Lagoa Preta, composto de charno-enderbita (CPRM, 2013), localiza-se em um único ponto da bacia, a leste, é coincidente com 1 (uma) zona de falha ou cisalhamento compressional (Figura 28).

Os Depósitos Fluviais Quaternários e os Depósitos da Formação Barreiras limitam-se, a leste da bacia hidrográfica do rio Bananal, com o Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano. Esses limites litológicos são coincidentes com falha ou zona de cisalhamento compressional, zona de cisalhamento indiscriminada, e zona milonítica (Figura 28).

#### 4.2.2.1 Neotectônica da bacia do rio Bananal

A bacia hidrográfica do rio Bananal está inserida na porção norte do estado do Espírito Santo, onde foram encontrados afloramentos com falhas neotectônicas (MELLO et al., 2005; MIRANDA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI 2011). Observa-se, dentro da bacia, a presença de 2 (dois) afloramentos com falhas neotectônicas (LIN-01 e LIN-05), localizados na porção noroeste e nordeste da bacia e, 5 (cinco) afloramentos (LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09 e SGP-11) localizados próximo a bacia (Figura 29).

Figura 29 – Afloramentos com falhas neotectônicas na área estudada e adjacências, segundo Bricalli (2011)



Fonte: dados neotectônicos de Bricalli (2011). Fonte: Organizado pela autora

O afloramento da porção noroeste da bacia (LIN-01) -, figura 29, apresenta falhas dextrais E-W e sinistras com orientações NNW-SSE e NNE-SSW, além de uma falha normal com orientação NW-SE afetando depósitos Pleistocênicos, cujas estruturas estão associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011).

O afloramento da porção nordeste da bacia (LIN-05) -, figura 29, apresenta falhas dextrais NW-SE a NNW-SSE e sinistrais com orientação NNW-SSE afetando depósitos da Formação Barreiras e o embasamento Pré-cambriano, cujas estruturas estão associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011).

Os afloramentos identificados na porção sudeste da bacia (LIN-02 e LIN-03) localizam-se na região dos lagos de Linhares e estão inseridos no Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos do estado do Espírito Santo (CPRM, 2013).

O afloramento (LIN-02) -, figura 29, apresenta falhas dextrais NW-SE e NE-SW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, e uma falha normal NE-SW, gerada por uma distensão NW-SE, correspondendo aos eventos de Transcorrência Dextral E-W e de Distensão NW-SE (BRICALLI, 2011).

O afloramento (LIN-03) -, figura 29, localizado na margem leste da Lagoa Nova onde deságua o rio principal da bacia, apresenta falhas neotectônicas normais e dextrais na direção NW-SE, resultantes de esforços distensivos NE-SW, e falhas normais NE-SW, geradas por esforços distensivos NW-SE, correspondendo aos eventos de Transcorrência Dextral E-W e de Distensão NW-SE (BRICALLI, 2011).

O afloramento da porção nordeste da bacia (LIN-08) - figura 29, apresenta falhas dextrais ENE-WSW e NE-SW e uma falha sinistral NW-SE, associadas a esforços compressivos NW-SE e Distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011).

Segundo Bricalli (2011) o afloramento identificado a norte (LIN-09) -, figura 29 da bacia apresenta dados estruturais divididos em três conjuntos: 1) falhas normais NE-SW, falhas dextrais NNW-NNE, e falhas sinistrais ENE a WNW, afetando o embasamento saprolitizado, associadas a esforços compressivos NE-SW e distensivos NW-SE; 2) falhas normais e dextrais NW-SE e falha sinistral NNE-SSW, afetando tanto a cobertura sedimentar quanto o embasamento saprolitizado, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW; e 3) falhas normais NNW-SSE a NNE-SSW e NE-SW, afetando também a cobertura sedimentar e o embasamento saprolitizado, relacionadas a esforços distensivos NW-SE. De

acordo com Bricalli (2011), as falhas do conjunto 1 afetam somente o embasamento alterado, sendo consideradas como registro tectônico mais antigo, e as falhas dos conjuntos 2 e 3 afetam afetando tanto a cobertura sedimentar quanto o embasamento saprolitizado, sendo consideradas mais recentes (BRICALLI, 2011).

O afloramento da porção oeste da bacia (SGP-11) - figura 29, apresenta falhas normais NE-SW, falha sinistral E-W e falha dextral NNW-SSE, associadas a esforços compressivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Sinistral E-W (BRICALLI, 2011).

## 4.3 GEOMORFOLOGIA

### 4.3.1 Geomorfologia Regional

#### 4.3.1.1 Domínios Morfoestruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas

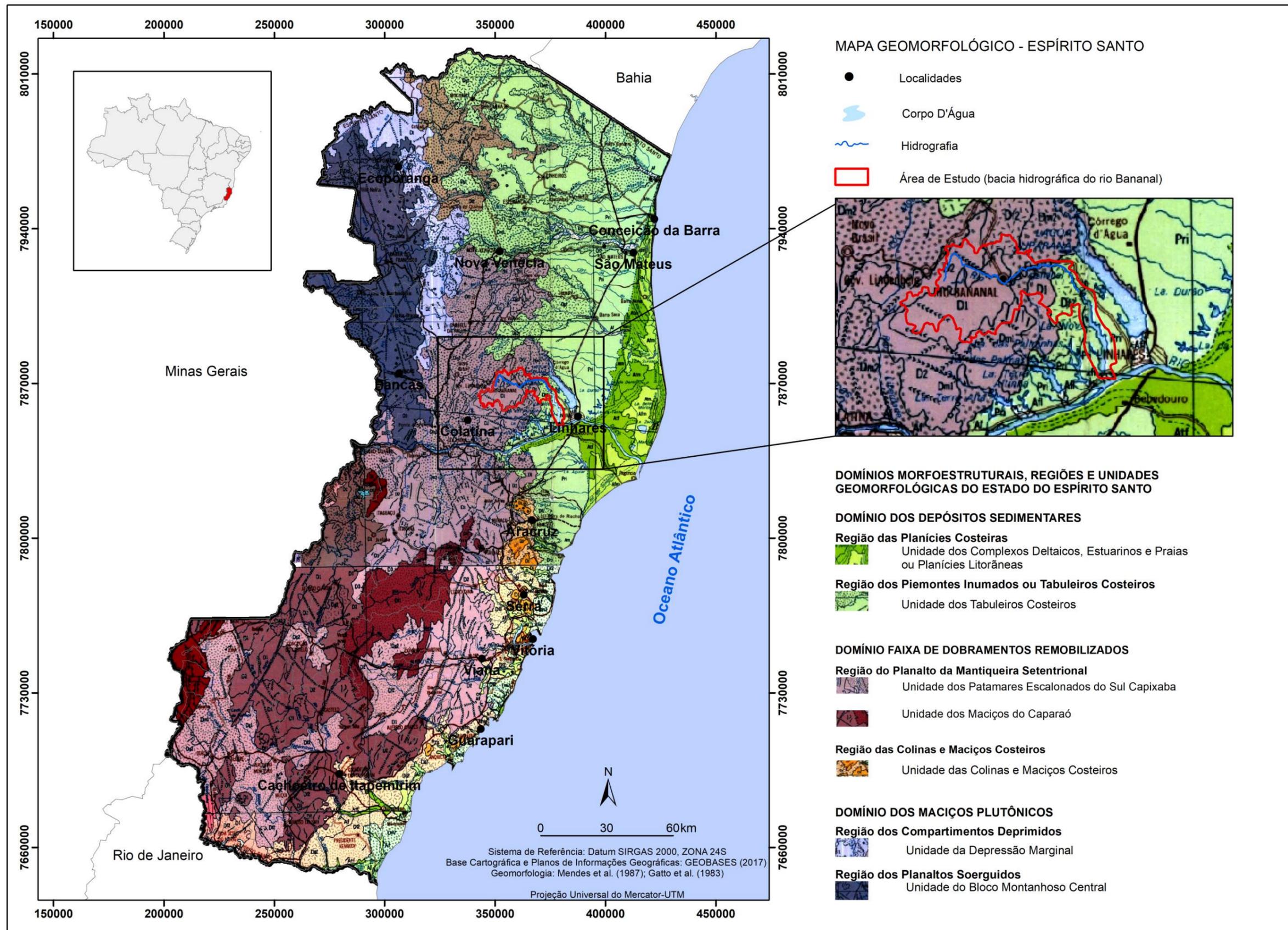
Para Ab'Saber (1998), o Espírito Santo se insere no Compartimento Megageomorfológico Paleoabóbada do Escudo Brasileiro Transformada em Montanhas de Blocos Falhados - megadomo cristalino, com predomínio de rochas muito antigas, sujeito a diferentes fases de reativação.

Segundo a classificação de Mendes et al. (1987), o estado do Espírito Santo está inserido em 3 (três) domínios morfoestruturais: 1) Domínio Maciços Plutônicos, que compreende as regiões Compartimentos Deprimidos e Planaltos Soerguidos, ambos englobando, respectivamente, as Unidades Geomorfológicas Depressão Marginal, e Bloco Montanhoso Central; 2) Domínio Faixa de Dobramentos Remobilizados, que compreende a Região Geomorfológica Planalto da Mantiqueira Setentrional, engloba as Unidades Geomorfológicas Maciços do Caparaó e Patamares Escalonados do Sul Capixaba, e a Região Colinas e Maciços Costeiros que engloba a unidade também denominada Colinas e Maciços Costeiros; e 3) Domínio dos Depósitos Sedimentares, que compreende a região geomorfológica Planícies Costeiras, que engloba a unidade Complexos Deltaicos Estuarinos e Praias, e a região Piemontes Inumados, que engloba a unidade Tabuleiros costeiros (Tabela 1 e Figura 30).

Tabela 1 - Domínios Estruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas do ES segundo Gatto et al. (1983) e Mendes et al. (1987)

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES GEOMORFOLÓGICAS	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
Maciços Plutônicos	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Compartimentos Deprimidos</li> <li>● Planaltos Soerguidos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Depressão Marginal</li> <li>● Bloco Montanhoso Central</li> </ul>
	Faixa de Dobramentos Remobilizados	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Planaltos da Mantiqueira Setentrional</li> <li>● Colinas e Maciços Costeiros</li> </ul>
Depósitos Sedimentares		<ul style="list-style-type: none"> <li>● Planícies Costeiras</li> <li>● Piemontes Inumados</li> </ul>

Fonte: Organizado pela autora



Fonte: Legenda do mapa geomorfológico segundo Gatto et al. (1983) e Mendes et al. (1987). Organização: Simoni Pereira das Posses

#### 4.3.1.1.1 Domínio dos Maciços Plutônicos

Observa-se no mapa geomorfológico do estado do Espírito Santo, escala 1: 1000.000 (Figura 30), que o Domínio Morfoestrutural dos Maciços Plutônicos insere-se na porção noroeste do estado do Espírito Santo. Esse domínio se constitui em compartimentos planálticos separados por depressões estruturais, cujas características morfológicas são marcadas pela ocorrência de grandes massas intrusivas, com a presença de áreas com particularidades geomorfológicas e semelhanças entre si, tais como tendência a descamação de blocos resultantes da exploração de litologias contrastantes e acidentes estruturais produzidos durante a reativação tectônica do Proterozoico (Ciclo Brasileiro), os quais favoreceram a individualização de compartimentos elevados e deprimidos (MENDES et al., 1987).

Nos compartimentos deprimidos, as feições convexas e grandes extensões de áreas aplainadas refletem sua evolução comandada pela dinâmica fluvial, fraquezas litológicas e estruturais, e também por retomadas erosivas, relacionadas com oscilações climáticas ou com variações dos níveis de base dos rios, podendo ainda refletir implicações com movimentos tectônicos (MENDES et al., 1987).

Sulcos estruturais, escarpas, cristas, pontões, feições preferencialmente aguçadas entremeadas de vales em V ladeados com encostas geralmente íngremes, e o padrão de drenagem subdendrítico profundamente influenciado pela tectônica, com enclaves locais apresentando o padrão radial, evidenciam o forte controle estrutural, que se reflete também em segmentos de canais retilíneos marcados por angularidades e localmente por desníveis que se constituem em corredeiras (MENDES et al., 1987).

#### 4.3.1.1.2 Domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados

O Domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados (Figura 30) é caracterizado por evidências de movimentos crustais marcados por falhas, deslocamento de blocos e falhamentos transversos (GATTO et al., 1983). Extensas linhas de falhas, escarpas, e relevos alinhados em cristas que coincidem com dobramentos originais e/ou falhamentos recentes, que atuaram sobre antigas falhas, evidenciam o controle estrutural exercido sobre este domínio (GATTO et al., 1983; MENDES et al., 1987).

A influência dos eventos tectônicos sobre as rochas e climas predominantemente úmidos é percebida nas formas de dissecção intensamente orientadas, fato que pode ser observado na ocorrência de cristas, de sulcos profundos orientados por falhas, de escarpas adaptadas a falhas e a elevações residuais, e na organização da drenagem com trechos retilíneos profundamente entalhados no terreno, o que confirma a Influência de fatores estruturais, eventualmente marcados por inflexões bruscas e encachoeiramentos (MENDES et al., 1987).

O relevo em patamares, formado por níveis de dissecção escalonados, são delimitados por frentes escarpadas adaptadas a falhas voltadas para noroeste e com caimento topográfico para sudeste sugere a ocorrência de blocos basculados em decorrência de impulsos epirogênicos relacionados com a atuação dos ciclos geotectônicos (MENDES et al., 1987).

#### 4.3.1.1.3 Domínio dos Depósitos Sedimentares

Segundo Mendes et al. (1987) o Domínio dos Depósitos Sedimentares, distribuídos ao longo do litoral do estado do Espírito Santo (Figura 30), tem maior abrangência no norte do estado e caracteriza-se pela ocorrência de sedimentos do Grupo Barreiras e de ambientes costeiros, depositados durante o Cenozoico, sobre o embasamento arqueano. Trata-se de depósitos sedimentares, arenosos e argilosos, com níveis de cascalho, e sedimentos arenosos e argilosos característicos de ambientes marinhos, fluviomarinhos, lagunares e eólicos que constituem dunas, restingas, cordões litorâneos, planícies e terraços marinhos (GATTO et al., 1983; MENDES et al., 1987).

De acordo com Gatto, et al. (1983), destacam-se neste domínio, em função das diversidades de combinações morfoestruturais e morfoclimáticas, as Planícies Costeiras e os Tabuleiros Costeiros.

As Planícies Costeiras estão distribuídas ao longo da costa e apresentam morfologia plana e extensa com altitudes variam de 0m a 20m, aproximadamente, e constituem características geomorfológicas que refletem a diversidade e a evolução de ambientes marinhos, fluviomarinhos e eólicos que retratam diversas fases de

evolução geomorfológica no decorrer do Quaternário (GATTO et al., 1983; MENDES et al., 1987).

Os Tabuleiros Costeiros coincidem com os sedimentos Cenozoicos do Grupo Barreiras, constituindo-se de areias e argilas com eventuais linhas de pedra, em camadas de espessura que varia conforme o substrato rochoso. São caracterizados por apresentar feições dissecadas de topos aplainados a convexizados com aprofundamento dos vales variando de 21m a 42m, em média (GATTO et al., 1983; MENDES et al., 1987). Essas feições são resultantes de uma dissecação fluvial em função de diferentes níveis de bases dados por numerosos rios, entre eles o rio Doce, Mucuri e o rio São Mateus que apresentam um padrão de drenagem paralelo e subparalelo relacionado com controle tectônico (MENDES et al., 1987).

Uma característica também importante neste domínio é a presença de numerosas lagoas, relacionadas ao barramento de cursos fluviais por depósitos Quaternários, denunciando oscilações do nível do mar, como por exemplo, as lagoas Juparanã, Juparanã-Mirim, Palminhas e Palmas (MENDES et al., 1987).

### **4.3.2 Geomorfologia da Bacia Hidrográfica do Rio Bananal**

#### **4.3.2.1 Domínios Morfoestruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas**

A área da bacia do rio Bananal, segundo a classificação de Mendes et al. (1987), está inserida em 2 (dois) dos domínios morfoestruturais, cujas características foram mencionadas anteriormente. São eles: 1) Domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados, que compreende a Região Geomorfológica Planalto da Mantiqueira Setentrional, e este por sua vez, abrange a Unidade Patamares Escalonados do Sul Capixaba e; 2) Domínio Depósitos Sedimentares, que compreende a Região Geomorfológica Piemontes Inumados, e este a Unidade Tabuleiros costeiros (Tabela 2 e Figura 31).

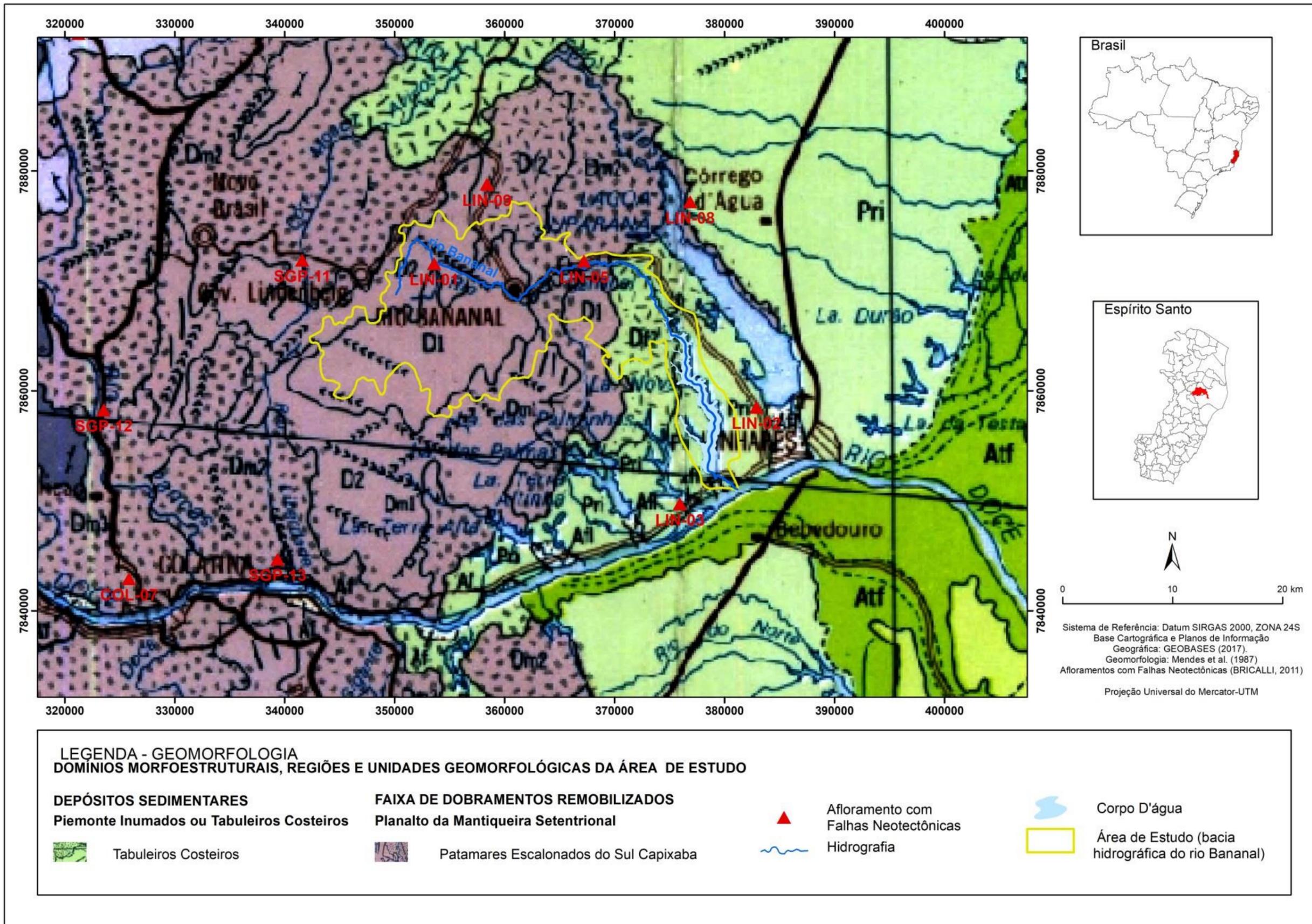
Tabela 2 - Domínios Estruturais, Regiões e Unidades Geomorfológicas da área estudada, segundo Gatto et al. (1983) e Mendes et al. (1987)

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES GEOMORFOLÓGICAS	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
Faixa de Dobramentos Remobilizados	• Planalto da Mantiqueira Setentrional	• Patamares Escalonados do Sul Capixaba
Depósitos Sedimentares	• Piemontes Inumados	• Tabuleiros Costeiros

Fonte: Organizado pela autora

A distribuição espacial desses domínios morfoestruturais, regiões e unidades geomorfológicas na bacia do rio Bananal estão apresentadas no mapa geomorfológico (Figura 31).

Figura 31 - Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Bananal

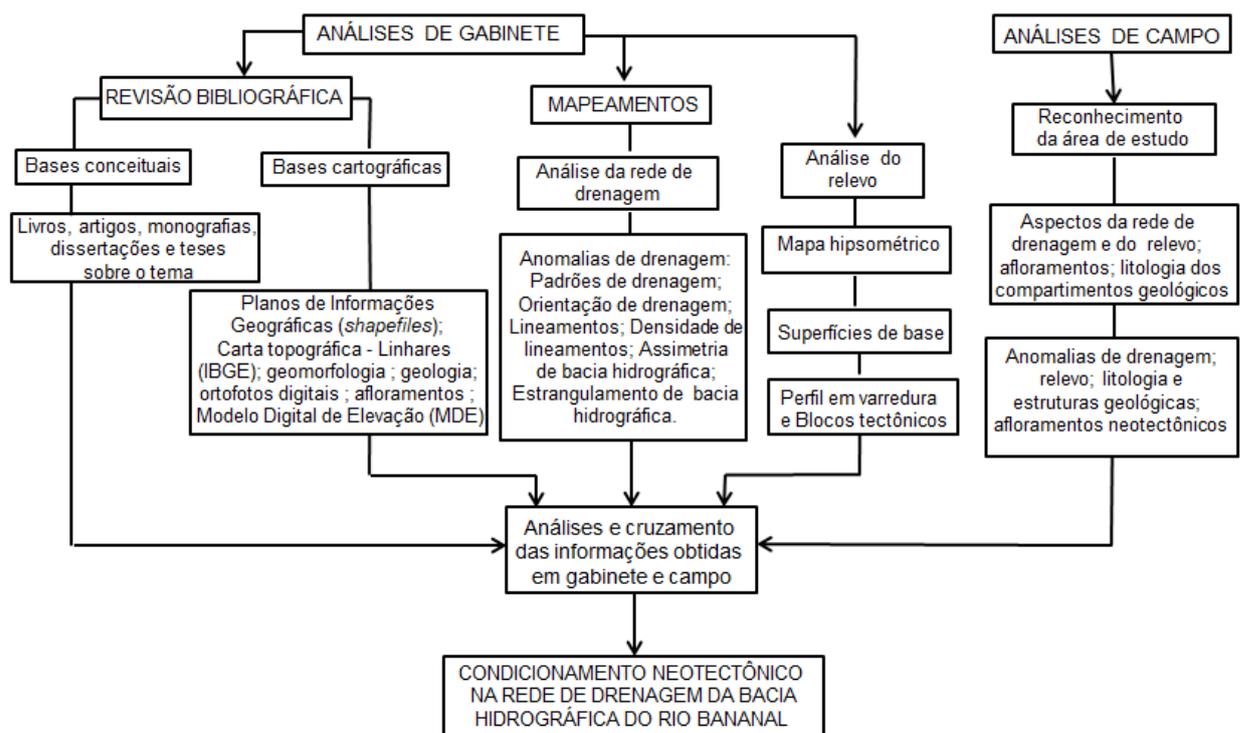


Fonte: Legenda do mapa geomorfológico segundo Gatto et al. (1983) e Mendes et al. (1987). Organização: Simoni Pereira das Posses

## 5 METODOLOGIA

A metodologia da pesquisa consistiu em etapas de gabinete e de campo. Inicialmente foram realizadas, em gabinete, as atividades preparatórias como levantamentos bibliográficos e cartográficos, além da pesquisa de dados preexistentes e sistematização das informações, para posteriormente realizar os trabalhos de campo (Figura 32). Abaixo segue a descrição detalhada da formulação de ambas as etapas.

Figura 32 – Fluxograma representando as etapas da pesquisa



Fonte: Organizado pela autora

### 5.1 ANÁLISES DE GABINETE

As análises de gabinete foram realizadas em 3 (três) etapas: i) revisão bibliográfica ii) mapeamentos (análise da rede de drenagem) e iii) análise do relevo (elaboração de mapas e perfil em varredura).

#### 5.1.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi dividida em 2 (duas) etapas: i) bases conceituais e; ii) levantamento de dados cartográficos sobre a área estudo.

Na etapa de levantamento de bases conceituais foram consultados livros, artigos, monografias, dissertações e teses, referentes ao controle dos mecanismos neotectônicos na organização das redes de drenagem em bacias hidrográficas. A partir dos estudos realizados foi possível criar uma base teórica e conceitual pertinente ao tema proposto para a área de estudada.

Na etapa de levantamento de dados cartográficos foram pesquisados dados cartográficos - Planos de Informações Geográficas (*shapefiles*) – tais como rede de drenagem, rede viária, toponímia, foram extraídos do Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo (GEOBASES, 2017) e acessados no Laboratório de Cartografia Geográfica e Geotecnologias (LCGGEO) da UFES para elaboração dos mapas dessa pesquisa. O perfil em varredura foi elaborado sobre a base cartográfica do IBGE (1979) na carta topográfica “Linhares”, escala 1:100.000. Os dados de geologia e geomorfologia foram extraídos de mapeamentos existentes do Projeto Radam Brasil (GATTO et al. 1983; MENDES et al., 1987; MACHADO FILHO et al., 1983; SILVA et al., 1987) - escala 1:1.000.000 e do mapeamento geológico do estado do Espírito Santo (CPRM, 2013), escala 1:400.000. Foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) do Projeto Topodata (VALERIANO, 2011) para a elaboração do mapa de Lineamentos, Superfícies de Base e Hipsométrico, e Ortofotos Digitais do Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA, 2013) para a elaboração do mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio Bananal.

### **5.1.1 Análise de Lineamentos**

Para a análise de lineamentos foram elaborados o mapa de lineamentos e o mapa de densidade de lineamentos e *trends* estruturais.

O mapa de lineamentos foi confeccionado a partir da técnica de extração manual de lineamentos e gerado com a utilização do software *ArcGIS 10.1™* (ESRI, 2012) sobre um Modelo Digital de Elevação (MDE) do Projeto Topodata (VALERIANO, 2011), acessado no site <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>, elaborado pelo Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), a partir de dados da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) fornecidos pelo Serviço Geológico Norte-Americano (USGS), com resolução espacial de 30m. Foram utilizados 4 (quatro) valores diferentes de azimutes de iluminações artificiais: 000°, 045°, 090° e 315°,

segundo a metodologia utilizada por Bricalli (2011) para que melhor ressaltasse os lineamentos nas diferentes iluminações.

Os dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) são disponibilizados em formato executável em ArcGis™ e georreferenciados em sistema de projeção geográfica com *datum* WGS-1984. Os lineamentos foram decalcados em cada uma das iluminações artificiais descritas acima, na escala 1:100.000, e foram considerados os seguintes elementos para identificação de lineamentos: linhas de segmentos de escarpa, alinhamento de cristas, vales, trechos de rios e feições lineares separando terrenos através da diferença de textura e feições tonais lineares (LIU, 1984), alinhamentos de lagos e alinhamentos de contatos litológicos.

Para a elaboração do mapa de lineamentos, inicialmente, foi criado um Plano de Informação Geográfica (*shapefile*) de estrutura vetorial do tipo linha no *ArcCatalog 10.1™* (ESRI, 2012) e em seguida, utilizando-se a ferramenta de edição do referido programa, os lineamentos foram traçados. Posteriormente, foram calculados os azimutes, através da ferramenta computacional *Azimuth Finder 1.1* (QUEIROZ et al., 2014), no *software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012), cujos valores foram obtidos em formato TXT. Por fim, os valores dos azimutes foram exportados para o programa Stereonet (Version 9.2.3) disponível no site <https://drive.google.com/file/d/0B1-PfOEJq6X6SW00a3ZvLVISQWs/view>, onde foram geradas as rosetas representativas da frequência dos lineamentos.

O mapa de densidade de lineamentos representa a maior e menor concentração de lineamentos por área. Este mapa foi elaborado a partir do mapa de lineamentos, utilizando-se a ferramenta *Line Density*, presente no *ArcToolbox*, do *software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012), com tamanho de célula 90 e unidade da área em km/km<sup>2</sup>. Através da ferramenta *Line Density* obteve-se a densidade dos lineamentos e as unidades de comprimento por unidade de área.

### **5.1.3 Análise da Rede de Drenagem**

Para as análises da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal foram elaborados os mapas de orientação da rede de drenagem, anomalias de drenagem, assimetria de bacia hidrográfica, padrões de drenagem e superfícies de base, utilizando a rede de drenagem da base digital do Geobases (2017) na escala de 1:100.000 e o *software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012).

O mapa de orientação da rede de drenagem foi elaborado segundo a metodologia de Jarvis (1976). De acordo com Jarvis (1976) as direções dos canais de drenagem são elementos chaves para se compreender as estruturas de orientações de fluxos, uma vez que, mudanças bruscas ou simples variações nos diferentes padrões de drenagem podem refletir os arranjos espaciais onde se desenvolve o sistema de redes de drenagem. Segundo Jarvis (1976) a direção do fluxo, ou melhor, a orientação da drenagem de montante para jusante expressa a direção do curso como um desvio angular de alguma direção da linha de base ou azimute, o que possibilita, uma vez traçada a orientação dos canais de drenagem, calcular e representar em um gráfico de rosetas.

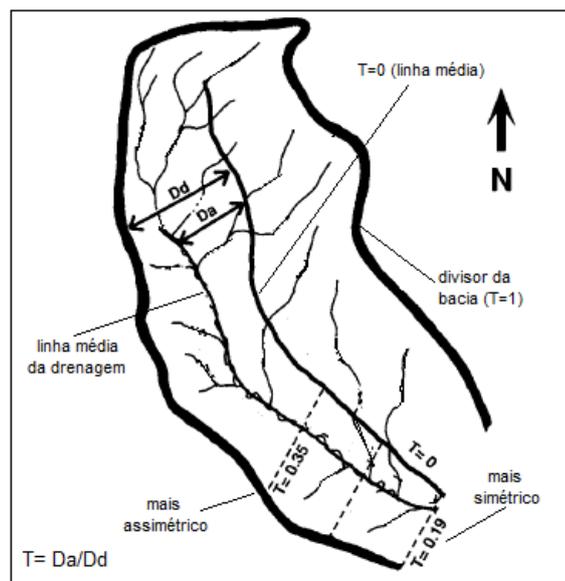
Baseando-se na metodologia de Jarvis (1976), inicialmente, foi criado um Plano de informação geográfica (*shapefile*) de estrutura vetorial do tipo linha no *ArcCatalog 10.1™* (ESRI, 2012). Posteriormente, utilizando-se a ferramenta de edição do referido programa, os lineamentos de orientação da drenagem foram traçados sobre cada curso d'água na direção de montante para jusante do canal, segundo a metodologia de Jarvis (1976). Em seguida, utilizando a ferramenta computacional *Azimuth Finder 1.1* (QUEIROZ et al., 2014), inserida no *software ArcGIS 10.1™* (ESRI, 2012), foram calculados os azimutes e os mesmos foram obtidos em formato TXT. Por fim, os valores dos azimutes foram exportados para o programa *Stereonet (Version 9.2.3)* disponível no site <https://drive.google.com/file/d/0B1-PfOEJq6X6SW00a3ZvLVISQWs/view>, onde foram geradas as rosetas representativas da frequência das drenagens.

Para determinar as anomalias de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal foram criados, inicialmente, planos de informação geográfica (*shapefile*) de estrutura vetorial do tipo polígono e linha no *ArcCatalog 10.1™* (ESRI, 2012). Em seguida, sobre a base digital da hidrografia da área de estudo, cada tipo de anomalia de drenagem observada foi delimitada a partir da classificação de anomalias de drenagem de Howard (1967), Summerfield (1991), Schumm (1986) e Bishop (1995), os quais consideram as seguintes anomalias de drenagem: cotovelo de drenagem, captura fluvial, drenagem retilínea, drenagens anelares e radiais, mudanças bruscas de direção ou de padrão dos canais, vales secos ou abandonados, vales assimétricos, meandros comprimidos ou aparecimento abrupto e localizado de

meandros, lagos alinhados, estrangulamento de bacia hidrográfica, desvio de drenagem, entre outras.

O cálculo da assimetria foi elaborado segundo a metodologia de Cox (1994), que estabelece que o cálculo de assimetria de bacia deve seguir a seguinte fórmula:  $T=Da/Dd$ ; onde T representa a razão entre a distância do meio da bacia e o canal (Da) e a distância do meio da bacia e o divisor da mesma (Dd). Quanto mais próximo de 1 (um) for a razão maior é a assimetria da bacia (COX, 1994) - figura 33.

Figura 33 - Cálculo de assimetria de bacia de drenagem, segundo a metodologia de Cox (1994)

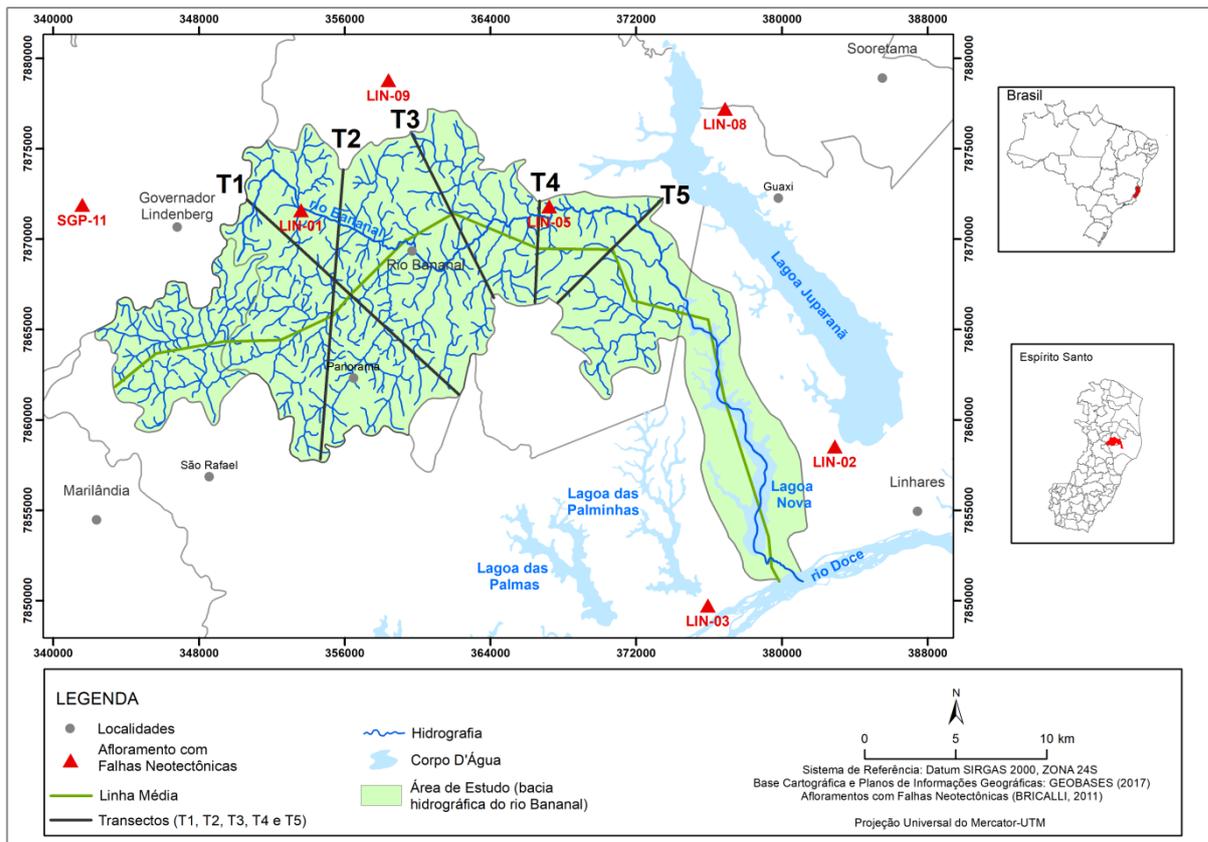


Fonte: Modificado de Cox (1994).

Inicialmente, foi traçada uma “linha média” na bacia hidrográfica que, teoricamente, corresponderia ao trecho natural do rio principal, caso a mesma fosse simétrica. Para traçar a linha média foi criado um Plano de Informação Geográfica (*shapefile*) do tipo vetor (linha) utilizando o *software* ArcGIS 10.1™. Em seguida, foi criado um Plano de Informação Geográfica (*shapefile*) do tipo vetor (linha) para traçar os 5 (cinco) transectos (T1, T2, T3, T4 e T5) ao longo da bacia. Esses transectos foram traçados em trechos onde o rio apresentava-se mais assimétrico (mais próximo do divisor de águas) - figura 34. Por fim, utilizou-se a ferramenta de edição de medida de distâncias – *Measure* – do referido *software*, para obter as distâncias entre a linha média e o divisor de águas e, entre a linha média e a distância entre o rio principal. Os cálculos de assimetria da bacia foram realizados

para cada um dos transectos, conforme a fórmula estabelecida por Cox (1994), mencionada anteriormente.

Figura 34 - Localização de transectos e da linha média da bacia para cálculo da assimetria da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

Para identificação e classificação dos padrões de drenagem com controle tectônico e estrutural foram utilizados os padrões de drenagem considerados por Howard (1967).

Os principais padrões de drenagem com controle tectônico, segundo Howard (1967) são: paralelo, subparalelo, retangular, angular, treliça, subtreliça, treliça direcional, treliça recurvado, treliça de falha, treliça de junta, contorcido e palimpsesto. Os que apresentam controle estrutural são o radial e o anular, e os principais padrões de drenagem que não apresentam controle tectônico ou estrutural, segundo esses autores, são: dendrítico, subdendrítico, pinado, distributário, centrípado, colinear, anastomosado e multibasinal (Tabela 3).

Tabela 3 - Classificação dos padrões de drenagem segundo o controle tectônico, estrutural e ausência de controle tectônico e estrutural nos tipos de padrões de drenagem básicos e modificados segundo Howard (1967).

PADRÕES DE DRENAGEM		
BÁSICOS	MODIFICADOS	TIPOS DE CONTROLE
paralelo	subparalelo colinear	controle tectônico controle tectônico sem controle
retangular	angular	controle tectônico controle tectônico
treliça	subtreliça treliça direcional treliça recurvado treliça de junta treliça de falha	controle tectônico controle tectônico controle tectônico controle tectônico controle tectônico
contorcido	-	controle tectônico
palimpsesto	-	controle tectônico
radial	centrípedo	controle estrutural sem controle
anular	-	controle estrutural
dendrítico	subdendrítico pinado anastomosado distributário	sem controle sem controle sem controle sem controle sem controle
multibasinal	-	sem controle

Fonte: Howard (1967). Organizado pela autora

#### 5.1.4 Análise do Relevo

Para a análise do relevo da área estudada foram elaborados os mapas hipsométrico, de superfícies de base, além do perfil em varredura e elaboração de diagrama de blocos tectônicos.

Foi gerado um mapa hipsométrico no *software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012) a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do Projeto Topodata (VALERIANO, 2011), acessado no site <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>.

Foram estabelecidas 5 (cinco) classes altimétricas com os seguintes intervalos: 1) intervalos 50 a 80m; 2) 80 a 220m; 3) 220 a 370m; 4) 370 a 540m; 5)

540 a 700m; utilizando a ferramenta *Reclassify (Spatial Analyst) software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012).

A quantidade de classes altimétricas e seus intervalos foram estabelecidos para que melhor representasse o relevo da área, especialmente para diferenciar o relevo de serras e colinas presentes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, do relevo dos Tabuleiros Costeiros presente no Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares.

As cores estabelecidas para cada intervalo de classes seguem o padrão estabelecido pelas técnicas cartográficas para representação do relevo.

O mapa de superfícies de bases permitiu identificar contrastes acentuados no de relevo, os quais podem indicar manifestações de eventos erosivo-tectônicos regionais, inclusive manifestações tectônicas recentes (HIRUMA e RICCOMINI, 1999).

O mapa de superfícies de base foi elaborado segundo o conceito de Filosofov (1960 *apud* JAIM, 1980) para as drenagens de segunda ordem (STRAHLER, 1952), por estas tenderem a refletir uma estruturação mais recente do relevo podendo evidenciar feições anômalas indicativas de movimentações neotectônicas (SALVADOR e PIMENTEL, 2009).

Para a elaboração do mapa de superfícies de base (SB), foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) do Projeto Topodata (VALERIANO, 2011), acessado no site <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>, a fim de obter as informações altimétricas da área estudada e determinar a hierarquia da drenagem conforme propõe Strahler (1952). A rede de drenagem foi extraída do MDE, utilizando as ferramentas *Fill*, *Flow Direction* e *Flow Accumulation* em *Hidrology*. Em seguida, utilizando a ferramenta *Com* em *Conditional*, presentes no *software* ArcGIS 10.1™ (ESRI, 2012) obteve-se a rede de drenagem. Após essas etapas, utilizando a ferramenta *Stream Order* do referido *software*, foi determinada a hierarquia dos rios.

Os segmentos de segunda ordem (STRAHLER, 1952) da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal, foram selecionados e convertidos para pontos, através da função *polyline to point*, disponível no conjunto de ferramentas da extensão ET GEOWIZARDS©. Em seguida, o valor da altitude de cada ponto foi

obtido a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE), através da ferramenta *add Surface Information*. Por fim, os dados foram interpolados utilizando o método do “INVERSO DA DISTÂNCIA PONDERADA – IDW”, na potência 2, com raio de busca de 2,5 km e considerando-se os 15 pontos mais próximos, resultando no mapa de superfícies de base (SALVADOR e PIMENTEL, 2009).

Foi elaborado 1 (um) perfil em varredura na orientação E-W (perfil A-A'), conforme metodologia proposta por Meis et al. (1982), sobre a base cartográfica do IBGE (1979) na carta topográfica “Linhares”, na qual está inserida a bacia do rio Bananal, na escala 1:100.000.

Segundo essa metodologia, o perfil em varredura deve ser elaborado perpendicularmente à estruturação do relevo e pode representar blocos soerguidos e bloco rebaixados.

Inicialmente foi sobreposto o papel milimetrado transparente sobre a carta topográfica, posicionado perpendicularmente à estruturação do relevo. Em seguida, foram extraídos todos os valores de altimetria de pontos cotados e os valores altimétricos de topos de morros que não possuíam pontos cotados. Após isso, os valores de altimetria, extraídos da carta topográfica, foram transferidos para o *software* Excel® em forma de tabela e foi gerado o gráfico do tipo “dispersão”, apresentando as altitudes dos pontos cotados e topos com seus respectivos valores altimétricos e a distância na carta topográfica na escala de 1:100.000.

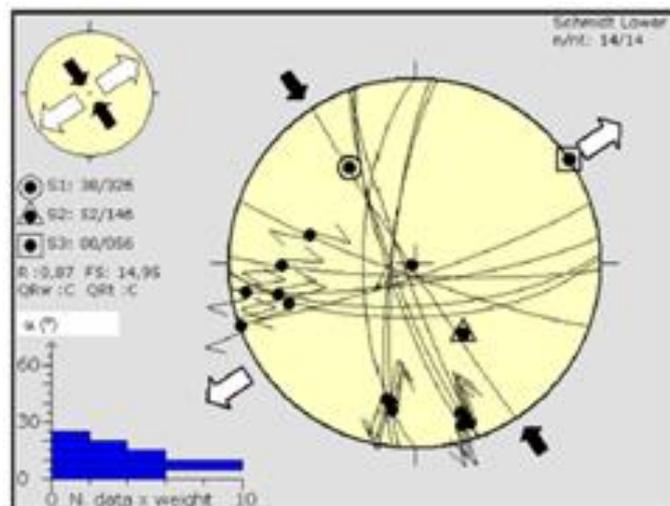
O perfil em varredura pode identificar possíveis blocos de rochas soerguidos e rebaixados por falhas geológicas. Sendo assim, foram interpretados possíveis blocos soerguidos e blocos rebaixados a partir da concentração dos pontos de dispersão presentes no gráfico. Onde os pontos encontram-se próximos entre si e posicionados em altitudes mais elevadas pode ser caracterizado como um bloco soerguido, e onde se apresentam próximos entre si e em altitudes mais baixas pode ser caracterizado como bloco rebaixado. Esse procedimento foi realizado através do programa de edição *Word*® onde foram desenhados os blocos sobre o gráfico em dispersão.

### 5.1.5 Análises Neotectônicas

As análises neotectônicas foram realizadas a partir dos dados de neotectônica já existentes no estado do Espírito Santo, presentes no trabalho de Bricalli (2011).

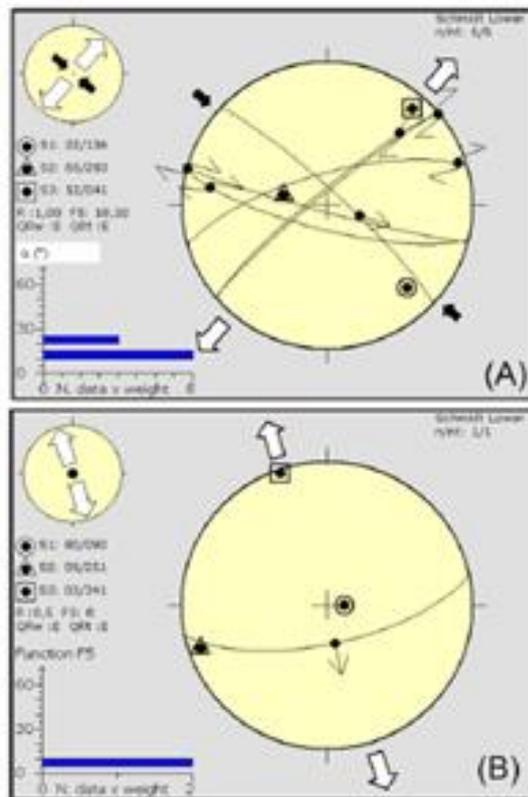
Nesta etapa, foram analisados os afloramentos (LIN-01 e LIN-05) presentes na bacia e afloramentos nas adjacências da bacia e em suas proximidades (LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09 e SGP-11), a partir dos estereogramas (Figuras 35, 36, 37, 38, 39, 40 e 41) de cada afloramento, atentando-se, especialmente, à orientação das falhas, os tipos de falhas (normal, reversa, sinistral ou dextral), unidade estratigráfica afetada e identificação dos eventos neotectônicos apontados.

Figura 35– Estereograma do afloramento LIN-01 mostrando o campo de tensão associado a falhas dextrais E-W e NW-SE, falhas sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW, e falha normal NW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW



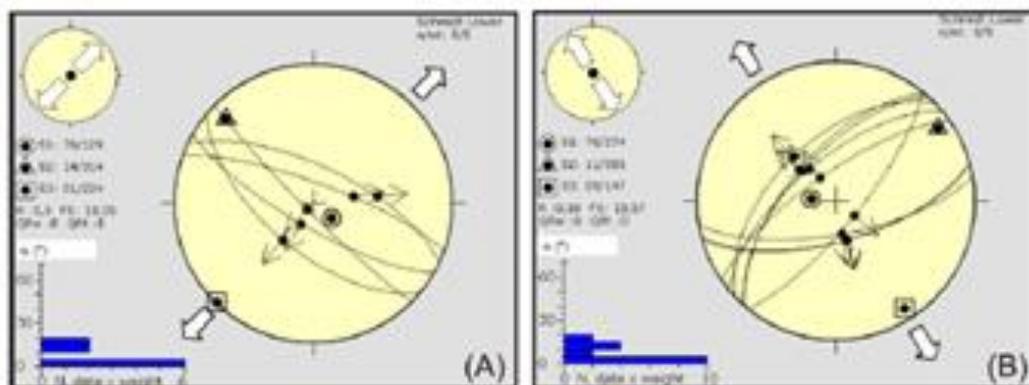
Fonte: Bricalli (2011)

Figura 36– Estereograma do afloramento LIN-02 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas dexas NW-SE e NE-SW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW; (B) falha normal NE-SW, geradas por uma distensão NW-SE



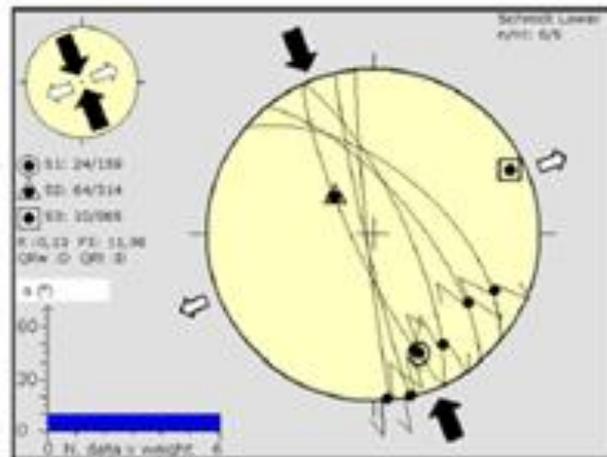
Fonte: Bricalli (2011)

Figura 37 – Estereograma do afloramento LIN-03 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas dexas e normais NW-SE, geradas por esforços distensivos NE-SW; (B) falhas normais NE-SW, geradas por esforços distensivos NW-SE



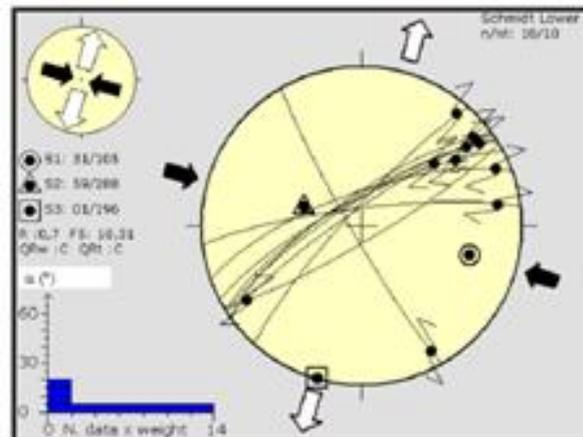
Fonte: Bricalli (2011)

Figura 38 – Estereograma do afloramento LIN-05 mostrando o campo de tensão associado a falhas dexas NW-SE a NNW-SSE e falhas sinistras NNW-SSE, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW



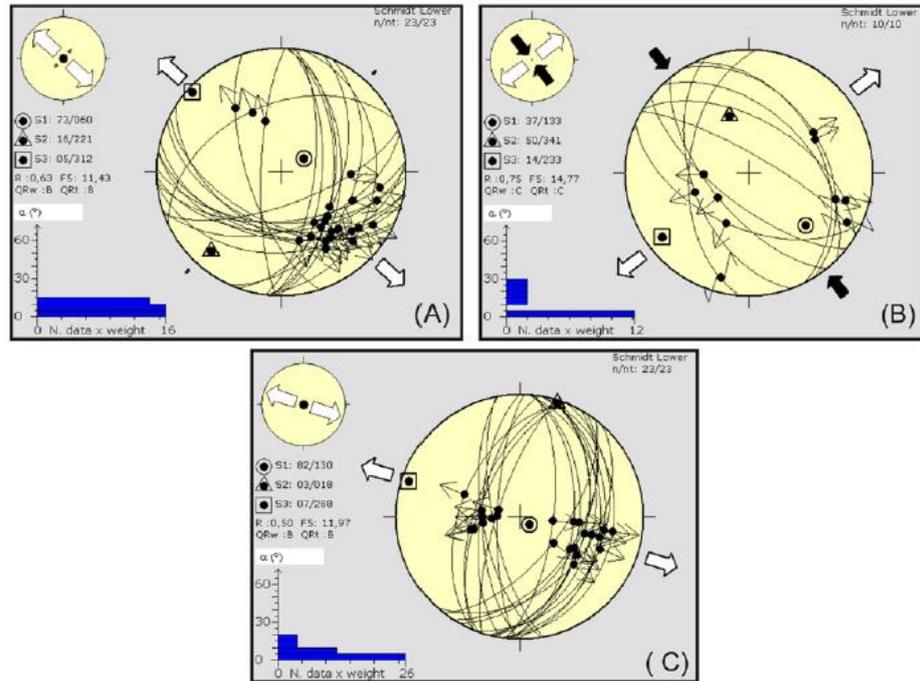
Fonte: Bricalli (2011)

Figura 39 – Estereograma do afloramento LIN-08 mostrando o campo de tensão associado a falhas dexas ENE-WSW a NE-SW a falha sinistral NW-SE, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW



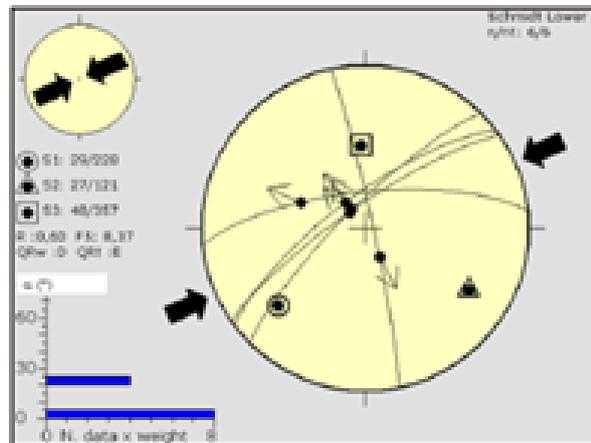
Fonte: Bricalli (2011)

Figura 40 - Estereograma do afloramento LIN-09 mostrando o campo de tensão associado a: (A) falhas normais NE-SW, falhas dexas NNW a NNE, e falhas sinistras ENE a WNW, geradas por esforços compressivos NE-SW e distensivos NW-SE, (B) a falhas normais e dexas NW-SE, e falha sinistral NNE-SSW, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW e; (C) a falhas normais NE-SW, NNE-SSW e NNW-SSE, geradas por esforços distensivos NW-SE



Fonte: Bricalli (2011)

Figura 41 – Estereograma do afloramento SGP-11 mostrando o campo de tensão associado a falhas normais NE-SW, falha sinistral E-W e falha dextral NNW\_SSE, geradas por esforços compressivos NE-SW



Fonte: Bricalli (2011)

## 5.2 ANÁLISES DE CAMPO

Foram realizados trabalhos de campo na bacia hidrográfica do rio Bananal para identificar aspectos da rede de drenagem, mapeados na etapa de gabinete, e foram visitados alguns afloramentos com dados de neotectônica estudados por Bricalli (2011) – LIN-09 e LIN-02. Os trabalhos de campo foram realizados durante a disciplina “Neotectônica e Geomorfologia” realizada no primeiro semestre de 2016 e, em 2019, no mês de junho.

Nos trabalhos de campo foram identificadas e registradas as principais anomalias de drenagem, litologias dos compartimentos geológicos e aspectos do relevo.

O registro das anomalias, litologias, aspectos do relevo e falhas neotectônicas foi realizado por meio de câmera fotográfica digital (resolução 10 *megapixels*) e utilização de GPS (*Global Position System*) para sua exata localização geográfica.

As anomalias de drenagem foram identificadas a partir da observação dos aspectos da rede de drenagem tais como, trechos de retilinearidade, cotovelos de drenagem, assimetria de vale, curvas anômalas, mudanças bruscas no padrão do canal, drenagens paralelas, estrangulamento da bacia, drenagem colinear com divisores planos, assimetria de bacia, lagos anômalos, meandros comprimidos, migração de canais, estreitamento de vales, captura fluvial (HOWARD,1967; BISHOP, 1995; SCHUMM et al., 2000; BEZERRA 2003; COX 2004). Essas características foram confrontadas com os mapeamentos realizados em gabinete e registradas como mencionado acima.

Os aspectos do relevo foram analisados a partir da identificação e validação dos aspectos neotectônicos e morfotectônicos, morfologia do relevo (topo, vertente, platôs, planície de inundação, fundo de vale, entre outros) e a relação entre todas essas variáveis. Essas características foram confrontadas com os mapeamentos realizados em gabinete e registrados como mencionado acima.

As litologias e estruturas geológicas foram analisadas a partir da identificação e validação dos aspectos geológicos identificados na etapa de gabinete, tais como litologia, declividade, altimetria, rugosidade do relevo e estrutura geológica da área

estudada. Essas características foram confrontadas com os mapeamentos realizados em gabinete e registrados como mencionado acima.

Em campo foram visitados alguns afloramentos que apresentam falhas neotectônicas, estudados por Bricalli (2011), buscando analisar a relação com a drenagem.

## **6 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **6.1 ANÁLISES DE GABINETE**

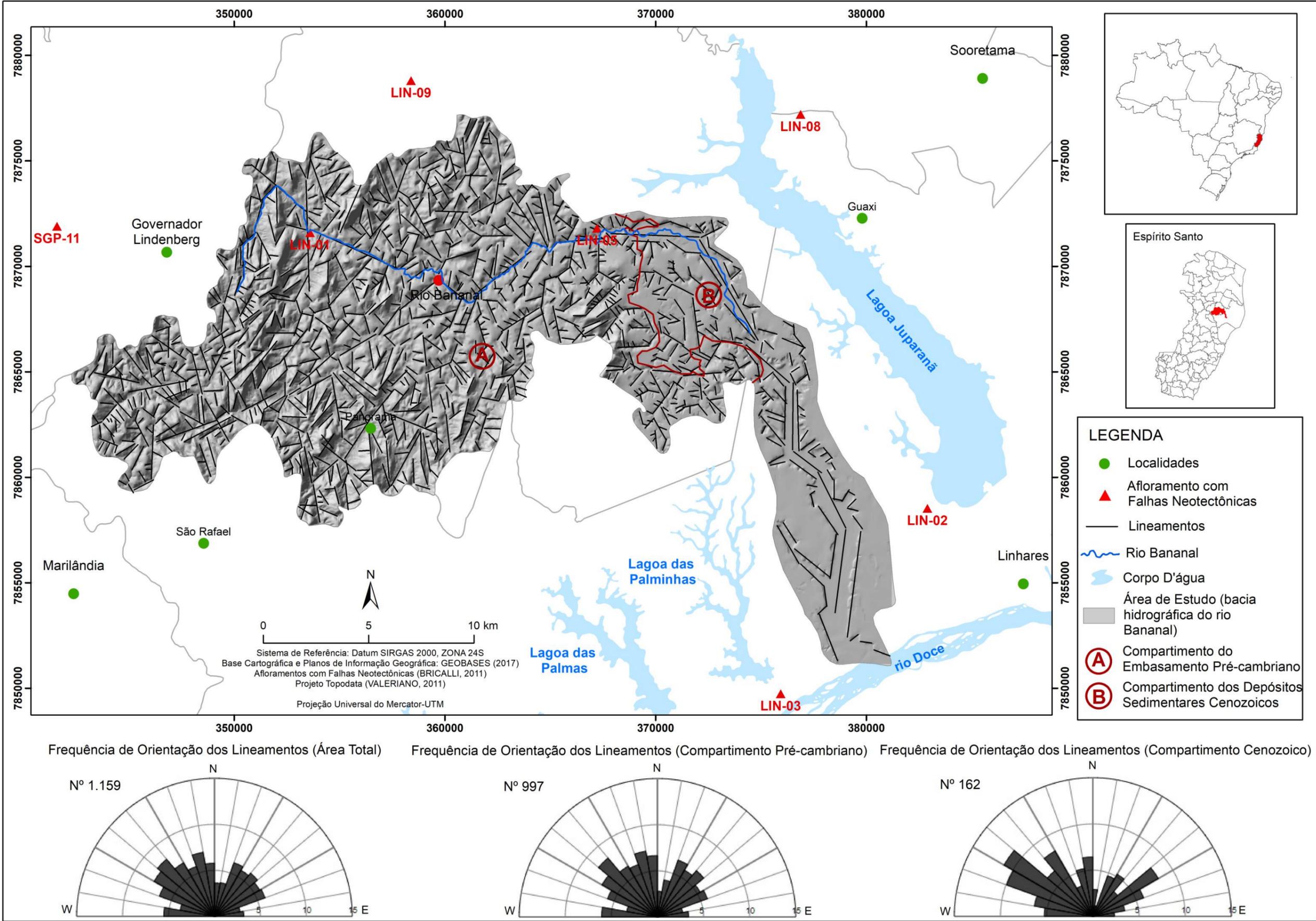
#### **6.1.1 Análises de Lineamentos**

As orientações das rosetas do mapa de lineamentos mostram orientações um pouco diferenciadas no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos (Figura 42). No entanto, as orientações do Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e da área total (Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e Compartimento dos Depósitos Cenozoicos) são parecidas, devido à pouca quantidade de lineamentos presentes no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos.

Foram traçados um total de 1.159 lineamentos na área da bacia hidrográfica do rio Bananal. Desses, 997 lineamentos foram traçados no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e, 162 lineamentos no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos.

Na área total as orientações NNW-SSE a NW-SE são predominantes, seguidas pelas orientações NE-SW. As orientações E-W e N-S são pouco representativas (Figura 42).

Figura 42 – Mapa de lineamentos da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

No Compartimento do Embasamento Pré-cambriano as orientações NNW-SSE a NW-SE são predominantes, seguidas pelas orientações NE-SW. As orientações E-W e N-S são pouco representativas (Figura 42). As orientações deste compartimento são muito parecidas com as orientações presentes na área total.

As orientações NNW-SSE a NW-SE dos lineamentos refletem a orientação da Faixa Colatina (NNW-SSE) - (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005) e são coincidentes com as orientações predominantes NNW-SE a NW-SE dos lineamentos, da rede de drenagem e dos *trends* estruturais no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano.

As orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos também são coincidentes com as orientações das falhas neotectônicas dextrais NNW-SSE - NW-SE e sinistrais NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), com as orientações das falhas sinistrais NNW-SSE, falhas dextrais NW-SE, além de uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011).

As orientações NE-SW dos lineamentos refletem a orientação do Orógeno Araçuaí (NE-SW) - Machado Filho et al., (1983); Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000). Também refletem as orientações NNE-SSW a NE-SW presentes nos *trends* estruturais traçados no mapa de densidade de lineamentos, e as orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNE-SSW do afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Distensão NW-SE (Holocênica) - Bricalli (2011).

Os padrões de lineamentos no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos podem ser atribuídos aos padrões de fraturamento neotectônico descritos por Bricalli (2011).

Neste Compartimento as orientações NW-SE e NNW-SSE dos lineamentos são predominantes, seguidas pelas orientações NE-SW. As orientações E-W e N-S são pouco representativas (Figura 42).

As orientações NW-SE e NNW-SSE dos lineamentos podem ser associadas a estruturas geradas no evento de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno-Holoceno) - Bricalli (2011), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dextrais NNW-SSE - NW-SE e sinistrais NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05

(BRICALLI, 2011), e também às orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNW-SSE, falhas dextrais NW-SE e uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizadas dentro da bacia do rio Bananal.

Além disso, as orientações NW-SE e NNW-SSE dos lineamentos podem estar associadas a estruturas presentes em afloramentos estudados por Bricalli (2011) próximos à bacia do rio Bananal, geradas no evento de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno - Holoceno), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dextrais e normais NW-SE e NNW-SSE (LIN-02, LIN-03), uma falha sinistral NNW-SSE (LIN-08) e uma falha dextral NNW-SSE (SGP-11).

As orientações NE-SW dos lineamentos podem ser associadas a estruturas geradas no evento Distensão NW-SE (Holocênica), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNE-SSW presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizado dentro da bacia do rio Bananal.

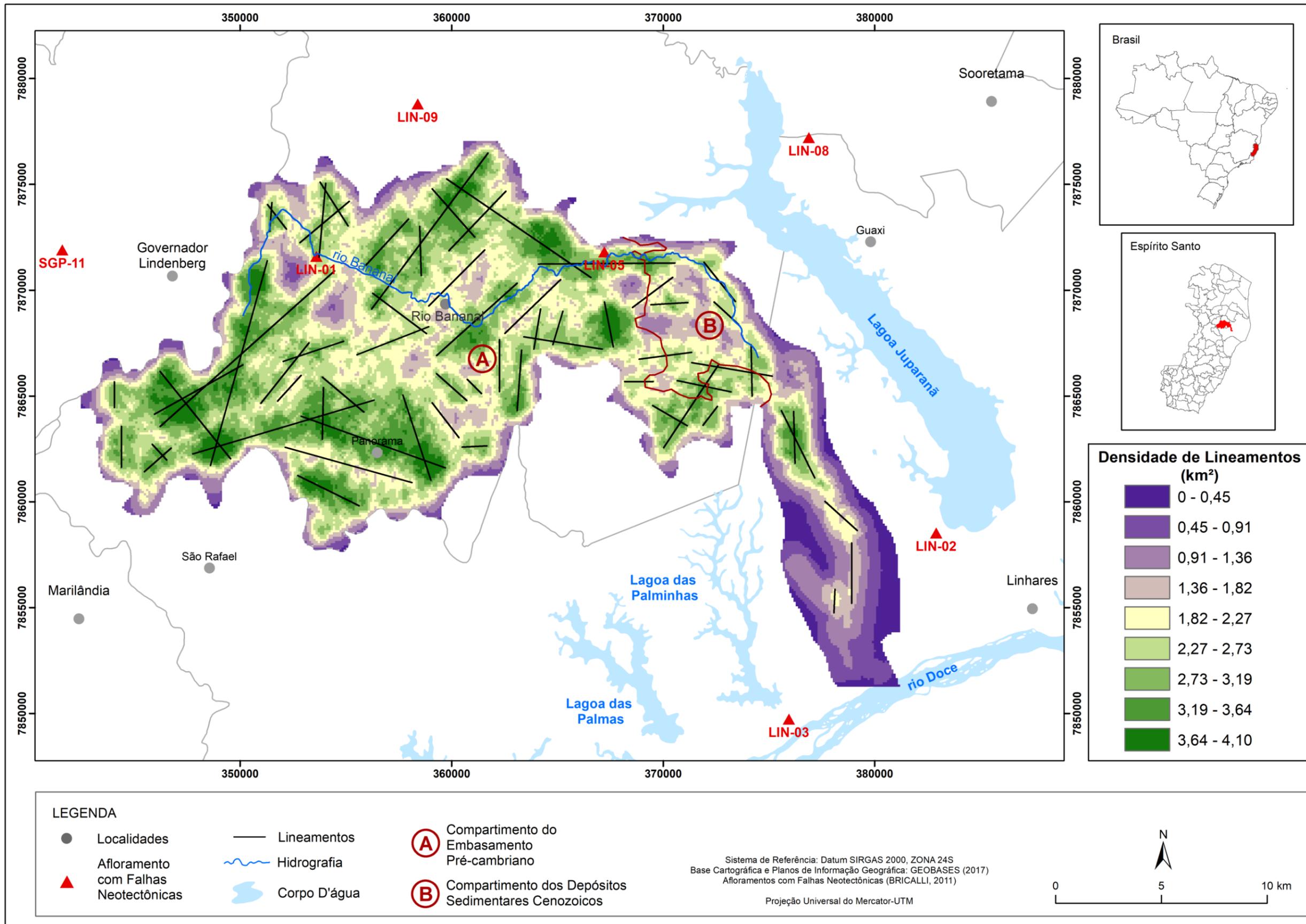
As orientações NE-SW dos lineamentos podem estar associadas a estruturas presentes em afloramentos estudados por Bricalli (2011) próximos à bacia do rio Bananal, geradas no evento Distensão NW-SE (Holocênica), relacionando-se às orientações das falhas neotectônicas normais e dextrais NE-SW, presentes nos afloramentos LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09, SGP-11 (BRICALLI, 2011), localizados nas proximidades da bacia do rio Bananal.

### **6.1.2 Densidade de Lineamentos com *Trends* Estruturais**

No mapa de densidade de lineamentos foram consideradas como maiores densidades o intervalo de 2,27 a 4,10 km<sup>2</sup>, médias densidades o intervalo de 1,36 a 2,27 km<sup>2</sup> e menores densidades o intervalo de 0 a 1,36 km<sup>2</sup> (Figura 43).

As maiores densidades de lineamentos (2,27 a 4,10 km<sup>2</sup>) concentram-se na porção sudoeste da bacia hidrográfica do rio Bananal, no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano. As densidades médias de lineamentos (1,36 a 2,27 km<sup>2</sup>) concentram-se especialmente na porção central da bacia e na porção leste. As menores densidades de lineamentos (0 a 1,36 km<sup>2</sup>) concentram-se na porção central e especialmente na porção leste da bacia, próximo à Lagoa Nova.

Figura 43 – Mapa de densidade de lineamentos com *trends* estruturais da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

Observa-se no mapa de densidade de lineamentos, no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano (Figura 43), que as maiores densidades (2,27 a 4,10 km<sup>2</sup>) concentram-se na porção sudoeste da bacia hidrográfica do rio Bananal. As densidades médias (1,36 a 2,27 km<sup>2</sup>) e as menores densidades (0 a 1,36 km<sup>2</sup>) concentram-se na porção central da bacia, mas observa-se também densidades médias e baixas em áreas distribuídas nesse compartimento.

Sobre o mapa de densidade de lineamentos foram traçados *trends* estruturais (Figura 43) com orientações predominantes NNW-SSE e NW-SE, seguidas pelas orientações NNE-SSW e NE-SW, e depois N-S. As orientações WNW-SSW, E-W e ENE-WSW são menos representativas.

As orientações NNW-SE e NW-SE dos *trends* estruturais, refletem a orientação da Faixa Colatina (NNW-SSE) - (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005) e também coincidem com as falhas ou fraturas de orientação NNW-SSE, zona de cisalhamento indiscriminada e zonas milioníticas mapeadas pelo CPRM (2013), presentes na porção sudoeste da bacia.

Essas orientações NNW-SE e NW-SE dos *trends* estruturais também coincidem com as mesmas orientações predominantes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano presentes nos mapas de lineamentos e de orientação da rede de drenagem (NNW-SE e NW-SE).

Além disso, as orientações NNW-SE e NW-SE dos *trends* estruturais coincidem com as orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNW-SSE e uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011) e as orientações das falhas neotectônicas dextrais NNW-SSE - NW-SE e sinistrais NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), localizados dentro da bacia do rio Bananal no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano.

As orientações NNE-SSW e NE-SW dos *trends* estruturais refletem as orientações do Orógeno Araçuaí (NE-SW) - Machado Filho et al., (1983); Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000). Além disso, as orientações dos *trends* estruturais coincidem com as orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNE-SSW do afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizado dentro da bacia hidrográfica do rio Bananal no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-

cambriano, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011).

No Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos, as maiores densidades de lineamentos (2,27 a 4,10 km<sup>2</sup>) – figura 43, concentram-se na porção sudeste da bacia, coincidindo com a Lagoa Nova. As densidades médias (1,36 a 2,27 km<sup>2</sup>) e as menores densidades (0 a 1,36 km<sup>2</sup>) concentram-se na porção nordeste e sudeste da bacia.

No mapa de *trends* estruturais as orientações predominantes neste compartimento são NNW-SSE e N-S.

As orientações NNW-SSE dos *trends* estruturais podem ser associadas a estruturas geradas no evento de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno-Holoceno) - Bricalli (2011), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dexas NNW-SSE - NW-SE e sinistras NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), e também as orientações das falhas neotectônicas sinistras NNW-SSE e uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizados dentro da bacia do rio Bananal.

Além disso, as orientações NW-SE e NNW-SSE dos *trends* estruturais são coincidentes com as orientações das estruturas presentes em afloramentos estudados por Bricalli (2011), próximos à bacia do rio Bananal, geradas nos eventos de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno- Holoceno) relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dexas e normais NW-SE e NNW-SSE (LIN-02, LIN-03

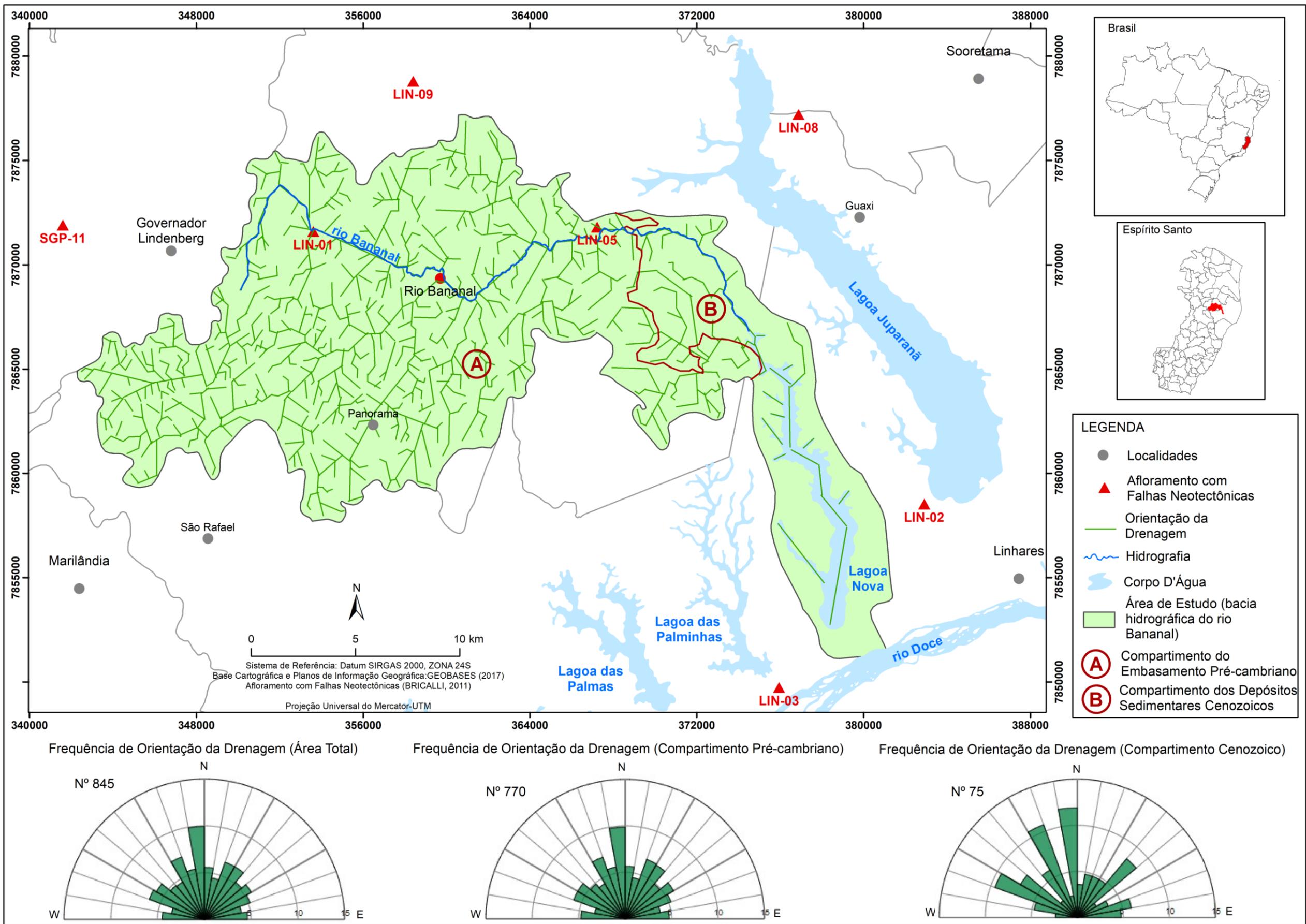
### **6.1.3 Análise da Rede de Drenagem**

As rosetas do mapa de orientação da drenagem mostram orientações diferenciadas no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos (Figura 44). No entanto, as orientações do Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e da área total (Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos)

são parecidas, devido à pouca quantidade de lineamentos presentes no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos.

Foram traçados um total de 845 lineamentos de orientação de drenagem na bacia hidrográfica do rio Bananal. Desses, 770 foram traçados no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e, 75 no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos.

Figura 44 – Orientação da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

Na área total predominam as orientações NNW-SSE da drenagem. As orientações NW-SE e NE-SW tem importância parecida. As orientações E-W são pouco expressivas (Figura 44).

No Compartimento do Embasamento Pré-cambriano predominam as orientações NNW-SSE e NW-SE de drenagem. Em seguida predominam as orientações NE-SW e NNE-SSW. As orientações E-W são pouco expressivas (Figura 44).

As orientações NNW-SE a NW-SE da drenagem, refletem a mesma orientação da Faixa Colatina (NNW-SSE) - (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005). Essas orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos da drenagem também coincidem com as mesmas orientações presentes e marcantes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de lineamentos (NNW-SE a NW-SE) e com as orientações NNW-SE a NW-SE presentes nos *trends* estruturais.

Além disso, as orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos da drenagem são coincidentes com as orientações das falhas neotectônicas dextrais NNW-SSE - NW-SE a e sinistrais NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), e também as orientações das falhas sinistrais NNW-SSE, além de uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011).

As orientações NE-SW dos lineamentos da drenagem refletem a orientação do Orógeno Araçuai (NE-SW) - Machado Filho et al., (1983); Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000), as orientações NNE-SSW a NE-SW presentes nos *trends* estruturais do mapa de densidade de lineamentos, e também as orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNE-SSW do afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011) com falhas neotectônicas, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011).

Os padrões de lineamentos da drenagem no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos podem ser atribuídos aos padrões de fraturamento neotectônico descritos por Bricalli (2011).

Neste Compartimento as orientações NNW-SSE a NW-SE dos lineamentos de drenagem são predominantes, seguidas pelas orientações NE-SW. As orientações E-W praticamente não estão presentes.

As orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos de drenagem podem ser associadas a estruturas geradas no evento de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno- Holoceno) - Bricalli (2011), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dextrais NNW-SSE - NW-SE e sinistrais NNW-SSE presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), e também as orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNW-SSE e uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizados dentro da bacia do rio Bananal.

As orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos de drenagem podem também estar associadas a estruturas presentes em afloramentos estudados por Bricalli (2011) próximos à bacia do rio Bananal, geradas no evento de Transcorrência Dextral E-W (Pleistoceno- Holoceno), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas dextrais e normais NW-SE e NNW-SSE (LIN-02, LIN-03), uma falha sinistral NNW-SSE (LIN-08), compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W.

As orientações NE-SW dos lineamentos de drenagem podem ser associadas a estruturas geradas no evento de Distensão NW-SE (Holocênica), - Bricalli (2011), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas sinistrais NNE-SSW presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011), localizado dentro da bacia do rio Bananal.

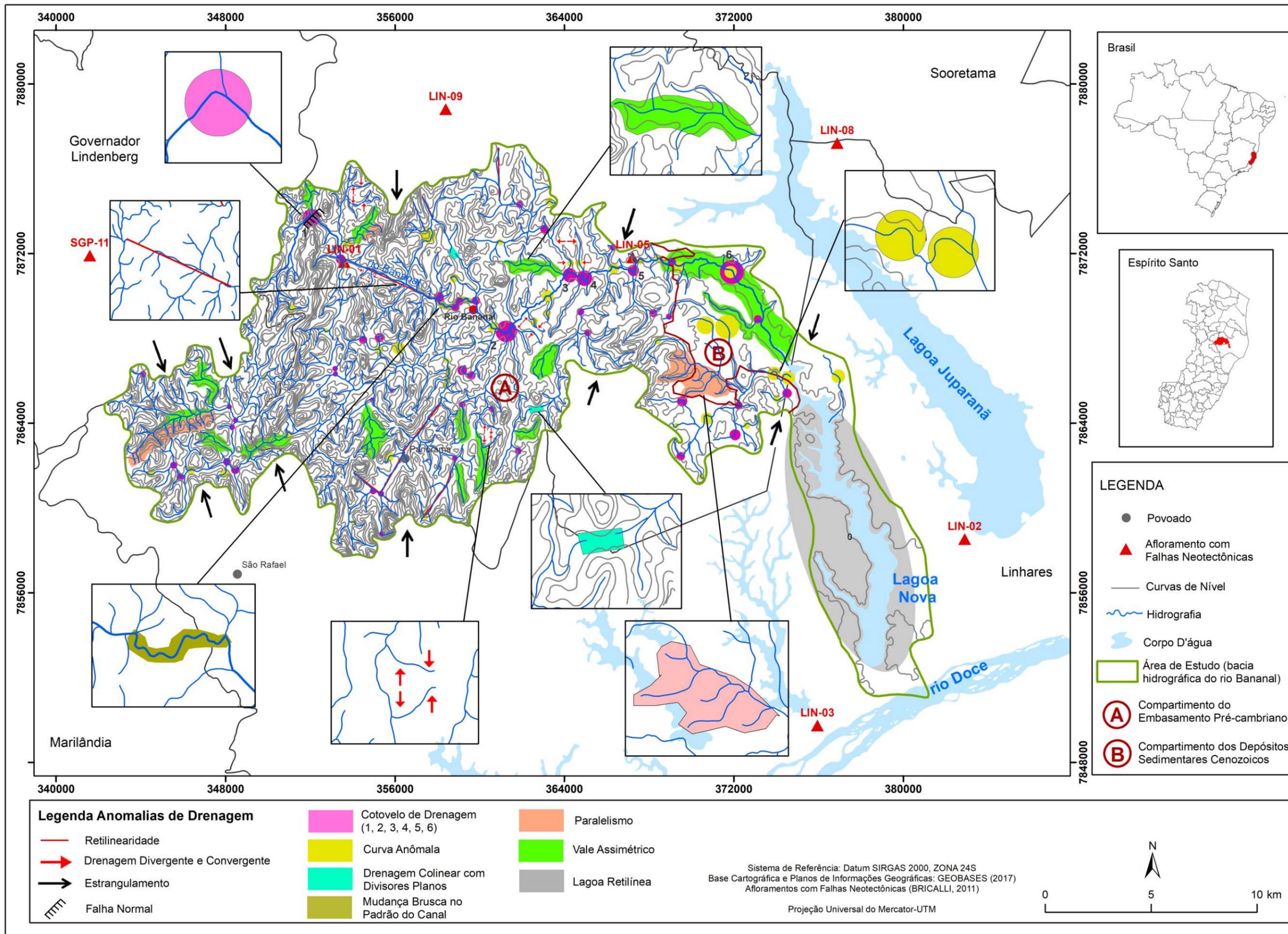
Além disso, as orientações NE-SW dos lineamentos de drenagem podem também estar associadas a estruturas presentes em afloramentos estudados por Bricalli (2011) próximos à bacia do rio Bananal, geradas no evento de Distensão NW-SE (Holocênica), relacionando-se, às orientações das falhas neotectônicas normais e dextrais NE-SW, presentes nos afloramentos LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09, SGP-11 (BRICALLI, 2011), localizados nas proximidades da bacia do rio Bananal.

#### **6.1.4 Análises de Anomalias de Drenagem**

A rede de drenagem da área da bacia do rio Bananal apresenta as seguintes anomalias: cotovelos de drenagem, curvas anômalas, drenagem colinear com divisores planos, trechos de rios com retilinearidade, paralelismo, mudança brusca no padrão do canal, drenagem convergente e divergente, vales assimétricos, lagoa retilínea, estrangulamento de bacia e assimetria de bacia (Figura 45). Essas anomalias, segundo Howard (1967); Cox (1994); Bishop (1995); Holbrook e Schumm (1999); Bezerra (2003); Twidale (2004); Lima (2006); Marin e Bricalli (2015b); podem indicar um controle neotectônico na bacia.

Essas anomalias estão distribuídas ao longo de toda bacia com maior concentração no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, que corresponde à porção oeste e central da bacia; e menor concentração sobre o Compartimento Geológico dos Depósitos Cenozoicos, presente na porção leste da bacia (Figura 45 e Tabela 4).

Figura 45 – Anomalias de drenagem presentes na bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

Os cotovelos de drenagem são as anomalias que ocorrem em maior quantidade na bacia hidrográfica do rio Bananal, especialmente no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano. Essas anomalias foram identificadas tanto em trechos do seu rio principal como em seus afluentes e resultam num total de 48 (quarenta e oito) cotovelos de drenagem em toda bacia. A maior quantidade dessas anomalias – 45 (quarenta e cinco) cotovelos de drenagem – ocorrem sobre o Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e a menor quantidade – 3 (três) cotovelos de drenagem – ocorrem sobre o Compartimento dos Depósitos Cenozoicos (Tabela 4).

Tabela 4 – Número de anomalias de drenagem identificadas na bacia hidrográfica do rio Bananal

ANOMALIAS DE DRENAGEM	COMARTIMENTO PRÉ-CAMBRIANO	COMPARTIMENTO CENOZOICO
Cotovelo de drenagem	45	3
Curva anômala	36	7
Vale assimétrico	15	1
Retilinearidade	7	-
Drenagem convergente-divergente	5	-
Drenagem colinear com divisor plano	2	-
Mudança brusca no padrão do canal	2	-
Paralelismo	2	1
Lagoa retilínea	-	1
Estrangulamento de bacia hidrográfica	4 pontos na bacia	1 ponto na bacia
Assimetria de bacia hidrográfica	-	-
<b>Total</b>	<b>119</b>	<b>15</b>

Fonte: Organizado pela autora

O rio principal apresenta cotovelos de drenagem bem marcantes, bastante característicos, com ângulos próximos a noventa graus.

Na porção noroeste da bacia, no rio principal, destaca-se um grande cotovelo de drenagem (cotovelo 1), marcando uma mudança brusca do curso do rio principal, mudando de orientação NNE-SSW para NW-SE (Figura 45). Esse cotovelo de drenagem coincide com os limites litológicos das Unidades Geológicas Leucogranito do tipo S: Leucogranito granatífero e Complexo Nova Venécia: silimalita-granada-cordierita-biotita gnaiss bandado com intercalações de calcissilicáticas: diatexito (CPRM, 2013), além de estar presente exatamente numa falha ou fratura (CPRM, 2013), de orientação NNE-SSW, coincidindo com a mudança de orientação do rio principal, como mencionado acima. É importante destacar a presença de uma Falha

ou Zona de Cisalhamento Compressional e Zona Milonítica também na orientação NNE-SSW (CPRM, 2013) bem próximo ao cotovelo de drenagem mencionado.

Essa mudança de orientação de NNE-SSW para NW-SE coincide com a orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE, destacado na porção norte do estado do Espírito Santo (Novais et al., 2004; Novais, 2005).

Além disso, essa mudança de orientação do cotovelo de drenagem 1, reflete as orientações NNW-SE a NW-SE presentes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de lineamentos (Figura 42) e, as orientações NNW-SE a NW-SE no mapa de orientação da rede de drenagem (Figura 44). O mesmo ocorre com os *trends* no mapa de densidade de lineamentos, que refletem as orientações NNW-SE a NW-SE presentes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de densidades de lineamentos da área estudada (Figura 43).

Essa mudança brusca de orientação do rio principal – onde encontra-se o cotovelo de drenagem 1 – indica a presença de uma falha normal com caimento para sudeste (Figura 45).

Na porção central da bacia hidrográfica do rio Bananal, no rio principal, destaca-se um segundo cotovelo de drenagem (cotovelo 2), marcando uma mudança brusca do rio principal, mudando de orientação NW-SE para NE-SW (Figura 45). Esse cotovelo de drenagem coincide com a Unidade Geológica dos Granitoides pouco foliados, paraluminosos, calcialcalinos, de alto K, tipo S: Suite Ataléia, composta de granada-biotita, granito Ataléia (CPRM, 2013).

Essa mudança de orientação NW-SE para NE-SW pode ser relacionada às falhas sinistrais NNE-SSW, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Distensão NW-SE (Holocênica), presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011).

Na porção nordeste da bacia, próximo ao afloramento LIN-05, destacam-se 2 (dois) cotovelos de drenagem, 1 (um) marcando uma mudança brusca de orientação NE-SW para NW-SE (cotovelo 3), e 1 (um) marcando uma mudança brusca de orientação NW-SE para NE-SW (cotovelo 4) - figura 45. Essas anomalias de drenagem coincidem exatamente com os limites litológicos das Unidades Geológicas do Complexo Nova Venécia e Granitoides (CPRM, 2013) e estão localizados

também exatamente sobre falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013) na orientação NW-SE.

A mudança de orientação do cotovelo de drenagem 3 de NE-SW para NW-SE reflete a orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE (Novais et al., 2004; Novais, 2005). A mudança de orientação também reflete as orientações NNW-SE a NW-SE predominantes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de lineamentos (Figura 42), no mapa de densidade de lineamentos com *trends* estruturais (Figura 43) e no mapa de orientação da rede de drenagem (Figura 44). Essa mudança de orientação também pode ainda ser relacionada à orientação das falhas dextrais NNW-SE a NW-SE e sinistras NNW-SSE, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Transcorrência Dextral E-W (BRICALLI, 2011) presentes no afloramento LIN-05, próximo ao cotovelo de drenagem.

A mudança de orientação do cotovelo de drenagem 4 de NW-SE para NE-SW, localizado nas proximidades do afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011) – figura 45, não coincide com as orientações encontradas nesse afloramento. No entanto, pode ser associada à orientação do Orógeno Araçuaí (NE-SW) – Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000), e também as orientações das falhas normais NE-SW, associadas a esforços compressivos NE-SW e distensivos NW-SE, e falha sinistral NNE-SSW, associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW presentes no afloramento LIN-09 (BRICALLI, 2011), localizado nas proximidades da bacia, correspondendo ao evento de Distensão (BRICALLI, 2011). Essa mudança de orientação de NW-SE para NE-SW reflete as orientações NNE-SSW a NE-SW presentes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de densidade de lineamentos com *trends* estruturais (Figura 43) da área estudada.

Na porção nordeste da bacia, destaca-se um cotovelo de drenagem (cotovelo 5), no rio principal, marcando uma mudança brusca de orientação NW-SE para NNE-SSW, muito próximo ao afloramento LIN-05 estudado por Bricalli (2011) - figura 45. Esse cotovelo de drenagem coincide com limites litológicos das Unidades Geológicas do Complexo Nova Venécia e Granitoides (CPRM, 2013).

Apesar de o cotovelo estar localizado nas proximidades do afloramento LIN-05 (Figura 45) não foi possível relacionar a mudança de orientação do mesmo com

os dados estruturais do afloramento LIN-05 identificado por Bricalli (2011), uma vez que neste afloramento não foram encontradas falhas com orientação NE-SW.

Na porção nordeste da bacia hidrográfica do rio Bananal, no rio principal, destaca-se um grande cotovelo de drenagem (cotovelo 6), mudando de orientação W-E para NNW-SSE (Figura 45). Esse cotovelo de drenagem ocorre na Unidade Geológica do Grupo Barreiras, muito próximo a uma de zona de cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013) de orientação N-S e uma falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013) na orientação NW-SE.

A mudança de orientação W-E para NNW-SSE do cotovelo de drenagem 6 reflete a mesma orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005). Além disso, a mudança de orientação desse cotovelo de drenagem reflete as orientações NNW-SE a NW-SE presentes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano no mapa de lineamentos (Figura 42), no mapa de densidade de lineamentos com *trends* estruturais (Figura 43) e no mapa de orientação da rede de drenagem (Figura 44).

A mudança de orientação do cotovelo de drenagem 6 pode, ainda, ser relacionada às falhas dextrais NNW-SE a NW-SE e sinistrais NNW-SSE afetando depósitos pertencentes à Formação Barreiras e ao Embasamento Pré-cambriano, cujas estruturas são associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW, correspondendo ao evento de Trancorrência Dextral E-W que o afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011) se enquadra.

Foram identificados na bacia hidrográfica do rio Bananal 16 (dezesesseis) trechos de vales assimétricos, e o maior número dessas anomalias localizam-se na porção sul da bacia (Figura 45). A maioria dessas anomalias - 15 (quinze) vales assimétricos - ocorrem no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, principalmente na porção sul da bacia e 1 (um) vale assimétrico ocorre no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos, na porção norte da bacia, onde se destaca o maior trecho de vale assimétrico presente no rio principal da bacia hidrográfica (Tabela 4).

Os vales assimétricos identificados na bacia estão inseridos, em sua maioria, em áreas próximas ou exatamente sobre áreas de falhas ou fraturas, falha ou zona

de cisalhamento compressional, zona de cisalhamento indiscriminada e zonas milioníticas (CPRM, 2013).

Na porção nordeste da bacia, destaca-se o maior vale assimétrico, no rio principal, presente no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos, de orientação NW-SE, onde o rio principal da bacia apresenta-se bastante deslocado do seu eixo central (Figura 45). Esse vale assimétrico está presente nas Unidades Geológicas do Grupo Barreiras e Depósitos Fluviais Argilo-arenosos e Arenosos Recentes (sedimentos fluviais de deltas dominados por processos fluviais e aluvionares compostos de areia e cascalho) - (CPRM, 2013).

A orientação NW-SE desse vale assimétrico pode ser relacionada à orientação das falhas neotectônicas dextrais NNW-SE e NW-SE e, sinistrais NNW-SSE, presentes no afloramento LIN-05 (BRICALLI, 2011), localizado muito próximo à área do vale.

Além disso, a orientação NW-SE presente nesse vale assimétrico reflete a orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE, (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005) e, ainda, as orientações predominantes NNW-SE a NW-SE dos lineamentos (Figura 42), dos *trends* estruturais (Figura 43) e da rede de drenagem (Figura 44) presentes no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos.

Foram identificados nos canais de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal 7 (sete) trechos de retilinearidade (Tabela 4), todos localizados na porção oeste da bacia, no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano.

No rio principal, à noroeste da bacia, observa-se um extenso trecho de retilinearidade coincidente com a orientação de um trecho do rio principal, orientação NW-SE (Figura 45). Esse trecho retilíneo de drenagem está situado exatamente sobre uma extensa falha ou fratura (CPRM, 2013) de mesma orientação NW-SE, muito próximo ao afloramento LIN-01 estudado por Bricalli (2011).

Essa anomalia de drenagem de orientação NW-SE reflete a orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005). Além disso, esse trecho de retilinearidade reflete as orientações predominantes NNW-SE e NW-SE dos lineamentos (Figura 42), dos *trends* estruturais

(Figura 43) e da rede de drenagem (Figura 44) no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano.

Esse trecho de retilinearidade, de orientação NW-SE, pode, ainda, estar relacionado às falhas sinistrais NNW-SSE e a uma falha normal NW-SE, presentes no afloramento LIN-01 (BRICALLI, 2011).

Na bacia hidrográfica do rio Bananal, foram identificados 5 (cinco) pontos de estrangulamentos. No Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano ocorrem 4 (quatro) estrangulamentos e 1 (um) estrangulamento ocorre no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos (Tabela 4).

No extremo oeste da bacia hidrográfica destacam-se 2 (dois) estrangulamentos de orientação NNW-SSE (Figura 45). Essas anomalias estão presentes nas litologias da Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia (CPRM, 2013), onde existem falhas ou fraturas de orientações NNW-SSE e NW-SE e zonas miloníticas (CPRM, 2013), coincidentes com a orientação desses estrangulamentos.

As orientações NNW-SSE desses dois estrangulamentos refletem a mesma orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005). Além disso, também refletem as orientações predominantes NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos (Figura 42), dos *trends* estruturais (Figura 43) e da rede de drenagem (Figura 44) presentes no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano. Os dois estrangulamentos mencionados, podem, ainda, estar refletindo a orientação de falhas dextrais NNW-SSE, associadas a esforços compressivos NE-SW (afloramento SGP-11), identificadas nas proximidades da bacia por Bricalli (2011).

Na porção central da bacia observa-se um estrangulamento de orientação N-S (Figura 45). Essa anomalia está presente nas Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia e Granitoides (CPRM, 2013), próxima às estruturas geológicas de falha ou zona de cisalhamento compressional, falhas ou fraturas e zona milonítica e uma falha extensional (normal) N-S, na mesma orientação do estrangulamento (CPRM, 2013). Além disso, a orientação N-S desse estrangulamento é coincidente com as orientações N-S dos *trends* estruturais (Figura 43), presente no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano.

Destacam-se, na porção leste da bacia 2 (dois) estrangulamentos de orientação NNE-SSW (Figura 45). Um deles está presente nas Unidades Geológicas Granitoides e Complexo Nova Venécia, próximo à falha ou zonas de cisalhamento compressional (CPRM, 2013). O outro estrangulamento está presente, predominantemente, nas Unidades Geológicas Grupo Barreiras e Depósitos Fluviais (CPRM, 2013), localizado muito próximo à Lagoa Nova, apresentando falha ou zonas de cisalhamento compressional (CPRM, 2013).

As orientações NNE-SSW desses dois estrangulamentos refletem a orientação do Orógeno Araçuaí (NE-SW) – Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000). Além disso, são coincidentes com as orientações NNE-SSW a NE-SW dos lineamentos, dos *trends* estruturais e da rede de drenagem (Figuras 42, 43 e 44), além de refletir as orientações das falhas dextrais NE-SW, presentes no afloramento LIN-08 (BRICALLI, 2011), e as orientações das falhas dextrais NE-SW; falha normal NE-SW, presentes no afloramento LIN-02; falhas normais NE-SW, presentes no afloramento LIN-03 (BRICALLI, 2011).

Na porção sudeste da bacia hidrográfica do rio Bananal destaca-se uma lagoa retilínea, de orientação NNW-SSE (Figura 45), também considerada uma anomalia. Essa lagoa, denominada Lagoa Nova, onde deságua o rio principal da bacia, presente na Unidade Geológica do Grupo Barreiras (CPRM, 2013), faz parte de um grande complexo de lagos barrados, retilíneos e paralelos de orientações NNW-SSE, sendo essa anomalia de drenagem considerada característica de controle neotectônico.

A orientação NNW-SSE da Lagoa Nova coincide com a mesma orientação da Faixa Colatina, com orientações predominantes NNW-SSE (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005). Além disso, a orientação da Lagoa Nova reflete as orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos, dos *trends* estruturais e da rede de drenagem (Figuras 42, 43 e 44), predominantes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano. É importante também destacar que a orientação NNW-SSE da lagoa coincide com as orientações das falhas neotectônicas dextrais NW-SE, presentes no afloramento LIN-02 (BRICALLI, 2011), e com as falhas normais e dextrais NW-SE, presentes no afloramento LIN-03 (BRICALLI, 2011), localizados nas proximidades da lagoa.

Além das anomalias descritas e analisadas nos parágrafos anteriores, outras anomalias de drenagem - curvas anômalas, drenagens colineares com divisor plano, paralelismo de drenagens, mudanças bruscas no padrão do canal e drenagens convergentes e divergentes – (Figura 45) também consideradas na literatura como feições sugestivas de manifestações neotectônicas (HOWARD, 1967; COX, 1994; BISHOP, 1995; HOLBROOK e SCHUMM, 1999; TWIDALE, 2004), foram identificadas na bacia hidrográfica do rio Bananal.

Foram identificadas 43 (quarenta e três) curvas anômalas, sendo que 36 (trinta e seis) encontram-se no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano e 7 (sete) estão presentes no Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos (Tabela 4). Essas anomalias são bastante representativas ao longo de toda a bacia hidrográfica do rio Bananal, e ocorrem tanto no rio principal da bacia quanto em seus afluentes (Figura 45). Destacam-se as curvas anômalas localizadas na porção leste da bacia, na Unidade Geológicas do Grupo Barreiras, próximas a uma zona de cisalhamento indiscriminada e a falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013).

Foram identificados 5 (cinco) trechos de drenagem convergente-divergente na bacia hidrográfica do rio Bananal (Figura 45) - (Tabela 4), presentes no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano (CPRM, 2013).

Na porção noroeste da bacia, encontram-se 2 (dois) trechos de drenagem convergente-divergente, ambos na Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia (CPRM, 2013) - figura 45. Esses trechos localizam-se próximos à falhas ou fraturas, falha ou zona de cisalhamento compressional e zona milonítica (CPRM, 2013), e próximos ao afloramento LIN-01, onde foram identificadas falhas neotectônicas dextrais e sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW, além de uma falha normal NW-SE (BRICALLI, 2011). Outros 3 (trechos) de drenagem convergente-divergente estão localizados 1 (um) na porção norte da bacia; 1 (um) na porção central da bacia e; 1 (um) na porção sul da bacia.

Foram identificadas 2 (duas) anomalias de drenagem colinear com divisores planos na bacia hidrográfica do rio Bananal (Figura 45) – (Tabela 4), no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano.

Uma das drenagens colineares com divisores planos localiza-se na porção noroeste da bacia, na litologia da Unidade Geológica Granitoides, muito próxima a uma falha extensional (normal) - (CPRM, 2013). A segunda drenagem colinear com divisores planos está localizada na porção sul da bacia na litologia da Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia (CPRM, 2013).

Na bacia hidrográfica do rio Bananal foram identificados 3 (três) trechos de paralelismo de drenagem (Figura 45). Dois trechos de paralelismo de drenagem, estão localizados na porção noroeste e na porção sudoeste da bacia, no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano (CPRM, 2013), e um outro localizado na porção leste da bacia, presente parte dele no compartimento geológico mencionado e outra parte no Compartimento do Depósitos Sedimentares Cenozoicos.

O trecho de paralelismo de drenagem localizado à noroeste, na Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia, coincide com falhas ou fraturas, zona de cisalhamento indiscriminada e zonas miloníticas (CPRM, 2013). O trecho localizado à sudoeste da bacia, também na Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia, coincide com uma falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013). O trecho de paralelismo de drenagem, localizado à leste da bacia, está presente nas Unidades Geológicas Grupo Barreiras e Granitoides e localiza-se muito próximo a falhas ou zonas de cisalhamento compressional e a zona de cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013).

Na porção central da bacia hidrográfica do rio Bananal foram identificados 2 (dois) trechos de drenagens com mudança brusca no padrão do canal de drenagem: i) 1 (um) localizado no rio principal, na porção central da bacia e; ii) outro localizado a sul da anomalia mencionada (Figura 45). Esses trechos de mudança brusca no padrão do canal de drenagem estão presentes na Unidade Geológica Granitoides (CPRM, 2013), no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano.

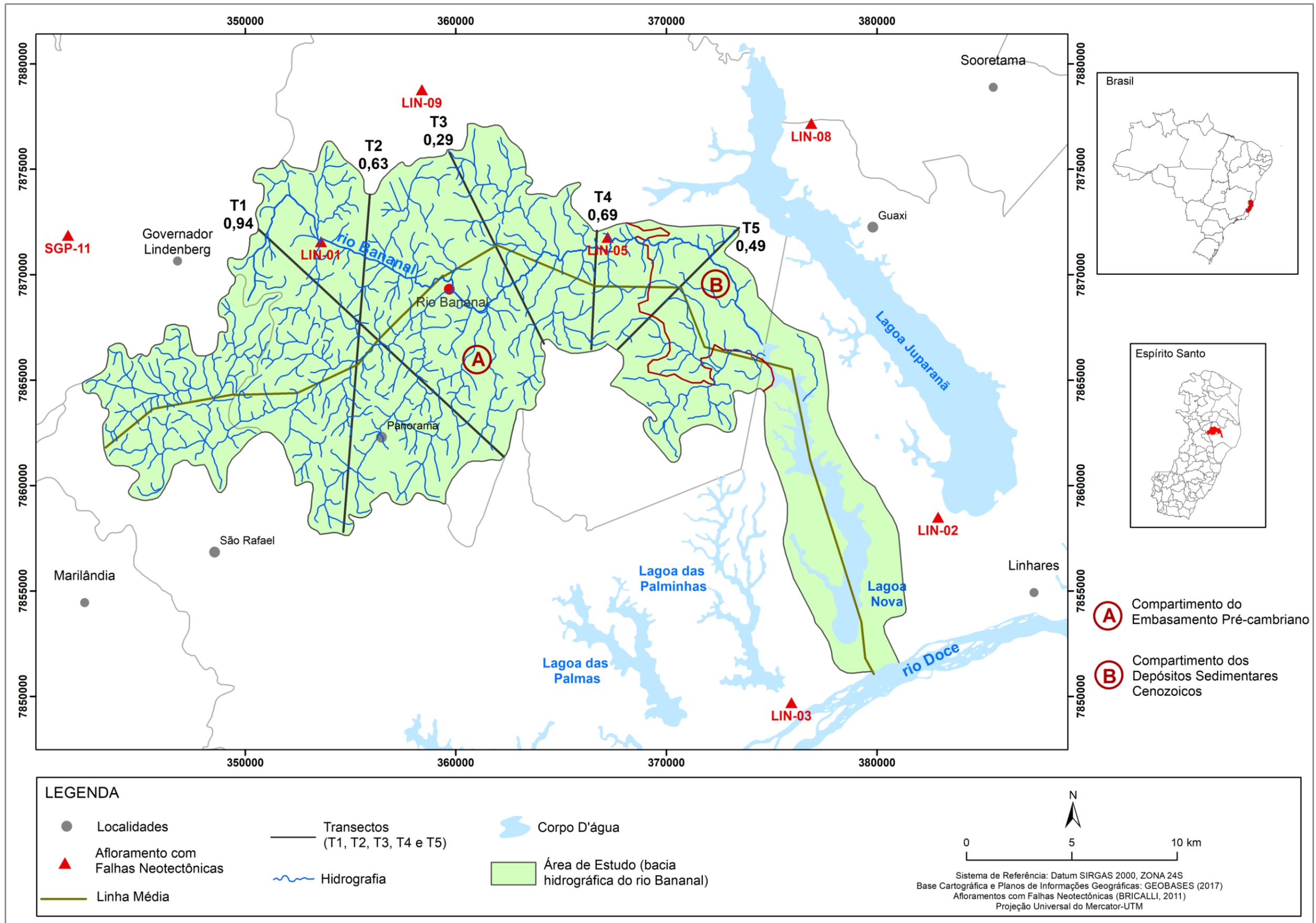
A mudança brusca do padrão do canal, no rio principal da bacia, ocorre entre trechos retilíneos da drenagem (Figura 45) na Unidade Geológica Granitoides (CPRM, 2013). É importante observar nesta anomalia de drenagem a ocorrência de 4 (quatro) cotovelos de drenagem marcando a mudança brusca do canal além de estar localizada nas proximidades de uma falha extensional (normal), de orientação

N-S e, uma falha ou fratura de orientação NW-SE (CPRM, 2013). A mudança brusca do padrão do canal, a sul da anomalia mencionada, coincide exatamente com os limites litológicos das Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia e Granitoides, muito próxima a falhas ou zonas cisalhamento compressional, falhas ou fraturas e zona milonítica (CPRM, 2013).

#### **6.1.5 Cálculo de Assimetria de Bacia Hidrográfica**

Foram traçados 5 (cinco) transectos ao longo da bacia, onde foram realizados os cálculos de assimetria da bacia do rio Bananal (Figura 46) segundo Cox (1994). A maioria dos transectos apresenta alto Fator de Assimetria (muito próximo a 1) – figura 33, onde as maiores assimetrias correspondem, na ordem, aos transectos T1, T4, T2, T5 e T3. Essa assimetria pode ser verificada em todos os mapas elaborados, onde se observa o deslocamento do rio em relação ao eixo central.

De uma maneira geral, a bacia apresenta basculamento para Norte (N), com algumas mudanças de orientação de basculamento ao longo do rio principal, especialmente para Noroeste (NNW) e Nordeste (NE).



Fonte: Organizado pela autora

Os transectos de 1 (um) a 4 (quatro) foram traçados no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, correspondente à Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987) e; o transecto 5 (cinco) foi traçado, em sua maior parte, no Compartimento Geológico dos Depósitos Cenozoicos, pertencentes a Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros (MENDES et al., 1987) e, em sua menor parte, o Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano.

O transecto T1 foi traçado na orientação NW-SE (Figura 46) e apresenta 0,94 de Fator de Assimetria, representando o trecho de maior assimetria na bacia do rio Bananal. Compreende as litologias das Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia e; Granitoides pouco foliados (CPRM, 2013). Esta área da bacia apresenta importantes falhas de orientação N-S e NW-SE e também uma extensa falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013). Nesse trecho, onde foi realizado o cálculo da assimetria, observa-se um deslocamento para noroeste (NW).

O transecto T4 foi traçado na orientação N-S (Figura 46) e apresenta 0,69 de Fator de Assimetria, representando o segundo trecho de maior assimetria na bacia do rio Bananal. Compreende as Unidades Geológicas do Complexo Nova Venécia e; dos Granitoides (CPRM, 2013), em uma área de falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013). Nesse trecho da bacia observa-se um deslocamento para norte (N).

O transecto T2 foi traçado na orientação N-S (Figura 46) e apresenta 0,63 de Fator de Assimetria, representando o terceiro trecho de maior assimetria na bacia do rio Bananal. Compreende as Unidades Geológicas do Complexo Nova Venécia, e; dos Granitoides (CPRM, 2013). Esta área da bacia apresenta falha ou zona de cisalhamento compressional, falhas ou fraturas, e zonas milioníticas (CPRM, 2013). Nesse trecho da bacia observa-se um deslocamento para norte-nordeste (NNE-SSW).

O transecto T5 foi traçado na orientação NE-SW (Figura 46) e apresenta 0,49 de Fator de Assimetria, representando o quarto trecho de maior assimetria na bacia do rio Bananal. Compreende as Unidades Geológicas do Grupo Barreiras e dos Granitoides (CPRM, 2013). Esta área da bacia apresenta, próximo ao estrangulamento, uma falha ou zona de cisalhamento compressional, e uma zona de

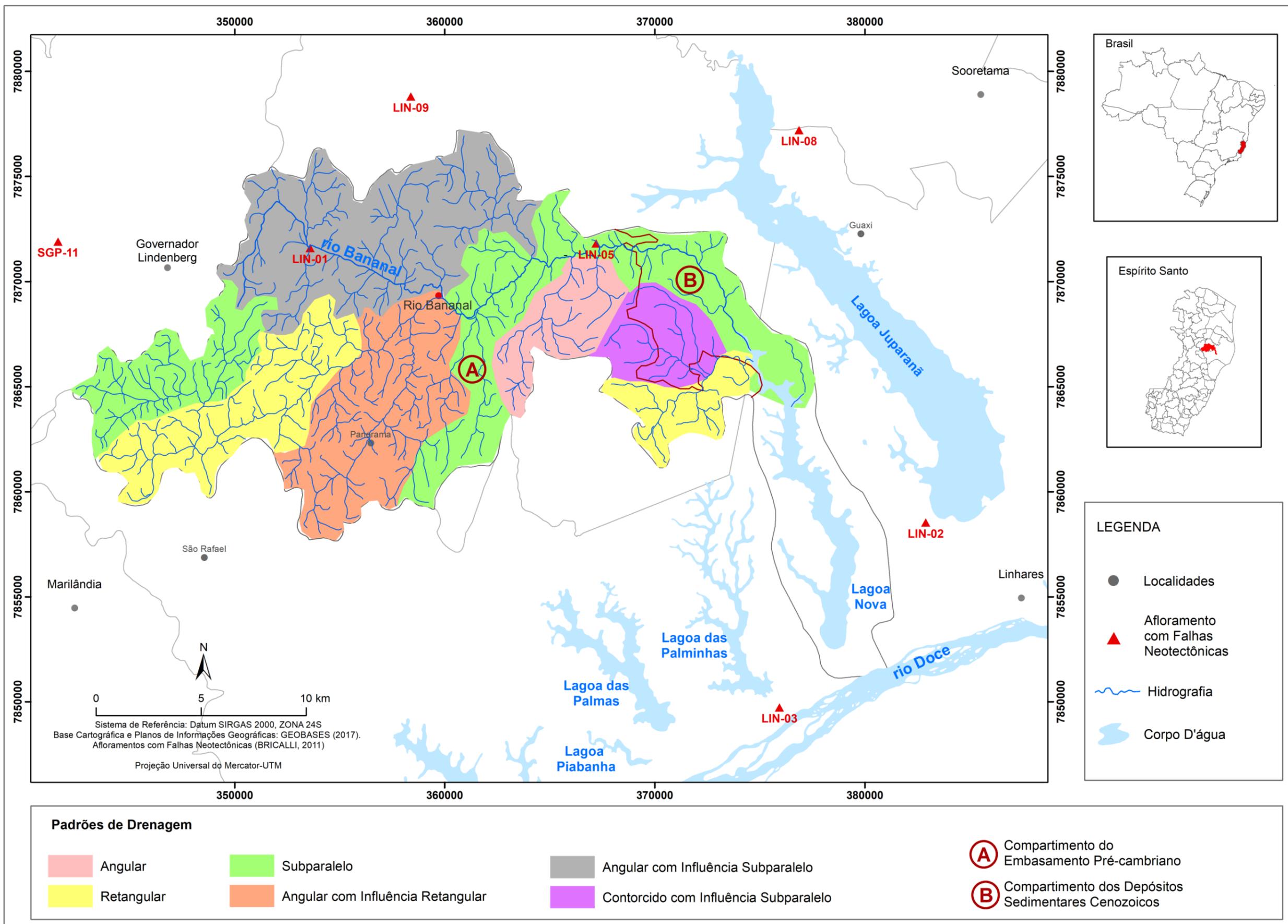
cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013). Nesse trecho da bacia observa-se um deslocamento para nordeste (NE).

O transecto T3 foi traçado na orientação NNE-SSW (Figura 46) e apresenta 0,29 de Fator de Assimetria, representando trecho de menor assimetria na bacia do rio Bananal. Compreende a Unidade Geológica dos Granitoides (CPRM, 2013), em uma área marcada por uma falha normal N-S e falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013). Nesse trecho da bacia observa-se um basculamento para sudoeste (SW).

Os basculamentos orientados para NNW-SSE refletem as orientações da Faixa Colatina, dos lineamentos, dos *trends* estruturais, da rede de drenagem e orientações das falhas presentes nos afloramentos estudados por Bricalli (2011). Os basculamentos orientados para NNE-SSW refletem a orientação do Orógeno Araçuaí, algumas orientações dos *trends* estruturais e também orientações das falhas presentes nos afloramentos estudados por Bricalli (2011). Os basculamentos orientados para N-S refletem algumas orientações dos *trends* estruturais.

#### **6.1.6 Padrões de Drenagem**

O mapa de padrão de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal apresenta 6 (seis) tipos de padrões de drenagem: Retangular, Angular, Angular com influência do padrão Retangular, Subparalelo, Angular com influência do padrão Subparalelo e Contorcido com influência do padrão Subparalelo (figura 47). Todos os tipos de padrões de drenagem classificados na área da bacia apresentam, de acordo com a literatura, forte controle tectônico (HOWARD, 1967).



Fonte: Organizado pela autora

Dos 6 (seis) padrões de drenagem identificados na bacia hidrográfica do rio Bananal, parte dos padrões de drenagem Subparalelo e Contorcido com influência do Subparalelo está localizada nos Compartimentos Geológicos dos Depósitos Cenozoicos e no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano. Os outros 4 (quatro) padrões de drenagem (Retangular, Angular, Angular com influência do padrão Retangular, Angular com influência do padrão Subparalelo) encontram-se no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano.

O padrão de drenagem predominante na bacia hidrográfica do rio Bananal é o Subparalelo (Figura 47), presente nos Compartimentos Geológicos dos Depósitos Cenozoicos e no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresentando uma área de 105,12 km<sup>2</sup>, ocupando 25,94% (Tabela 5) da área total e está presente em 2 (duas) áreas da bacia: i) na porção oeste e; ii) na porção centro-leste (Figura 47). Esse padrão de drenagem apresenta-se nas Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia; Granitoides; Leucogranito do tipo S; Depósitos Fluviais e; Grupo Barreiras (CPRM, 2013).

Do ponto de vista geomorfológico, este padrão de drenagem encontra-se, em sua porção oeste (W), no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba e, na porção Leste (W) deste padrão, encontra-se no Domínio Morfoestrutural e Unidade Geológica mencionados, além de estar inserido no Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros (MENDES et al., 1987), no extremo leste deste padrão.

Neste padrão, destaca-se a presença de falhas ou fraturas (CPRM, 2013) de orientações N-S, NNW-SSE, NW-SE, falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013) de orientações NW-SE e NE-SW, zona de cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013) de orientação praticamente N-S, além de zonas milioníticas (CPRM, 2013). Observa-se também nesse padrão a presença do afloramento LIN-05 (Figura 47) com dados de Neotectônica, estudado por Bricalli (2011).

Tabela 5 – Padrão de drenagem da bacia hidrográfica do rio Bananal

<b>PADRÃO DE DRENAGEM</b>	<b>TAMANHO km<sup>2</sup></b>	<b>ÁREA %</b>
Subparalelo	105,12	25,94
Angular/subparalelo	85,64	21,13
Retangular	62,02	15,30
Angular/Retangular	60,52	14,93
Angular	22,86	5,64
Contorcido/Subparalelo	22,65	5,59
<b>TOTAL</b>	<b>358,83 km<sup>2</sup></b>	<b>100%</b>

Fonte: Organizado pela autora

O segundo padrão de drenagem predominante na bacia hidrográfica do rio Bananal é o Angular com influência do Subparalelo (Figura 47), presente no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresentando área de 85,64 km<sup>2</sup>, e ocupando 21,13% (tabela 5) da área total, presente na porção nortenoeste da bacia (Figura 47). Esse padrão de drenagem está presente nas Unidades Geológicas Granitoides e Complexo Nova Venécia CPRM (2013).

Do ponto de vista geomorfológico, este padrão de drenagem encontra-se no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987). Destaca-se a presença de uma falha extensional (normal) de orientação N-S, falhas ou fraturas de orientações NW-SE e N-S, falha ou zona de cisalhamento compressional de orientação NW-SE e N-S, e zona milonítica (CPRM, 2013). Observa-se a presença do afloramento LIN-01 (Figura 47) neste padrão de drenagem, estudado por (BRICALLI, 2011), onde foram identificadas falhas neotectônicas dextrais E-W e sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW, além de uma falha normal NW-SE, cujas estruturas estão associadas a esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW (BRICALLI, 2011).

O padrão de drenagem Retangular (Figura 47), presente no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresenta área de 62,02 km<sup>2</sup>, e ocupa 15,30% (Tabela 5) da área total dos padrões identificados na bacia. Esse padrão foi identificado em 2 (duas) áreas da bacia: i) na porção oeste e; ii) na porção leste (Figura 47), compreendendo as litologias das Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia, Granitoides, Leucogranito do tipo S e Maciço Lagoa Preta (CPRM, 2013).

Este padrão de drenagem encontra-se, em sua porção oeste, no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba e, na porção leste, encontra-se no Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros (MENDES et al., 1987). Destaca-se, nesse padrão, a presença de falhas ou fraturas (CPRM, 2013) de orientações NNW-SSE e NW-SE, falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013) de orientação NW-SE e NE-SW, zona de cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013) N-S e zonas milioníticas (CPRM, 2013).

O padrão de drenagem Angular com influência do Retangular (Figura 47), está presente no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresentando uma área de 60,52 km<sup>2</sup>, e ocupando 14,93% (Tabela 5) da área total e está presente na porção centro-sul da bacia, abrangendo as localidades de Panorama e a sede municipal de Rio Bananal (Figura 47). Esse padrão de drenagem está presente nas Unidades geológicas do Complexo Nova Venécia e; Granitoides (CPRM, 2013). Do ponto de vista geomorfológico, este padrão de drenagem encontra-se no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987). Destaca-se, neste padrão de drenagem, a presença de falhas ou fraturas (CPRM, 2013) de orientação NW-SE e NNW-SSE, e uma falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013), de orientação NW-SE, além de zonas miloníticas (CPRM, 2013).

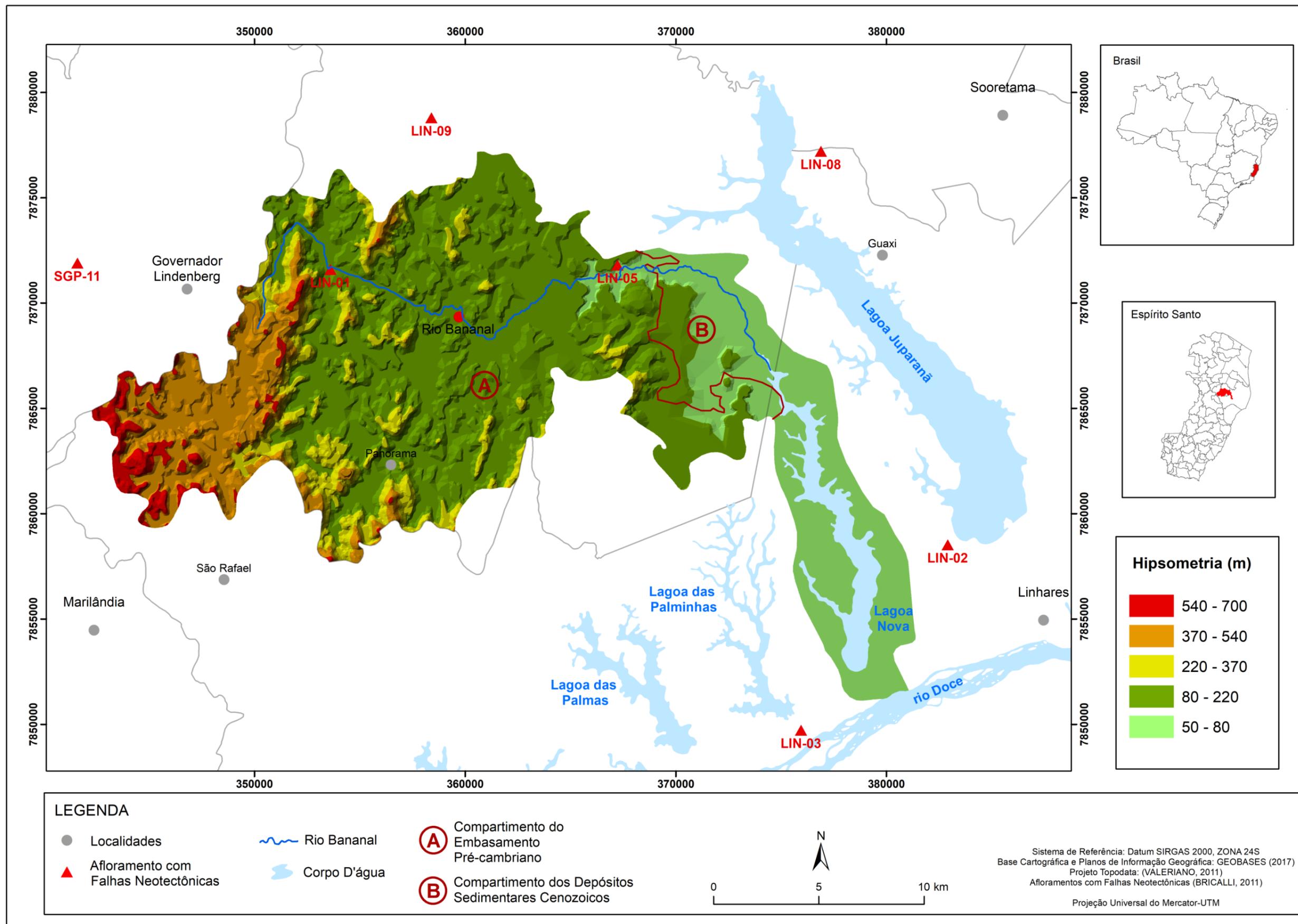
O padrão de drenagem Angular (Figura 47), presente no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresentando uma área de 22,86 km<sup>2</sup> e ocupando 5,64 % (Tabela 5) da área total, e localiza-se na porção leste da bacia. Esse padrão de drenagem está presente nas Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia; Granitoides e; Leucogranito do tipo S (CPRM, 2013). Este padrão de drenagem, do ponto de vista geomorfológico, encontra-se no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987). Destaca-se, na área deste padrão de drenagem, a presença de uma falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013), de orientação NW-SE, e uma zona milionítica (CPRM, 2013), de orientação N-S.

O padrão de drenagem Contorcido com influência Subparalelo (Figura 47), está presente nos Compartimentos Geológicos dos Depósitos Cenozoicos e no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, apresentando uma área de 22,65 km<sup>2</sup>, e ocupando 5,59% (Tabela 5) da área total, localizado na porção leste da bacia (Figura 47). Esse padrão de drenagem compreende as Unidades Geológicas do Grupo Barreiras; Granitoides e; Leucogranito do tipo S (CPRM, 2013). Do ponto de vista geomorfológico, este padrão de drenagem encontra-se no Domínio Morfoestrutural da Faixa de Dobramentos Remobilizados, compreendendo a Unidade Geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba, e no Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares, compreendendo a Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros (MENDES et al., 1987). Destaca-se a presença de uma falha ou zona de cisalhamento compressional (CPRM, 2013), de orientação aproximadamente NW-SE, e zona de cisalhamento indiscriminada (CPRM, 2013) de orientação NNW-SSE.

É importante destacar que na bacia hidrográfica do rio Bananal e próximo a ela, foram identificados 7 (sete) afloramentos com falhas neotectônicas (BRICALLI, 2011), sendo 2 (dois) afloramentos localizados dentro da área da bacia hidrográfica (LIN-01 e LIN-05) - Bricalli (2011) e 5 (cinco) localizados em suas proximidades (LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09 e SGP-11) - figura 47. Esses afloramentos, com falhas neotectônicas, estudados por Bricalli (2011), indicam controle neotectônico nos padrões de drenagem identificados na bacia do rio Bananal.

### **6.1.7 Análise do Relevo**

O mapa hipsométrico apresenta 5 (cinco) classes altimétricas com os seguintes intervalos: 1) de 50 a 80m; 2) de 80 a 220m; 3) de 220 a 370m; 4) de 370 a 540m e; 5) de 540 a 700m (Figura 48).



Fonte: Organizado pela autora

As maiores altitudes (220 a 700m) abrangem a porção oeste da bacia (Figura 48). Essa área compreende rochas do Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano (CPRM, 2013), pertencente a Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987), onde há o predomínio do relevo de Serras, morros e colinas altas. No entanto, a classe de intervalos altimétricos de 370 a 700m, presentes na porção extremo oeste da bacia, entre as localidades de Governador Lindenberg e São Rafael, representa a área mais alta da bacia.

As altitudes médias (intervalos de 80 a 370m) estão presentes na porção central da bacia (Figura 48), abrangendo a cidade de Rio Bananal. Esta porção da bacia abrange o Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano (CPRM, 2013), pertencente a Unidade Geomorfológica dos Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987), e seu relevo é caracterizado por Serras, morros e colinas mais baixas que as presentes na porção extremo oeste da bacia (370 a 700m).

As altitudes mais elevadas (370 a 700m) e as altitudes médias (80 a 370m), apesar de apresentarem diferenças altimétricas entre elas, apresentam características geomorfológicas muito parecidas, caracterizadas pela predominância de níveis de dissecação em forma de patamares, delimitados por frentes escarpadas adaptadas a falhas voltadas para noroeste e com caimento topográfico para sudeste, morfologias em patamares, com ocorrência de blocos basculados em decorrência de impulsos epirogênicos relacionados com a atuação dos ciclos geotectônicos (MENDES et al., 1987).

O limite entre as altitudes mais elevadas (370 a 700m) e as altitudes médias (80 a 370m) é bem representado no mapa geológico (CPRM, 2013) pela presença de estruturas geológicas (CPRM, 2013) na orientação NNW-SSE e NNE-SSE, parecendo contornar o relevo escarpado, conforme mostra o mapa hipsométrico (Figura 48), correspondendo, também, ainda nesse limite, a norte, a um dos mais importantes cotovelos de drenagem do rio Bananal, próximo ao afloramento (LIN-01), que apresenta dados de neotectônica, apresentando falhas sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW e uma falha normal NW-SE, nas mesmas orientações das estruturas presentes no mapa geológico do CPRM (2013).

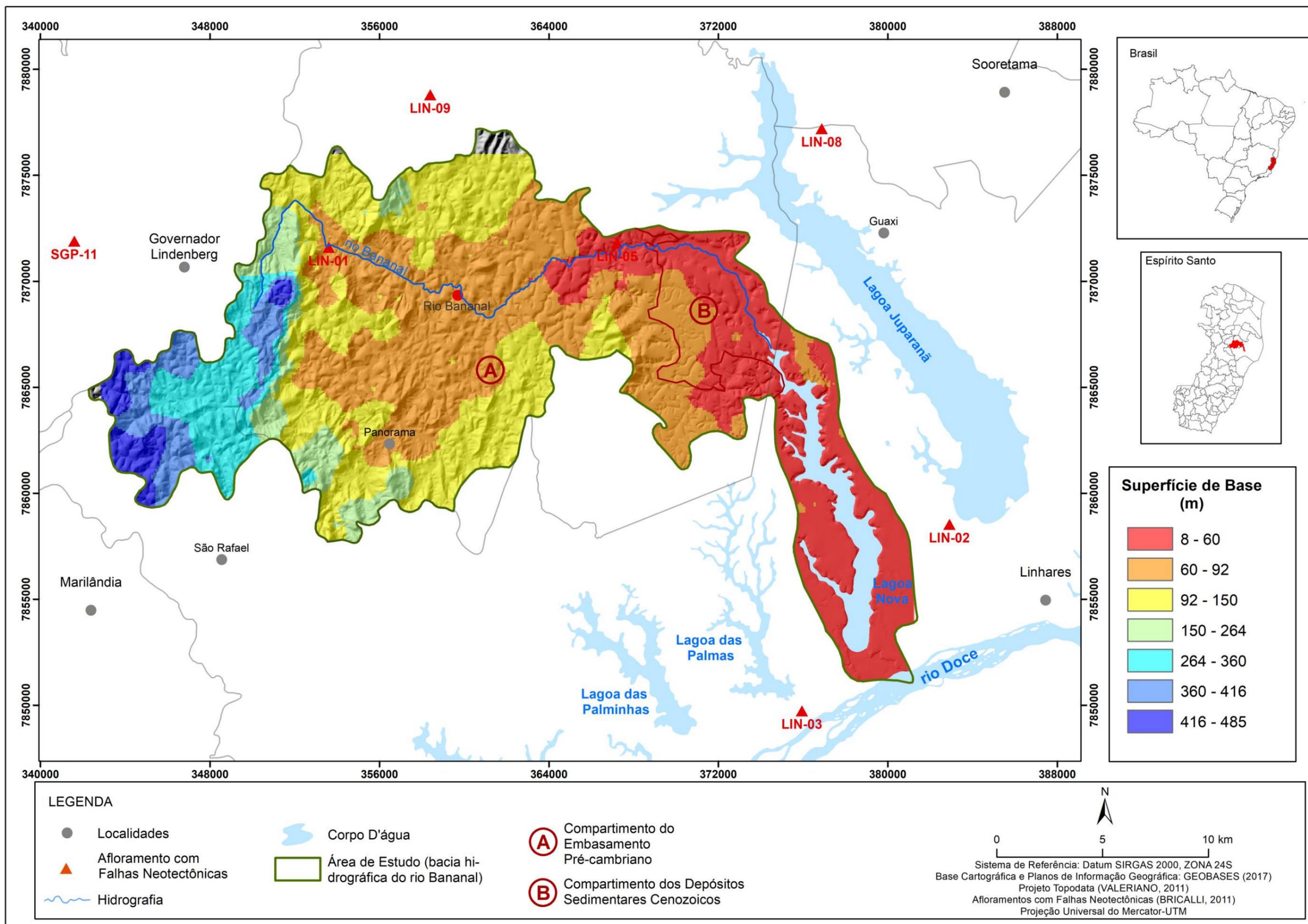
As altitudes mais baixas (intervalos de 50 a 80m) são menos representativas e localizam-se na porção extremo leste da bacia (Figura 48). Esta porção da bacia abrange o Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos (CPRM, 2013), pertencente Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros, onde o relevo é caracterizado por colinas de topo tabular, vertentes íngremes, vales geralmente largos (MENDES et al., 1987), apresentando também uma lagoa retilínea e alongada (Lagoa Nova) na orientação NNW-SSE.

O mapa de superfícies de base apresenta 7 (sete) classes de isobases: 1) 416 a 485m; 2) 360 a 416m; 3) 264 a 360m; 4) 150 a 264m; 5) 92 a 150m; 6) 60 a 92m; 7) 8 a 60m (Figura 49).

A partir da análise das classes de isobases, foram delimitadas 2 (duas) regiões: i) Região I (classes 416 a 485m, 360 a 416m, 264 a 360, 150 a 264, 92 a 150m e, 60 a 92m) e ii) Região II (compreende a classe de 8 a 60m).

i) Na Região I (classes de 60m a 485m), a oeste da bacia (Figura 49), predominam as litologias das Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia e Granitoides (CPRM, 2013) apresentando falhas ou fraturas de orientações predominantes NNW-SSE, zonas de cisalhamentos indiscriminadas NNW-SSE, uma marcante falha extensional (normal) N-S e zonas milotíticas de orientações predominantes NNW-SSE (CPRM, 2013). Essa região apresenta uma organização estrutural preferencialmente nas orientações NNW-SSE a NW-SE, coincidentes com as orientações predominantes NNW-SSE da Faixa Colatina (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005).

Figura 49 – Mapa de superfícies de base da bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

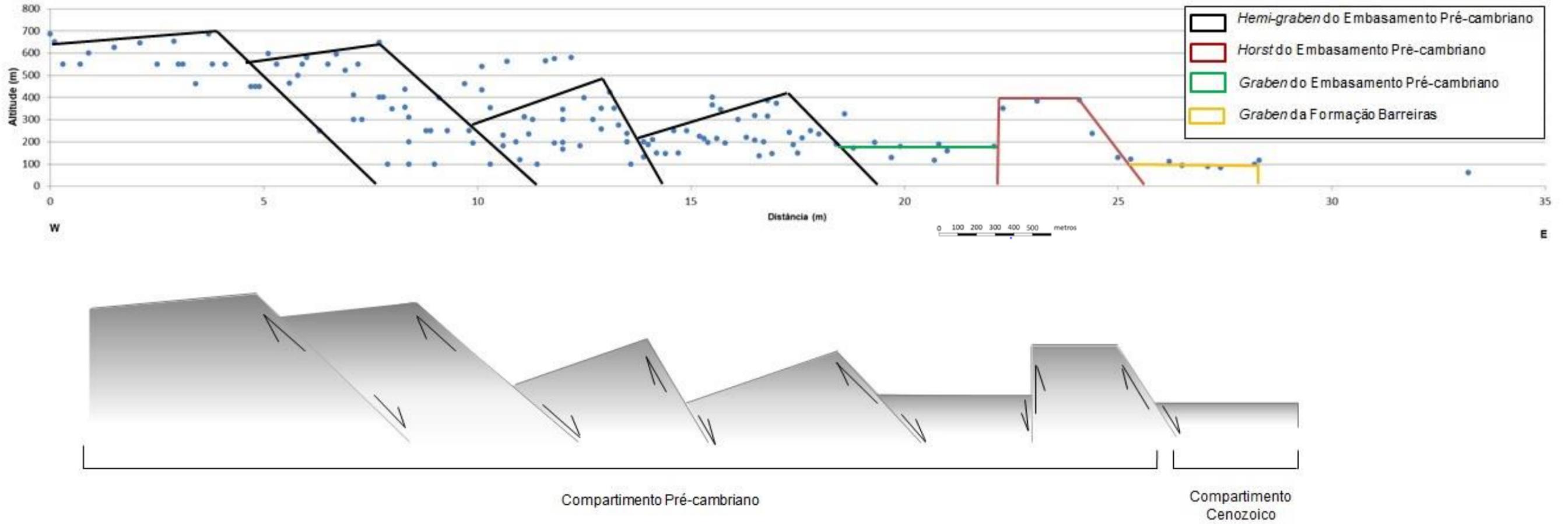
Esta organização estrutural preferencialmente nas orientações NNW-SSE e NW-SE também coincide com as orientações NNW-SE a NW-SE dos lineamentos traçados na bacia, no Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, e as orientações NNW-SSE e NW-SE dos *trends* estruturais.

ii) Na Região II (classe de 8 a 60m), porção leste da bacia (Figura 49), predominam as litologias das Unidades Geológicas do Grupo Barreiras e Depósitos Fluviais (CPRM, 2013) apresentando uma zona de cisalhamento indiscriminada na orientação NNW-SSE, limitando-se com a Unidade Geológica Complexo Nova Venécia, e uma falha ou zona de cisalhamento compressional de orientação NW-SE limitando-se com as Unidades Geológicas Complexo Nova Venécia e Granitoides (CPRM, 2013). Apesar da importância das estruturas geológicas regionais, dos lineamentos, dos *trends* estruturais na orientação NNW-SSE, essa região apresenta estruturas geológicas (falhas neotectônicas) presentes em afloramentos na Formação Barreiras, próximos à bacia, com orientações NE-SW (BRICALLI, 2011) bem marcantes. Esta organização estrutural, preferencialmente nas orientações NE-SW, refletem as orientações das falhas dextrais NE-SW (afloramento LIN-08); falhas dextrais NE-SW e falha normal NE-SW (afloramento LIN-02) e; falhas normais NE-SW (afloramento LIN-03) - Bricalli (2011).

O perfil em varredura (Figura 50) foi elaborado na orientação E-W, abrangendo os dois compartimentos geológicos: Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, pertencente Unidade Geomorfológica Patamares Escalonados do Sul Capixaba (MENDES et al., 1987); e o Compartimento Geológico dos Depósitos Cenozoicos, pertencentes à Unidade Geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros (MENDES et al., 1987).

A elaboração do perfil em varredura permitiu delimitar 7 (sete) blocos tectônicos (Figura 50), sendo que 6 (seis) deles estão localizados no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e, 1 (um) deles no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos.

Figura 50 – Perfil em varredura e representação de blocos tectônicos na bacia hidrográfica do rio Bananal



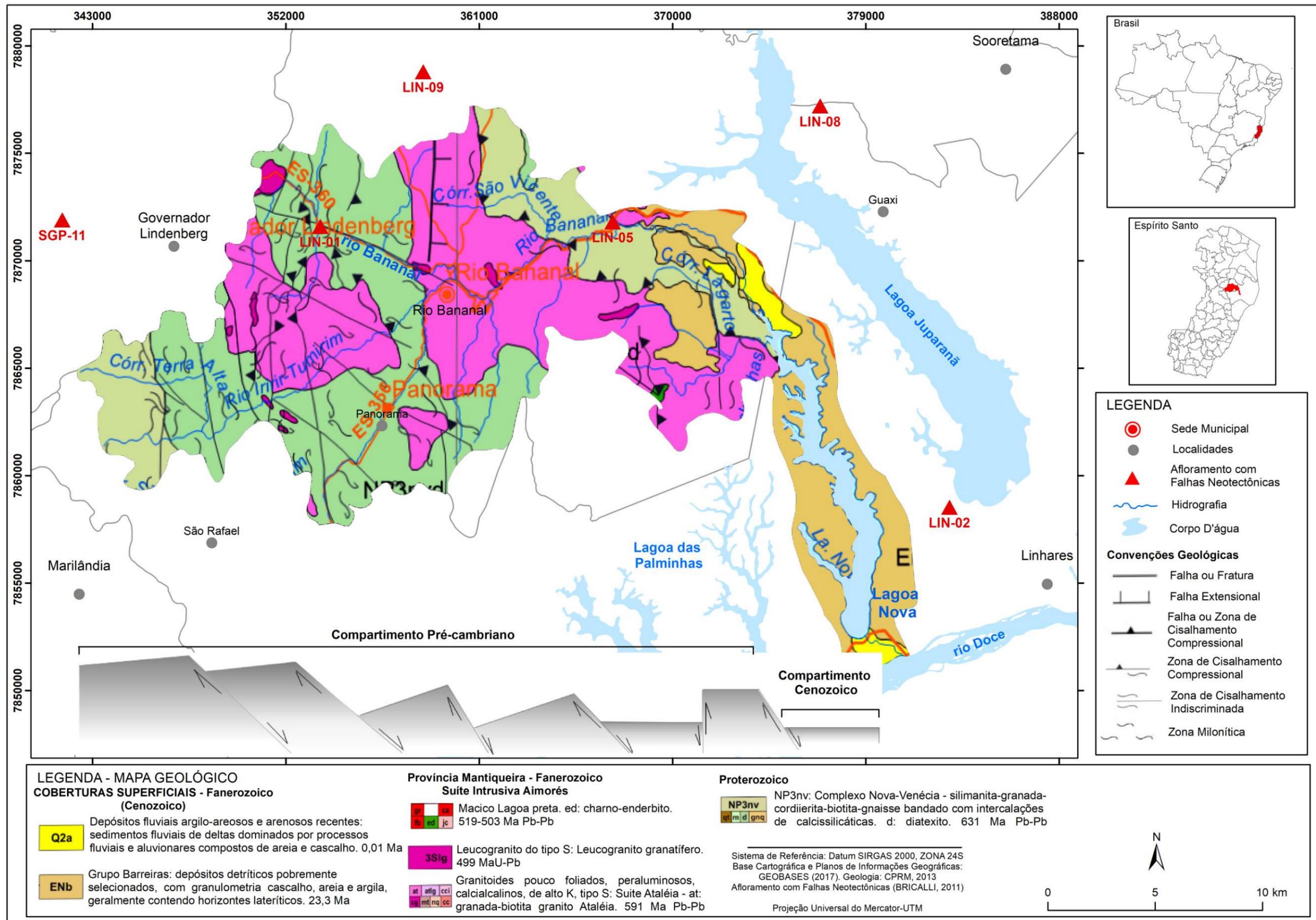
Fonte: Organizado pela autora

O perfil em varredura abrange na direção de leste para oeste a Unidade Geológica do Complexo Nova Venécia; a Unidade Geológica de Granitoides, a Unidade geológica Leucogranito do tipo S; a Unidade Geológica Maciço Lagoa Preta, a Unidade Geológica do Grupo Barreiras, e, a Unidade Geológica dos Depósitos Fluviais (CPRM, 2013).

Observa-se no perfil em varredura a presença de morfologias de *hemi-grabens*, *horst* e *grabens* que correspondem a feições morfotectônicas, formadas por falha normal (SUMMERFIELD, 1987).

Praticamente todas as falhas demarcadas no perfil em varredura coincidem com as falhas mapeadas pelo CPRM (2013), tanto no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, quanto no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos. Os Tabuleiros Costeiros da Formação Barreiras correspondem a um *graben*, o que era esperado, devido a sua altitude ser mais baixa do que as altitudes do relevo do Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e também porque as rochas da Formação Barreiras apresentam falhas neotectônicas (BRICALLI, 2011) podendo assim o *graben* ter sido originado por falhas neotectônicas (Figura 51).

Figura 51 – Mapa geológico com blocos tectônicos interpretados na bacia hidrográfica do rio Bananal



Fonte: Organizado pela autora

### 6.1.8 Análises Neotectônicas

A partir da análise dos estereogramas dos afloramentos (LIN-01 e LIN-05) presentes na bacia e afloramentos nas adjacências da bacia e em suas proximidades (LIN-02, LIN-03, LIN-08, LIN-09 e SGP-11), estudados por Bricalli (2011), foi possível identificar as principais orientações das falhas neotectônicas e os regimes tectônicos, que foram identificados em estudos anteriores no estado do Espírito Santo (HATUSHIKA, 2005; Rodrigues, 2005; Mello et al. 2005; Miranda, 2007; Miranda, 2009; Ribeiro, 2010; Bricalli, 2011):

- d) transcorrência sinistral E-W, de idade supostamente neogênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NE-SW, falhas dextrais NNE-SSW e falhas sinistrais E-W a ENE-WSW, afetando o embasamento alterado;
- e) transcorrência dextral E-W, atribuída a uma idade pleistocênica a holocênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NW-SE, falhas dextrais NW-SE a E-W e falhas sinistrais NNE-SSW a NNW-SSE; e
- f) distensão NW-SE, atribuída a uma idade holocênica, associada à geração predominantemente de falhas normais NE-SW a ENE-WNW.

## 6.2 ANÁLISES DE CAMPO

O reconhecimento geral da área estudada foi realizado a partir da identificação das principais características geológicas e geomorfológicas presentes nos Compartimentos Geológicos (Embasamento Pré-Cambriano e Depósitos Sedimentares Cenozoicos) e nos Domínios Morfoestruturais (Faixa de Dobramentos Remobilizados, e Depósitos Sedimentares).

No Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano, a oeste da área estudada, foram observadas rochas sãs e rochas do embasamento alterado e estruturas geológicas (falhas, fraturas e bandamentos nas rochas) - figura 52. Além disso, se percebeu o controle tectônico na rede de drenagem, especialmente pela presença de anomalias de drenagem, como por exemplo, cotovelos de drenagem e trechos retilíneos (Figura 53), além da presença de feições geomorfológicas com possível condicionamento tectônico (feições morfotectônicas/morfoestruturais), tais como: escarpa de falha (Figura 54), vales assimétricos (Figura 55) e *knickpoints* (Figura 56).

Figura 52 – Afloramento LIN-09 mostrando falhas neotectônicas e plano de falha no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, próximo à bacia hidrográfica do rio Bananal



Foto: Simoni Pereira das Posses

Figura 53 – Trecho do rio Bananal, mostrando ao fundo relevo de colinas



Foto: Simoni Pereira das Posses

Figura 54 - Relevo de serra presente no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, mostrando ao fundo da foto feição morfotectônica de escarpa de falha



Foto: Simoni Pereira das Posses

Figura 55 - Vale assimétrico de um afluente do rio Bananal



Foto: Simoni Pereira das Posses

Figura 56 – Feição morfoestrutural de *Knickpoint* no rio Bananal



Foto: Simoni Pereira das Posses

A leste da área estudada, no Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos, puderam ser observados feições geomorfológicas do tipo Tabuleiros Costeiros (Figura 57), em afloramentos da Formação Barreiras, apresentando falhas neotectônicas (Figura 58).

Figura 57 – Feição dos Tabuleiros Costeiros no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos



Foto: Simoni Pereira das Posses

Figura 58 – Afloramento LIN-02, próximo à Lagoa Nova, exibindo depósitos arenosos de coloração amarelada a avermelhada, associados aos Depósitos Sedimentares da Formação Barreiras



Foto: Simoni Pereira das Posses

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 7.1 Compartimento do Embasamento Pré-cambriano

As orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais são predominantes no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano.

Essas orientações, neste compartimento, estão diretamente associadas a controles litoestruturais regionais, refletindo as orientações da Faixa Colatina (NNW-SSE) - (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005), presente na porção noroeste do estado do Espírito Santo (NOVAIS et al., 2004; NOVAIS, 2005), zona favorável a processos de reativação tectônica, segundo Novais et al. (2004) e com as estruturas geológicas presentes no mapeamento geológico do CPRM (2013).

A área com maior densidade de lineamentos (intervalo de classes entre 2,27 e 4,10 km<sup>2</sup>) parece refletir às orientações do feixe de lineamentos da Faixa Colatina (adjacente à porção oeste da bacia hidrográfica do rio Bananal), que é a feição estrutural mais importante do estado do Espírito Santo.

Além da associação das orientações NNW-SSE com os controles litoestruturais mencionados, as orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, da rede de drenagem e dos *trends* estruturais podem refletir tensões neotectônicas registradas por Bricalli (2011) que se associam a padrões de faturamento caracterizados por:

- falhas sinistrais NNW-SSE e uma falha normal NW-SE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-01);
- falhas dextrais NNW-SE a NW-SE e sinistrais NNW-SSE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-05);
- Falhas dextrais NNW-SSE, falhas normais e dextrais NW-SE, falhas normais NNW-SSE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-09);
- Falha dextral NNW-SSE, compatível com o regime de Transcorrência Sinistral E-W (afloramento SGP-11) - Bricalli (2011).

As orientações NNE-SSW e NE-SW dos lineamentos, da rede de drenagem e dos *trends* estruturais, secundariamente importantes neste compartimento, coincidem com a orientação do Orógeno Araçuai (NE-SW) - Machado Filho et al., (1983); Pedrosa Soares e Wiedeman-Leonardos (2000), e podem, por sua vez, ser atribuídas aos padrões de faturamento neotectônico descritos por Bricalli (2011):

- Falhas sinistrais NNE-SSW, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-01);
- Falhas normais NE-SW, falha sinistral NNE-SSW, compatível com os regimes de Transcorrência Sinistral E-W e Distensão NW-SE (afloramento LIN-09);
- Falhas normais NE-SW, compatível com o regime de Transcorrência Sinistral E-W (afloramento SGP-11).

## **7.2 Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos**

As orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais são predominantes no Compartimento dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos.

As orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais, nesse compartimento, por sua vez, podem ser diretamente atribuídos aos padrões de faturamento neotectônicos descritos por Bricalli (2011):

- falhas dextrais NNW-SE a NW-SE e sinistrais NNW-SSE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-05);
- falhas dextrais NW-SE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-02);
- falhas normais e dextrais NW-SE, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-03);

Além disso, as orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem, das orientações dos *trends* estruturais, da Faixa Colatina e das estruturas geológicas presentes no mapeamento geológico do CPRM (2013) coincidem com a orientação da Lagoa Nova (NNW-SSE), presente na porção

sudoeste da bacia hidrográfica do rio Bananal, próximo a cidade de Linhares, sendo essa lagoa retilínea e alongada considerada um tipo de anomalia de drenagem sugestiva de controle tectônico.

As orientações NNE-SSW e NE-SW dos lineamentos, da rede de drenagem e dos *trends* estruturais, secundariamente importantes neste compartimento, por sua vez, também podem ser atribuídas aos padrões de faturamento neotectônicos descritos por Bricalli (2011):

- Falhas dextrais NE-SW, compatível com o regime de Transcorrência Dextral E-W (afloramento LIN-08) - Bricalli (2011);
- Falha dextral NE-SW, compatível com o regime de Distensão NW-SE (afloramento LIN-02) - Bricalli (2011);
- Falhas normais NE-SW, compatível com o regime de Distensão NW-SE (afloramento LIN-03) - Bricalli (2011).

Além da perceptível relação das orientações NNW-SSE, NW-SE e NNE-SSW, NE-SW com as orientações dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais, do Orógeno Araçuaí, da Faixa Colatina e das estruturas geológicas presentes no mapeamento geológico do CPRM (2013), os mapeamentos elaborados e o trabalho de campo demonstram existir controle neotectônico na área.

O mapa de anomalias de drenagem demonstra a grande quantidade e diversidade de anomalias de drenagem nos dois compartimentos geológicos estudados, muitas vezes coincidindo com estruturas geológicas presentes no mapeamento do CPRM (2013), com a Faixa Colatina (adjacente à porção oeste da bacia hidrográfica do rio Bananal) e com as falhas neotectônicas estudadas nas proximidades da bacia.

Todos os padrões de drenagem encontrados na área apresentam controle tectônico, segundo a literatura.

O mapa hipsométrico demonstrou a marcante diferença topográfica nos dois compartimentos geológicos e geomorfológicos presentes na bacia, evidenciando a existência de áreas escarpadas (feições morfotectônicas/morfoestruturais), coincidentes com estruturas geológicas regionais e locais (afloramentos com dados de neotectônica).

O mapa de superfície de bases demonstrou a presença de 2 (duas) regiões com classes altimétricas distintas: Região I e Região II. A Região I apresenta linhas de isobases concentradas, evidenciando a existência de áreas escarpadas, coincidindo com a área mais alta da bacia (Figura 48), com feições que se destacam na paisagem em relação à Região II, apresentando morfologias de Patamares Escalonados, com presença de morfologia em patamares, delimitados por frentes escarpadas, com ocorrência de blocos basculados devido à atuação tectônica (MENDES et al., 1987) podendo apresentar um significativo entalhe fluvial propiciado pela erosão remontante. Os desvios acentuados nas direções das linhas de isobases, presentes nessa região, podem revelar deslocamentos tectônicos (Figura 49) ou mudanças litológicas abruptas (como observado na Figura 51). A compressão das linhas de isobases indica a presença de falhas (CPRM, 2013), assim como mencionado por Silva et al., (2018). A Região II apresenta linhas de isobases mais espaçadas com relação à Região I, coincidindo com a área mais baixa da bacia, com predomínio de morfologias de Tabuleiros Costeiros e Planícies aluvionares bastante dissecadas, denotando um menor potencial erosivo.

O perfil em varredura demonstrou a existência de vários blocos tectônicos, correspondendo, geomorfológicamente, às feições morfotectônicas de *hemi-grabens*, *horst* e *grabens*, gerados por falhas normais. As falhas demarcadas no perfil em varredura coincidem com as falhas mapeadas pelo CPRM (2013), tanto no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, quanto no Compartimento dos Depósitos Cenozoicos. Os Tabuleiros Costeiros da Formação Barreiras correspondem a um *graben*, o que era esperado, devido a sua altitude ser mais baixa do as altitudes do relevo do Compartimento do Embasamento Pré-cambriano e também porque as rochas da Formação Barreiras apresentam falhas neotectônicas (BRICALLI, 2011) podendo assim o *graben* ter sido originado por falhas neotectônicas.

Os trabalhos de campo confirmaram a presença das anomalias de drenagem, lineamentos, fraturas e falhas geológicas, identificados nos mapeamentos realizados na etapa de gabinete, observados em campo, através do relevo, da rede de drenagem e dos afloramentos com dados de neotectônica estudados por Bricalli (2011), visitados nos trabalhos de campo. Observa-se também que os padrões de faturamento neotectônico (BRICALLI, 2011) verificados no Compartimento Geológico dos Depósitos Sedimentares Cenozoicos apresentam semelhanças aos encontrados no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano, sugerindo que as orientações dos lineamentos no Compartimento do Embasamento Pré-cambriano possam refletir a reativação neotectônica de estruturas preexistentes, podendo ser atestada pela continuidade dos *trends* estruturais, presentes no mapa de densidade de lineamentos que se prolongam das rochas sedimentares até as rochas do embasamento, com a mesma orientação, fato esse também constatado para o estado do Espírito Santo no trabalho de Bricalli (2011). A este respeito, por exemplo, Mello et al. (2005), Miranda (2009) e Bricalli (2011) documentaram reativações neotectônicas ao longo dos *trends* estruturais do Domínio da Faixa Colatina, relacionados ao regime de Transcorrência Dextral E-W.

## 8 CONCLUSÃO

As orientações dos lineamentos, da rede de drenagem, dos *trends* estruturais, a identificação de diversas anomalias de drenagem, de padrões de drenagem com controle tectônico, de regiões tectônicas (mapa de superfície de bases), de blocos tectônicos (perfil em varredura) e a relação dessas orientações e das áreas identificadas com controle tectônico com as orientações das estruturas geológicas presentes no Orógeno Araçuaí, Faixa Colatina e no mapeamento geológico do CPRM (2013) e nos afloramentos com falhas neotectônicas presentes na área (BRICALLI, 2011), demonstram o controle neotectônico na organização da rede de drenagem na bacia hidrográfica do rio Bananal (Espírito Santo, sudeste do Brasil), atingindo o objetivo desta pesquisa.

A caracterização das principais orientações dos lineamentos, da rede de drenagem e dos *trends* estruturais mostrou que as orientações predominantes são NW-SE/NNW-SSE e NE-SW/NNE-SSW. A área estudada enquadra-se nos regimes neotectônicos reconhecidos para o estado do Espírito Santo: i) transcorrência sinistral E-W, atribuído a uma idade neogênica; ii) transcorrência dextral E-W, considerado de idade pleistocênica a holocênica e ;iii) distensão NW-SE, de idade holocênica (BRICALLI, 2011), reconhecidos também em outros estudos no sudeste do Brasil (MELLO et al., 1999; FERRARI, 2001; RICCOMINI et al., 2004; SILVA, 2006).

No entanto, as orientações NNW-SSE e NW-SE dos lineamentos, das orientações da rede de drenagem e das orientações dos *trends* estruturais, são predominantes nos dois compartimentos geológicos da bacia do rio Bananal. Esse fato pode ser explicado por essas orientações (NNW-SSE e NW-SE) refletirem o controle litoestrutural da Faixa Colatina no estado do Espírito Santo, mas também reflete à predominância das orientações NW-SE e NNW-SSE das falhas neotectônicas, dominantes no estado do Espírito Santo e correspondente ao evento tectônico de Transcorrência Dextral E-W, como atestado por Bricalli (2011).

A realização dos trabalhos de campo mostrou-se etapa importante para minimizar dúvidas na identificação das características da rede de drenagem e sua relação com o controle neotectônico, além da verificação dos 2 (dois)

compartimentos geológicos (Compartimento Geológico do Embasamento Pré-cambriano e Compartimento Geológico dos Depósitos Cenozoicos) e das litologias onde as anomalias de drenagem estão inseridas.

A integração dos dados dos mapeamentos com os dados analisados em campo permitiu o reconhecimento de uma importante correlação entre anomalias de drenagem, orientação da drenagem, padrão de drenagem, lineamentos, Orógeno Araçuaí, Faixa Colatina, litologias e eventos neotectônicos descritos na literatura para o estado do Espírito Santo (MIRANDA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI, 2011), mostrando que, além do evidente controle litoestrutural, a rede de drenagem e o relevo são condicionados pelos regimes de tensões neotectônicas.

Além disso, é importante destacar que existem estudos em bacias hidrográficas, no estado do Espírito Santo, que demonstram que elas são controladas neotectonicamente, tais como a bacia do rio São José, bacia do rio Barra Seca, bacia do rio Piraquê-Açu, bacia do rio Juara e bacia do rio Marinho (BRICALLI e MELLO, 2009; FORNACIARI, 2009; BUSATO, 2014; MARIN e BRICALLI, 2015; SOUZA, 2015a; LOPES e BRICALLI, 2017).

## 9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. **Megageomorfologia do território brasileiro**. In: Cunha, S.B.; Guerra, A. J. T. Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Análise morfoestrutural e neotectônica na porção norte da bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 16, nº 4, p. 559-578, 2015.
- Azimuth Finder. Versão 1.1. Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<https://pt.scribd.com/document/309181258/Azimuth-Finder>>. Acesso em: 10 julho 2019.
- BEZERRA, P.E.L. **Análise estrutural da drenagem**. Pará, 2003.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v.19, nº 4, p. 449-473,1995.
- BRICALLI, L. L. **Padrões de lineamentos e fraturamento neotectônico no estado do Espírito Santo (Sudeste do Brasil)**. 2011. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- BRICALLI L. L.; MELLO C. L. Controle neotectônico na rede de drenagem da bacia do rio Barra Seca: porção emersa da bacia do Espírito Santo. In: XII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. **Anais...** Ouro Preto, 2009.
- BRICALLI, L. L.; SOUZA, B. S. **Caracterização geológica-geomorfológica da bacia do rio Juara (Espírito Santo, sudeste do Brasil)**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA APLICADA, Campinas, 2017.
- BRITO, I. M. **A Era Cenozoica na geologia do Brasil**. Inst. Geociências, UFRJ, Contr. Didática nº5, 38p, Rio de Janeiro, 1992.
- BURRATO, P; CIUCCI, F; VALENSISE, G. An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting. **ANNALS OF GEOPHYSICS**, VOL. 46, N. 5, October, 2003.
- BUSATO, C. **Landforms tectônicos e controle neotectônico na rede de drenagem da bacia do rio Piraquê-açu (Espírito Santo-sudeste do Brasil)**. 2014. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2014.
- COUTO, E. V.; NANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal - Paraná. **Geociências**, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011. Disponível em: <[http://www.revistageociencias.com.br/30\\_3/Art%2001\\_Couto.pdf](http://www.revistageociencias.com.br/30_3/Art%2001_Couto.pdf)>. Acesso em: 20 agosto 2016.
- COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment.

**Geological Society Of América Bulletin**, 106: 571-581, University of Missouri, Columbia, 1994.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. 2013. **Mapa geológico do estado do Espírito Santo**. Escala 1:400.000.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Editora Edgar Blucher Ltda. São Paulo, 1980.

ESRI. **ArcGIS® 10 - ArcMap™ Tutorial**. 2012. Disponível em: <<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/>>. Acesso em: 15 agosto 2016.

FIRMINO, I. G. Identificação de anomalias de drenagem na bacia do rio do Sabão (PR) por meio do índice RDE e do fator de simetria topográfica transversal (FSTT). **Revista Boletim de Geografia**. Maringá, v. 33, nº especial, p. 61-73, 2015.

FIRMINO, I. G; SOUZA FILHO, E. E. Análise de padrões e de anomalias de drenagem da porção média da bacia do rio Tibagi (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 18, nº 1, p. 37-49, 2017.

FORNACIARI, F. A. **Resposta da rede de drenagem à movimentação tectônica na Bacia do Rio São José (ES)**. 2009. Monografia (Graduação em Geografia) - Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Anomalias de drenagem e controles morfotectônicos da evolução dos terraços do baixo curso do rio Ivinhema – MS. **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 249-216, 2007.

GALLARDO, C.; SERRÃO, M.; MUNIZ, M. **O intemperismo dos gnaisses do sistema montanhoso do litoral sudeste: um exemplo de atividade tectônica atual no município de Nova Venécia, Espírito Santo**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL. Rio de Janeiro, 1987.

GATTO L.C.S., RAMOS V.L.S., NUNES B.T.A., MAMEDE L., GOES M.H., MAURO C.A., ALVARENGA S.M., FRANCO E.M.S., QUIRICO A.F., NEVES L.B. **Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto Radam Brasil. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. Vol. 32. Rio de Janeiro, 1983.

GEOBASES – Sistema Integrado de Bases Georreferenciadas do Estado do Espírito Santo (Geobases). **Plano de Informações: limite estadual, localidades, hidrografia, rede viária**. Departamento de Geografia (DGEP/UFES) em 2017.

GEOWIZARDS®. *Version* 11.6. Disponível em: <<https://www.ian-ko.com/Downloads.html>>. Acesso em: 25 agosto 2019

GOMES NETO, A. O. **Neotectônica do baixo vale do rio Jaguaribe – Ceará**. 2007. Tese (Doutorado em geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 2007.

GROTZINGER, J. JORDAN, T. **Para entender a terra**. 6. ed. Editora Bookman, Porto Alegre, 2013.

HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil**. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, I, Belo Horizonte. *Boletim SBG/MG*, 11:1-31. Coordenador: Saadi, Allaoua.

HATUSHIKA, R. S.; MELLO, C. I.; SILVA, C.G. **Evidências de atuação neotectônica na formação do lago Juparanã-Linhares (ES)**. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA). Guarapari, 2005.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.A. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, 2004.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do planalto de campos do Jordão, SP. *Revista do Instituto Geológico SP*, 20 (1/2) p. 5-19. 1999.

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

HOWARD, A .D. **Drainage analysis in geologic interpretation: a summation**. American Association of Petroleum Geologie Bulletin, 51(11), p. 2246-2259, 1967.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2.ed. New York: Ed. Routledge, 2007.

IEMA - Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Estado do Espírito Santo. **Ortofotos Digitais**, 2013.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Folhas Topográficas – Linhares**. Carta do Brasil, escala 1:100.000. 1979. Disponível em: <<https://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#mapa16461>>. Acesso em: 10 julho 2019.

JAIM, V. E. **Geotectônica general**. Vol. 1, p 357. Moscou, 1980.

JARVIS, R.S. Stream orientation structures in drainage networks. *The Journal of Geology*, 84 (5), p. 563-582, 1976.

LIMA, M.I.C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. Belém, 2006.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro**. 1984. Tese de doutorado - Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

LOPES, G. P. A.; BRICALLI, L. L. Caracterização da rede de drenagem e correlação com a deformação neotectônica (bacia do rio Juara – ES, Sudeste do Brasil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA APLICADA. Campinas, 2017.

THORNBURY, W.D. **Principles of geomorphology**. 2.ed. J. Willey, New York, 1966.

MACHADO FILHO, L.M.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S.R; SCHENINI, C. A.; NETO, A.S; PALMEIRA, R.C. B; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. **Geologia. Projeto Radam Brasil. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. V. 32. Rio de Janeiro, 1983.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro**. Mercator, Fortaleza, v.13, n.1, p. 127-141, jan./abr. 2014.

MANJORO, M. Structural control of fluvial drainage in the western domain of the Cape Fold Belt, South Africa. **Journal of African Earth Sciences** 101, p. 350-359, 2015.

MARIN, S. P; BRICALLI, L. L. **Anomalias e padrões de drenagem da bacia rio Formates e correlação com a geologia e deformação neotectônica no estado do Espírito Santo (Sudeste do Brasil)**. 2015a. Disponível em: <<http://geosudeste.com.br/anais/ANAIS-GEOSUDESTE-2015-ST4.pdf>>. Acesso em: 03 agosto 2016.

MARIN, S. P; BRICALLI, L. L. **Caracterização da rede de drenagem e correlação com a deformação neotectônica (bacia do rio formates – ES, sudeste do Brasil)**. Relatório final de pesquisa. Universidade Federal do Espírito Santo, Programa Institucional de Iniciação Científica, 2015b.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M.; FLEXOR, J. **Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. Belo Horizonte. CPRM, 112p, 1997.

MEIS, M. R. M. **Desenvolvimento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul**. IN: Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, 1982.

MELLO C.L., RODRIGUES H.B., HATUSHIKA, R. S. **Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo** - Depto. Geologia, UFRJ – LAGEMAR Anais do X Congresso da ABEQUA - 2005.

MENDES, L. A.; DANTAS, M.; BEZERRA, L. M. M. Geomorfologia. In: **Projeto Radam Brasil Levantamento de Recursos Naturais. Folha SE.24 Rio Doce**. Rio de Janeiro. IBGE, 1987. p. 173-228. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv19971.pdf>>. Acesso em: 30 julho 2019.

MIRANDA, D. J. **Análise de estruturas rúpteis associadas a deformações neotectônicas na região centro-norte do estado do Espírito Santo**. 2007. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MIRANDA, D. J. **Tensões e fraturamento neotectônico na área emersa da bacia do Espírito Santo**. 2009.125p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

NOVAIS, C.C.L. **Lineamentos transversais nas porções centro e norte da bacia do Espírito Santo e na faixa proterozóica adjacente: influência na sedimentação e na compartimentação estrutural**. 2005. Dissertação (Mestrado em análise de bacias e faixas móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

NOVAIS L.,C.C.;TEIXEIRA L,B; NEVES, M.T.; RODARTE J.,B.M; ALMEIDA J.,C,H; VALERIANO, C.M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. **Boletim de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 12, p191-194, 2004.

MORAIS, R. M. O. **Sistemas fluviais terciários na área emersa da bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras)**. 2007. Tese (doutorado) - Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

OBRUCHEV, V. A. **Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik**. Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol., 5:13-24, 1948.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN J.D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bull.* 87: 1463-1469. 1976.

PARK. R. G. **Geological structures and moving plates**. Broch. Blackie Academic Professional. 1988.

PEDROSA-SOARES, A.C.; WIEDEMAN-LEONARDOS. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brasil**. In: CORDANI, U. G; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Ed. *Tectonic Evolution of South America*, p. 265-285, 2000.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J. M.; KELLER, E. A. Active Tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from Geomorphic Indexes and Drainage Pattern Analysis. **Geomorphology**, n. 119, p. 74-87, 2010.

PERUCCA, L. P.; ESPEJO, K.; ANGILLIERI, M. Y. E.; ROTHIS, M.; TEJADA, F. VARGAS, M. Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. **Journal of Iberian Geology**, 2018.

QUEIROZ G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 6-80, 2014

RAMASAMY, S.M.; KUMANAN, C. G.; SELVAKUMAR, R.; SARAVANAVEL, J. Remote sensing revealed drainage anomalies and related tectonics of South India. 2011. **Tectonophysics**, n. 501, p. 41-51, 2011.

RIBEIRO, C. S. **Influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e o rio Doce (ES)**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

RICCOMINI, C. **O Rift continental do Sudeste do Brasil**. 256 p. Tese (Doutorado em geologia) - Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo, 1989.

RODRIGUES, H. B. **Aspectos geomorfológicos e reativação tectônica cenozóica na faixa de lineamentos Colatina (Espírito Santo)**. 2005. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**. Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa. Universidade Federal de Minas Gerais, n. 1, p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D & HASUI Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 4, v. 34, 2004.

SALVADOR, E. D.; PIMENTEL, J. **Avaliação da neotectônica no município de Angra dos Reis, setor sul-fluminense da Serra do Mar, com base em mapas morfométricos gerados em Sistemas de Informações Geográficas (SIG)**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. Natal, 2009.

SCHUMM, S. A. **Alluvial river response to active tectonics**. Wallace R.E ed, Active Tectonics, National Academy Press, p.80-94, 1986.

SCHUMM S. A. **River variability and complexity**. New York, Ed.Cambridge University Press, 2005.

SCHUMM S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and aluvial rivers**. New York, Ed.Cambridge University Press, 2000.

SCHUMM S. A.; KHAN H. R. Experimental study of channel patterns. Department of Geology and Engineering Research Center, Colorado State University. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, p. 1755-1770. 1972.

SILVA, M. B.; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, nº 3, p. 637-655, 2017.

SILVA, F. P.; SILVA, T. M.; MARQUES NETO, R. **Aspectos tectono-erosivos da evolução da bacia hidrográfica do rio Xopodó (MG)**. In: XII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, Crato/Ceará, 2018. Disponível em <<https://www.sinageo.org.br/2018/trabalhos/1/1-33-1503.html>>. Acesso em: 16 de julho 2019.

SILVA, J. M. R.; LIMA, C. I. M.; VERONESE, V. F.; JUNIOR, R. N. R.; ROCHA, M. R.; JUNIOR, S. O. Geologia. In: **Projeto Radam Brasil** Levantamento de Recursos Naturais Folha SE 24 Rio Doce, v. 34. Rio de Janeiro, IBGE, p. 23-172, 1987.

SOUZA, B. S. **Compartimentação geológica e geomorfológica da bacia do rio Juara (Espírito Santo – sudeste do Brasil)**. 2015. Trabalho de conclusão de curso Departamento de Geografia - Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2015.

SOUZA, M. M.; OLIVEIRA, W. Análise morfológica da rede de drenagem do alto jurua/A/C, extraída de MDE-SRTM. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia v. 18, n. 61, p. 44–64, 2017.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Longman Scientific & Technical. New York, p. 537, 1991.

SUMMERFIELD, M. A. **Neotectonics and Landform Genesis**. Prog. In Phys. Geog., 11: 384-397, 1987.

STEREONET. Version 9.2.3. Disponível em: <<https://drive.google.com/file/d/0B1-PfOEJq6X6SW00a3ZvLVISQWs/view>>. Acesso em: 10 julho 2019.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, n.10, p.1117-1142, 1952.

TAKIYA, H. **Estudo da sedimentação neogênico-quadernária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana**. 1997. Tese (Doutorado em geologia sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a terra**. São Paulo, 2009.

TERRIZZANO, C. M.; CORTÉS, J. M.; ZECH, R.; MORABITO, E. G. Drainage anomalies as indicators of soft-linked deformation zones between neotectonic structural highs in the Precordillera, Central Andes of Argentina. **Geomorphology**, n. 224, p. 1-15, 2014.

THORNBURY, W.D. **Principles of geomorphology**. 2.ed. New York: J. Willey, 1966.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, n.67, p. 159–218, 2004.

WENDE, R. Drainage and valley asymmetry in the Tertiary Hills of Lower Bavaria, Germany. **Geomorphology**, v. 14, p. 255-265, 1995.

WEST, D. C., MELLO C. L. Distribuição da formação barreiras na região sul do Espírito Santo e sua relação com a deformação neotectônica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, nº 1, p. 155-170, 2020.

WISE, D. U.; FUNICIELLO R.; PAROTTO M.; SALVINI F. **Topographic lineament swarms: clues to their origin from domain analysis of Italy**. Geological Society of America Bull, 1985.