UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

João Henrique Moura Oliveira

INFLUÊNCIAS DO QUADRO LITOESTRUTURAL E DOS PROCESSOS FLUVIAIS NA CONFIGURAÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NO MÉDIO PARAGUAÇU/JIQUIRIÇÁ, REGIÃO DE MILAGRES/ITATIM - BA

Belo Horizonte
2020

João Henrique Moura Oliveira

INFLUÊNCIAS DO QUADRO LITOESTRUTURAL E DOS PROCESSOS FLUVIAIS NA CONFIGURAÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NO MÉDIO PARAGUAÇU/JIQUIRIÇÁ, REGIÃO DE MILAGRES/ITATIM - BA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Linha de Pesquisa: Geografia Física - Geomorfologia

Orientadora: Profa. Dra. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho

Belo Horizonte
2020

O48i
2020

Oliveira, João Henrique Moura.
Influências do quadro litoestrutural e dos processos fluviais na configuração do modelado do relevo no Médio Paraguaçu/Jiquiriçá, região de Milagres/Itatim-BA [manuscrito] / João Henrique Moura Oliveira. – 2020.
197 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientadora: Vilma Lúcia Macagnan Carvalho.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2020.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Linha de pesquisa: Geografia Física – Geomorfologia.
Bibliografia: f. 179-191.
Inclui apêndices e anexos.

1. Geomorfologia – Bahia – Teses. 2. Relevo – Bahia – Teses. 3. Transporte de sedimento – Teses. I. Carvalho, Vilma Lúcia Macagnan. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4(813.8)

Ficha catalográfica elaborada por Graciane Aparecida de Paula – CRB6 3404

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
COLEGIADO DO CURSO DE GRADUAÇÃO / PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

A MORFOGÊNESE DA PAISAGEM DA REGIÃO DE MILAGRES – BA

JOÃO HENRIQUE MOURA OLIVEIRA

Tese de Doutorado defendida e aprovada, no dia **31 de agosto de 2020**, pela Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais constituída pelos seguintes professores:

Vilma Lucia Macagnan Carvalho - Orientadora
IGC/UFMG

Geraldo Marcelo Pereira Lima
UFBA

Rubson Pinheiro Maia
UFC

André Augusto Rodrigues Salgado
IGC/UFMG

Fábio Soares de Oliveira
IGC/UFMG

Antônio Pereira Magalhães Júnior
IGC/UFMG

Belo Horizonte, 31 de agosto de 2020.

Documento assinado eletronicamente por **Antonio Pereira Magalhaes Junior, Professor do Magistério Superior**, em 17/12/2020, às 14:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **Andre Augusto Rodrigues Salgado, Professor do Magistério Superior**, em 17/12/2020, às 14:25, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **Vilma Lucia Macagnan Carvalho, Diretor(a) de unidade**, em 17/12/2020, às 15:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **Geraldo Marcelo Pereira Lima, Usuário Externo**, em 18/12/2020, às 16:12, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

Documento assinado eletronicamente por **Fabio Soares de Oliveira, Professor do Magistério Superior**, em 21/12/2020, às 11:08, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

Documento assinado eletronicamente por **Rubson Pinheiro Maia, Usuário Externo**, em 24/02/2021, às 13:55, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 5º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0481754** e o código CRC **33817760**.

Referência: Processo nº 23072.235861/2020-11 SEI nº 0481754

A autencidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufmg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0,
informando o código verificador 0481754 e o código CRC 33817760

Dedico a Fátima,
meu sonho realizado.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço de coração à Profª. Drª Vilma Lúcia Macagnan Carvalho, pela orientação, apoio e confiança.

Agradecimentos mais que especiais a Maria de Fátima Pelucio, minha esposa e companheira, pelo amor, confiança e incentivo inestimável!

Agradecimentos mais que especiais aos amigos Suelen Romeiro e Thiago Pelucio, pela amizade e presença constante. Valeu, Thi e Sú!

Agradeço à minha mãe Maria das Dores e ao meu pai Osvaldo Oliveira. À minha irmã, Camila Moura, e sobrinha, Ana Beatriz, pela confiança de sempre!

Ao Prof. Dr. André A. R. Salgado, pelas indicações de estudo.

Agradecimentos aos membros da banca de qualificação, Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior e Prof. Dr. Luiz Fernando de Paula, pela oportunidade de aprendizado e contribuições.

Aos membros da banca de defesa, Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior, Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira, Prof. Dr. Geraldo Marcelo Pereira Lima e Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia, pelas críticas e considerações pertinentes sobre nossa pesquisa.

Aos colegas da turma 2016 da Pós-Graduação em Geografia – UFMG e aos que se juntaram a nós durante as disciplinas dos semestres 2016.1 e 2016.2.

Aos professores e professoras com os quais tive aulas, durante os semestres 2016.1 e 2016.2.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), pela oportunidade de aprendizado e formação profissional.

Aos colegas da Área de Conhecimento em Geografia da Universidade Estadual de Feira de Santana (UEFS), em especial à Profa. Dra. Elane Fiúza Borges.

Agradecimento imensurável à UEFS, pela concessão de afastamento para a realização de Pós-Graduação – Doutorado, conforme Portaria: DOE 640/2016 de 13 de abril de 2016, p. 37-38, e à Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PPPG-UEFS), pela concessão de bolsa ajuda de custo para Pós-Graduação conforme edital 001/2016.

RESUMO

A morfogênese das paisagens semiáridas do Brasil foi tradicionalmente explicada privilegiando os aspectos morfoclimáticos, seguindo o modelo de pediplanação, contudo, atualmente, a pesquisa geomorfológica adquire uma nova perspectiva em compreender a gênese e a evolução do relevo considerando os aspectos estruturais ou morfoestruturais. O Estado da Bahia serviu como grande laboratório no desenvolvimento de pesquisas geomorfológicas pela perspectiva morfoclimática, carecendo, atualmente, de estudos que se atentem aos fatores estruturais formadores do relevo. Para tanto, elegeu-se como área de estudo um setor da bacia do rio Paraguaçu em sua margem direita à altura de seu médio curso (área de ocorrência do Campos de Inselbergues de Milagres-Itatim-Iaçu), estendendo-se até os divisores com a média bacia do rio Jiquiriçá (sub-bacias: do Ribeirão e Verde). Assim, objetivou-se analisar a configuração morfogenética do modelado a partir do condicionamento do quadro litoestrutural e dos processos fluviais no Médio Paraguaçu/Jiquiriçá, região de Milagres/Itatim-BA. Foram utilizados dados do modelo digital de elevação de 30m (MDE-SRTM) e 12,5m (ALOS-PALSAR) de resolução espacial para obtenção da altimetria, declividade e relevo sombreado. Também foram utilizadas imagens de satélite de média e alta resolução, análise *in loco*, análise de rochas por difratometria de raio X (DRX), interpretação de perfis longitudinais e de *Swath*, índices morfométricos: fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD), fator de forma (FF). Foi empreendida caracterização geomorfológica na qual se discriminaram cinco Unidades no setor da bacia do Paraguaçu e duas na bacia do Jiquiriçá: Planalto de Maracás e Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde. O condicionamento estrutural das drenagens e das formas de relevo, mais especificamente inselbergues e serras marginais, foi identificado por meio de descrição e análise direcional. Identificou-se que ambos se encontram condicionados ao padrão de zonas de cisalhamento compressional (WNW-ESE), zonas miloníticas (NNW-SSE; E-W), linhas de fratura (NNW-SSE; NNE-SSW) e lineamentos estruturais. A influência da morfoestrutura e o papel dos rios foram demonstrados por meio da análise de perfis longitudinais, em que se identificaram *knickpoints*. Isso foi corroborado pela identificação no divisor Paraguaçu/Ribeirão-Verde, de desequilíbrios morfológicos e topológicos utilizando análise *χ-maps*, e feições anômalas de drenagem como cotovelos, indicando processos de rearranjo de drenagem. Os inselbergues mapeados demonstraram uma variedade de tipos e evidenciaram seu condicionamento em relação às estruturas geológicas e lineamentos. A análise das rochas via DRX apontou diferença mineralógica entre rochas dos inselbergues, lajedos (depressão) e frente de escarpas. As rochas dos inselbergues são mais ricas, proporcionalmente, em minerais potássicos (K-feldspatos); as rochas dos lajedos possuem valores menores de K-feldspatos e maiores proporções de minerais sódicos. Por fim, foi proposta uma síntese evolutiva na qual a drenagem tributária do rio Paraguaçu, posicionada à altura do que atualmente se constitui a Depressão do Médio Paraguaçu, passou a dissecar um manto de alteração originado em uma fase climática úmida. A gênese, a profundidade e a expansão desse *front* de alteração foram condicionadas pela diferença entre a trama de fraturas e a variação litológica dos blocos rochosos que viriam a constituir os inselbergues e substrato da superfície erosiva. Sucessivas fases dessa morfogênese são perceptíveis atualmente nos inselbergues, em que paleosuperfícies epigênicas e *tafoni* são os principais marcadores das diversas fases evolutivas reconhecíveis na Depressão do Médio Paraguaçu. Conclui-se, por fim, que a compreensão dos aspectos estruturais, morfoestruturais e litológicos do relevo da área investigada foram fundamentais para a compreensão de sua morfogênese.

Palavras-chave: Evolução do relevo. Erosão fluvial. Relevo granítico/metamórfico. Inselbergues. Paisagens semiáridas.

ABSTRACT

The morphogenesis of semi-arid landscapes in Brazil has traditionally been explained by focusing on morphoclimatic aspects, following the pediplanation model. Currently, geomorphological research acquires a new perspective in understanding the genesis and evolution of the relief considering the structural or morphostructural aspects. The State of Bahia served as a great laboratory in the development of geomorphological research from the morphoclimatic perspective, lacking studies that pay attention to structural factors. For this purpose, a sector of located in the Paraguaçu river basin on its right bank at the height of its middle course (area of occurrence of Campos de Inselbergues de Milagres-Itatim-Iaçu). The study area extends to sectors of the divider with the middle Jiquiriçá river basin. Thus, the objective was to analyze the morphogenetic configuration of the modeled from the conditioning of the lithostructural framework and fluvial processes in the Middle Paraguaçu / Jiquiriçá region of Milagres/Itatim - BA. Digital elevation model data of 30 m (DEM-SRTM) and 12.5 m (ALOS-PALSAR) of spatial resolution were used to obtain altimetry, slope, and shaded relief. Also used were medium and high-resolution satellite images, on-site analysis, analysis of rocks by X-ray diffraction (XRD), interpretation of swath profiles, morphometric index: Watershed asymmetry factor, Form factor. First, a geomorphological characterization was carried out, where 5 (five) Units were distinguished in the Paraguaçu Basin sector, and 2 (two) in the Jiquiriçá Basin: Maracás Plateau and Middle Jiquiriçá-Verde Plateau. The structural conditioning of the drains and forms of relief, more specifically inselbergues and marginal mountain ranges, was identified and demonstrated through description and directional analysis. It was identified that both are conditioned to the pattern of compressional shear zones (WNW-ESE), mylonitic zones (NNW-SSE; E-W), fracture lines (NNW-SSE; NNE-SSW) and, locally, the structural lines. The influence of morphostructure and the role of rivers in the morphogenesis of the Paraguaçu Depression was demonstrated through the analysis of longitudinal profiles, where knickpoints. This was corroborated by the identification in the Paraguaçu/Ribeirão-Verde divider, of morphological and topological imbalances using χ-maps and χ-plots analysis, and anomalous drainage features such as elbows, suspended valleys. The geomorphic indexes proved the degree of evolution and dissection of the sub-basins of Paraguaçu in relation to the basins of Ribeirão and Verde. The mapped inselbergs demonstrated a variety of types and evidenced their structural conditioning in relation to geological structures and lineaments. The analysis of rocks via XRD showed a mineralogical difference between rocks of the inselbergues, slabs (Depression) and escarpment. Inselberg rocks are richer proportionately in potassium minerals; the Lajedos rocks have lower K-feldspar values and higher proportions of sodium minerals (Plagioclases). Finally, an evolutionary synthesis of the study area was proposed, where the tributary drainage of the Paraguaçu River, positioned at the height of what currently constitutes the Middle Paraguaçu Depression, began to dissect a mantle of alteration originated in a humid climatic phase. The genesis, depth and expansion of this alteration *front* was conditioned by the difference between the fracture web and lithological variation of the rocky blocks that would constitute the inselbergs and the erosive surface substrate. As the regolith was denuded, the landscape started to be constituted. Successive phases of this morphogenesis are now perceptible in inselbergs, where epigenic paleosurfaces and *tafoni* are the main markers of the various evolutionary phases recognizable in the Depression Landscape of the Middle Paraguaçu. It is concluded, therefore, that the inclusion of structural and morphostructural aspects were fundamental for the understanding of landscape.

Keywords: Relief evolution. Fluvial erosion. Granitic relief. Inselbergs. Semiarid landscapes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Contextualização espacial da área de estudo: a) perspectiva nacional; b) perspectiva estadual; c) perspectiva regional; d) área de estudo 27

Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo escala original 1:1.000.000..... 29

Figura 3 – Mapeamento geológico (a) e; Compartimentos tectônicos e principais estruturas (b) abrangendo maior parte da área de estudo 31

Figura 4 – Mapa geomorfológico da área de estudo conforme Projeto RADAMBRASIL (1981) disponibilizado por IBGE (2016)..... 33

Figura 5 – Precipitação pluviométrica (a) e evapotranspiração potencial (EP) (b) da área de estudo. Referente à média dos totais anuais de estações meteorológicas constante no balanço hídrico anual mensal do estado da Bahia (SEI, 1999). 35

Figura 6 – Classes de solos da área de estudo conforme SIG-BAHIA (2003)..... 36

Figura 7 – Tipos de *knickpoints*: (a) um corte de cabeceira íngreme (*steep headcut)*; e (b) um *knickzone* inclinado. Os algarismos Números mostram posições atuais (1) e futuras (2) do perfil fluvial ou do leito fluvial……..41

Figura 8 – Padrões em planta de formas de rearranjo de drenagem via pirataria fluvial (captura) resultando na preservação das linhas de drenagem e transferência da área de drenagem entre bacias. A linha tracejada é o divisor hidrográfico: (a) ilustra a formação de drenagem farpada (*barbed drainage*), por extensão das cabeceiras (*bottom-up*); (b) e (c) ilustram a capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente, seja pela extensão da cabeceira de um tributário ou (b) a migração lateral de um canal principal que captura um tributário adjacente; (c) notar que uma cabeceira seria esperada na corrente capturada, igual ou acima do ponto de captura……43

Figura 9 – Padrões em planta de duas formas de rearranjos da drenagem através de desvio (*diversion*) como resultado de migração lateral ou tectonismo (*top-down*) e envolvendo a preservação de linhas de drenagem e transferência de área entre bacias; (a) ilustra a formação de drenagem farpada (*barbed drainage*) e (b) ilustra desvio para uma bacia de drenagem adjacente.....44

Figura 10 – Padrões de rearranjo de drenagem por meio de decapitação (*beheading*), envolvendo transferência de área entre bacias, sem preservação das linhas de drenagem.....45

Figura 11 – Inselbergues como remanescentes da denudação após o recuo de escarpas.. 48
Figura 12 – Modelo de evolução de domos (inselbergues dômicos) conforme Thomas (1978)..... 49
Figura 13 – Esboço simplificado da relação entre intemperismo subterrâneo e fraturamento no estágio inicial da hipótese de dois estágios (multiestágio).. 50
Figura 14 – Feições que evidenciam a evolução dos inselbergues por exposição episódica (*episodic exposure of inselbergs)*. Esboços esquemáticos: a) morfologia (encosta) escalonadas. Comprimento da seção de cerca de 150 m; b) encosta escalonada, *boulders* (blocos) e plataforma inferior (*plataform*) (lajedos). Comprimento da seção de cerca de 200 m; c) perfil transversal mostrando encostas alargadas (*flared slopes)* e *tafoni* 52
Figura 15 – Origem de inselbergues, escarpamento e superfície aplainada durante aplainamento (*planation lowering*) de longo-termo em um bloco inclinado. A degradação da superfície é mais eficiente perto dos níveis da base local (rios) devido à umidade do solo, proporcionando a exumação de inselbergues isolados na depressão e no bordo da escarpa..... 54
Figura 16 – Modelo de cisalhamento de um cubo com distribuição de tensão de cisalhamento e consequente propagação de fraturas em zonas marginais de um bloco (C – compressão; T – tensão) resultando em áreas *core* para desenvolvimento de inselbergues..... 56
Figura 17 – I) Padrão de densidade de fraturas em blocos rochosos sob ação de intemperismo profundo (*deep weathering*); II) erosão diferencial dos compartimentos em função da densidade de fraturas e/ou litologia evidenciando as formas residuais (inselbergues) e superfície aplainada..... 57
Figura 18 – Tipos de Inselbergues conforme Twidale (1982): a) Inselbergue (*bornhardts*) dômico com encostas íngremes e rocha exposta na maior parte das encostas e topo b) Inselbergue: *nubbin* gnáissico expondo fraturas em folha (*sheet fracture*), região de *Pilbara*, oeste da Austrália; c) Inselbergue: *castle koppie*, destaque para os planos de juntas/fraturas ortogonais presente. *Castle koppie* Haytor, Dartmoor, sudoeste da Inglaterra……59
Figura 19 – Tipos de inselbergues conforme Mingon (2006): a) dômico: com presença de *tálus* até um terço da encosta e blocos rochosos (*boulders*), Kerala, Índia; b) acastelado (*castellated inselberg*) definido por um padrão de fraturas ortogonais;

c) grupo de cúpulas estreitamente espaçadas, que durante a degradação adquirem gradualmente as características morfológicas de um inselbergue repleto de blocos (*block-strewn inselberg* ou *nubbin*); d) *boulder* inselbergue: com presença de *tafoni* e alvéolos. Fotos b), c), d): *Mojave*, Califórnia…….61

Figura 20 – Inselbergues e lajedos: a) com encostas regolíticas parcialmente vegetadas, (*regolith covered inselbergs*); b) de bordo de planalto; c) *low dome* ou dômo de baixa altura; d) lajedos (*plataforms*)……...62

Figura 21 – Rios principais e sub-bacias do rio Paraguaçu utilizadas para elaboração dos perfis longitudinais 69

Figura 22 – Perfis longitudinais esquemáticos: A: perfil convencional em escalas aritméticas; B: perfil semilogarítmico 70

Figura 23 – Representação esquemática de bacias hidrográficas e perfis fluviais em desequilíbrio e equilíbrio conforme o método *χ-maps* 72

Figura 24 – Linhas traçadas em ambiente SIG para posterior extração das direções azimutais dos inselbergues..... 74

Figira 25 – Espacialização das amostras de rochas utilizdas para análise de Difratometria de raio X (DRX)..... 75

Figira 26 – Perfis *Swath* (perfis em faixa) e localização das amostras TFA disponibilizadas por Jelinek *et.al*. (2014)……76

Figura 27 – Unidades geomorfológicas e inselbergues da área de estudo 78

Figura 28 – Hipsometria e unidades geomorfológicas da área de estudo 79

Figura 29 – Declividade e unidades geomorfológicas da área de estudo..... 80

Figura 30 – Unidade geomorfológica: Depressão do Médio Paraguaçu e padrões de formas (3º e 4º táxon): perfis transversais 82

Figura 31 – Unidade Geomorfológica Depressão do Médio Paraguaçu – 2 e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa..... 84

Figura 32 – Unidade Geomorfológica Morrarias Paraguaçu e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa.....85

Figura 33 – Unidade Geomorfológica Planalto de Maracás e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa.....87

Figura 34 – Unidade Geomorfológica Patamar do Médio Jiquiriçá-Rio Verde e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa.....89

Figura 35 – Unidade Geomorfológica Patamar Interiorano e *p*adrões de *f*ormas: perfis

transversais e *p*aisagem representativa.....90
Figura 36 – Unidade Geomorfológica Serras do Médio Paraguaçu e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa.....91
Figura 37 – Lineamentos estruturais e diagramas de rosetas: a) totalidade da área de estudo; b) sub-bacias do Paraguaçu; c) bacia do rio Ribeirão; d) bacia do rio Verde.....94
Figura 38 – Estruturas geológicas na área de estudo e diagrama de rosetas: a) fraturas b) zonas de cisalhamento compressional: c) zonas de cisalhamento transcorrente dextral; d) zonas de cisalhamento transpressional dextral; e) zona milonítica 95
Figura 39 – Fraturas voltadas localmente para o quadrante WNW (N312°[N132°]) no leito do riacho Grande, centro da Unidade Depressão do Médio Paraguaçu. 96
Figura 40 – Linhas de fraturas voltadas localmente para o quadrante NNE (15°/17°) no leito do riacho Grande, centro da Unidade Depressão do Médio Paraguaçu. 97
Figura 41 – a) Mapa de drenagens de 1ª a 5ª ordens b) e diagramas de rosetas: sub-bacias do Paraguaçu c), bacias do rio Ribeirão d) e Verde d) 99
Figura 42 – Trecho de 5ª ordem do riacho Grande evidenciando a relação entre o canal e as estruturas geológicas: (Z.C. compressional: preto; fraturas: vermelho); laranja: zona. milonítica; azul: drenagem 101
Figura 43 – Drenagens de 4ª ordem (I), 3ª ordem (II) e respectivas rosetas: sub-bacias do Paraguaçu (a) e bacias do rio Ribeirão (b) e Verde (c) 102
Figura 44 – Drenagens de 2ª ordem (III), 1ª ordem (IV) e respectivas rosetas: sub-bacias do Paraguaçu (a) e bacias do rio Ribeirão (b) e Verde (c) 103
Figura 45 – Fator de assimetria das bacias de drenagens: divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde) 105
Figura 46 – Fator de forma das bacias: divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde) 108
Figura 47 – Rios principais, litologia e estruturas geológicas: divisor médio Paraguaçu--Médio Jiquiriçá (Ribeirão-Verde) 112
Figura 48 – Alto curso do riacho Melancia (Linha azul em destaque): baixo divisor entre Patamar do Rio Verde/Depressão do Paraguaçu 113
Figura 49 – Alto curso do riacho Melancia: divisor Paraguaçu/Verde. Ao fundo, a Depressão do Médio Paraguaçu; em segundo plano serras marginais

presentes na área aplainada 113
Figura 50 – Alto riacho Boqueirão: detalhe para o alinhamento do canal em alto curso com fraturas e a consequente incisão de um vale dissecando o baixo divisor Parauaçu/Jiquiriçá/Verde 114
Figura 51 – Perfis longitudinais. Riachos: Melancia (a); Boqueirão (b) e Grande (c) 115
Figura 52 – Riacho Boqueirão ao dissecar seu vale entre as Serras da Bocaina e do Leão: notar o alinhamento do canal a fraturas de direção NNE ao passar entre as serras. O sopé das serras coincide com zonas de cisalhamento e zonas miloníticas 116
Figura 53 – Campo de inselbergues presente na Unidade Depressão do Médio Paraguaçu. Atentar para o alinhamento das formas e os setores deprimidos (aplainados). Direção da Fotografia: NNW-SSE 117
Figura 54 – Riacho Grande. Em destaque, o condicionamento direcional de seu curso às zonas de cisalhamentos compressionais e às linhas de fraturas. Observar também o mesmo condicionamento dos inselbergues e a densidade desses a partir da borda da Serra do Enxadão com sentido SE-NW 118
Figura 55 – Riacho Grande: centro da depressão setor com anomalias de 2ª ordem evidenciadas por afloramentos de blocos rochosos no leito e incisão média do canal. Coordenadas: UTM: 413397; 24L: 8595133 119
Figura 56 – Riacho Grande alinhado a zonas de cisalhamento e fraturas incidindo as Serras Azul e Leão, apresentando configuração de drenagem transversal 119
Figura 57 – Riacho da Lapa: evidenciando o condicionamento da drenagem às estruturas e dissecação presentes no bordo do planalto de Maracás contribuindo para exumação dos inselbergues 120
Figura 58 – Alto curso do riacho da Lapa em direção para a Serra do Saco. Notar dissecação no bordo do Planalto de Maracás. Fotografia tirada do Inselbergue Morro dos Milagres. Sentido L - W) 121
Figura 59 – Perfis longitudinais. Riachos Lapa (a); Toca da Onça (b); Roncador 122
Figura 60 – Riacho da Lapa no sopé do Planalto de Maracás área transicional com a Depressão do Paraguaçu 123
Figura 61 – Depressão do Médio Paraguaçu (Setor Iaçu) na bacia do riacho da Lapa: A) superfície aplainada, campo de inselbergues ao fundo Serras do Paraguaçu; B) em destaque Morro do Coité. Fotografias tiradas do Morro dos Milagres

para direção Norte 124
Figura 62 – Riacho da Lapa: Centro da Depressão do Médio Paraguaçu, apresentando trechos de anomalias de 2ª ordem, evidenciadas por afloramentos rochosos no leito. Setor de relevo plano a suave ondulado. Coordenadas: UTM: 398614; 24L: 8593234 124
Figura 63 – Riacho da Lapa: (1) ao dissecar a Depressão do Médio Paraguaçu: o curso se alinha a zonas de cisalhamento compressional; (2) Morro do Coité e outras formas com direção geral WNW, NW e W das estruturas (linhas em preto) 125
Figura 64 – Riacho Toca da Onça: Vale suspenso sobre o Planalto de Maracás, incisão de vale estrutural e dissecação do Planalto condicionado por linhas de fraturas 127
Figura 65 – Setor da bacia do riacho Toca da Onça setor limítrofe entre o bordo do Planalto de Maracás e Depressão do Médio Paraguaçu. Coordenadas do ponto: UTM: 393816; 24L: 8580996 127
Figura 66 – Riacho Toca da Onça: (I) leito associado a um extenso afloramento rochoso (lajedo) demarcando uma anomalia de 2ª ordem – coordenadas: UTM 381901, 24L 8587636; (II) leito com média incisão e carga de leito composta por sedimentos arenosos – Depressão do Médio Paraguaçu – setor II. Coordenadas: UTM 377790, 24L 8591637 128
Figura 67 – Riacho do Roncador: trecho com condicionamento de zonas miloníticas ao incidir o Planalto de Maracás. Notar ainda afluente do riacho Roncador condicionado à falha de Itaberaba, incidindo também no Planalto de Maracás e formando um vale inciso 129
Figura 68 – Riacho do Roncador em seu médio/baixo curso: condicionado pela Falha de Itaberaba, ladeado per relevos residuais. Notar a ausência de zonas de cisalhamento compressional nessa bacia e profusão de zonas miloníticas (dir. N-S) 130
Figura 69 – Evidências de rearranjo fluvial, mapeadas no divisor médio Paraguaçu/Jiquiriçá (Ribeirão-Verde)..... 132
Figura 70 – Mapa de valores χ(chi) sobreposto ao relevo sombreado..... 133
Figura 71 – Representação de capturas fluviais e ganhos de área por pirataria fluvial. χ [Chi] *plots* de setores de drenagem dos respectivos divisor Paraguaçu--Verde..... 134

Figura 72 – Padronização dos Δ valores (amplitudes dos valores médios) das métricas para os oito segmentos ao longo do divisor inferindo o padrão de migração. Acima da linha (divisor estável), corresponde às sub-bacias do Paraguaçu, e abaixo, às sub-bacias do Verde e Ribeirão (a); Setorização do divisor Paraguaçu/Jiquiriçá (Verde-Ribeirão) (b) 135
Figura 73 – Associação entre Densidade de Lineamentos estruturais e Anomalias de 1ª ordem *Kinckpoints*: Divisor Paraguaçu – Jiquiriçá (Ribeirão) evidenciando avanço das drenagens do Paraguaçu sobre o Planalto de Maracás (Bacia do rio Ribeirão) via processos rearranjos de drenagem fluvial (decapitação.....138
Figura 74 – Distribuição das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low dome*) e frentes de escarpas)..... 139
Figura 75 – Exemplo de formas graníticas mapeadas na área de estudo: a) domo de baixa altura (*low dome*); b) lajedos 140
Figura 76 – Exemplo de formas graníticas mapeadas na área de estudo: a) inselbergue dômico; b) inselbergue acastelado; c) inselbergue regolítico; d) *bouldery inselbrg* 140
Figura 77 – Unidades geológicas e distribuição dos inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low domes*) e frentes de escarpas mapeadas 141
Figura 78 – Distribuição das formas graníticas (inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low domes*) e frente de escarpas) conforme os compartimentos geomorfológicos e altimetria 142
Figura 79 – Roseta e quadro de direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos e frentes de escarpas)..... 145
Figura 80 – Rosetas das direções azimutais dos inselberguesconforme unidades litológicas: a) Unidade Jequié: granulitos enderbitos charnockitos; b) ortognaisses granulíticos.....146
Figura 81 – Rosetas das direções azimutais dos inselbergues conforme os compartimentos geomorfológicos: a) Depressão do Paraguaçu; b) Depressão do Paraguaçu – nível 2; c) Depressão do Paraguaçu – sopé de Planalto; d) bordo do Planalto de Maracás; e) bordo do Patamar do Rio Verde; f) Planalto de Maracás; g) Patamar do Rio Verde.....147
Figura 82 – Rosetas das direções azimutais dos inselbergues conforme a tipologia: a) dômico; b) acastelado; c) regolíticos; d) *boldery inselberg*; e) lajedos; (f), baixos domos (*low domes*) e (g) frentes de escarpas.....148

Figura 83 – Rosetas das direções azimutais: estruturas geológicas. a) Zonas de cisalhamento compressionais; b) linhas de fraturas.....149
Figura 84 – a) Inselbergues (linhas laranja) no centro da depressão associam-se a zonas de cisalhamento compressionais (linhas lilás); b) inselbergues na porção norte da depressão se associam ora a zonas de cisalhamento (Direção NW – SW), ora a linhas de fratura (linhas verdes) (direção NE – SE) 149
Figura 85 – a) Inselbergues dômico com forma de topo abobadado em função de plano fraturas horizontais (de alívio de pressão); b) inselbergue acastelado condicionado a plano de fraturas ortogonais 150
Figura 86 – a) Inselbergues de bordo de planalto (*bornhardt*): par de inselbergues de aspecto dômico no Limite Planalto de Maracás/Depressão. Notar nível de *tálus* e plano de horizontal demarcando uma paleo-superfície epigênica; b) "Morro Talhado" posicionado no bordo de Patamar Jiquiriçá-Verde e presença de *tálus*. Atentar às dimensões das fraturas verticais condicionando a inclinação e ao padrão festonado da encosta com feições cavernosas 151
Figura 87 – a) Inselbergue regolítico circundado por superfície deprimida formando um nível de pedimento; b) *boldery inselberg* perceber a profusão de blocos rochosos (*boulders*) na encosta e topo..... 151
Figura 88 – Exemplos de amostras e difratogramas: a) amostra coletada em pedreira no centro da depressão. Perceber o alinhamento dos minerais; b) amostra coletada em pedreira no inselbergue "Morro São Jorge", na periferia da cidade de Itatim. Notar a grande quantidade de minerais em tons alaranjados (K-Feldspatos)..... 153
Figura 89 – Padrão de estruturas em folha (*sheet estructures*). Alinhamentos de minerais em lajedos da Depressão do Médio Paraguaçu. Notar alinhamento dos minerais a WNW-ESSE..... 156
Figura 90 – Inselbergue (do tipo *bornhradt* não isolado) do Enxadão localizado no bordo do Patamar do Rio Verde. Primeiro plano da foto: drenagem de 2ª ordem (neste ponto) com nascentes sobre o patamar. Ao fluir, disseca o patamar contribuindo na exumação do inselbergue..... 156
Figura 91 – Perfis *swath* (em faixa) construídos a partir de uma janela móvel de 5 km de raio. A superfície elaborada a partir das elevações máximas (em azul) corresponde aos topos e identificam feições de paleorelevo. Linha vermelha:

elevação média. Linha preta: superfície atual. Linha cinza: elevações mínimas e correspondem aos fundos dos vales. A área entre as linhas de máxima (azul) e preta (atual) representa o relevo geofísico (*geophisical relief*) (Champagnac *et al*., 2014). (Localização dos perfis - Figura 26) 159
Figura 92 – Visão esquemática da Paleo-Paisagem do setor leste do estado da Bahia. A área de estudo se associa à porção central e sul do bloco-diagrama 168
Figura 93 – Blocos-diagrama: síntese da evolução geomorfológica da Região de Milagres-Itatim; setor da Depressão do Médio Paraguaçu e bordo do Planalto de Maracás/Patamar do Médio Jiquiriçá (Verde) 170
Figura 94 – Inselbergues apresentando descontinuidades erosivas em suas encostas: a) Morro do Coité e b) Morro das Araras 171

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Formas de relevo mapeadas e classes de declividade 34

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Graus de incisão dos vales X classes de dimensão interfluvial média 34
Tabela 2 – Índices geomórficos: (Hi, amplitude altimétrica (relevo da bacia) e fator de forma). Bacias de drenagens divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde) 107
Tabela 3 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme os compartimentos geomorfológicos e unidades geológicas 142
Tabela 4 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme amplitude altimétrica (relevo local) (I) 144
Tabela 5 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme amplitude altimétrica (relevo local) (II) 144
Tabela 6 – Valores médios dos minerais identificados nas formas graníticas via DRX (I) 154
Tabela 7 – Valores médios de minerais identificados nas formas graníticas via DRX (amostras intemperizadas) 154

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 23
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 26
2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GERAL 26
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOMORFOLÓGICO 26
2.2.1 Arcabouço geológico 26
2.2.2 Elementos estruturais 30
2.2.3 Caracterização geomorfológica geral 32
2.3 TIPOLOGIA CLIMÁTICA 35
2.4 CLASSES DE SOLOS E COBERTURA VEGETAL 36
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 38
3.1 O PAPEL DA EROSÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DO RELEVO 38
3.2 PRINCÍPIOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM 41
3.3 MODELOS DE ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FORMAS GRANÍTICAS RESIDUAIS (INSELBERGUES) 47
3.3.1 Gênese dos inselbergues segundo o modelo de retração de escarpas (pediplanação) 47
3.3.2 Os modelos de duploestágio (*two-stage model*) ou multiestágio e exposição episódica de inselbergues (*model of episodic exposure of inselbergs*) 48
3.3.3 Uma proposta conciliatória: "O modelo de evolução de retração de escarpa e gênese de inselbergues de bordo de planalto por intemperismo (weathering) de sopé da escarpa (scarp-foot)" 53
3.4 O PAPEL DA LITOESTRUTURA E DO INTEMPERISMO DIFERENCIAL NA GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS INSELBERGUES 55
3.5 TIPOLOGIA DOS INSELBERGUES 58
4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS 64
4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA 64
4.2 EXTRAÇÃO E ANÁLISE DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS 64
4.3 ANÁLISE DIRECIONAL DA REDE DE DRENAGEM 65
4.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 66
4.5 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS AREAIS 66
4.5.1 Fator de forma (FF) 66

4.5.2 Fator de assimetria de bacias de drenagens 67
4.6 ANÁLISE DA ORGANIZAÇÃO E DINÂMICA DE BACIAS E REDE HIDROGRÁFICAS 68
4.7 IDENTIFICAÇÃO DE EVIDÊNCIAS DE REORGANIZAÇÃO FLUVIAL E DO EQUILÍBRIO/ DESEQUILÍBRIO DA REDE DE DRENAGEM NOS DIVISORES DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS..... 71
4.8 ESTUDO DO CONDICIONAMENTO LITOESTRUTURAL E EVOLUTIVO DOS INSELBERGUES..... 73
4.9 UTILIZAÇÃO DE PERFIS SWATH (PERFIS EM FAIXA).....75
4.10 UTILIZAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS E PALEOCLIMÁTICOS OBTIDOS EM TRABALHOS ANTERIORES..... 76
5 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO..... 77
5.1 DEPRESSÃO DO MÉDIO PARAGUAÇU 80
5.1.1 Depressão do Médio Paraguaçu – nível 1 81
5.1.2 Depressão do Paraguaçu – nível 2 83
5.2 MORRARIAS DO MÉDIO PARAGUAÇU 83
5.3 PLANALTO DE MARACÁS..... 86
5.4 PATAMAR DO MÉDIO JIQUIRIÇÁ – RIO VERDE..... 88
5.5 PATAMAR INTERIORANO..... 90
5.6 SERRAS DO MÉDIO PARAGUAÇU..... 91
5.7 SÍNTESE 92
6 CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DA DRENAGEM E ANÁLISE MORFOMÉTRICA DAS SUB-BACIAS DO PARAGUAÇU E BACIAS DOS RIOS RIBEIRÃO E VERDE..... 93
6.1 INTERPRETAÇÃO E INTER-RELAÇÃO ENTRE LINEAMENTOS E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS 93
6.2 CARACTERIZAÇÃO DO CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DAS DRENAGENS: SUB-BACIAS DO PARAGUAÇU, BACIAS DO RIBEIRÃO E VERDE..... 98
6.3 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM (FABD)..... 104
6.4 FATOR DE FORMA DA BACIA (FF), ÍNDICE E CURVA HIPSOMÉTRICA .107
7 O PAPEL DA REDE DRENAGEM NA EVOLUÇÃO E DINÂMICA DO

RELEVO NA REGIÃO DE MILAGRES-ITATIM (MÉDIO PARAGUAÇU) 111
7.1 ANÁLISE DAS REDES DE DRENAGENS E PERFIS LONGITUDINAIS COM O DIVISOR RIO VERDE 111
7.1.1 Riacho Melancia 111
7.1.2 Riacho Boqueirão 114
7.1.3 Riacho Grande 117
7.2 ANÁLISE DAS REDES DE DRENAGENS E PERFIS LONGITUDINAIS COM O DIVISOR BACIA DO RIO RIBEIRÃO 120
7.2.1 Riacho da Lapa 120
7.2.2 Riacho Toca da Onça 125
7.2.3 Riacho do Roncador 128
7.3 ANÁLISE DA REORGANIZAÇÃO FLUVIAL E DO EQUILÍBRIO/ DESEQUILÍBRIO DA REDE DE DRENAGEM NO DIVISOR MÉDIO PARAGUAÇU – MÉDIO JIQUIRIÇÁ (RIBEIRÃO-VERDE) 130
7.3.1 Valores χ e métricas Gilbert: uma análise da migração do divisor médio Paraguaçu/Jiquiriçá (Ribeirão-Verde) 131
8 CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA E CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DOS INSELBERGUES 139
8.1 CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA DOS INSELBERGUES 139
8.2 DESCRIÇÃO DAS DIREÇÕES AZIMUTAIS DOS INSELBERGUES 145
8.3 CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DOS INSELBERGUES 148
8.4 ANÁLISE LITOLÓGICA/MINERALÓGICA DE INSELBERGUES E LAJEDOS NA DEPRESSÃO DO MÉDIO PARAGUAÇU 152
9 SÍNTESE EVOLUTIVA DO RELEVO NA REGIÃO DE ITATIM--MILAGRES-BA – SETOR DA MEDIA BACIA DO PARAGUAÇU 158
9.1 ANÁLISE DOS PERFIS *SWATH* (EM FAIXA) 158
9.2 DADOS GEOCRONOLÓGICOS DISPONÍVEIS E CORRELACIONÁVEIS 162
9.3 CONFIGURAÇÃO GERAL DOS AGENTES MORFOGENÉTICOS NA REGIÃO DE ITATIM-MILAGRES (MÉDIO PARAGUAÇU/ MÉDIO JIQUIRIÇÁ (RIBEIRÃO-VERDE) 164
9.4 SÍNTESE EVOLUTIVA 167
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS 174

REFERÊNCIAS 179
APÊNDICES 192
ANEXOS 196

1 INTRODUÇÃO

O relevo do Nordeste do Brasil é marcado por uma variedade de formas (AB'SABER 1967; 2003), contudo um dos compartimentos que melhor representa a porção semiárida dessa região refere-se às superfícies de aplainamento (TRICART, 1959; VALADÃO, 1998; 2009), as denominadas depressões interplanálticas (AB'SABER, 1973). Estudos no Brasil que procuraram explicar a gênese e a ocorrência dessas superfícies seguiram o modelo de evolução de relevo por pediplanação (KING, 1953; 1956), ou seja, uma explicação eminentemente morfoclimática (TRICART; SILVA, 1969; FALK, 1977). Ressalta-se a relevância desses estudos pioneiros, entretanto, no estágio atual da pesquisa geomorfológica, a explicação da morfogênese desses relevos perpassa pela compreensão do papel das variáveis e atributos litológicos, estruturais e tectônicos (geológicos) (TWIDALE, 1982; SUMMERFIELD, 1991; THOMAS, 1994; TWIDALE; ROMANÍ, 2005; THOMAS, 2011; BURBANK; ANDERSON, 2012; GOUDIE, 2013).

Estudos que se apoiam em elementos morfoestruturais têm se desenvolvido nos últimos anos no Nordeste Brasileiro, principalmente no setor setentrional-oriental da região (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; 2004; CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007; MAIA, 2012; MAIA; BEZERRA 2013; GURGEL, *et al*., 2013; MAIA, *et al.*, 2015; PEULVAST; MAIA, *et al*., 2016; CASTRO *et al*., 2016), entretanto, o Estado da Bahia carece de estudos que apresentem uma explicação da gênese e da dinâmica das formas de relevo semiáridas que considere ou valorize o papel da litoestrutura herdada da evolução geotectônica pretérita e subtotal.

Notadamente, as superfícies de aplainamento estão presentes em grande parte da Bahia, mais especificamente no centro-leste do estado, perfazendo grande parte do setor médio da bacia do rio Paraguaçu. Nessa área, há um exemplo emblemático de depressão interplanáltica no que se refere à sua dimensão e características geomorfológicas como formas, processos e dinâmica. A característica básica desse setor da depressão é a presença de um extenso campo de inselbergues, considerado o maior do Brasil (TRICART; SILVA 1969; SANTOS; SALGADO, 2008; LIMA *et al*., 2009; 2015). Muitos desses inselbergues abrigam cavidades de grandes dimensões.

Esses inselbergues se concentram na zona de transição entre o Bloco Jequié e o Cinturão Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (BARBOSA; SABATÉ, 2003), tendo como substrato, rochas metamórficas e intrusões ígneas do Complexo Jequié e do Complexo

Caraíba, respectivamente. Esse arcabouço geotectônico Neoarqueano (2.8 – 2.5 Ga) é o que condiciona e proporciona toda configuração estrutural da área (NUNES; MELO 2007; LIMA *et al*., 2009).

Esse setor da depressão limita-se ao sul com o Planalto de Maracás, compartimento divisor de águas entre as bacias do Paraguaçu, Jiquiriçá e Contas. Estudos relataram que esse planalto se configura como um planalto soerguido (BRASIL, 1981; VALADÃO, 1998, 2009), sustentando uma superfície de aplainamento de cimeira (ALMEIDA, 1979).

Os atributos morfoestruturais são evidenciados quando se atenta, por exemplo, à trama de lineamentos, fraturas e zonas de cisalhamento, exumados e interpenetrados no substrato rochoso. Esses elementos tendem a condicionar em grande parte a configuração do relevo e da drenagem (MAIA, 2012).

Uma das formas de identificar o papel das estruturas na morfogênese é via o entendimento da configuração e dinâmica da rede de drenagem, posto que a erosão fluvial desempenha papel imprescindível na elaboração/dinâmica das vertentes e conformação de seus respectivos vales e planícies, contribuindo na configuração do relevo (CHRITOFOLETTI, 1981; LEOPOLD, 1992; SCHUM; DUMONT; HOLBROOK, 2000; BRIERLEY; FRYIRS, 2005). Com isso, o arranjo ou o padrão da drenagem pode ter características herdadas de estruturas preexistentes provenientes de eventos geotectônicos pretéritos e subatuais (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUM; DUMONT; HOLBROOK, 2000). Outra evidência do papel das estruturas (ou do arranjo estrutural) refere-se à conformação das próprias formas do relevo.

A presença de extensas depressões pode estar associada a uma trama de lineamentos estruturais e de fraturas presentes no terreno, alinhamentos de Serras, presença de relevos graníticos do tipo inselbergues, vertentes escarpadas e lombadas alinhadas paralelamente, os quais são evidências *a priori* do papel exercido pelas estruturas e condicionamento geomorfológico da litologia.

A dinâmica fluvial condicionada ao arranjo estrutural independente do clima vigente desempenha papel imprescindível nas aberturas dos vales e no padrão de efetivas taxas de erosão. Assim, a análise da drenagem (dinâmica fluvial) se torna imprescindível para a compreensão da morfogênese da região de Milagres-Itatim/BA.

A partir do que foi sumariamente exposto, levanta-se a questão norteadora dessa pesquisa: qual o papel do quadro litoestrutural e dos processos fluviais na morfogênese do modelado da área de estudo? E como hipótese de estudo tem-se a seguinte premissa: As

variáveis morfoestruturais e litoestruturais têm papel preponderante na conformação da rede de drenagem e, consequentemente, na morfogênese da região de Milagres-Itatim.

Desta forma, propõe-se como objetivo principal analisar a configuração morfogenética do modelado da região de Milagres/Itatim a partir do condicionamento do quadro litoestrutural e dos processos fluviais no Médio Paraguaçu/Jiquiriçá.

Para melhor condução da pesquisa, esse objetivo geral se reverte em ações específicas de pesquisa com as quais se pretende:

a) Realizar compartimentação das formas de relevo da área de estudo com intuito de auxiliar as demais fases da pesquisa;
b) Identificar o papel do condicionamento litoestrutural na evolução do relevo na área de estudo;
c) Analisar o papel da rede de drenagem para a configuração atual do modelado investigado;
d) Propor, em linhas gerais, um modelo síntese para a morfogênese da área de estudo.

2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GERAL

A área de estudo compreende partes do setor médio da bacia hidrográficas do rio Paraguaçu e da alta-média bacia do rio Jiquiriçá. Pela divisão oficial da Agência Nacional de Águas (ANA, 2013), essas bacias fazem parte da Região Hidrográfica Atlântico Leste. No contexto estadual, são bacias integralmente baianas com os exutórios no oceano Atlântico. A bacia do Paraguaçu, com dimensão na ordem de 54.877 km², possui nascentes na Chapada Diamantina, e a bacia do rio Jiquiriçá, com área na ordem de 6.900 km², possui suas nascentes principais no Planalto de Maracás (Figura 1).

No contexto específico, a área investigada abrange sub-bacias da margem direita do rio Paraguaçu, em seu setor médio, abrangendo partes ou a totalidade dos municípios de Iaçu, Milagres, Itatim e Santa Terezinha. Esta área compreende setores do Pediplano do Médio Paraguaçu e de sua respectiva planície fluvial, com destaque para o campo de inselbergues de Itatim-Iaçú-Milagres. No que se refere à Bacia do Jiquiriçá, perfaz setores do alto e médio curso, mais especificamente as sub-bacias do rio Ribeirão e do rio Verde (Figura 1).

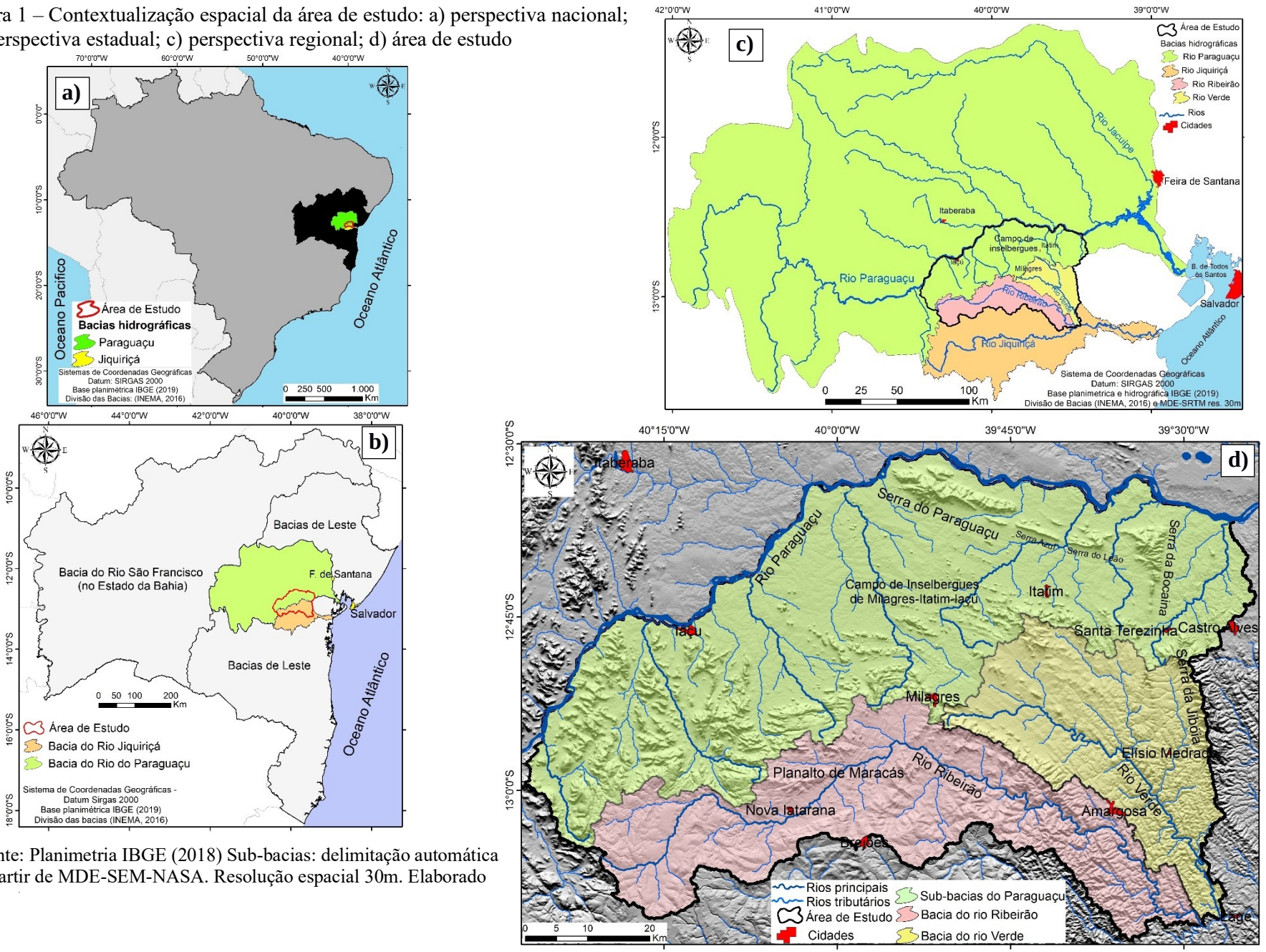
A escolha desse recorte territorial deu-se pelas características geomorfológicas e geográficas singulares da área: a presença de uma depressão entrecortada por serras marginais com a presença exuberante de um extenso campo de inselbergues sustentado por rochas metamórficas pré-cambrianas provenientes de uma história geotectônica complexa, tendo, atualmente, um clima semiárido rústico a semiúmido.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOMORFOLÓGICO

2.2.1 Arcabouço geológico

A área de estudo está integralmente inserida na Província São Francisco (CBPM, 2012), mais especificamente no âmbito do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1969; ALKIMIN, 2004), compreendendo um setor de contato entre o Bloco Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), unidades geotectônicas pré-cambrianas (BARBOSA, SABATÉ 2003).

Figura 1 – Contextualização espacial da área de estudo: a) perspectiva nacional; b) perspectiva estadual; c) perspectiva regional; d) área de estudo



Fonte: Planimetria IBGE (2018) Sub-bacias: delimitação automática a partir de MDE-SEM-NASA. Resolução espacial 30m. Elaborado

Esse contato se apresenta de forma representativa por um alinhamento de Serras marginais (do Paraguaçu, Azul, do Leão, da Bocaina) no setor norte da área, e no limite leste (Serra da Jiboia) entre a sub-bacia do rio Verde e outras sub-bacias do Jiquiriçá que drenam a porção leste e sudeste da área de estudo. É perceptível também na depressão, onde, justamente, nessa faixa de transição afloram os inselbergues tão bem destacados na paisagem da área de estudo (LIMA *et al*., 2009).

O bloco geotectônico Jequié é constituído essencialmente pelo Complexo Jequié, definido por uma associação de migmatitos heterogêneos com enclaves de rochas supracrustais, invadida por intrusões múltiplas de granodioritos-granitos. O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), estruturado no ciclo Jequié, do Neoarqueano (2.8 a 2.5 Ga), compreende dois domínios denominados Cinturão Salvador-Curaçá, ao norte, e Cinturão Itabuna, ao sul. Na área de estudo, ocorre apenas o primeiro domínio, representado mais especificamente pelo Complexo Caraíba (BARBOSA, SABATÉ, 2003).

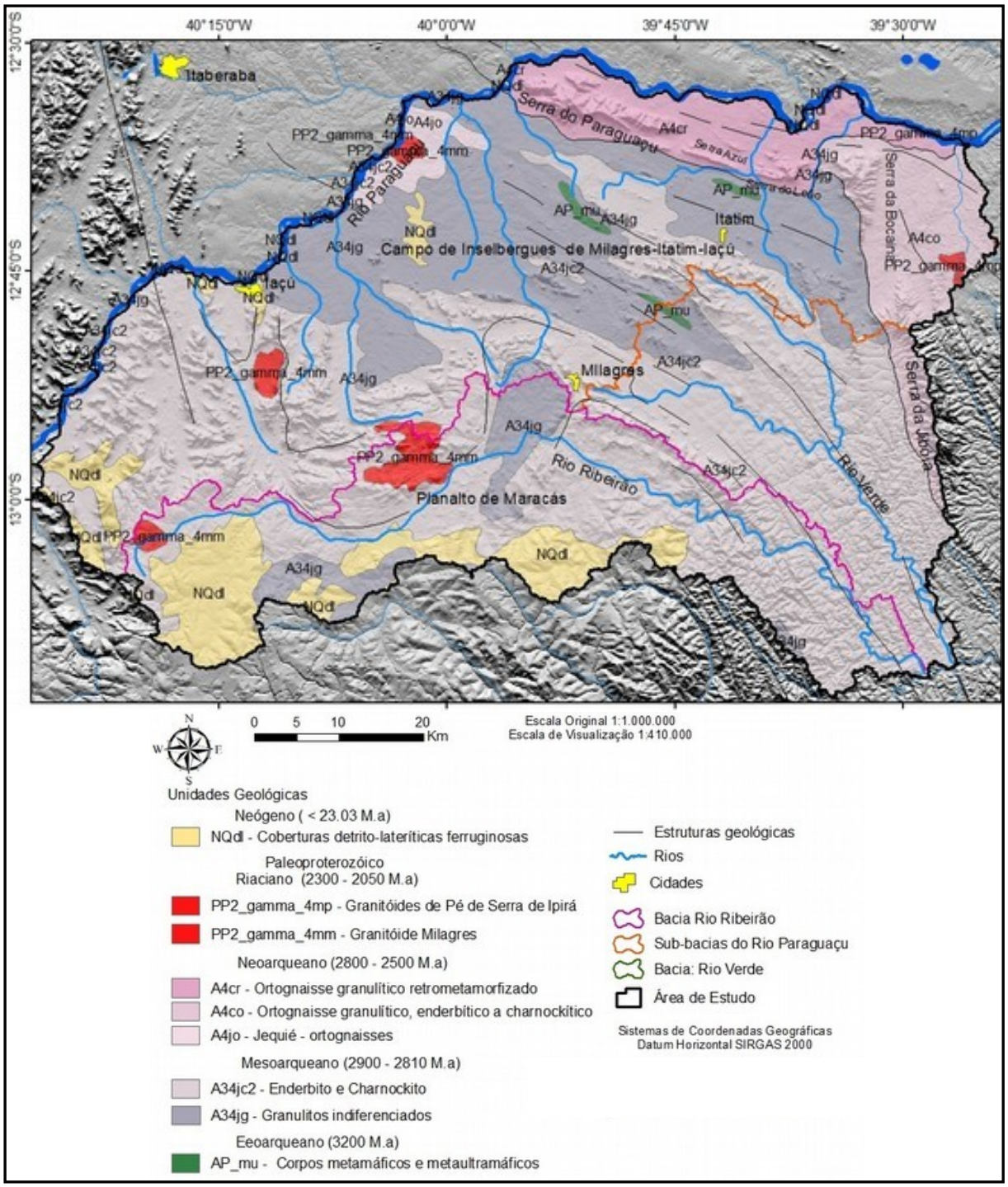
A evolução geotectônica remonta ao ciclo Jequié (2.8 a 2.5 Ga), porém, há testemunhos apenas residuais dessa era. Com o início do primeiro estágio do ciclo Transamazônico, ocorrido no Sideriano ~2.5 Ga., o estágio pré-orogênico, ocorre a fragmentação do paleocontinente arqueano, hoje correspondente ao estado da Bahia pelos blocos Gavião-Lençóis, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha. Lineamentos poliativos ao longo de tempo geológico condicionaram o quebramento desse segmento crustal. No Riaciano (2,05 Ga.) (estágio orogênico), ocorreram deformação, metamorfismo e magmatismo, como efeitos da colisão entre o paleocontinente Gavião-Lençóis e o protocráton do Congo (Serrinha), que resultou na configuração do Cinturão Móvel Bahia Oriental (NUNES; MELO, 2007).

O evento tectonotermal foi mais intenso na zona axial do cinturão Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), onde a deformação teve início em regime tangencial, sucedido por regime transcorrente, que resultou numa estruturação em flor positiva, na parte norte do orógeno, e obducção do Cinturão Itabuna sobre o Bloco Jequié e, após sobre o Bloco Gavião-Lençóis, na parte sul. Essa obducção causou granulitização do Complexo Jequié. O metamorfismo nessa região central se deu em condições de fácies granulito (pressão média da ordem de 7 kbar e temperaturas da ordem de 850ºC, ao redor de 2,08 Ga., de acordo com as idades U-Pb (NUNES, MELO, 2007).

O mapeamento geológico oficial mais atualizado se refere ao Mapa Geológico do Estado da Bahia (Figura 2). Nesse mapeamento, a área de estudo apresenta 12 unidades geológicas, sendo as mais representativas as unidades do Eoarqueano: *AP_mu* – Corpos

metamáficos e metaultramáficos; do Mesoarqueano: e *A34jg* – Granulitos indiferenciados e *A34jc2* – Enderbito e Charnockito. Essas unidades pertencem ao Complexo Jequié.

Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo escala original 1:1.000.000



Fonte: Mapeamento Geológico do Estado da Bahia escala 1:1.000.000. Relevo Sombreado: MDE-SERTM-NASA. CPRM (2005). Elaborado pelo Autor.

Do Neoarqueano pertencendo ao Complexo Caraíba: as unidades *A4cr* – Ortognaisse granulítico retrometamorfizado, *A4co* – Ortognaisse granulítico, enderbítico a charnockítico e pertencendo ao Complexo Jequié. *A4jo* – Ortognaisses

Afloram também na área corpos granitoides: Granitoide Milagres, no setor do Complexo Jequié, e os granitoides de Pé de Serra e Ipirá, no setor do Complexo Caraíba, esses últimos próximos ou no leito do rio Paraguaçu. Por fim, ocorrem ainda na área de estudo, de acordo com o mapeamento, coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas atribuídas ao Neógeno, inferior a 23 Ma.

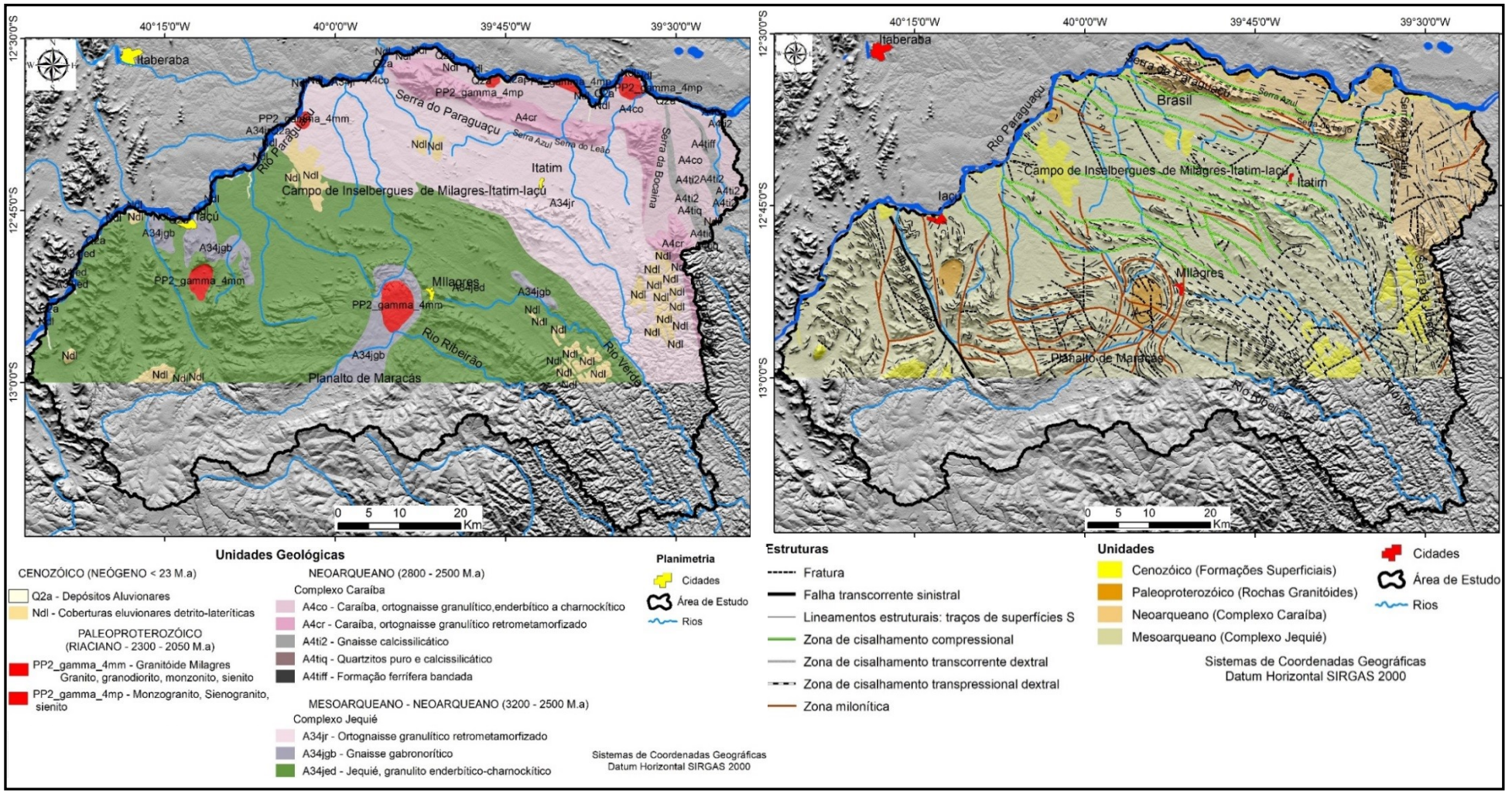
Em mapeamento na escala de 1:250.000 (NUNES; MELO, 2007), são apresentados grupamentos lito-estratigráficos abrangendo quase totalidade da área de estudo, os quais pertencem a três Domínios Tectonoestruturais individualizados no Arqueano e colididos no evento orogenético ocorrido no Riaciano. Na área de estudo, ocorre especificamente o Domínio II e III: O Domínio II equivale ao Complexo Jequié, enquanto o Domínio III na área de estudo refere-se ao Complexo Caraíba. No complexo Jequié, ocorrem suítes de rochas granitóides intrusivas, além de formações superficiais cenozoicas, principalmente no Planalto de Maracás, na parte sul da área de estudo, e uma pequena mancha na depressão (Figura 3a).

2.2.2 Elementos estruturais

As estruturas mais proeminentes da área de estudo compõem um sistema de zonas de cisalhamento contracional e transprecional. Zonas de cisalhamento são entendidas como uma zona tabular onde sua deformação é maior que a deformação nas rochas de seu entorno, sendo limitada por duas margens que separam a zona de cisalhamento dos blocos adjacentes. São estruturas que se formam em profundidade, a partir das fácies xisto verde (~ 400°C / ~ 20 Km) se propagando e alargando até as fácies granulito/eclogito (> 700° / > 40 Km) (FOSSEN, 2018). Constituem-se em verdadeiros condutos por onde pode circular um grande volume de fluidos, revelando, assim, setores que foram afetadas por deformação dúctil ou plástica (MAIA; BEZERRA, 2014).

As estruturas mapeadas por Nunes e Melo (2007) referentes à Folha Santo Antônio de Jesus (SD-24.V.B) escala 1:250.000 (Figura 3b) abrangem quase a totalidade da área de estudo. De acordo com explicação constante na mesma publicação, esse sistema de zonas de cisalhamento se estende desde a parte noroeste da folha (fora da área de estudo), onde tem direção em torno de N – S, e vergências genericamente para W, até a região de Milagres e Elísio Medrado, na parte sudeste da folha.

Figura 3 – Mapeamento geológico (a) e *c*ompartimentos tectônicos e principais estruturas (b) abrangendo maior parte da área de estudo



Fonte: Mapeamento da Folha Santo Antônio de Jesus – SD24-V-B. 1;250.000 (NUNES; MELO, 2007). Relevo Sombreado: MDE-SRTM res. 30m. Elaborado pelo Autor.

Nas proximidades do rio Paraguaçu, esse feixe de zonas de cisalhamento inflete-se para a direção WNW-ESE e, à altura da rodovia BR-116 (cidade de Itatim), toma a direção NW-SE. Nesses dois últimos intervalos, as vergências passam a ser dominantemente no sentido SW, refletindo uma tendência das unidades do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, eminentemente de cinemática transcorrente sinistral, de convergência para o Bloco Jequié.

Na interface dessas duas entidades tectônicas, existem maiores concentrações dessas zonas de cisalhamento, principalmente afetando litotipos do Complexo Jequié. Essas zonas de cisalhamento variam de frontais a oblíquas, em função da geometria do anteparo, ou seja, do limite do Bloco Jequié. Com relação ao Bloco Jequié, as estruturas mais destacadas são as zonas de cisalhamento compressionais, frontais e oblíquas, que diminuem de intensidade à medida que se afastam do contato tectônico com o Complexo Caraíba.

2.2.3 Caracterização geomorfológica geral

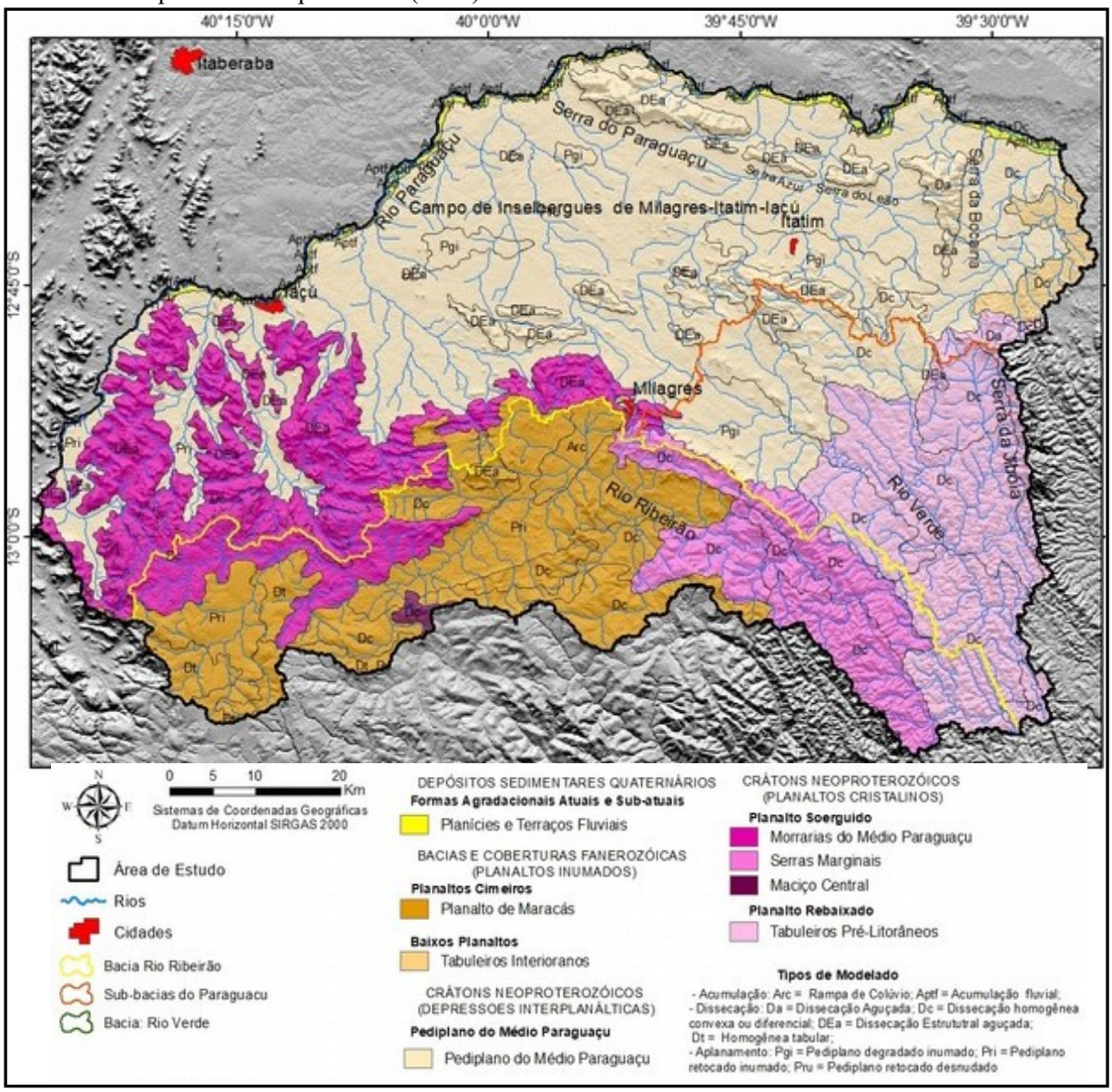
Estudos geomorfológicos na área remontam ao início do século XX (KING, 1956). Posteriormente, Tricart e Silva (1969) avançam nas pesquisas geomorfológicas. De acordo com o projeto RADAMBRASIL (BRASIL,1981), a área é dividida em quatro unidades geomorfológicas: i) Pediplano Sertanejo, a mais representativa; ii) Planalto dos Geraizinhos (Maracás); iii) Serras Marginais do Planalto Soerguido; e iv) Tabuleiros Pré-litorâneos.

Essas podem apresentar subdivisões no que se refere aos tipos de modelado, que equivalem ao quarto táxon na classificação do relevo do RADAM (BARBOSA, 1984).

A Figura 4 apresenta o mapa geomorfológico vetorizado e disponibilizado pelo IBGE (2016) a partir do mapeamento original na escala de 1:250.000 e divulgado em escala 1:1.000.000 (BRASIL, 1981).

No entanto, para a área de estudo será adotada a classificação de Ross (1992). Este avança ao apresentar uma nova interpretação no que concerne aos 2º, 3º e 4º táxon para a área em estudo. O 2º táxon contempla as morfoesculturas do relevo regional, as unidades morfoesculturais ou regiões geomorfológicas. Representam compartimentos inseridos nos conjuntos lito-morfoestruturais que, sob a ação dos fatores climáticos pretéritos e atuais, lhes conferem características genéticas comuns, agrupando feições semelhantes, associadas às formações superficiais e às fitofisionomias, como depressão, planalto, patamar, serras etc. (ROSS, 1992).

Figura 4 – Mapa geomorfológico da área de estudo conforme Projeto RADAMBRASIL (1981) disponibilizado por IBGE (2016)



Fonte: Extraído de IBGE (2016). Projeto RADAMBRASIL – Geomorfologia escala original 1:250.000 Folha Santo Antônio de Jesus – SD-24-V.B. Relevo Sombreado – MDE-SRTM res. 30 m. Elaborado pelo autor

O 3º táxon contempla a tipologia dos padrões de formas, seguindo o padrão de adaptação, sugerido por Ross (1994). Na área de estudo, foram identificadas e delimitadas as formas apresentas no Quadro 1. Destacam-se os padrões de forma: formas: inselbergues (Di), colinas alongadas – lombadas (Dl; Dcl), e formas serranas aguçadas (Dsa).

O 4º táxon é dado pela identificação do índice de dissecação de cada padrão de forma semelhante, dada pela combinação alfanumérica de acordo com o grau médio de incisão ou entalhamento dos vales e o dimensionamento médio dos interflúvios, que varia de acordo com a Tabela 1, conforme Ross (1992).

Quadro 1 – Formas de relevo mapeadas e classes de declividade

Formas de Relevo	Classes de Declividade predominante
D – Denudação (Dissecação)	
Da – Formas em morros com topos aguçados	20 – 45% (Forte Ondulado); 45 – 75% (Montanhoso); > 75% (Escarpado)
Dc – Formas em colinas com topos convexos	3 – 8% (Suave Ondulado); 8 – 20% (Ondulado)
De – Formas de escarpas	45 – 75%; > 75%
Dl – Formas em colinas alongadas	0 – 3% (Plano); 3 – 8%; 0 – 3% (Plano)
Di – Formas graníticas residuais – inselbergues	20 – 45%; 45 – 75%;
Dp – Formas de superfícies planas	0 – 3% (Plano);
Dsa – Formas serranas com topos aguçados	20 – 45%; 45 – 75%; > 75%
Dt – Formas com topos tabulares	8 – 20%
Dv – Formas de vertentes	8 – 20%; 20 – 45%
Pp – Pedimentos	0 – 3% (Plano); 3 – 8%;
A – Acumulação (deposição)	
Apf – Formas de planície fluvial	0 – 3%

Fonte: Adaptado de Ross (1992; 2004). Classes de declividade conforme EMBRAPA (2016).

Tabela 1 – Graus de incisão dos vales X classes de dimensão interfluvial média

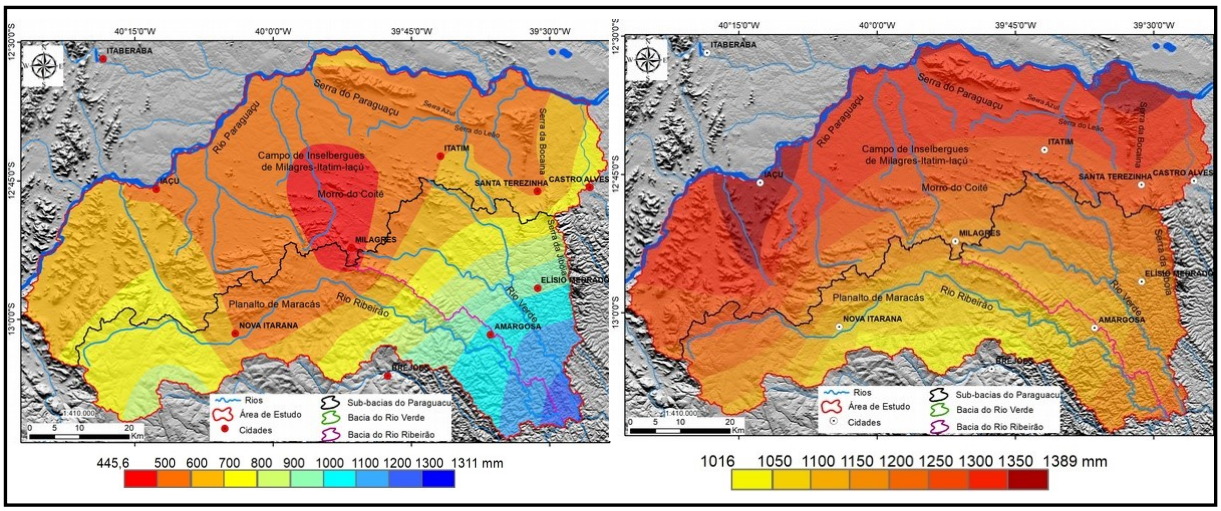
Dimensão Interfluvial média (classes) ---------- Graus de Entalhamento dos Vales	MUITO GRANDE (1) > 1500	GRANDE (2) 1500 a 700	MÉDIA (3) 700 a 300	PEQUENA (4) 300 a 100	MUTO PEQUENA (5) <100 m
Muito fraco (1) (< de 10 m)	11	12	13	14	15
Fraco (2) (10 de 20 m)	21	22	23	24	25
Médio (3) (20 de 40 m)	31	32	33	34	35
Forte (4) (40 de 80 m)	41	42	43	44	45
Muito forte (5) (> de 80 m)	51	52	53	54	55

Fonte: Ross (1992).

2.3 TIPOLOGIA CLIMÁTICA

Para a descrição do clima atual da área de estudo, utilizaram-se os dados do Balanço Hídrico mensal e anual do Estado da Bahia (BH-BA) (SEI, 1999). Os dados de precipitação pluviométrica (P) e evapotranspiração potencial (EP) apresentados correspondem à média dos totais anuais acumulados de um total de 45 estações meteorológicas que abrangem e/ou circundam a área de estudo. O período dos dados corresponde até 40 anos (1943-1983) em 17 estações e de no mínimo 21 anos (1960-1981) em uma estação. Esses dados foram espacializados utilizando o interpolador *Natural Neighbor (*Vizinho Mais Próximo*)* (SILVA, 2003) em ambiente SIG (ARCGIS® 10.5 versão de teste). Os dados de precipitação pluviométrica (Figura 5a) e evapotranspiração potencial (Figura 5b) evidenciam as características de semiaridez da grande maioria da área de estudo e de clima de transição a subúmido/ úmido no setor sudeste da área.

Figura 5 – Precipitação pluviométrica (a) e evapotranspiração potencial (EP) (b) da área de estudo. Referente à média dos totais anuais de estações meteorológicas constante no balanço hídrico anual mensal do estado da Bahia (SEI, 1999)



Fonte: Mapa produzido a partir de interpolação espacial de dados SEI, (1999). Elaborado pelo autor.

Nas sub-bacias do Paraguaçu, mais especificamente na Depressão (Pediplano do Médio Paraguaçu) em sua parte central, entre o campo de inselbergues e a cidade de Milagres, registram-se as menores médias dos totais acumulados de precipitação pluviométrica, com valores entre 445,6 e 500 mm.

A partir dessa área *core*, as médias dos totais anuais de precipitação tendem a aumentar tanto a oeste em direção à cidade de Iaçu nos setores das Morrarias do Médio Paraguaçu quanto a leste em direção às cidades Santa Terezinha e Castro Alves no limite leste

da área de estudo, porém os totais de EP também tendem a se acentuar nessas direções (Figura 5b). Assim, a tipologia climática em toda área abrangida pelas sub-bacias do Paraguaçu (Depressão de Itatim/Iaçu e Patamares do Médio de Paraguaçu) se mantém como semiárida, variando, contudo, os totais de precipitação pluviométrica e evapotranspiração potencial.

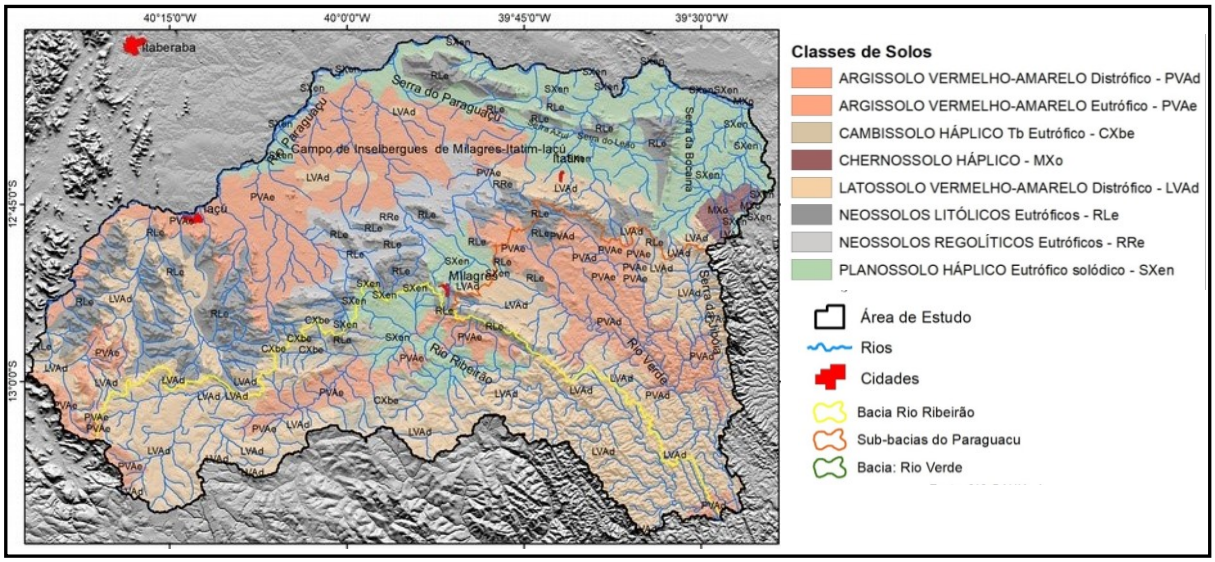
Ao sul da cidade de Milagres, à medida que se avança em setores com maior altitude no Planalto de Maracás observa-se uma atenuação principalmente da evapotranspiração potencial, influenciada pela diminuição das médias anuais de temperatura, que tem forte relação com o aumento da altitude (Figura 5b).

A sudeste de Milagres, no Patamar Intermediário (Planalto Rebaixado) em direção aos Tabuleiros Pré-litorâneos, a partir domédio curso das bacias do rio Ribeirão e Verde, as médias dos totais anuais de precipitação ultrapassam 800-900 mm subúmido a seco.

2.4 CLASSES DE SOLOS E COBERTURA VEGETAL

Os solos da área de estudo (Figura 6), conforme mapeamento realizado pelo estado da Bahia e disponibilizado pelo Projeto SIG-BAHIA (2003), apresentam variadas classes, com destaque para a presença dos Argissolos Vermelho-Amarelo eutrófico. Esses ocorrem na Depressão do Médio Paraguaçu com Cobertura de Savana-estépica (Caatinga) Arborizada antropizada, e em setores do Planalto de Maracás (bacia do rio Ribeirão) e no Planalto Rebaixado (bacia do rio Verde), com Cobertura de Savana estépica (Caatinga) Florestada em áreas de clima semiárido.

Figura 6 – Classes de solos da área de estudo conforme SIG-BAHIA (2003)



Fonte: exttraido de SIG-BAHIA (2003). Elaborado pelo autor.

A ocorrência de Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico restringe-se ao setor médio da bacia do rio Verde e próximo ao exutório desse rio, associando-se a um clima de transição de semiárido para sub-úmido seco a úmido. Nesse setor, a vegetação é constituída originalmente por Floresta Ombrófila Densa Submontana (setor úmido) e Savana-estépica (Caatinga) Florestada (setor semiárido).

Os Cambissolos Háplicos Tb eutrófico com cobertura vegetal de Savana-estépica (Caatinga) Arborizada antropizada se posicionam em um setor do Planalto de Maracás divisor entre a bacia do rio Ribeirão e uma sub-bacia do Paraguaçu com outras duas manchas também no Planalto de Maracás.

A classe dos Chernossolos Háplicos foi mapeada no setor leste da área de estudo entre a Serra da Jiboia e o Patamar Interiorano. Ela ocorre em áreas cujo substrato é a Unidade Litológica A4fti2, constituída de Gnaisse Calcissilicático (Figura 3a), e em um setor de baixas colinas com cobertura de Savana-estépica (Caatinga) Florestada, associadas com usos para agricultura.

Os Latossolos Vermelho-Amarelo distróficos são os solos de maior expressão areal na bacia do rio Ribeirão (Planalto de Maracás) e na bacia de do rio Verde (Planalto Rebaixado). Apresentam cobertura de Savana-estépica (Caatinga) Arborizada, Floresta Estacional Decidual Submontana e Floresta Ombrófila Densa Submontana. Na Depressão do Médio Paraguaçu, essa classe de solo restringe-se em manchas nas proximidades da cidade de Itatim e no interior da Depressão.

A ocorrência dos Neossolos Litólicos eutróficos se dá nas serras marginais existentes na Depressão (Pediplano do Médio Paraguaçu): as Serras do Paraguaçu, do Leão, Azul e da Bocaina. Sob Savana-estépica (Caatinga) Florestada, esses solos também ocorrem nos relevos residuais das Morrarias do Médio Paraguaçu a oeste da área, e nos divisores entre as bacias da área: a) do Ribeirão (Planalto de Maracás) e as sub-bacias do Paraguaçu; b) na serra do Jatobá no divisor Ribeirão/Verde e Verde/Paraguaçu, sob Savana-estépica (Caatinga) Arborizada.

Na Depressão do Médio Paraguaçu, destaca-se a ocorrência dos Neossolos Regolíticos eutróficos, mais precisamente na área onde se concentra a maioria dos inselbergues. Os Planossolos Háplico Eutrófico também ocupam o piso da Depressão, contudo sua ocorrência se dá entre as serras marginais e na porção oeste da área. Essa classe de solos ainda tem ocorrência destacada no Planalto de Maracás ao sul da cidade de Milagres, sob a cobertura de Savana-estépica (Caatinga Arborizada antropizada).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 O PAPEL DA EROSÃO FLUVIAL NA EVOLUÇÃO DO RELEVO

A erosão fluvial tem papel imprescindível na evolução do relevo. Uma discussão inicial referente ao papel da erosão fluvial na abertura dos vales e, consequentemente, no arrasamento do relevo, seja por *downwearing* (rebaixamento vertical contínuo das vertentes), seja por *backwearing* (retração lateral das vertentes), inicia-se necessariamente com a proposta de Davis (1899; 2013).

Para esse autor, a atividade fluvial se inicia após o soerguimento crustal, proporcionando uma amplitude altimétrica entre o continente e o nível de base geral (nível do mar). Sob um clima úmido, a atividade fluvial se faz preponderante para a evolução do relevo em suas respectivas fases de:

a) juventude, com início da incisão fluvial;
b) maturidade, quando a evolução do relevo alcança o maior poder de incisão na evolução do relevo por *downwearing*;
c) senilidade, quando o poder erosivo da fase anterior é diminuído, caracterizado pelo estabelecimento de um perfil de equilíbrio e, consequentemente, pela perda de poder erosivo do sistema fluvial (SALGADO, 2007). Nessa fase, os processos erosivos são substancialmente diminuídos e se forma a peneplanície. Na teoria de Davis, o papel da atividade fluvial é preponderante, pois são os cursos fluviais que coordenam a denudação do relevo.

Na proposta de W. Penck (1924), o papel da drenagem é inserido quando da abertura dos vales em um padrão radial, condicionada pela configuração de um domo escalonado formado pela alternância de intensidade do soerguimento. A erosão fluvial trabalharia, assim, inicialmente pela retração lateral (*backwearing*) e, em seguida, predominaria retração vertical (*downwearing*).

King (1953), em sua teoria da pediplanação, atribui papel a erosão fluvial no início de formação da superfície de aplainamento quando a incisão fluvial, condicionada por processos de soerguimento tectônico, atua no rebaixamento dos leitos fluviais e consequente abertura dos vales até o alcance do equilíbrio, com o nível de base local ou regional.

Na teoria da etchplanação (BÜDEL, 1957), para a evolução do relevo se concretizar necessita-se de um ambiente com relativa quietude tectônica e de clima semiúmido, evoluindo por meio de processos associados a um "*duplo front*":

a) superfície exumada de lavagem, onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial; e
b) superfície basal de intemperismo, extremamente irregular, que se localiza em subsuperfície onde predomina a denudação química (SALGADO, 2007).

Büdel (1957) atribui papel preponderante à atividade fluvial para a abertura dos vales e a consequente erosão fluvial.

Shumm (2005) associa a erosão fluvial à degradação (incisão), referindo-se a ela como a diminuição de um leito pela erosão, não somente no sentido local, mas como um grande ajuste de um rio (ou drenagem) por controles externos. Esse ajuste se dá em longo alcance, ou seja, tem repercussão em toda extensão do canal fluvial e acarreta a formação de um canal inciso.

Shumm (2005) acrescenta que o aprofundamento do canal leva à sua erosão e, consequentemente, ao seu alargamento. Com o avanço da degradação empreendida pelo canal, ocorrerá a redução da relação largura/profundidade, e, quando a incisão se processa de forma intensa e a redução da razão largura/profundidade é grande, o canal é considerado inciso, ou seja, quanto mais largo, é mais profundo.

Nessa mesma linha de raciocínio Burbank e Anderson (2012), ao apresentarem uma perspectiva teórica sobre a erosão fluvial e evolução dos perfis longitudinais, apontam que a diminuição ou o 'abaixamento' do perfil do rio ao longo do tempo requer a plena incisão de seu leito. Distinguem a erosão em leitos aluvias e leitos rochosos: um rio que flui em leito aluvial pode tipicamente abaixar seu leito muito mais eficazmente do que um que estabelece seu fluxo sobre um leito rochoso. No primeiro caso, a incisão depende da mobilização de sedimentos no leito do rio, enquanto, no segundo, o leito de rocha subjacente deve ser solto e depois mobilizado. Portanto, essas duas classes de rios são tipicamente definidas como limitadas por transporte ou rios limitados pelo destacamento.

Burbank e Anderson (2012) apresentam ainda modelos que buscam demonstrar o processo de erosão e incisão do leito e do vale fluvial: defendem que a incisão do leito de um rio está mais relacionada a um fluxo de energia específico do que ao poder total do curso fluvial.

Shumm (2005) agrupa as causas da incisão do canal fluvial em seis categorias (geológicas, geomorfológicas, climáticas, hidrológicas, atividade de animais e ações antrópicas). De forma geral, essas causas ou fatores refletem as diferentes escalas de tempo em que os processos formativos operam. Causas geológicas e geomórficas podem exigir muitos anos para desenvolver uma resposta, enquanto as condições de variabilidade climática

e hidrológica, pastoreio de animais e impactos da sociedade podem ocorrer em períodos mais curtos. Além disso, podem ocorrer variadas interações entre esses fatores assumindo a qualidade de um sistema fluvial aberto.

Destacam-se as causas geológicas, geomórficas, climáticas e hidrológicas, pois essas se configuram como mais preponderantes na evolução do relevo numa perspectiva de longo-termo. As causas geológicas se relacionam com soerguimento, subsidência e falhamentos, modificando a inclinação do vale e gradiente de canal; as causas geomórficas de incisão e erosão fluvial envolvem um aumento do gradiente do canal. Por exemplo, captura fluvial, rebaixamento no nível de base, cortes de meandro, avulsão, recuo de escarpa, acumulação de sedimentos e deslocamentos do canal principal podem causar um aumento de inclinação do canal local e, consequentemente, incisão e erosão fluvial.

Por fim, as causas climáticas e hidrológicas da incisão estão intimamente relacionadas às mudanças climáticas, que podem modificar o tipo da vegetação alterando a dinâmica de escoamento/infiltração em contraste com as flutuações climáticas de curto prazo que aumentam os picos de descarga e inundação sem provocar uma mudança da vegetação. Uma mudança climática pode reduzir e produzir maiores cargas de sedimentos e maior pico de descarga fluvial. Uma mudança para um clima mais úmido pode aumentar a cobertura vegetal, que reduz as cargas de sedimentos e aumenta o escoamento médio anual. Essas mudanças climáticas produzem mudanças hidrológicas que causam incisão.

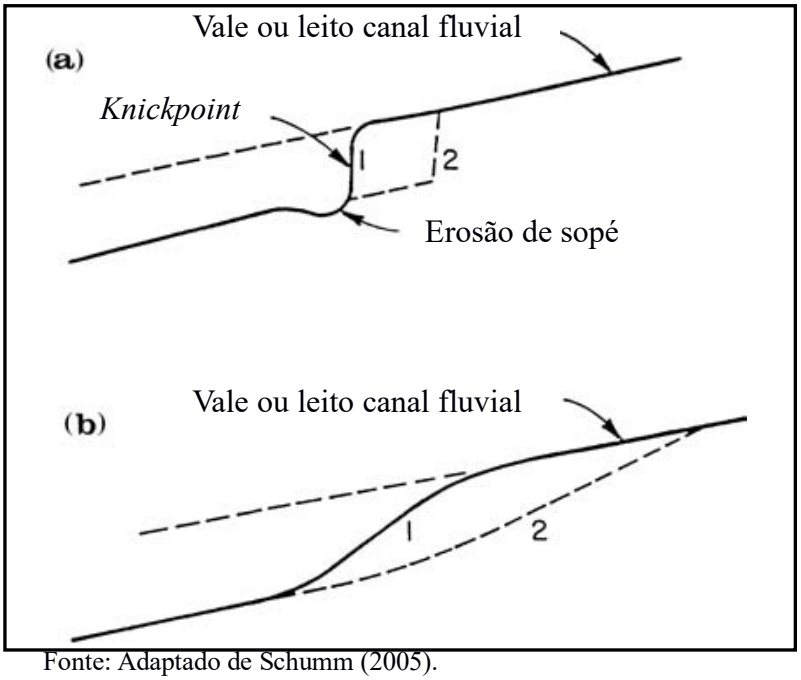
Além da incisão como componente da erosão fluvial, Schumm (2005) incorpora a migração de *knickpoints* que se referem ao deslocamento a montante de uma inflexão no perfil longitudinal (Figura 7). Essa quebra ou inflexão acentuada na curva do gradiente do perfil resulta no rejuvenescimento da incisão fluvial e por extensão na erosão. Os *knickpoints* para Schumm (2005) são de dois tipos: o primeiro é uma quebra no perfil que forma uma escarpa (Figura 7a) e o segundo assume uma dimensão mais acentuada do canal, uma *nickzone* (área ou zona de desnível) sobre a qual a mudança de elevação é distribuída (Figura 7b).

Burbank e Anderson (2012) definem um *knickpoint* (ponto de quebra) como um desnível. Ocorre quando um nível do leito de um curso fluvial é aumentado em respeito aos níveis contíguos. Como o perfil longitudinal dos canais fluviais tende ao equilíbrio, e isso é demonstrado por uma curva tendendo a concavidade para cima (HACK, 1973).

A presença de *knickpoints* demonstra que o rio perdeu ou foi desviado da tendência ao estado de equilíbrio, assim, o canal começará a ajustar o seu perfil longitudinal. Essa

tendência de um novo equilíbrio do perfil provocará um aumento no poder de incisão devido ao aumento de inclinação, assim a erosão do leito do rio será acentuada.

Figura 7 – Tipos de *knickpoints*: (a) um corte de cabeceira íngreme (*41tep headcut*) e (b) um *knickzone* inclinado. Os algarismos números mostram posições atuais (1) e futuras (2) do perfil fluvial ou do leito fluvial



Fonte: Adaptado de Schumm (2005).

O efeito comum dessa erosão é fazer com que o *knickpoint* migre ou se propague a montante. Um desnível acentuado poderia desenvolver-se simplesmente devido a uma diferença na erodibilidade do leito rochoso: rochas mais resistentes tenderão a evidenciar os níveis do leito mais íngremes de um canal (BURBANK; ANDERSON, 2012), ou ainda por conta da presença de estruturas geológicas.

3.2 PRINCÍPIOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

Em trabalho seminal, Howard (1967), ao apresentar sua consagrada metodologia de análise da drenagem a qual inclui análises sobre padrões, textura, padrões individuais de fluxo e anomalias, já apontava o papel de rearranjos de drenagem ao tratar desses processos como auxílio aos estudos morfoestruturais e litoestruturais.

Summerfield (1991) relata que os processos de captura fluvial (*river capture*) ou pirataria fluvial *(stream piracy*) se trata de um processo importante no desenvolvimento da drenagem sujeita a controles estruturais (embora seja importante enfatizar que o processo

também pode operar na ausência de tais controles), ou seja, podem ser desencadeados eminentemente pelo trabalho erosivo dos rios.

Foi Paul Bishop (1995) que sistematizou e apresentou um arcabouço teórico para o entendimento e o desenvolvimento de estudos sobre rearranjos de drenagem. Para Bishop (1995), desde a introdução por Davis (1899) a noção de captura fluvial (*stream piracy – capture*) tem sido um dos processos mais regularmente invocados nas reconstruções de histórias regionais de drenagem e cronologias de denudação.

Esses estudos ganharam grande impulso com a tectônica de placas e a evolução associada às margens passivas, que forneceram uma nova estrutura para a consideração da evolução da paisagem a longo prazo. Alavancou também pesquisas sobre a história geomorfológica da evolução e dinâmica das redes de drenagem em escala macro, e da captura de rios, reacendendo, por exemplo, vários debates sobre a evolução dos sistemas fluviais.

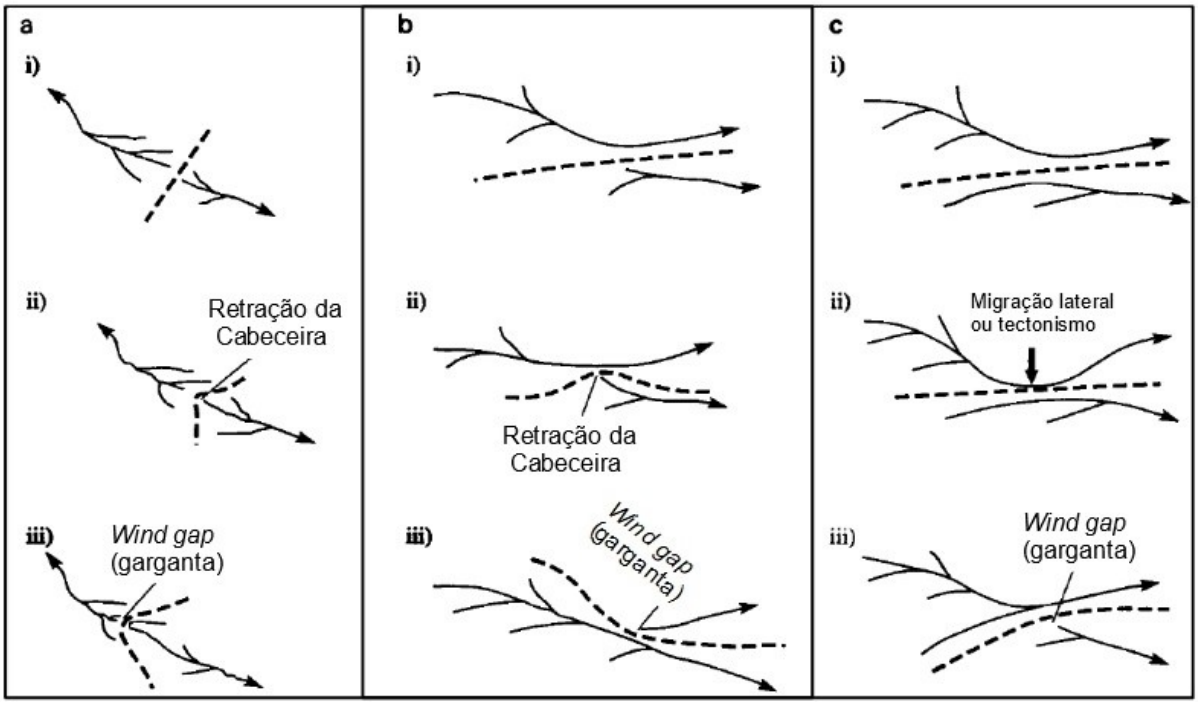
Assim, Bishop (1995) conceitua rearranjos de drenagem como o processo de transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio (geralmente bem estabelecido) para outro rio. Os processos de reorganização da drenagem contribuem para explicar a história de sistemas fluviais e por extensão e a geomorfologia de pequenas bacias a bacias hidrográficas de ordem regional e subcontinental, além de ser atributo fundamental no desenvolvimento dos rios na evolução do relevo.

Em uma das principais repercussões ambientais concernentes ao processo de rearranjos de drenagem, tem-se a alteração, diminuição ou incremento do transporte de sedimentos, alteração na ecologia da ictiofauna e na alteração do acúmulo e transporte de bens minerais (WILLWET *et al*., 2014).

Primeiramente, Bishop (1995) distingue os processos *top-down* “montante a jusante” e *bottom-up* “jusante a montante”. Os processos de jusante a montante (*bottom-up*) resultam na interceptação e subtração de parte da rede de drenagem de um sistema adjacente. Exemplo notório é a captura de fluxo (cabeceiras) por recuo da escarpa (para montante) (Figuras 8a, 9a e 10).

Os processos “montante a jusante” (*top-down*), por outro lado, ocorrem quando um rio avança para outra bacia hidrográfica “de cima para baixo”, ao contrário do que acontece nos processos de jusante a montante, em que o canal capturador ‘ganha drenagem e áreas’ do canal capturado. Nos processos rearranjos de drenagem por *top-down*, o canal que avança sobre o outro é o que cede a drenagem e área para o canal capturado (Figuras 8b e 9b). Esse processo pode ser desencadeado via tectonismo ou fluxos extremos ocasionados por cheias.

Figura 8 – Padrões em planta de formas de rearranjo de drenagem via pirataria fluvial (captura) resultando na preservação das linhas de drenagem e transferência da área de drenagem entre bacias. A linha tracejada é o divisor hidrográfico: (a) ilustra a formação de drenagem farpada (*barbed drainage*), por extensão das cabeceiras (*bottom-up*); (b) e (c) ilustram a capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente, seja pela extensão da cabeceira de um tributário ou (b) a migração lateral de um canal principal que captura um tributário adjacente; (c) notar que uma cabeceira seria esperada na corrente capturada, igual ou acima do ponto de captura



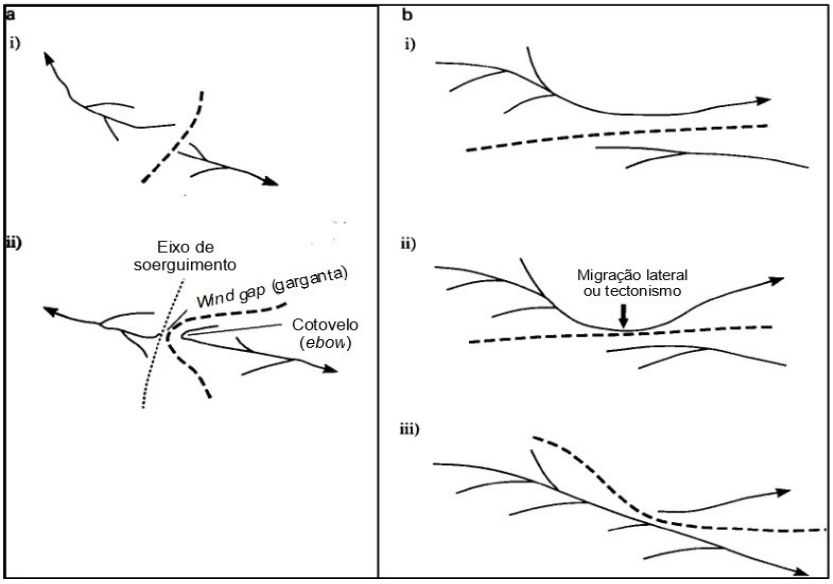
Fonte: Adaptada de Bishop (1995).

Na sequência, Bishop (1995) apresenta três mecanismos (ou formas) de rearranjo de drenagem que são classificados como: captura fluvial – pirataria (*capture*), desvio (*diversion*) e decapitação (*beheading)* (Figuras 8 a 9), os quais são responsáveis por desencadear o rearranjo da drenagem das áreas de captação ou de bacias de drenagem (*rearrangement of catchment areas*) e/ou rearranjo das linhas de drenagem (*rearrangement of drainage lines*).
O rearranjo da drenagem de bacias de drenagem envolve a invasão progressiva de um limite de área de captação (bacia) para a área de captação (bacia) adjacente, resultando na transferência de setor de captação (setor de bacia) de um sistema para outro. O rearranjo das linhas de drenagem envolve a transferência de captações (setores da bacia) e linhas de drenagens, mantendo as linhas do canal originais parcialmente preservadas (Figuras, 8 e 9).

Os processos de rearranjos de drenagem são identificados na paisagem por evidências próprias, que se configuram como feições geomorfológicas de destaque em setores dos compartimentos ou nas bacias hidrográficas em planta e na paisagem. Essas evidências podem ser geológicas ou morfológicas (geomorfológicas) (BISHOP, 1982). A evidência geológica de

reorganização da drenagem diz respeito a materiais e/ou estruturas sedimentares que são comprovadamente relacionados à paleodrenagem (como sedimentos fluviais, lavas de preenchimento, com possibilidade de datação), enquanto as evidências morfológicas consistem, principalmente, nas características atuais da forma do canal e de outros aspectos da morfologia do vale. Portanto, os tipos mais comuns de evidência morfológica são os cotovelos de captura (*ebow*), *wind gaps (garagantas), vales secos e drenagens ortogonais*.

Figura 9 – Padrões em planta de duas formas de rearranjos da drenagem através de desvio (*diversion*) como resultado de migração lateral ou tectonismo (*top-down*) e envolvendo a preservação de linhas de drenagem e transferência de área entre bacias; (a) ilustra a formação de drenagem farpada (*barbed drainage*) e (b) ilustra desvio para uma bacia de drenagem adjacente



Fonte: Adaptada de Bishop (1995).

Os três mecanismos (ou formas) de rearranjo de drenagem – captura fluvial (*river capture)* ou pirataria (*stream piracy*), desvio (*diversion*) e decapitação (*beheading*) – podem ser detalhados como segue (Figuras 8, 9 e 10):

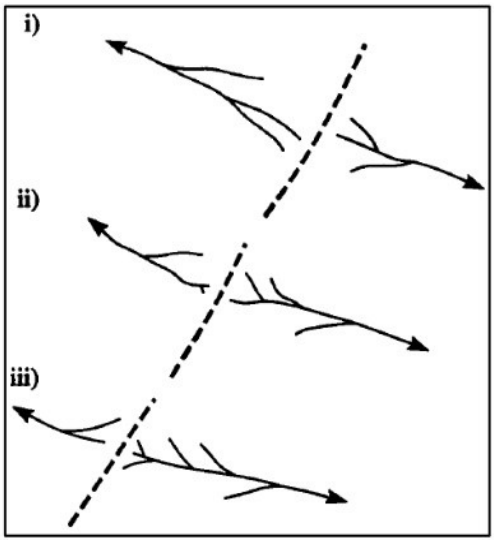
a) a captura fluvial (pirataria) (Figura 8a – I) é a forma original e mais comum de reorganização da drenagem. Envolve a captura de um rio por um sistema fluvial adjacente, por estar enfrentando uma erosão agressiva (Figura 8a – II); a ênfase está na captura pelo fluxo que imprime maior poder erosivo (capturador) para o fluxo de menor poder erosivo (capturado), por meio do processo ascendente *bottom-up*. O ponto em que se considera que ocorreu a captura do rio deve ser indicado por uma mudança acentuada na direção do canal, conhecida como cotovelo (*ebow*) de captura (Figuras 8a – III e 9b). Outras feições pós-captura são identificadas na

paisagem e incluem vale seco com depósitos fluviais entre o cotovelo de captura e as novas cabeceiras do rio rompido, e uma garganta (*wind gap*) pode estar associada (Figuras 8a – III e 9b);

b) o desvio (*diversion*) é considerado um exemplo de processo de rearranjo de drenagem de montante a jusante (*top-down*). Envolve o redirecionamento de uma drenagem para uma bacia hidrográfica adjacente por diversos mecanismos de divisão, incluindo migração de canal, tectonismo ou 'avulsão' catastrófica por fluxos de alta magnitude desencadeados por eventos extremos de precipitação pluviométrica ou tectonismo (Figuras 8b, 8c e 9b). Essas formas de desvio envolvem a transferência entre bacias hidrográficas e a preservação das linhas de drenagem. Pode ocorrer uma *wind gap (*garganta), mas um *knickpont* (quebra de relevo) pode ou não ser associado ao cotovelo de desvio (*elbow of diversion*) (Figura 8b – III);

c) a decapitação (*beheading*) é o terceiro processo de reorganização da drenagem, que se refere à apropriação (ou subtração) de uma bacia hidrográfica do rio para um rio adjacente, sem a preservação da área de drenagem da área de captação (bacia) capturada ou apropriada (Figura 10). Essa forma de rearranjo de drenagem pode ser identificada em escarpas em processo de retração e pode resultar na presença de vales truncados (decapitados) ou vales suspensos (*valleys hanging*) sobre a escarpa como resultado do seu recuo.

Figura 10 – Padrões de rearranjo de drenagem por meio de decapitação(*beheading*), envolvendo transferência de área entre bacias,sem preservação das linhas de drenagem



Fonte: Bishop (1995).

Bishop (1995) citando Small (1978) aponta que a inclinação (*steepness*), a alta energia (*high energy*) e o maior potencial erosivo (*erosive advantage*) são tidos como atributos principais de um fluxo (curso) capturador (*capturing stream*). A associação entre inclinação e imposição de dissecação pela base (*undercutting advantage*) empreendida pelo canal capturador também é importante, assim como a elevação mais baixa do curso capturador, às vezes como resultado da exploração de litologias mais suaves. Uma elevação consideravelmente menor do curso capturador é essencial para fornecer os gradientes íngremes da cabeceira necessários para ocorrer a pirataria fluvial. Por fim, ainda se requer a ocorrência de um divisor de pouca amplitude altimétrica entre os dois canais envolvidos no processo de rearranjos de drenagem.

Exemplos de capturas fluviais no Brasil podem ser mencionados, sendo o mais emblemático referente à captura do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul (AB'SABER, 1957). Valadão (1998) também apresentou importantes processos de capturas que ocorreram entre drenagens de um paleo rio São Francisco e rio Paraíba, o que hoje é reconhecido como a grande mudança de sentido do rio São Francisco à altura do lago de Sobradinho. Outra captura mencionada por esse autor refere-se à captura do rio Doce, na altura de Governador Valadares.

Estudos recentes também apresentam processos de capturas de ordem local e regional no Brasil. Estudos sobre a evolução de longo termo de escarpas no sudeste do Brasil entre três importantes bacias (do São Francisco, Doce e Paraíba do Sul) demonstraram que a bacia do rio São Francisco está perdendo área para a bacia do rio Doce, que, por sua vez, está perdendo área para a bacia do rio Paraíba do Sul via rearranjos fluviais (CHEREM *et al*., 2012; 2014).

No Planalto Interior de Santa Catarina, mais especificamente no divisor entre três das principais bacias hidrográficas da região sul do Brasil (Uruguai, Paraná e Itajaí-Açu), foi identificado que a evolução do relevo regional se dá via erosão diferencial entre as bacias hidrográficas. Essa se faz via erosão remontante dos afluentes do rio Itajaí-Açu, que rebaixam o relevo e capturam áreas pertencentes às bacias hidrográficas interiores – do rio Paraná (Iguaçu) e do rio Uruguai (SORDI *et al*., 2015; 2018).

Pesquisa sobre a evolução da rede de drenagem na alta/média bacia do rio Grande (bacia do Paraná), com foco em evidências de antigas conexões entre essa bacia e a bacia do rio São Francisco (Alto Curso), identificou feições morfológicas que evidenciaram que o alto curso do rio Grande, atualmente pertencente à bacia hidrográfica do rio Paraná, encontrava-se previamente direcionado para norte, constituindo parte da bacia do São Francisco (REZENDE *et al.,* 2018).

Por fim, no estado da Bahia, mais especificamente na Chapada Diamantina, pode-se citar o trabalho de Cordeiro (2018), no qual foram investigados processos de rearranjos de drenagem entre os divisores da Bacia do Paraguaçu – Médio São Francisco e foi identificada a existência de três grandes capturas fluviais de idade Neógena/ Quaternária, onde áreas antes pertencentes à bacia hidrográfica do rio São Francisco foram pirateadas para a do rio Paraguaçu.

3.3 MODELOS DE ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FORMAS GRANÍTICAS RESIDUAIS (INSELBERGUES)

Há trabalhos relevantes que propõem discutir e apresentar uma teoria para a origem e evolução dos inselbergues e seus ambientes conspícuos. Podem-se citar os desenvolvidos por L. C. King (1907-1989), M. Thomas e C. R. Twidale.

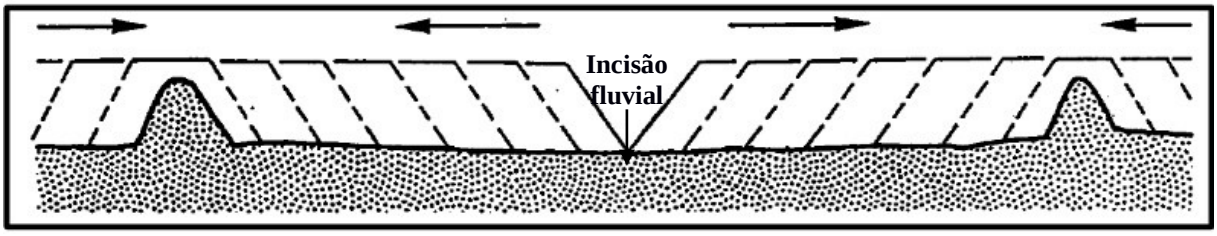
A proposta de King (1948, 1966, 1975) perpassa claramente pela concepção morfoclimática de pediplanação, onde o principal fenômeno para a origem dessas formas é a retração das encostas e ação das águas correntes. A segunda abordagem, inspirada no Modelo de Etchplanação (BÜDEL, 1957; 1982) e apresentada por Thomas (1965; 1978), defende o trabalho intempérico em subsuperfície condicionado a litoestrutura como propulsor à gênese dos inselbergues. Twidale (1982; 2002) complementa essa abordagem apresentando o Modelo de Duploestágio ou Multiestágio (TWIDALE; VIDAL-ROMANI, 1994), além de defender processos que envolvem a concepção do duplo aplainamento e o aperfeiçoamento dessa pela abordagem da exposição episódica (*Model of episodic exposure of inselbergs*) (TWIDALE; BOURNE, 1975).

A seguir, é apresentada de forma mais detalhada cada uma dessas propostas que buscam entender a gênese dos inselbergues, e uma visão conciliatória proposta nos diversos trabalhos de H. Bremer, como os apresentados em Bremer (1971, 1981b apud. Migoń, (2006), Bremer (1981a) e Bremer e Sander (2000).

3.3.1 Gênese dos inselbergues segundo o modelo de retração de escarpas (pediplanação)

Para King (1948), os *bornhardts* ou inselbergues possuem gênese vinculada aos processos de pediplanação (recuo de escarpas e pedimentação) (Figura 11), agindo sobre rochas como graníticas, seguindo uma história geológica que envolve ação de efetiva incisão fluvial.

Figura 11 – Inselbergues como remanescentes da denudação após o recuo de escarpas



Fonte: Adaptada de Twidale (1982)

King (1948) afirma que os inselbergues (bornhardts) não consistem em diferentes tipos de rocha daqueles de entorno e suas margens marcam fronteiras erosivas, não petrológicas, desmerecendo ou dando pouca importância ao caráter litoestrutural.

Esse autor apresenta um modelo cíclico dos *bornhardts* (inselbergues), associando-os ao ciclo de pediplanação. O estágio da juventude é caracterizado pela incisão nas correntes locais, dividindo a área onde afloram os inselbergues em vários e incipientes inselbergues semelhantes a baixos domos ou lajedos. Com o aprofundamento dos vales, amplos pedimentos aparecem lateralmente aos cursos d'água e a retração começa nas bordas dos pedimentos. Nessa fase, muitas formas do tipo *bornhardts* e *koppies castle* (inselbergues acastelados) ocupam a maior parte da paisagem.

As colinas são espaçadas de acordo com as distâncias entre os canais de fluxo, que, por sua vez, são possivelmente governados pelo espaçamento do sistema de juntas retangulares das rochas. Por fim, na maturidade, muitos dos *bornhardts* desapareceram sob erosão, os pedimentos se coalescem e um pediplano se forma. Os *bornhardts* mais resistentes são, frequentemente, em seu semi-isolamento, característica marcante da paisagem.

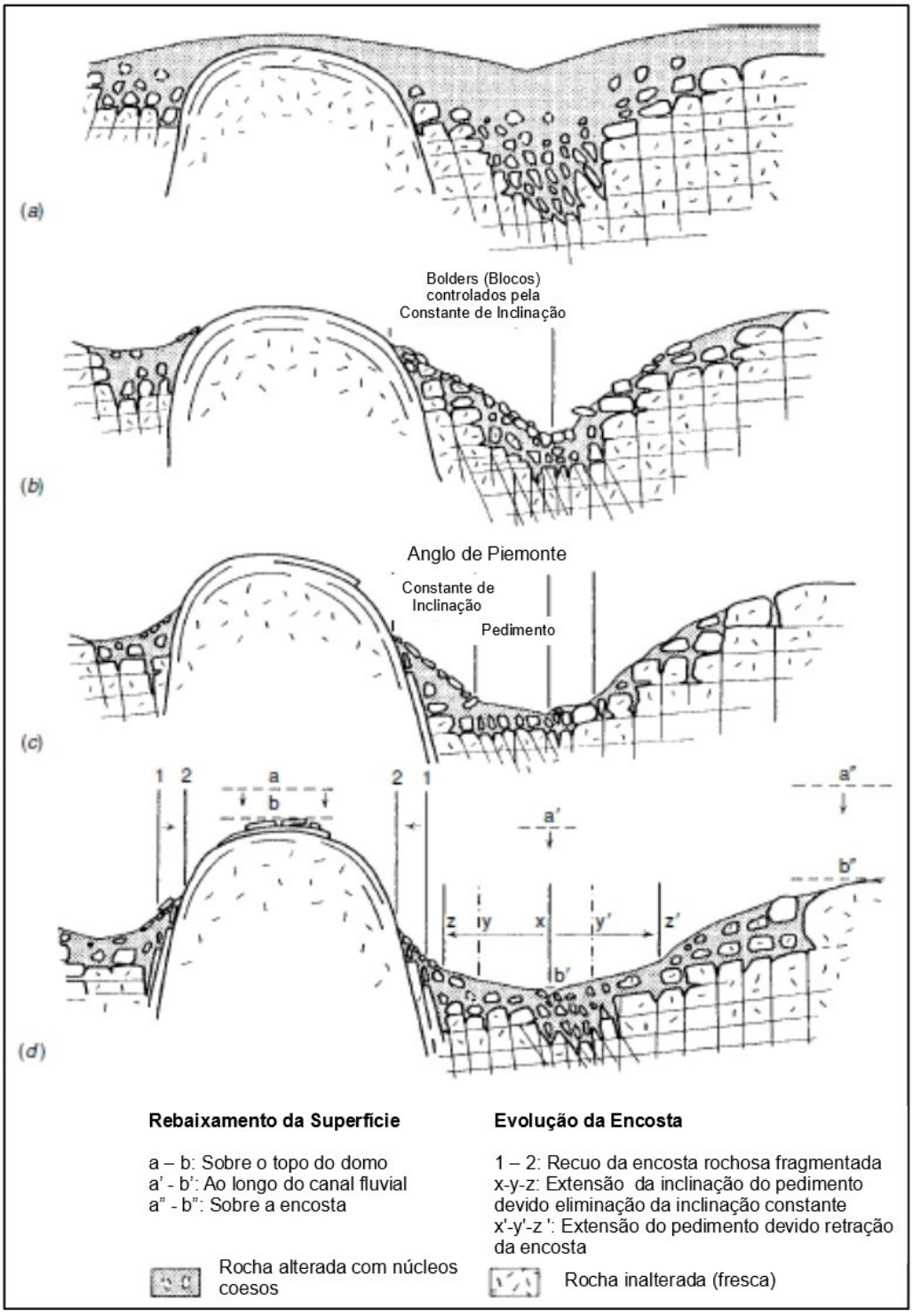
3.3.2 Os modelos de duploestágio (*two-stage model*) ou multiestágio e exposição episódica de inselbergues (*model of episodic exposure of inselbergs*)

A concepção do modelo de duploestágio ou multiestágio de aplainamento tem suas bases na teoria da Etchplanação (BÜDEL, 1957). Thomas (1965; 1966; 1978) consagra essa perspectiva ao demonstrar que o desenvolvimento de cúpulas rochosas ou inselbergues dômicos, principalmente em climas tropicais úmidos, é resultado da ação de processos químicos e mecânicos, nos quais a velocidade do intemperismo das águas subterrâneas é maior que a taxa de denudação da superfície.

A distribuição irregular dessas formas de relevo sobre a paisagem pode ser explicada apenas em termos de variações espaciais nas características estruturas das rochas subjacentes.

Um sistema de juntas e fraturas horizontais na massa rochosa é o que governa o desenvolvimento de características abobadadas (Figura 12).

Figura 12 – Modelo de evolução de domos (inselbergues dômicos) conforme Thomas (1978)



Fonte: Adaptado de MINGON (2006) conforme THOMAS (1978)

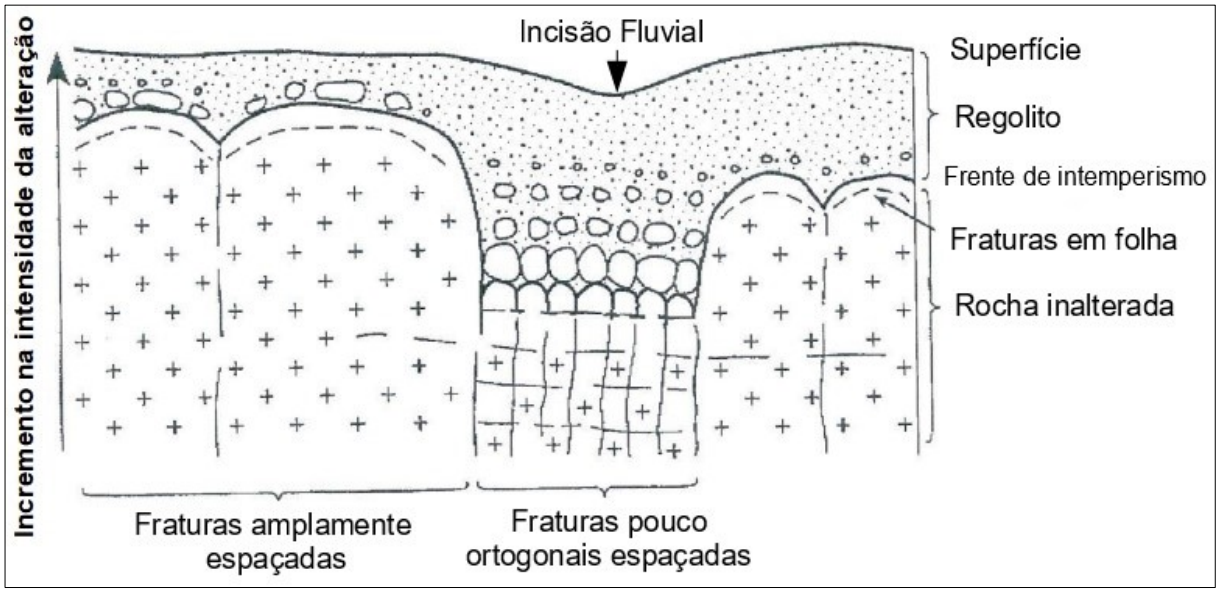
O modelo de multiestágio de aplainamento defende que as formas de relevo, sobretudo as graníticas e em áreas cratônicas, iniciam sua formação abaixo da superfície terrestre (subsuperfície) (Figuras 11a e 12), a partir de uma frente ou base de intemperismo, estabelecendo um regolito que depois é exposto por meio de sua remoção.

A frente de intemperismo é irregular porque as águas subterrâneas rasas exploram as fraquezas ou estruturas no interior das rochas e a erosão subsequente tira proveito dessas desigualdades aprimoradas. Tais fraquezas e estruturas (fraturas) refletem eventos magmáticos, térmicos, tectônicos e sedimentológicos decorridos durante a evolução da paisagem (TWIDALE; BORNIE, 1998).

O papel do condicionamento estrutural é basilar para o modelo do duploestágio, pois os planos de fraturas e juntas condicionam a ação intempérica e, consequentemente, a quantidade e os setores onde ocorrerá uma maior efetivação do avanço da frente de intemperismo (TWIDALE, 1998).

Assim, os inselbergues sob essa perspectiva têm sido interpretados como formas provenientes do modelo de duploestágio ou multiestágio. Essas formas surgem a partir do *front* de intemperismo como massas resistentes devido à baixa densidade de fraturas relativas ao entorno ou ao tipo de rocha, como resultado da remoção do regolito e da exposição pela alteração da frente de intemperismo (TWIDALE, 1998, (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL-ROMANÍ, 2005) (Figuras 12 e 13).

Figura 13 – Esboço simplificado da relação entre intemperismo subterrâneo e fraturamento no estágio inicial da hipótese de dois estágios (multiestágio)



Fonte: Adaptado de Twidale (1982).

Uma vez iniciado o processo (Figuras 12a e 13), se a diferença na densidade da fratura for explorada pelo intemperismo, a erosão fluvial se instala e é reforçada nas linhas de fraqueza dentro da litologia, formando um mecanismo de *feedback* de incisão para baixo dos vales (*down cutting*). Contudo, o pressuposto básico desse modelo é de que as superfícies aplainadas circundantes podem ter sido denudadas, arrasadas pelos rios, mas eles exploraram um controle ou contraste estrutural, e, portanto, os rios não são responsáveis diretos para formação das formas residuais (OWEN, 2014), apesar de exercerem uma contribuição preponderante.

O pressuposto básico para a ascensão, durabilidade dos inselbergues na paisagem e possibilidade de atingirem alturas consideráveis – e se manterem na paisagem enquanto ocorre o aplainamento das superfícies vizinhas – é que a água que escorre em sua superfície acumula em sua base, infiltra e proporciona maior intemperismo.

Os inselbergues, com suas encostas íngremes e expostas, quando dos eventos de precipitação pluviométrica, direcionam de forma rápida a água que escorre para suas bases, e, por conta da inclinação e ausência de vegetação, boa parte dela mantém-se nos sopés deles. Assim, os sopés se mantêm relativamente úmidos por grande parte do tempo, o que proporciona também a infiltração dessas águas, incrementando os processos intempéricos de subsuperfície.

Parte da água forma escoamento em lençol que se prolonga além da parte pedimentada, e, como ocorre uma ineficiência de escoamento dos tributários intermitentes ou efêmeros, essa água ou evapora ou infiltra, possibilitando o aprofundamento do regolito (ou manto de alteração – *front* de intemperismo). Sob variação climática (clima seco), esse regolito relativamente mais espesso do sopé dos inselbergues (ponto mais baixo da área) é removido pela erosão empreendida pelo escoamento e comandada pela rede de drenagem (TWIDALE, 1982; MIGOŃ, 2006; OWEN, 2014). Essa drenagem é intermitente ou efêmera, mas com fluxo de alto poder erosivo típico de climas semiáridos.

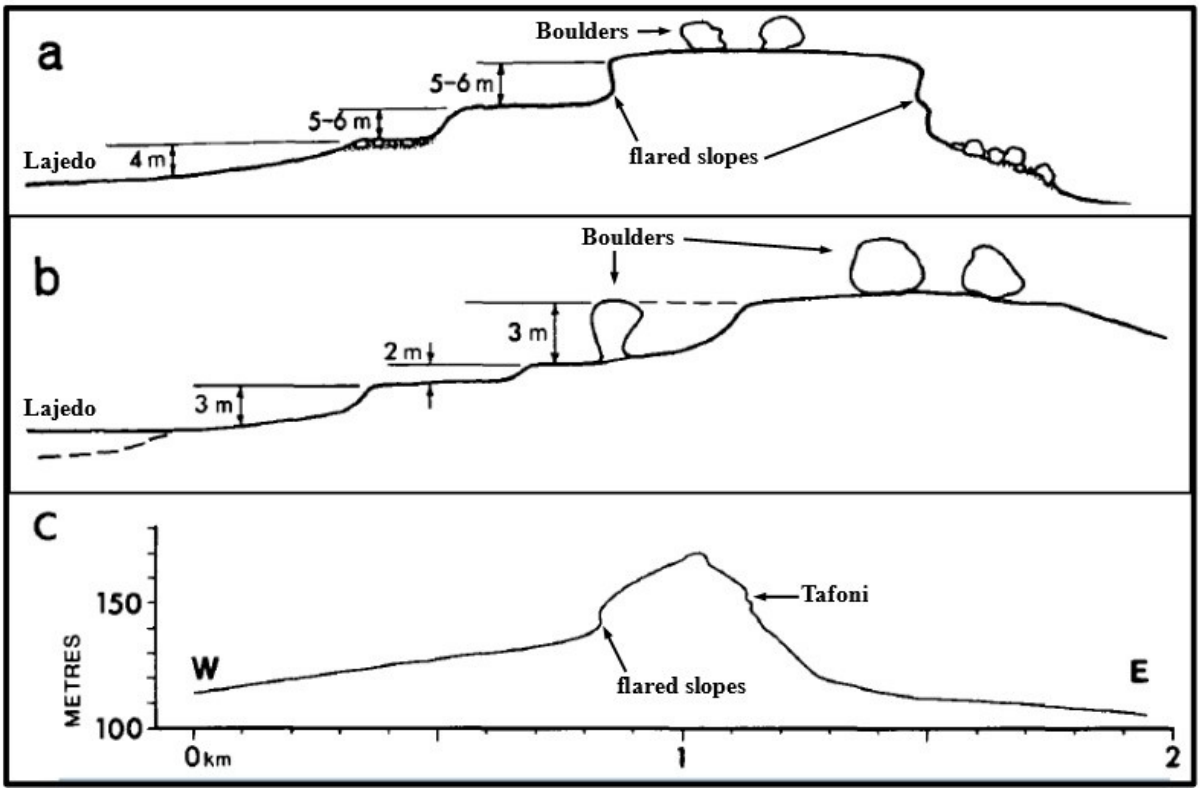
O modelo dois-estágios ou multiestágio de evolução dos inselbergues satisfaz grande parte das evidências de campo que os inselbergues em relevo cratônicos são os últimos remanescentes dos compartimentos resistentes que sobreviveram ao intemperismo prolongado de subsuperfície.

Uma das evidências mais consistentes da origem subterrânea de inselbergues foi fornecida por Boye e Fritsch (1973), que descreveram uma escavação artificial de uma pequena cúpula do saprólito no sul dos Camarões. Twidale (1982) forneceu outros exemplos da Austrália e África do Sul (MIGOŃ, 2006).

Apesar de bem difundido e aceito, o modelo duploestágio ou multiestágio sofreu críticas principalmente de King (1966, 1975), no que diz respeito à profundidade do manto de alteração, que, em média, alcançam 50 m e, em alguns locais, chegam até 100 m, como no sudeste do Brasil. Porém, muitos inselbergues ultrapassam os 100 m de altura absoluta e facilmente alcançam 200 m chegando até 400 m do topo ao sopé.

Essa controvérsia foi respondida e suprida pela proposta da exposição episódica dos inselbergues (*episodic exposure of Inselbergs)* (TWIDALE; BOURNE, 1975). Esses autores apontaram que inselbergues ocorrem em relevos multicíclicos onde as formas graníticas podem se desenvolver em várias etapas sucessivas (estágios episódicos de aplainamento), cada um deles envolvendo uma determinada fase do intemperismo subsuperficial diferencial. Isso gera compartimentos ou níveis escalonados, delineados pelos padrões de juntas e fraturas que condiciona a erosão diferencial e a exposição dos inselbergues (Figura 14).

Figura 14 – Feições que evidenciam a evolução dos inselbergues por exposição episódica (*episodic exposure of inselbergs)*. Esboços esquemáticos: a) morfologia (encosta) escalonadas. Comprimento da seção de cerca de 150 m; b) encosta escalonada, *boulders* (blocos) e plataforma inferior (*plataform*) (lajedos). Comprimento da seção de cerca de 200 m; c) perfil transversal mostrando encostas alargadas (*flared slopes)* e *tafoni*



Fonte: Adaptada de Twidale e Bourne (1975).

Assim, Twidale e Bourne (1975) apresentaram evidências morfológicas de tais episódios de desenvolvimento, que são as feições presentes nas encostas e sopés dos inselbergues como: encostas alargadas (*flared slopes*), quebras de declive, *tafoni,* alvéolos e plataformas (*platforms*) (níveis de lajedos. Esses últimos se apresentam suavemente inclinados, ocorrendo nas juntas na zona de piemonte ou sopé. Assembleias similares de formas em vários níveis acima da atual junção das encostas também são interpretadas como antigas zonas de piemontes que foram abandonadas quando os inselbergues foram expostos episodicamente.

3.3.3 Uma proposta conciliatória: "O modelo de evolução de retração de escarpa e gênese de inselbergues de bordo de planalto por intemperismo (*weathering*) de sopé da escarpa (*scarp-foot*)"

Como uma proposta que busca integrar os pressupostos da retração das encostas (KING, 1966), o modelo multiestágio (TWIDALE, 1964; THOMAS, 1965; 1978, TWIDALE, 1964) e, por extensão, a hipótese de exposição episódica (TWIDALE; BOURNE, 1975), tem-se a contribuição de Bremer (1971, 1981b apud. MIGOŃ, 2006), Bremer (1981a) e Bremer; Sander, (2000). Nesses trabalhos, é enfatizado o papel do intemperismo (*weathering*) subsuperficial no/do sopé de encosta (*scarp-foot*) durante os processos de retração da escarpa a longo-termo. Nesse modelo, os inselbergues podem aflorar ou serem exumados sobre ou na frente (*front*) da escarpa sob processos de retração (Figura 15).

Quando as escarpas erosivas e ou estruturais (escarpamentos) se formam, inselbergues elevados (*mounted inselberg*) de bordo de planalto (*bornhardts*) podem ser exumados Esses inselbergues se posicionariam próximos aos divisores (interflúvios) ou em divisores secundários (interiores), e essa configuração na paisagem pode ser explicada devido a uma diferenciação de saturação (fase de intemperismo profundo).

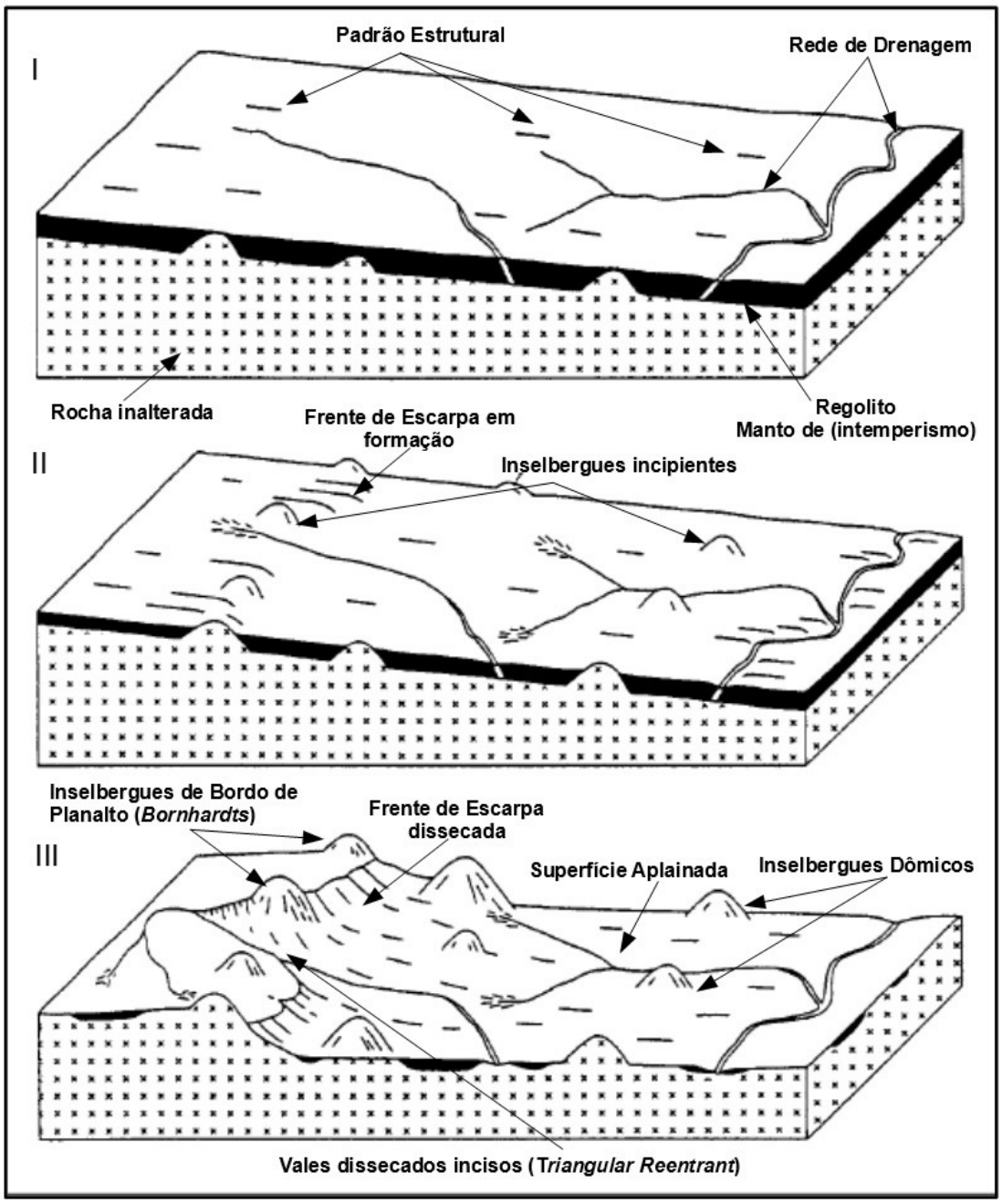
Assim, os rios incidem e avançam sobre o sopé do escarpamento (pé da escarpa – *scarp-foot*), tendo o intemperismo subsuperficial como principal meio pelo recuo das escarpas. Esse intemperismo é mais concentrado nas aberturas triangulares *triangular reentrant* (vagas erosivas), mas é menos intenso no rebordo intermediário (Figura 15c).

O recuo não uniforme deixa inselbergues no lugar de esporões (frente de escarpa) anteriores ou onde o padrão estrutural e propriedades (variação faciológica ou tipológica) das rochas determinam maior resistência ao intemperismo. Caso esses processos ocorram de

forma rápida no contexto da evolução do relevo, podem surgir inselbergues bem próximo aos rios.

O detalhamento da explicação de Bremer e Sander (2000) segue com um exemplo prático de um estudo realizado no Sudoeste da Nigéria na região de *Kabba* onde o relevo é intercalado por escarpas e inselbergues (BREMER, 1971 *apud* MIGOŃ, 2006).

Figura 15 – Origem de inselbergues, escarpamento e superfície aplainada durante aplainamento (*planation lowering*) de longo-termo em um bloco inclinado. A degradação da superfície é mais eficiente perto dos níveis da base local (rios) devido à umidade do solo, proporcionando a exumação de inselbergues isolados na depressão e no



Fonte: Bremer (1993) citado por Migon´, (2006) e Bremer e Sander (2000).

Durante e após o soerguimento, o aplainamento é de forma mais proeminente próximo ao nível da base do(s) rio(s) principal(ais) (rio Níger), onde a umidade do solo e, portanto, o intemperismo (profundo) e denudação são mais efetivos (Figura 15 – estágio I). Depois que superfícies de rochas são expostas (afloramentos), inselbergues e pequenas elevações se desenvolvem (Figura 15 – estágio II).

Com uma rede de rios herdada, as elevações são dissecadas pelos rios, e esses incidem nos sopés das escarpas (*scarp-foot)*. Os rios também dissecam o nível superior, além da escarpa, circundando os inselbergues posicionados no bordo de planalto (Figura 15 – estágio III).

Thomas (1966; 1978) ressalta a importância da incisão da drenagem na ação de remoção do regolito para expor as formas residuais resistentes (no caso, os inselbergues) e afirma que a ação conjunta e concatenada de intemperismo em subsuperfície (*etching*) dentro de um perfil de intemperismo, da desnudação por incisão fluvial e retração de encostas é responsável pela formação de muitos inselbergues e pedimentos.

Na sequência do modelo (Figura 15 – estágio III), as elevações distais evoluíram para uma frente de escarpada (borda de planalto) com inselbergues no bordo e no topo do escarpamento e com reentrâncias triangulares (*triangular reentrant*). Por fim, com o manto de alteração de toda área sendo amplamente removido, os rios principais das áreas aplainadas nessa fase se apresentam levemente entalhados e acompanhados por algum aluvião. Na área aplainada, também se verifica a ocorrência de um extenso campo de inselbergues posicionados entre a rede de drenagem.

3.4 O PAPEL DA LITOESTRUTURA E DO INTEMPERISMO DIFERENCIAL NA GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS INSELBERGUES

O caráter litológico e estrutural possui rebatimento direto nos processos de intemperismo subsuperficial diferencial, condicionantes majoritários nos modelos mais atuais de origem e evolução dos inselbergues: o modelo duploestágio (multiestágio) por exposição episódica (TWIDALE; 1982; 1998; 2002; 2005, TWIDALE; BOURNE, 1975) e o modelo de evolução por intemperismo (*weathering*) de sopé de escarpa (*scarp-foot*) durante a retração da escarpa e ação da drenagem (BREMER, 1993; BREMER; SANDER, 2000). Ou seja, necessita-se de uma predisposição estrutural e/ou litológica para explicar a seletividade do intemperismo subsuperficial, o isolamento de um núcleo mais resistente e sua permanência

inalterada durante os processos de intemperismo contíguos e parcialmente inalterada após a exposição à superfície (Figuras 12 a 13).

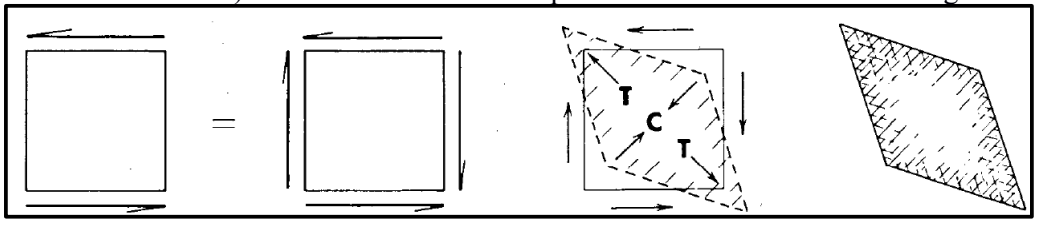
É notória a associação e a influência dos sistemas de falhas, zonas de cisalhamento, padrão de fraturas e juntas, contrapondo a densidade de fraturas que ocorre nas áreas de entorno onde exumam/afloram os inselbergues. As evidências são encontradas desde os estudos exploratórios do início do século XX (MENNELL, 1904 *apud* MIGOŃ, 2006) até trabalhos mais recentes (RÖMER, 2005; 2007, MAIA *et al*., 2015; 2018), perpassando trabalhos clássicos no que concerne à evolução dos inselbergues (TWIDALE, 1982; PYE, 1986).

Nas paisagens sustentadas por rochas graníticas, notadamente setores cratônicos, o controle estrutural geralmente assume um padrão hierárquico. As paisagens regionais tendem a refletir variações estruturais e litológicas em larga escala, enquanto as formas de relevo individuais se desenvolvem sob influência generalizada dos sistemas de fraturas e juntas ortogonais, verticais ou horizontais (MIGOŃ; JOHANSSON, 2004).

Assim, a configuração do relevo são influenciados ou se associam às estruturas regionais (zonas de falhas, zonas de cisalhamentos) ou locais (sistemas de fraturas, densidade de lineamentos, padrão de juntas) em uma perspectiva escalar (OWEN, 2014).

Twidale (1980; 1998) afirma que as variações na densidade das fraturas em paisagens graníticas são oriundas dos efeitos do cisalhamento horizontal sobre grandes compartimentos ou blocos ortogonais de rocha, submetida à pressão de movimentos compressionais ou transpressionais no interior da crosta terrestre. Ao cisalhar abruptamente, fraturas inclinadas induzem compressão dentro dos compartimentos, assim definidos ao longo de um eixo horizontal de tensão dispostos em ângulos retos. O deslocamento contínuo ou recorrente perpetua os padrões de deformação resultantes e causam propagação de fraturas nas margens dos blocos internos (Figura 16). Esses padrões de fraturas e juntas são mantidos quando da exumação dessas massas rochosas.

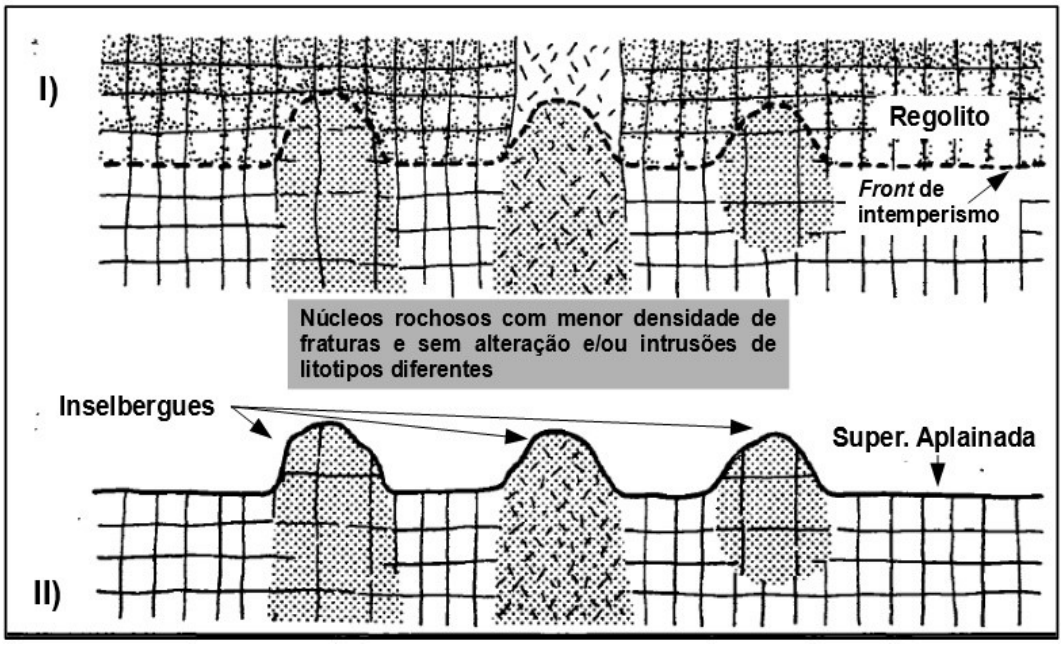
Figura 16 – Modelo de cisalhamento com distribuição de tensão de cisalhamento e propagação de fraturas em zonas marginais de um bloco (C – compressão; T – tensão) resultando em áreas *core* para desenvolvimento de inselbergues



Fonte: Twidale (1980).

A evidência da ocorrência diferenciada de densidades de fraturas se dá pela presença de massas rochosas mais homogêneas, e áreas arrasadas (superfícies aplainadas) (Figura 17).

Figura 17 – I) Padrão de densidade de fraturas em blocos rochosos sob ação de intemperismo profundo (*deep weathering*); II) erosão diferencial dos compartimentos em função da densidade de fraturas e/ou litologia evidenciando as formas residuais (inselbergues) e superfície aplainada



Fonte: Adptado de Twidale (1998)

O intemperismo diferencial é baseado em variações na densidade da fratura, que são atribuídas ao cisalhamento e à propagação da fratura. Da mesma forma, as tensões recorrentes de cisalhamento são responsáveis pelas fraturas arqueadas características dos inselbergues.

Assim, por inferência, as razões para a separação de inselbergues residem na diminuição da densidade de fraturas e no acesso limitado das águas subterrâneas aos compartimentos de rocha mais maciça no estágio de intemperismo em subsuperfície. Exemplos de campo de núcleos com formas dômicas ou acasteladas relativamente inalterados, mais maciços dentro do regolito, confirmam a validade desse raciocínio (MIGOŃ, 2006).

Apesar de Migoń (2006) afirmar que a influência da diferenciação petrológica na ocorrência e localização de inselbergues é comparativamente menor em relação à estrutural, percebe-se que muitos trabalhos apontam que ocorre tanto a relação estrutural quanto a litológica na ocorrência dos inselbergues e na susceptibilidade do intemperismo profundo se valer dessas características.

Pye (1986) em trabalho seminal conclui que as rochas granitoides analisadas em Botsuana e Zimbábue, ricas em potássio, são relativamente mais resistentes ao intemperismo

subsuperficial e de superfície do que as rochas menos potássicas. Isso reflete o fato de que a microclina e o ortoclásio serem mais estáveis na maioria dos ambientes climáticos do que o plagioclásio cálcico e a biotita, contribuindo ao desenvolvimento de formas como os inselbergues.

Römer (2005; 2007) também apontou que as diferenças marcantes nas características litológicas e estruturais das várias rochas granitoides que compõem uma área no sul da Nigéria influenciam o comportamento do intemperismo. Ele pôde constatar que as características divergentes de intemperismo das rochas são fortemente dependentes sobre fatores litológicos e estruturais, identificando também influência nas características de textura, fábrica e fratura.

O Próprio Migoń (2006) apresenta um exemplo de condicionamento litológico na ocorrência de inselbergues, no Deserto da Namíbia. As formas ali estudadas, provenientes de um granito jurássico mais recente datado pós-colapso de Gondwana e com um teor de potássio muito alto, superior a 6%, sofreu pouca deformação na crosta, enquanto um outro granito mais antigo, substrato das extensas superfícies aplainadas circundantes, possui uma história de deformação longa com uma proporção mais equilibrada de potássio sódico. Em todas essas circunstâncias, taxas mais baixas de intemperismo podem ser inferidas para granitos mais maciços e ricos em potássio.

3.5 TIPOLOGIA DOS INSELBERGUES

Inselbergue é um termo alemão que significa literalmente “monte ilha” e foi cunhado pelo geólogo e naturalista alemão, no final do século XIX, Wilhelm Bornhardt (1864-1946), que ficou impressionado com as colinas isoladas de rochas que subiam abruptamente, como se fossem ilhas do mar das depressões de savana da África Oriental (MIGOŃ, 2006).

Inselbergues são formas graníticas e/ou metamórficas que se apresentam geralmente como colinas ou morros com padrão de vertentes inclinadas, côncavo-convexas ou ainda escalonadas e com topos geralmente planos a convexos. Apresentam-se geralmente isoladas na paisagem, com setores aplainados circundantes, podendo estar agrupados, formando verdadeiros *clusters*, alinhados ou ainda se apresentarem em sopé ou em bordos de relevos maiores como bordo de planalto (TWIDALE, 1982, MIGOŃ, 2006; RÖMER, 2005; 2007).

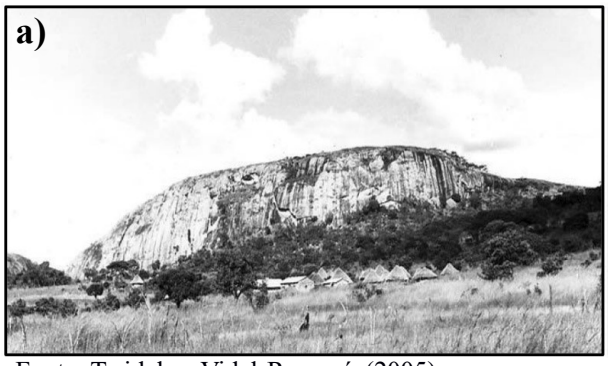
A inclinação de suas encostas inferiores pode exceder 45-50°. Localmente, pode até se aproximar de 90°, e a superfície superior (topo) é de extensão muito limitada. As encostas são tipicamente convexas, em muitos exemplos, aparentemente ajustadas aos planos das

estruturas em folhas (*sheet structure*). No entanto, podem apresentar perfis escalonados (*stepped profiles*), consistindo em segmentos convexos e verticais (TWIDALE, 1982, MIGOŃ, 2006).

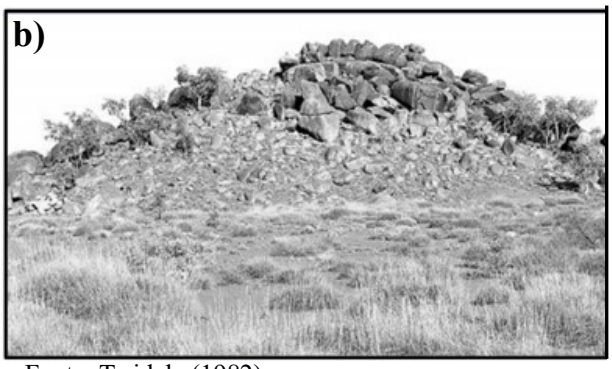
Essas encostas íngremes são delimitadas por superfícies aplainadas adjacentes em uma junção nítida, quase angular, conhecida como ângulo do piemonte (*piedmont angle*). De acordo com Twidale (1982; 2005), os inselbergues são de muitas formas e tamanhos, mas podem ser classificados em de três tipos principais: *bornhadts*, *castle koppies* e *nubbins.*

Os *bornhardts*, segundo Twidale (2005), são o tipo mais amplamente distribuído no mundo. Refere-se à forma dômica de grandes dimensões (Figura 18a) e esse nome em homenagem ao próprio Wilhelm Bornhardt (1864-1946). *Bornhardts* são morros com rochas nuas expostas na maior parte da superfície. Muitos são chanfrados ou facetados e não se restringem aos trópicos, nem às terras áridas e semiáridas, embora sejam bem representadas e facilmente visualizadas nas últimas áreas.

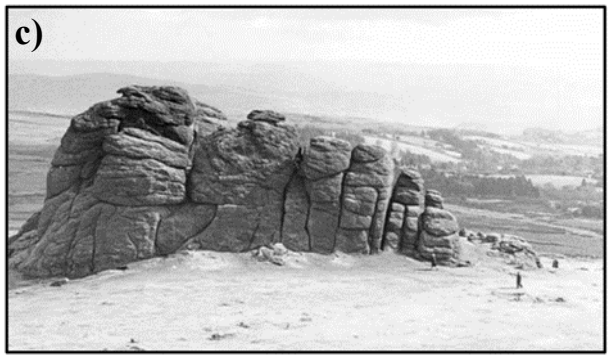
Figura 18 – Tipos de Inselbergues conforme proposta de Twidale (1982): a) Inselbergue (*bornhardts*) dômico com encostas íngremes e rocha exposta na maior parte das encostas e topo b) – Inselbergue: *nubbin* gnáissico expondo fraturas em folha (*sheet fracture*), região de *Pilbara*, oeste da Austrália – c) Inselbergue: *castle koppie*, destaque para os planos de juntas/fraturas ortogonais presente. *Castle koppie* Haytor, Dartmoor, sudoeste da Inglaterra



Fonte: Twidale e Vidal-Romaní, (2005).



Fonte: Twidale (1982).



Fonte: Mingon (2006).

Em planta, os inselbergues são delineados por fraturas proeminentes verticais e quase verticais, que fazem parte de sistemas ortogonais, e essas separações também determinam a localização e o desenvolvimento de muitas características dentro das terras altas. As juntas arqueadas em folhas convexas para cima são coincidentes com os contornos dômicos de muitas das formas (TWIDALE, 1998; 2005; 2007).

Há uma controvérsia entre os conceitos de inselbergues e *bornhardts*. Migoń (2004) conceitua os *bornhardts* como colinas ou morros íngremes em forma de cúpula, geralmente tendo como litologia rochas ígneas maciças como granito ou riolito, com encostas nuas e convexas, podendo ser recobertos com *tálus* incipiente e superfície do cume achatado. Posteriormente, o termo evoluiu, e hoje é consenso para descrever cúpulas monolíticas, independentemente de seu isolamento na paisagem. Deve-se ressaltar que os *bornhardts* não são necessariamente graníticos (TWIDALE; BOURNE, 1978).

Assim, um inselbegue dômico de grandes dimensões (maior que 200 m de altura, por exemplo) localizado no centro de uma superfície aplainada é considerado tanto um inselbergue quanto um *bornhardt*. Por outro lado, se uma forma dômica estiver posicionada rente ou sobre o bordo (escarpa) de um planalto, será considerado um *bornhardt*, mas não um inselbergue, e, por fim, se ocorrer uma forma residual isolada do tipo *castle koppie*, o inselbergue será considerado do tipo acastelado, mas não um *bornhardt*.

Os *nubbins* são colinas repletas de blocos (*boulders*) em suas encostas e topo (Figura 18b). No geral, eles são aparentemente dômicos, embora normalmente se apresentem chanfrados, de altura relativamente baixa, normalmente de 10 a 20 m, e nunca superior a 40 m de relevo absoluto.

Nubbins são particularmente comuns e bem desenvolvidos nas regiões tropicais úmidas, especialmente no sudeste asiático, mas ocorrem também em regiões mais secas a subúmidas, como Portugal, Austrália e Namíbia. Ocorre a presença de fraturas em folha (*sheet structure*) e ortogonais. Em vários locais, a estrutura em folha é preservada, e formas dômicas (antiformais) podem ser vistas sob a cobertura externa de blocos e pedras (Figura 18b), sugerindo que os *nubbins* são cúpulas ou domos, cujas conchas externas foram quebradas em blocos e pedras por meio da exploração de fraturas dispostas de maneira normal à superfície interna e que podem estar relacionados a tensões dimensionais nas cristas antiformais (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL-ROMANÍ, 2005).

Os *castle koppies* são formas residuais acasteladas comparativamente pequenas e íngremes em relação aos inselbergues dômicos (Figura 18c). As fraturas ortogonais dominam os *castle koppies,* e algumas apresentam evidências de evolução episódica, na forma de zonas

côncavas alargadas (*zones of flares*) bem acima do sopé atual. A morfologia angular dos *castle koppies* reflete, sem dúvida, fraturas ortogonais amplamente espaçadas ou uma foliação vertical ou quase vertical bem desenvolvida (Figura 18c). Associado ao quadro estrutural com o padrão de fraturas ortogonais, a sua ocorrência se dá em ambientes variados (TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL-ROMANÍ, 2005).

Migoń (2006) também apresenta uma classificação para os diversos tipos de inselbergues (Figura 19). Sua classificação se dá em função da forma e do padrão de juntas e fraturas presentes: inselbergues dômicos ou domos possuem predominância de juntas/fraturas curvas ou em folha (*sheet structures*) (Figura 19a). Seriam o correspondente aos *bornhardts* isolados e graníticos na classificação de Twidale (1982; 2005).

Figura 19 – Tipos de inselbergues conforme Migoń (2006): a) dômico: com presença de *tálus* até um terço da encosta e blocos rochosos (*boulders*), Kerala, Índia; b) acastelado (*castellated inselberg*) definido por um padrão de fraturas ortogonais; c) cúpulas estreitamente espaçadas, deviso a degradação adquirem gradualmente as características morfológicas de um inselbergue repleto de blocos (*block-strewn inselberg* ou *nubbin*); d) *boulder* inselbergue: com presença de *tafoni* e alvéolos. Fotos b), c), d): *Mojave*, Califórnia

Fonte: Migoń (2006).

Inselbergue acastelado (*castellated inselberg*) é caracterizado pela predominância de um padrão de juntas e/ou fraturas ortogonais, tende a ter um contorno angular ou convexo e é tipicamente composto por uma parte inferior maciça, esculpida em uma série de pilares ou blocos e fendas na parte superior (Figuras 18c e 19b). Visualmente, ele geralmente mostra

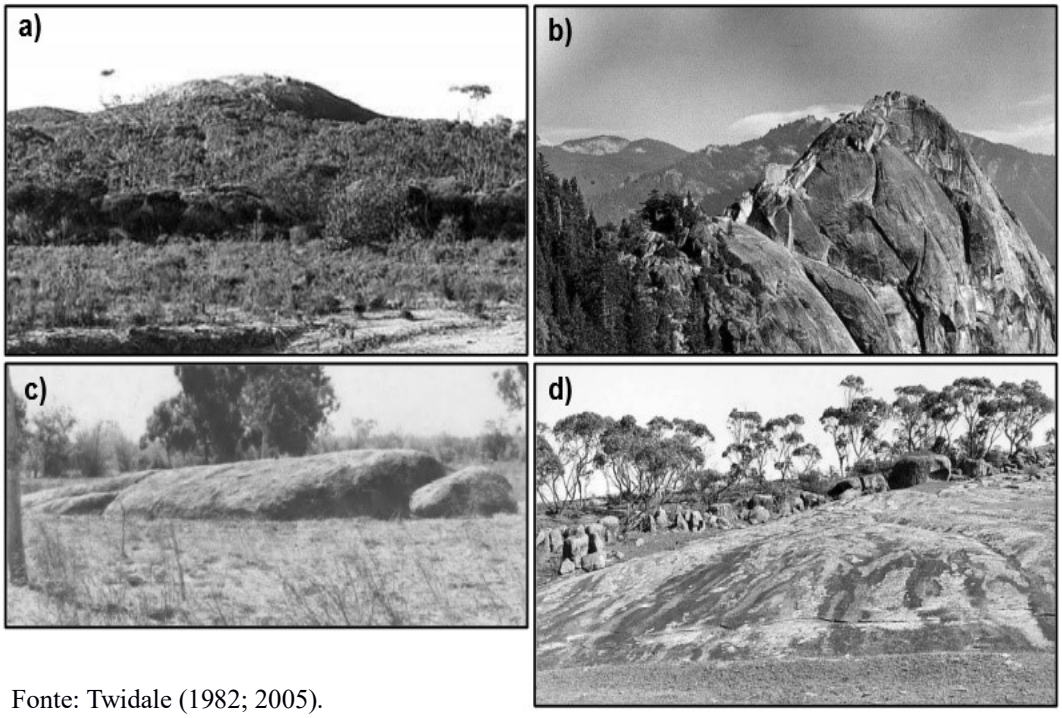
uma aparência escalonada, com faces verticais separadas por bancos sub-horizontais, sendo o correspondente aos *castle koppies* na classificação de Twidale (1982; 2005).

Os inselbergues com encostas em blocos (*block-strewn inselberg*) possuem padrão de fraturas obscurecido, pois as encostas se apresentam com uma quantidade imensa de blocos soltos de forma caótica (Figuras 19c), contudo são inferidos padrão de fraturas/juntas ortogonais – as fraturas verticais em ângulo reto e as horizontais curvo (convexo para cima) –, sendo o correspondente aos *nubbins* na classificação de Twidale (1981; 1982; 2005).

Inselbergue pedregoso (*bouldery inselberg*) ou inselbergues de *boulder* (Figura 19d) são formas aparentemente caóticas de compartimentos rochosos destacados que geralmente manejam um núcleo mais maciço, apoiam-se em uma plataforma rochosa de baixo ângulo (lajedos). Os componentes individuais de um inselbergue de *boulder* podem ser angulares ou arredondados, ou esses dois podem coexistir. Eles também podem variar em tamanho, de 1 a 2 m ultrapassando 10 m.

A distribuição de inselbergue pedregoso (*bouldery inselberg*) é muito ampla, e eles foram descritos em uma ampla gama de configurações ambientais. Aparentemente, inselbergues *boulder* (*bouldery inselberg)* e inselbergues com encostas pedregosas (*block-strewn inselberg)* parecem evoluir de inselbergues dômicos e/ou acastelados, sendo essa evolução procedida em superfície (OBERLANDER, 1972).

Figura 20 – Inselbergues e lajedos: a) com encostas regolíticas parcialmente vegetadas, (*regolith covered inselbergs*); b) de bordo de planalto; c) dômo de baixa altura (*low dome*) ; d) lajedos (*plataforms*)



Fonte: Twidale (1982; 2005).

Será adotada nesta pesquisa a proposta apresentada por Migoń (2006) na caracterização tipológica dos inselbergues da área de estudo, com as tipologias: dômico, acastelado (*castellated inselberg*), com encostas pedregosas (*block-strewn inselberg*) e inselbergue de blocos (*bouldery inselberg*). Além desses tipos, será utilizada a tipologia inselbergues com encostas regolíticas parcialmente vegetadas (*regolith covered inselbergs*), proposta por Römer, (2005). Esses referem-se a formas graníticas que se apresentam isoladas ou agrupadas (*clusters*) cuja forma específica é composta por até ⅔ da encosta, sendo composto por material alterado (regolito) vegetado ou parcialmente e o último terço da encosta e topo em face livre ou com rocha aflorante (Figura 20a)

Outras tipologias incluídas correspondem aos inselbergues de bordo de planalto, que coincidem com os *bornhardts* graníticos não isolados na classificação de Twidale, (1982; 2005) (Figura 20b), O *low dome* ou domo de baixa altura absoluta (de até 20m) com encostas íngremes (Figura 20c) e, por fim, as formas graníticas de baixa altura e declividade suaves, os lajedos (*plataforms*) (Figura 20d).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A pesquisa propõe a adoção primordialmente de uma concepção hipotético-dedutiva (CHISTOFOLETTI, 1999) posto que procede a verificação/teste de teorias já consagradas que contribuíram para a explicação da evolução do relevo e, a partir do desenvolvimento da pesquisa, analisar qual teoria ou teorias explicam ou auxiliam no alcance dos objetivos pretendidos. Consorciado ao método hipotético-dedutivo, faz-se necessária a adoção de uma abordagem integrada (CHISTOFOLETTI, 1999), privilegiando todas as variáveis envolvidas na problemática da pesquisa. No que se refere aos procedimentos metodológicos utilizados para responder às questões propostas, serão apresentadas, a seguir, etapas metodológicas correlacionáveis e interdependentes.

4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Realizou-se revisão de literatura consistente sobre o estado da arte das variáveis envolvidas e compilação de mapeamentos geológicos, geomorfológicos, exploratório de solos, bases planialtimétricas em institutos de pesquisas oficiais como a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Grande parte das fontes bibliográficas pesquisadas e referenciadas consta no item anterior e nos tópicos seguintes.

4.2 EXTRAÇÃO E ANÁLISE DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Lineamento estrutural é entendido como uma característica linear simples ou composta da superfície, mapeável, cujas partes estão alinhadas em uma relação retilínea ou ligeiramente curvilínea e que difere distintamente dos padrões de características adjacentes e, presumivelmente, reflete um fenômeno de subsuperfície (O'LEARY *et al*., 1976 p. 1.467).

A utilização de lineamentos estruturais nos estudos de geomorfologia, mais especificamente em geomorfologia estrutural, se tornou um procedimento imprescindível na verificação do papel de falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento, na configuração da rede de drenagem e relevo (MAIA, 2012), e na influência desses elementos como condicionantes da evolução do relevo (SORDI *et al*., 2015).

A extração de lineamentos estruturais seguiu as premissas contidas em Andrades-Filho e Fonseca (2009). De porte do modelo digital de elevação com resolução de 30 m (MDE) (SRTM-NASA) (NASA, 2006), gerou-se a variável relevo sombreado com altitude de 45° e iluminações de azimutes de 45°, 315° e 360°, dos quais foram extraídos os lineamentos, preferencialmente de fundos de vale e de áreas deprimidas.

As direções azimutais dos lineamentos (arquivos vetoriais) foram definidas de forma automática utilizando o pacote de ferramenta computacional *Azimuth Finder*, que funciona dentro do conjunto de programas do ArcGis® (QUEIROZ *et al.,* 2014). Desses, geraram-se diagramas de rosetas no software *OPENstereo* (GROHMANN *et al*., 2011) referente à frequência absoluta dos lineamentos da totalidade da área de estudo e conforme a compartimentação por bacias hidrográficas: sub-bacias do Paraguaçu, bacias dos rios Ribeirão e Verde.

A partir dos lineamentos plotados em diagramas de roseta e espacializados, procederam-se sua interpretação e correlação com as estruturas geológicas mapeadas, litologia, configuração do relevo e rede de drenagem.

4.3 ANÁLISE DIRECIONAL DA REDE DE DRENAGEM

A análise das direções da rede de drenagem (cursos fluviais) teve como objetivo verificar os principais direcionamentos e sua inter-relação com elementos morfoestruturais da evolução e dinâmica geomorfológica como as estruturas geológicas e litologia (SCHUMM, 2005). A rede de drenagem compatível com escala 1:100.000 foi extraída de forma automática pela rotina *TECdem* (SHAHZAD; GLOAGUEN, 2011) em MATLAB® utilizando o MDE-SRTM resolução de 30 m.

Com isso, geraram-se os diagramas de rosetas no software *OPENstereo* (GROHMANN *et al*., 2011), obedecendo à hierarquia fluvial de 1ª a 5ª ordem segundo Strahler, compartimentada pelas principais bacias: do Paraguaçu, Ribeirão e Verde. Foram confeccionados também mapas das respectivas drenagens para uma visualização e procedimentos de análises.

As análises foram empreendidas buscando entender a relação entre o direcionamento, disposição espacial e comprimentos dessas drenagens com relação:

a) às estruturas geológicas (zonas de cisalhamento, zonas miloníticas, linhas de fraturas), litologia a partir do mapeamento base 1:250.000 (NUNES; MELO 2007);
b) aos lineamentos estruturais interpretados; e

c) ao relevo regional identificado e interpretado a partir dos produtos derivados do MDE como relevo sombreado e hipsometria, com vistas a apontar elementos da evolução dessa rede de drenagem concomitante à evolução do relevo.

4.4 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Para a elaboração da compartimentação geomorfológica, utilizou-se como pressupostos teóricos metodológicos a proposta de taxonomia do Relevo de Ross (1992; 1994) com adaptações no que concerne ao encadeamento dos procedimentos operacionais, utilização dos materiais e na nomenclatura das unidades geomorfológicas.

Como suporte técnico operacional, valeu-se de modelos digitais de elevação (MDE) dos Projetos SRTM-NASA com resolução de 30 m (NASA, 2006) e MDE proveniente da interferometria das Bandas L e C da imagem de radar do sensor ALOS PALSAR-FBS, com resolução espacial de 12,5 m, adquirida via sistema *Alaska Satellite Facility* operado e distribuído pelo *Earth Data*/ *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

Foram gerados variáveis geomorfométricas como hipsometria, declividade em percentagem, relevo sombreado com diversos azimutes e orientação de vertentes. Esses produtos serviram para a delimitação das unidades geomorfológicas, padrão de formas e identificação da incisão média dos vales e dimensionamento dos interflúvios por meio de perfis transversais. Utilizaram-se ainda imagens de satélite de alta resolução disponíveis na plataforma *on line* do ARCGIS®10.5.

4.5 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS AREAIS

A utilização de índices morfométricos que englobam a atividade geomórfica em uma perspectiva escalar de bacia de hidrográfica possui a característica de mensurar a dinâmica de processos no sistema bacia hidrográfica (CHHRISTOFOLETTI, 1981, 1999). Para tanto, foram utilizados os índices fator de forma da bacia e fator de assimetria de bacias de drenagens (FABD).

4.5.1 Fator de forma (FF)

A forma da bacia de drenagem controla diretamente o fornecimento de água, portanto fornece informações hidrológicas sobre a dinâmica da bacia. No contexto geomorfológico,

descreve a maturidade dela (BULL; MCFADDEN, 1977; KALE; SHEJWALKAR, 2008). Bacias de drenagem que são influenciadas por atividades tectônicas geralmente são mais alongadas em sua forma. Por outro lado, bacias de drenagens tendendo à circularidade são frequentemente desenvolvidas durante quiescência tectônica. Ou, ainda, bacias alongadas podem indicar que estejam perdendo área para bacias contíguas, cujas tendem à circularidade.

O fator de forma é calculado da seguinte maneira:

$$FF = \sqrt{A} / d$$

Onde: A = área de drenagem da bacia;
d = diâmetro da bacia (distância máxima entre dois pontos extremos da bacia.

4.5.2 Fator de assimetria de bacias de drenagens

O fator de assimetria de bacias de drenagens (FABD), proposto por Hare e Gardner (1985), indica a ocorrência de assimetria de uma bacia hidrográfica. Essa assimetria pode ser tanto para a margem esquerda quanto para a direita, observando de montante a jusante. Há possibilidade, contudo, de a bacia se apresentar ajustada ou equilibrada, quando os dois lados da bacia apresentarem áreas equivalentes.

A assimetria da bacia reflete o deslocamento lateral do seu canal principal, perpendicularmente à direção do seu eixo ideal, ou seja, quando o canal fluvial migra para determinado lado da bacia, o lado oposto tenderá a ocupar uma maior proporção de área da bacia.

No contexto de uma área com tectônica ativa, essa migração pode ser interpretada como processos de basculamento da bacia. Em áreas cratônicas e/ou de margens passivas, como na área da pesquisa, o fator de assimetria contribui primordialmente para o entendimento de como se dá o avanço interno da rede de drenagem (canal principal e afluentes), identificação de retomadas erosivas por influência morfoestrutural, capturas ou pirataria de drenagens (SORDI *et al*., 2015; SORDI *et al*., 2018).

Operacionalmente, o método consiste na divisão entre a área da margem direita de uma bacia pela sua área total, como apresentada na fórmula:

$$FABD = 100 \times (Ra/Ta) \quad (5)$$

Onde:
Ra = área localizada à margem direita da bacia; Ta = área total da bacia.

Valores obtidos próximos a 50 (45-55) indicam bacias simétricas, valores acima de 55 indicam assimetria para o lado direito e valores que se direcionam abaixo de 50 indicam assimetria para o lado esquerdo (CAMOLEZI *et al*., 2012).

4.6 ANÁLISE DA ORGANIZAÇÃO E DINÂMICA DE BACIAS E REDE HIDROGRÁFICAS

Para interpretar o papel da drenagem na evolução do relevo na região de Milagres-Itatim, foram utilizados primordialmente a base geológica contida em Nunes e Melo (2007) disponibilizada em arquivos vetoriais SIG pelo *Geobank* (CPRM, 2013), com dados litológicos e de estruturas geológicas. Essas informações foram correlacionadas ao padrão dos canais fluviais e à configuração do relevo.

Variáveis geomorfométricas como relevo sombreado, com elevação solar de 45° e iluminações de azimutes de 45°, 315° e 360°, altimetria, declividade e perfis transversais, foram utilizadas, assim como imagens de satélite de média e alta resolução dos sensores LANDSAT OLI 8, RAPIDEYE e as disponibilizadas pelo *Google Earth Pro*.

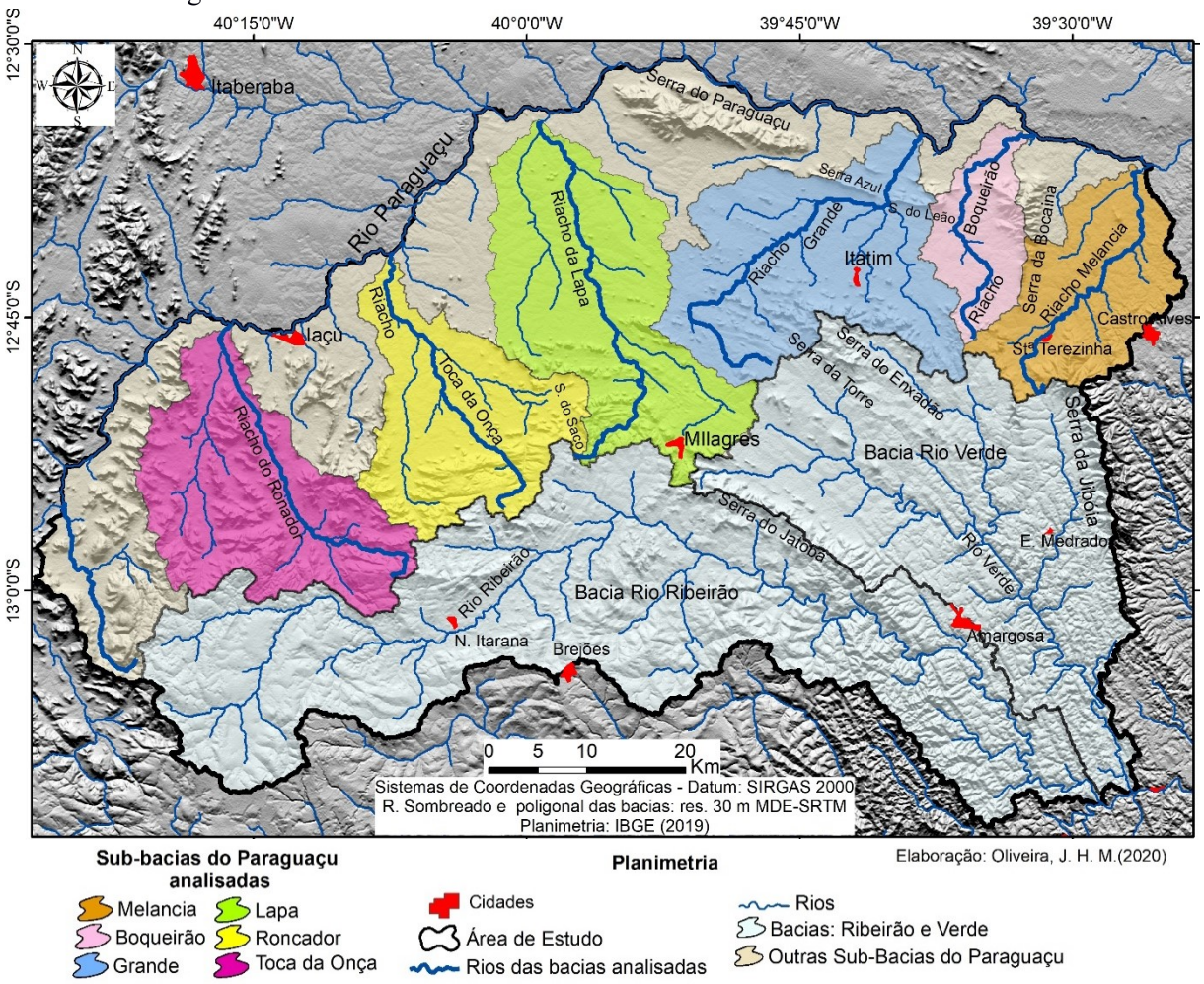
A metodologia para analisar a drenagem se apoiou, primeiramente, na elaboração de perfis longitudinais dos rios principais das respectivas sub-bacias mais representativas do rio Paraguaçu (Figura 21).

Esses perfis foram gerados, de forma automatizada, a partir da linha (arquivo vetorial) da drenagem (rio principal) sobre o modelo digital de elevação. Foram incorporados a esses perfis informações da litologia e das estruturas geológicas. Esses perfis, associados ao índice de Hack, por demonstrarem o detalhamento da variação altimétrica, auxiliaram na identificação de rupturas (*knickpoints*), setores côncavos e convexos no perfil, auxiliando na identificação de setores com maior resistência litológica, variação entre litologias, incremento do poder erosivo do canal etc.

Para a identificação e interpretação de setores anômalos da dinâmica fluvial, foram utilizados índices de análise da drenagem como o índice SL (*stream-gradient index*). Esse foi proposto originalmente por Hack (1973) e usado na literatura geomorfológica nacional e internacional, cuja proposta original: “[...] foi estabelecer um índice que possibilitasse a análise dos declives fluviais de modo que abstraísse o efeito da diminuição das declividades, rio abaixo, produzida pela interação entre hidráulica e transporte de sedimentos” (LIMA, 2013, p. 682).

A utilização desse índice avançou na identificação de setores anômalos associados à atividade tectônica (CHEN *et al*., 2003; KOBOR; ROERING, 2004; XUE *et al*., 2017) ou mais especificamente à neotectônica (ETCHEBEHERE *et al*., 2004; 2006), e na associação dos índices anômalos SL (SEEBER; GORNITZ; 1982), esses utilizados na identificação de *knickpoints* (SORDI *et al*., 2015; SOUZA, PEREZ-FILHO, 2017), em que a "[...] densidade elevada desses, possuem significado geomorfológico, ao indicar processos de retomada erosiva e aumento na intensidade de dissecação do relevo" (SORDI *et al*., 2015 p. 589). A partir dessa premissa, utilizou-se o índice SL para identificar os setores dos rios onde as anomalias podem ser associadas à atividade erosiva dos canais e à intensidade da disseção do relevo empreendida pelo canal fluvial.

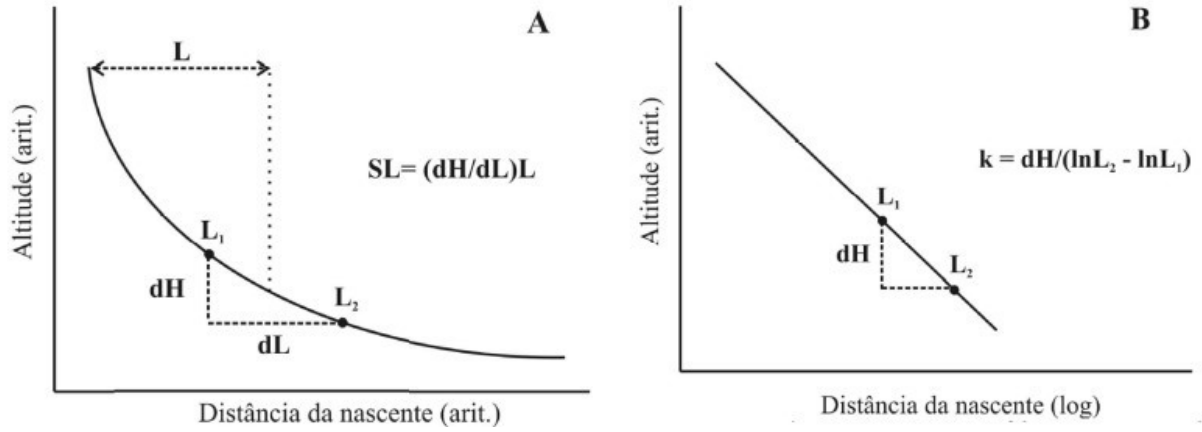
Figura 21 – Rios principais e sub-bacias do rio Paraguaçu utilizadas para elaboração dos perfis longitudinais



Fonte: Rede de drenagem Folha SD-24-V-A 1.250.000 (IBGE, 2016); MDE-SRTM 30m res. Elaborada pelo autor

O índice SL pode ser computado para o canal fluvial em toda sua extensão (SL_{canal}) (Figura 22a), ou para segmentos do canal (SL_{trecho}), fornecidos pelas seguintes relações:

Figura 22 – Perfis longitudinais esquemáticos: A: perfil convencional em escalas aritméticas; B: perfil semilogarítmico



Fonte: Lima (2015).

$$\mathbf{SL_{canal} = dH/ (lnL)} \quad (1)$$

Onde:
SL_{canal} = Índice de gradiente do canal (*stream-gradient index)*
dH = amplitude altimétrica do canal em metros
lnL = logaritmo natural da extensão do canal em metros

$$\mathbf{SL_{trecho} = (dH/dL)/L} \quad (2)$$

Onde:
SL_{trecho} = Índice de gradiente do canal (*stream-gradient index)* do trecho do canal fluvial
dH = amplitude altimétrica do trecho do canal em metros
L = extensão do canal fluvial, da nascente ao centro do trecho analisado em metros;

Seeber e Gornitz (1982) em trabalho seminal propôs a relação entre o SL_{trecho}/SL_{canal} com o intuito de identificar anomalias nos trechos dos canais fluviais, onde o quociente com valores 0 a 2 não indica anomalia, os valores compreendidos entre 2 a 10 correspondem segmentos com anomalia de 2ª ordem e os valores acima de 10 são identificados com anomalias de 1ª ordem.

Vários trabalhos têm interpretado essas anomalias como atividade tectônica ou descontinuidades litológicas e/ou erosivas associando à *kinckpoints* (pontos de rupturas). Como o índice SL para todo canal é calculado a partir da utilização da extensão do canal em escala logarítmica (lnL), Lima (2013) propôs, e foi adotado nesta pesquisa, a utilização da

relação logarítmica também contida em Hack (1973) para calcular o SL_{trecho} (índice k) (Figura 22b). Essa relação é dada por:

$$\mathbf{SL_{trecho} = índice\ k = dH / (lnL_1 - lnL_2)} \quad (3)$$

Onde:

SL_{trecho} = Índice de gradiente do canal - k (*stream-gradient index) do* trecho do canal fluvial;
dH = amplitude altimétrica do trecho do canal;
lnL_1 = logaritmo natural da elevação inicial (montante) do trecho analisado em metros;
lnL_2 = logaritmo natural da elevação final (jusante) do trecho analisado em metros;

Operacionalmente, para calcular os índices de gradiente de canal SL (*stream-gradient index*) para o todo o canal fluvial e para os trechos, utilizou-se como material base o MDE SRTM-NASA com 30 m de resolução. A partir desse, foram geraas de forma automática as curvas de nível com equidistância de 20 m no software *GlobalMapper* (versão teste), posteriormente exportadas para o ambiente ArcGis. A rede de drenagem foi extraída por meio de ferramentas do pacote *Hidrology*. Assim, os trechos SL foram definidos como os segmentos entre duas curvas de nível (20 m). Os cálculos foram realizados em planilhas no programa *LibreOffice Calc*.

4.7 IDENTIFICAÇÃO DE EVIDÊNCIAS DE REORGANIZAÇÃO FLUVIAL E DO EQUILÍBRIO/ DESEQUILÍBRIO DA REDE DE DRENAGEM NOS DIVISORES DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

Com o intuito de entender os processos de reorganização da rede de drenagem entre os divisores das sub-bacias/bacias hidrográficas presentes na área de estudo (Figuras 2, 23 e 29), utilizou-se a técnica *[chi]χ-maps* preconizada por Perron e Royden (2012). Neste trabalho, os autores desenvolveram um método de análise de perfis longitudinais no qual buscaram equacionar os ruídos que podem ser identificados por meio da análise relação declividade-área (Índice Ksn) (BURBANK; ANDERSON 2012).

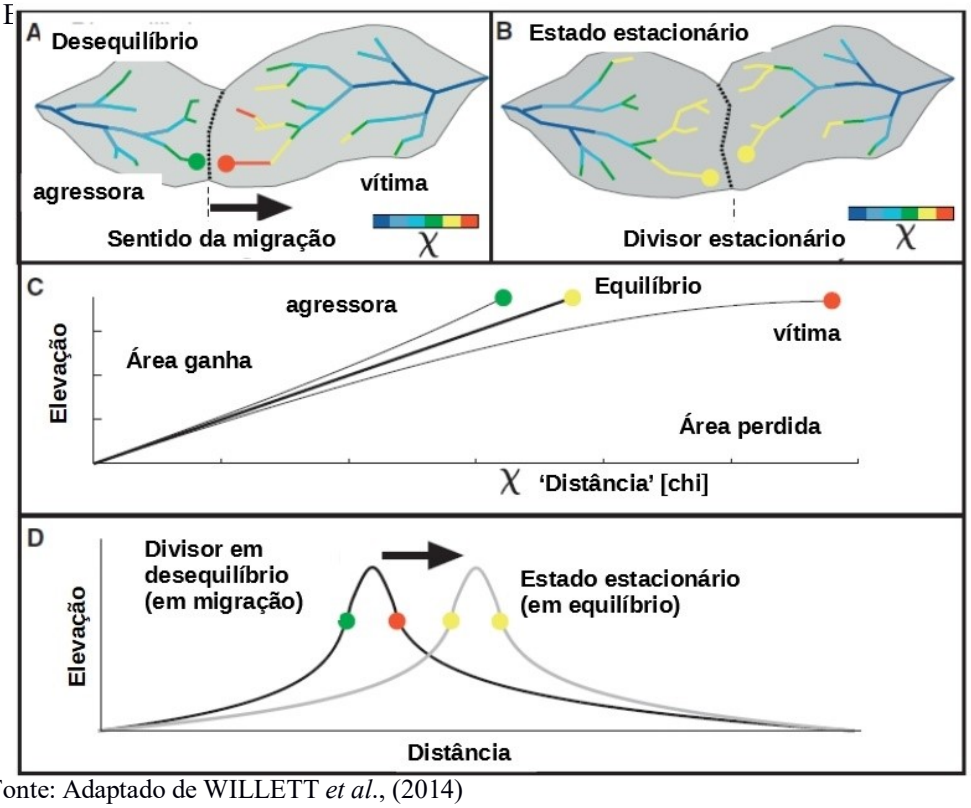
Os autores propuseram uma abordagem alternativa, baseada na integração da equação do estado estacionário do fluxo de energia. O principal componente dessa abordagem é a transformação da coordenada horizontal que expressa o comprimento do canal em metros, convertendo, assim, o perfil de um rio em estado estacionário em uma linha reta com um declive que é simplesmente relacionado à razão da taxa de elevação para a erodibilidade. Os perfis transformados, chamados perfis χ[chi], têm outras propriedades úteis, incluindo a co-

linearidade de tributários em estado estacionário com seu tronco principal e a facilidade de identificar sinais erosivos transitórios.

Essa metodologia foi aprimorada e apresentada por Willett *et al*., (2014), e, por meio dela, demonstrou a dinâmica e a reorganização de redes de drenagem por perfis e mapas χ[chi]. O princípio básico desse índice (*proxy*) baseia-se na geometria atual da rede de drenagem e fornece um instantâneo do estado dinâmico das bacias hidrográficas. O equilíbrio geométrico da rede de drenagem e, consequentemente, da bacia requer que um mapa de rede de drenagem com índices χ[chi] exibam valores iguais em todos os divisores (Figuras 23b, c, d). Os desequilíbrios da rede de drenagem ajustam sua área de drenagem através da migração do divisor (Figura 23a, c, d) (mudança geométrica) ou captura fluvial (mudança topológica) até que a condição de equilíbrio seja satisfeita (Figura 23d).

Para demonstrar essa premissa (hipótese), os autores aplicaram esse princípio para paisagens naturais, usando modelos digitais de elevação para calcular os índices χ (mapas e perfis) para três sistemas fluviais distintos: o Platô de *Loess* na China, a Cordilheira Central Oriental de Taiwan e o Sudeste dos Estados Unidos (WILLETT *et al*., 2014). Essa metodologia vem sendo aplicada em vários estudos como Gallen e Wegmann (2016), na Grécia, Beeson *et al*. (2017), nos Estados Unidos, e Sordi *et al*. (2018), no Brasil.

Figura 23 – Representação esquemática de bacias hidrográficas e perfis fluviais em desequilíbrio e equilíbrio conforme o método χ*-maps*



Fonte: Adaptado de WILLETT *et al*., (2014)

A adoção do índice χ[chi] associado com metodologias já consagradas na identificação de rearranjos de drenagens em planta (mapas topográficos) e em trabalhos de campo como o proposto por Bishop (1995) visou contribuir no entendimento do papel da drenagem na dissecação do Planalto de Maracás (setor central e oeste da área de estudo) e do Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde (setor leste) empreendida pelas drenagens das bacias do Paraguaçu, a fim de identificar a ocorrência de processos de rearranjo de drenagem na exumação dos inselbergues e no aplainamento da depressão.

Operacionalmente, a aplicação dessa metodologia utilizou como dado principal o MDE-SRTM de 30 m de resolução e sua implementação foi efetivada em ambiente SIG via MATLAB® por meio do pacote ferramental *TopoToolbox 2* (SCHWANGHART; KUHN, 2010; SCHWANGHART; SCHERLER, 2014), mais especificamente as rotinas <*STREAMobj/chitransform*> e <*STREAMobj/mchi*>.

4.8 ESTUDO DO CONDICIONAMENTO LITOESTRUTURAL E EVOLUTIVO DOS INSELBERGUES

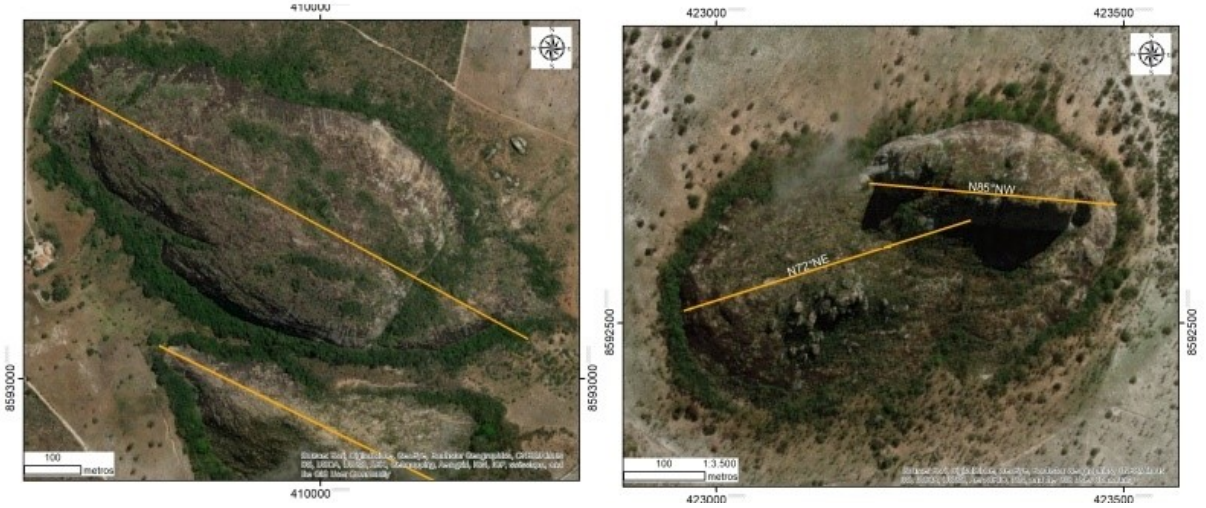
Com o intuito de elucidar aspectos evolutivos e genéticos dos inselbergues da região de Milagres-Itatim, primeiramente, em gabinete, procedeu-se o mapeamento dos inselbergues seguindo a classificação proposta por Migon (2006), com adaptações conforme apresentado no referencial teórico. Para tanto, utilizaram-se imagens de satélite LANDSAT OLI8, imagens de alta resolução disponibilizadas pelo ArcGis on-line e GlobalMapper e variáveis geomorfométricas (relevo sombreado, hipsometria, declividade, aspecto, curvaturas etc.) derivadas do modelo digital de elevação resolução 30 e 12,5 m.

Em seguida, realizou-se a análise do condicionamento estrutural e direcional dos inselbergues por meio da identificação do padrão (direção) de lineamentos, juntas e fraturas presentes nessas formas. O estudo do condicionamento estrutural e direcional seguiu a partir da extração da direção azimutal principal dos inselbergues. Para tanto, foram utilizadas imagens de alta resolução disponibilizadas no módulo on-line do ArcGis, produtos do modelo digital de elevação do SRTM como altimetria, declividade e relevo sombreado na resolução de 30 m (SRTM) e 12,5 m (ALOS-PALSR). As direções foram adquiridas de forma direta traçando linhas direcionais (Figura 24).

A partir dessas linhas, as direções azimutais, em arquivo vetorial *.txt*, por meio da extensão *AzimuteFinder* (QUEIROZ *et al.,* 2014), foram exportadas para o programa

OpenStereo (GROHMANN *et al*., 2011) para a confecção dos diagramas de rosetas de direções.

Figura 24 – Linhas traçadas em ambiente SIG para posterior extração das direções azimutais dos inselbergues

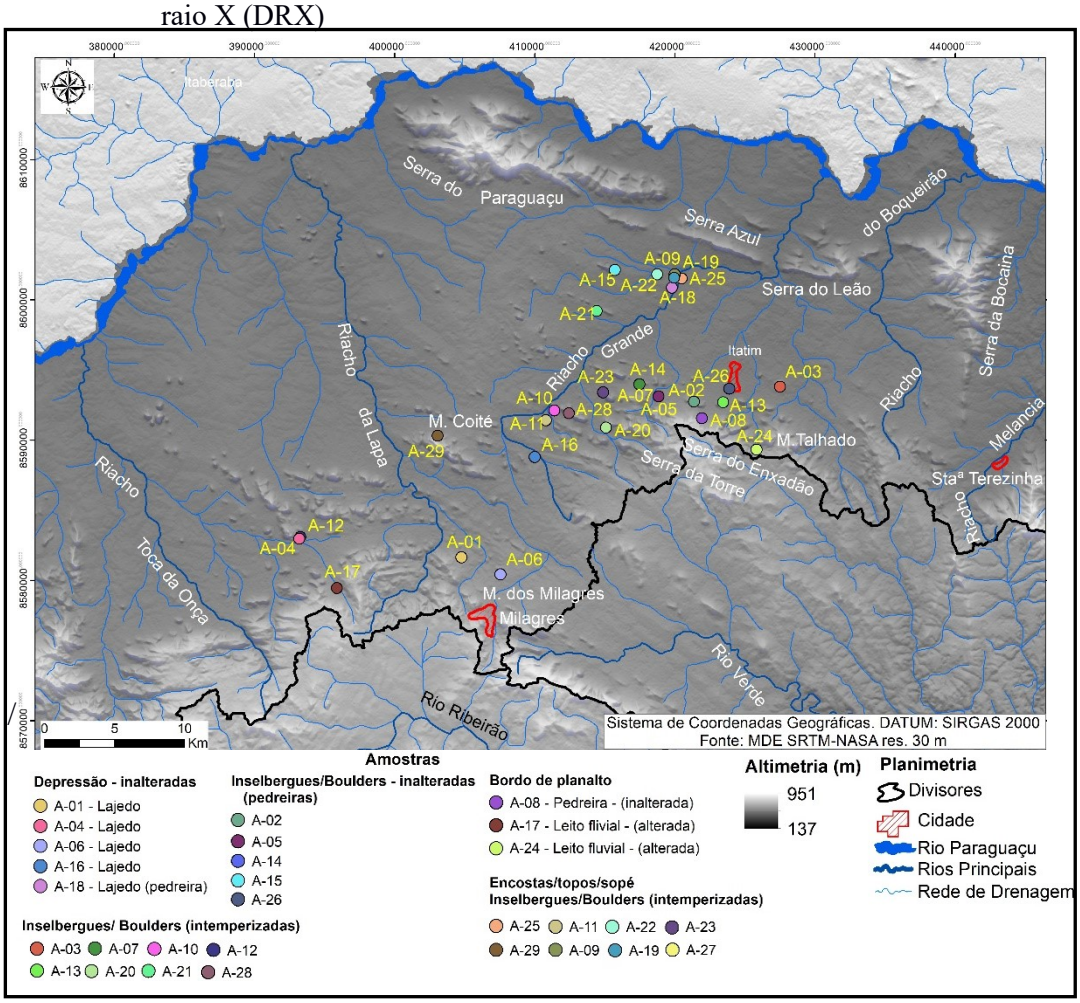


Fonte: Imagens de altíssima resolução disponibilizadas em ARC GIS on-line.

Em trabalho de campo, o mapeamento realizado foi confrontado e validado, e incluiu a identificação e descrição das relações espaciais geomorfológicas dos inselbergues, estruturais e características litológicas (RÖMER, 2005; 2007).

Foram coletadas, também, amostras de rochas dos inselbergues mais representativos no contexto de sua dimensão, tipologia e localização e também em lajedos e pedreiras (Figura 25). Procedeu-se a identificação mineralógica por difratometria de raio X (DRX), com o intuito de averiguar a influência mineralógica das rochas na ocorrência e tipologia dos inselbergues (MIGOŃ, 2006; RÖMER, 2007; EGGLETON, 2017). As análises foram realizadas no laboratório de difratometria de raio X do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), órgão complementar do Instituto de Geociências da UFMG.

Figura 25 – Espacialização das amostras de rochas utilizdas para análise de Difratometria de raio X (DRX)



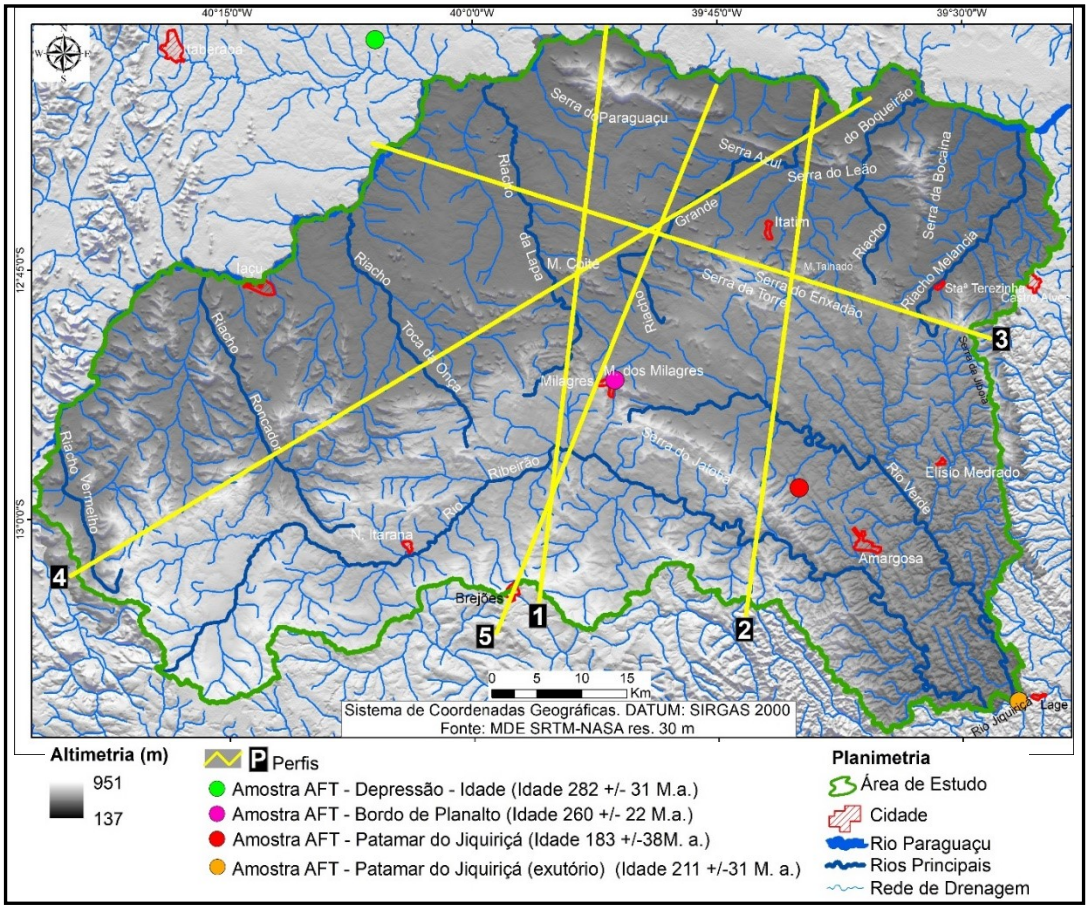
Fonte: Amostras de rochas: coleta em campo. Altimetria e R. Sombreado MDE-SRTM res. 30 m. Elaborada pelo autor

4.9 UTILIZAÇÃO DE PERFIS SWATH (PERFIS EM FAIXA)

Perfis topográficos consorciados a perfis *swath* (perfis em faixa), permitem que a elevação seja extraída de uma faixa, que é dada por uma janela móvel, e não de uma linha simples, como nos perfis convencionais. Os dados das elevações e os parâmetros estatísticos extraídos dessa forma permitem inferir que a curva de elevações máximas corresponda aos topos e contribuem na identificação de características topográficas, como paleosuperfícies.

Para a linha de elevações mínimas, tem-se os fundos dos vales. Além disso, perfis de *swath* permitem estimar o relevo geofísico, que é um *proxy* para incisão fluvial, e consiste da diferença topográfica entre a elevação máxima e a elevação atual (CHAMPAGNAC *et al*., 2014; SORDI *et al*., 2018). Dessa forma, foram elaborados 5 perfis Swath a partir de uma janela móvel de 5 km de raio (Figura 26).

Figura 26 – Perfis *Swath* (perfis em faixa) e localização das amostras TFA disponibilizadas por Jelinek *et.al*. (2014)



Fonte: Localização das amostras TFA (JELINEK et. al 2014); Altimetria e R. sombreado MDE-SRTM res 30m; planimetria (IBGE 2018). Elaborada pelo autor.

4.10 UTILIZAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS E PALEOCLIMÁTICOS OBTIDOS EM TRABALHOS ANTERIORES

A partir dos resultados alcançados nas etapas anteriores, para a proposição de uma síntese evolutiva e explicativa da evolução do relevo da região de Milagres-Itatim e inselbergues, foram utilizados dados geocronológicos secundários de termocronologia de baixa temperatura (traços de fissão em apatitas – TFA), que abrange a área de estudo como os disponibilizados por Japsen *et al*., (2012) e Jelinek *et al*. (2014) (Figura 26), a fim de identificar os principais eventos de evolução geomorfológica de longo-termo da região de Milagres-Itatim e inferir sobre as taxas de denudação e exumação local, correlacionando com as análises anteriormente procedidas.

Utilizaram-se, ainda, intrpretações paleoclimáticas de distribuição de chuva prevista através do tempo geológico contidas em Tardy *et al*. (1991), segundo os dados de Parrisch *et al*. (1982), modificados e apresentadas por Varajão *et al*. (2020).

5 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo tem por objetivo apresentar uma Compartimentação do Relevo com o intuito de demonstrar o papel das estruturas e da erosão fluvial no condicionamento das formas presentes na área de estudo. Buscou-se ainda discriminar o padrão de formas graníticas: os inselbergues, que possuem destaque na paisagem investigada.

A proposta parte do 1º táxon (unidades morfoestruturais ou domínios morfoestruturais). O 1º táxon contempla o arcabouço litoestrutural geotectônico, no caso a área de estudo está assentada sobre partes de dois blocos geotectônicos: o Bloco Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá que conformam o Cráton do São Francisco.

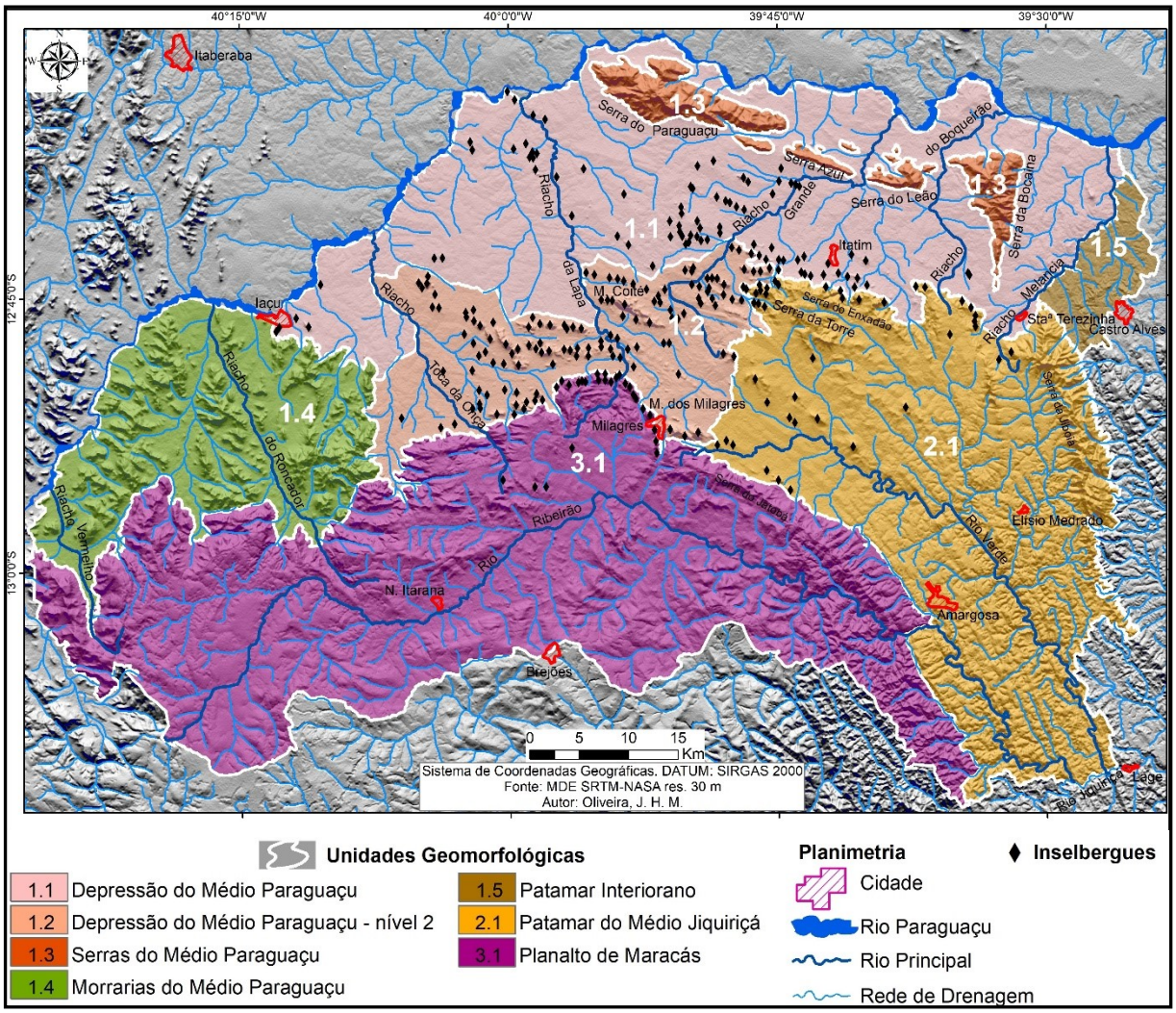
A compartimentação empreendida delimitou sete unidades de relevo ou unidades morfoesculturais, correspondendo ao 2º táxon (ROSS, 1992). Essas unidades morfoesculturais se associam com as respectivas bacias e sub-bacias hidrográficas presentes na área de estudo, sendo que a Depressão do Médio Paraguaçu, Morrarias do Médio Paraguaçu, serras do Médio Paraguaçu e o Patamar Interiorano são drenados pelas sub-bacias do Paraguaçu. O Planalto de Maracás compreende a bacia do rio Ribeirão e o Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde compreende a bacia do rio Verde. Setor do baixo curso do rio Ribeirão drena o Patamar do Médio Jiquiriçá a sudeste na área de estudo, drenagens do Paraguaçu posicionam suas principais nascentes sobre Planalto de Maracás a oeste.

A partir dessas sete unidades, delimitaram-se padrões de formas correspondendo ao 3º e 4º táxon da metodologia de Ross (1992) (Quadro1; Tabela 1).

As maiores altitudes, acima de 900 m, situam-se no Planalto de Maracás no setor sul, nas nascentes do rio Ribeirão. Altitudes acima de 800 m também são comuns nesse compartimento em setores como os divisores com as drenagens do Paraguaçu, e com drenagens do Patamar do Jiquiriçá-Verde a leste na Serra do Jatobá. Na unidade do Patamar do Jiquiriçá-Verde, as altitudes acima de 600 m se posicionam na Serra do Enxadão no limite norte do compartimento com a Depressão do Paraguaçu e a Leste na Serra da Jiboia.

O conjunto serrano das Morrarias do Médio Paraguaçu também apresentam altitudes acima de 600 m. Na maioria de seus padrões de forma, o grau de incisão (desnível topográfico) desse compartimento também é alto, chegando a alcançar 400 m em alguns tipos de forma (Figura 28).

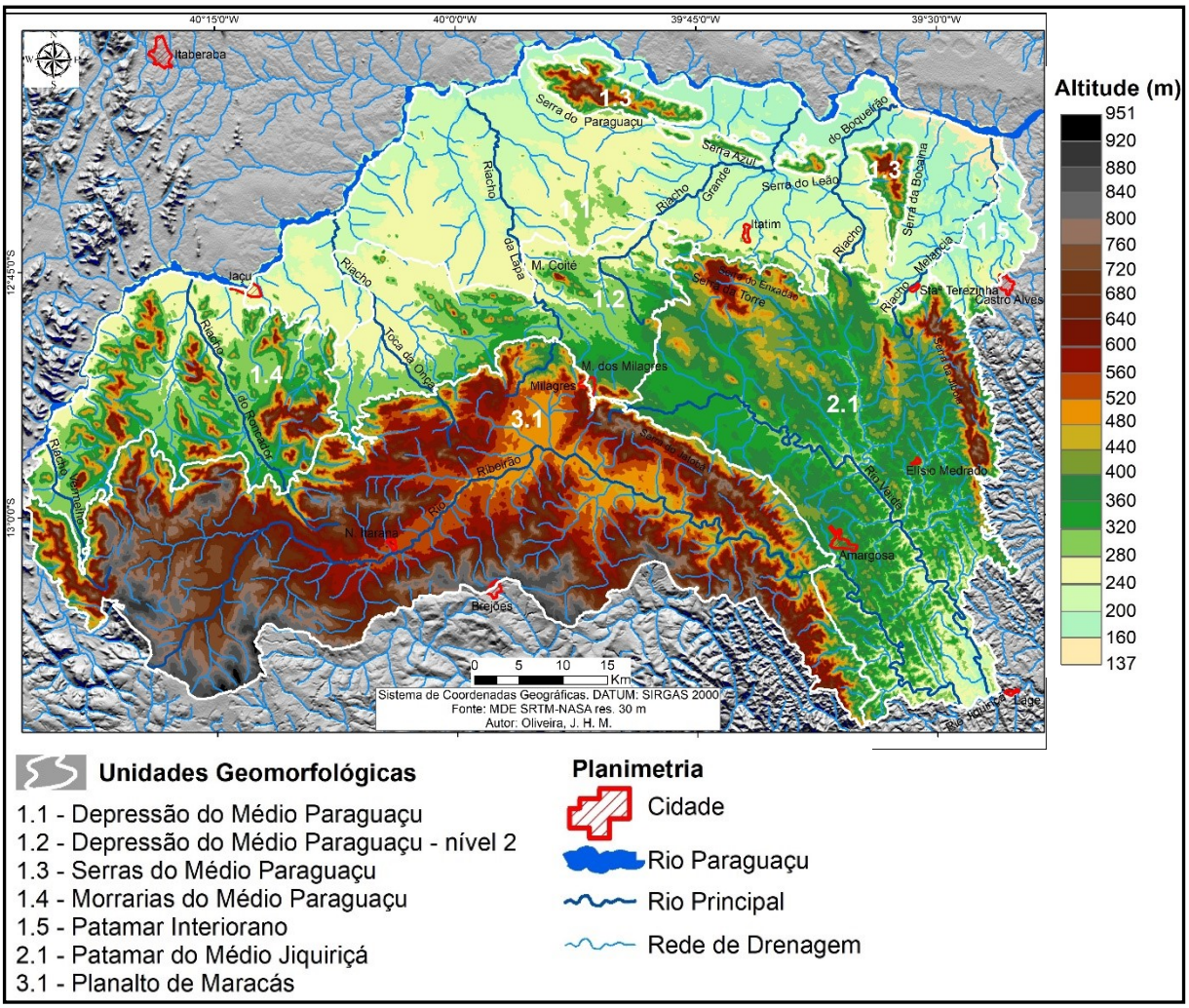
Figura 27 – Unidades geomorfológicas e inselbergues da área de estudo



Fonte: Elaborada pelo autor.

As menores altitudes se posicionam na Planície do Paraguaçu em toda sua extensão de oeste para leste da área. Altitudes inferiores a 200 m são identificadas também na planície fluvial do rio Verde à altura da confluência com o rio Jiquiriçá. Altitudes baixas no intervalo 160–260 m são destaque também nas unidades da Depressão do Médio Paraguaçu e do Patamar Interiorano. Na Depressão do Paraguaçu, esse relevo arrasado é interceptado por formas graníticas – inselbergues que podem alcançar altitudes acima dos 400 m (Morro do Letreiro, da Ponta Aguda, Dois Irmãos), chegando até a 750 m, como é o caso do Morro do Coité, no centro da depressão, com amplitude altimétrica de 450 m. As serras presentes na Depressão do Paraguaçu também marcam níveis altimétricos na ordem de 700 a 800 m (Figura 28).

Figura 28 – Hipsometria e unidades geomorfológicas da área de estudo

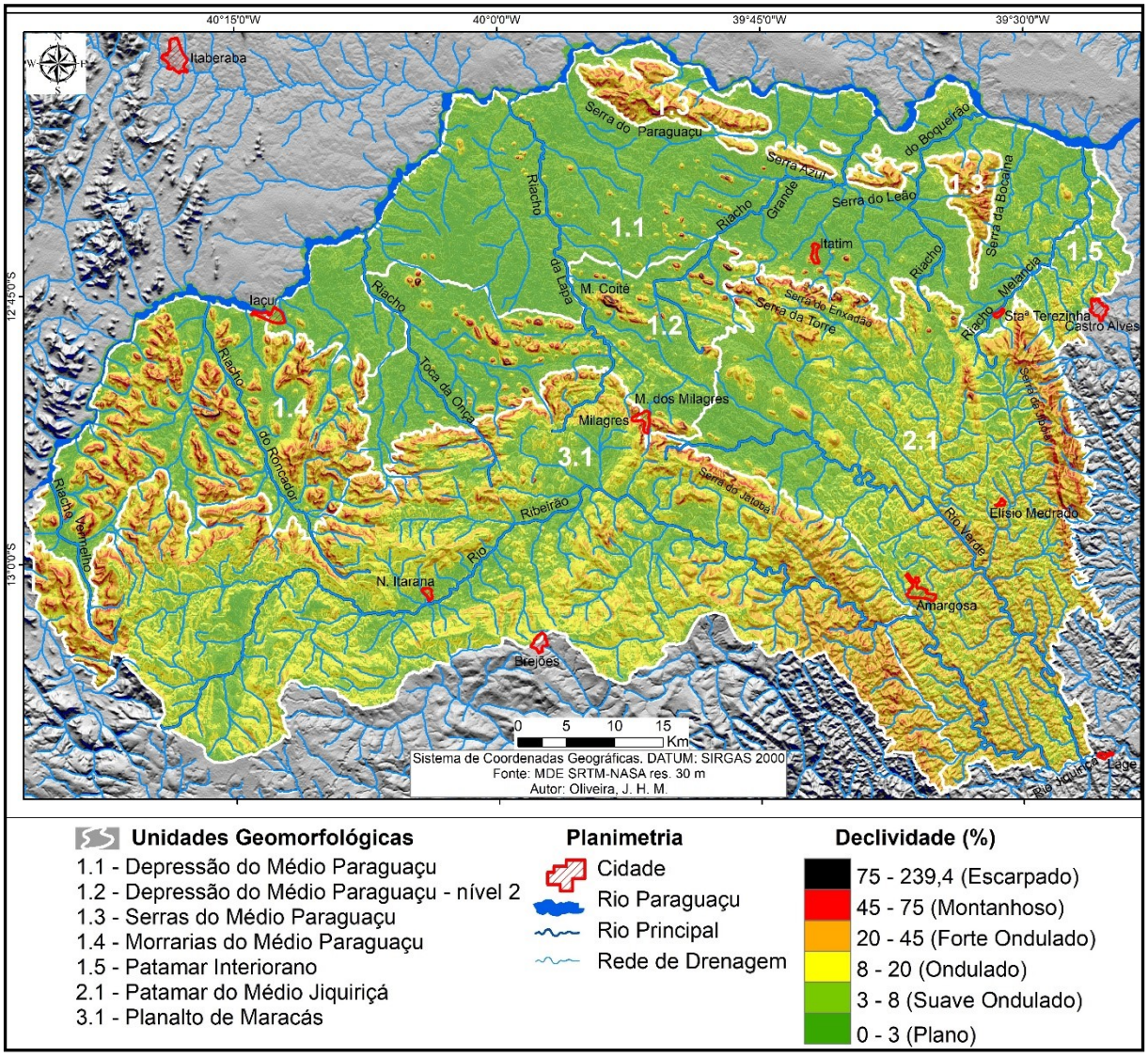


Fonte: Elaborado pelo autor

A declividade média da área de estudo é na ordem de 11%, contudo ocorrem setores que alcançam declividades compreendendo os intervalos 20-45% (forte ondulado) e 45-75% (montanhoso/escarpado) (Figura 29). O somatório desses dois intervalos perfaz cerca de 19% da área total mapeada, com destaque para os divisores na borda do Planalto de Maracás com a Depressão do Paraguaçu: no limite Planalto de Maracás – Patamar Jiquiriçá-Verde, no conjunto serrano das Morrarias, na Serra da Jiboia, nos relevos fortemente dissecados do Planalto de Maracás e do Patamar Jiquiriçá-Verde, nas serras residuais do Paraguaçu e nos inselbergues cujas encostas se posicionam com declividades sempre acima de 30%.

As declividades mais suaves: 0-3% (Plano) e 3-8% (Suave Ondulado) se apresentam nos setores deprimidos e nos vales fluviais. As classes de declividades intermediárias de 8-20% (Ondulado) nas baixas colinas, em alguns inselbergues de baixa altura, nos setores de pedimentos e nos primeiros níveis das encostas dos relevos serranos (Figura 29).

Figura 29 – Declividade e unidades geomorfológicas da área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor

A seguir, são descritas analiticamente as unidades geomorfológicas em consórcio aos respectivos padrões de formas associando e inter-relacionando com a litologia, estruturas geológicas, altimetria, graus de incisão (desnível topográfico), declividade e rede de drenagem.

5.1 DEPRESSÃO DO MÉDIO PARAGUAÇU

Esse compartimento compreende todo setor deprimido entre o rio Paraguaçu até o sopé do Patamar do Jiquiriçá – rio Verde e o Planalto de Maracás. Por critérios altimétricos e litológicos, foi subdividido em dois níveis: Depressão do Médio Paraguaçu – nível 1 e Depressão do Paraguaçu – nível 2.

5.1.1 Depressão do Médio Paraguaçu – nível 1

Compreende uma extensa área entre o rio Paraguaçu e o setor central da área de estudo, e, no sentido leste-oeste, entre o Patamar Interiorano e a Unidade das Morrarias do Médio Paraguaçu (Figuras 27 e 30).

O substrato que embasa a Depressão do Paraguaçu – nível 1 compreende litologias do Complexo Caraíba, Complexo Tanque Novo-Ipirá, Complexo Jequié e Granitóides Pós Tectônicos (Figura 2). O Complexo Caraíba é representado pela unidade dos ortognaisses enderbíticos, charno-enderbítico e charnockitíco em parte migmatizados, calcialcalinos de baixo e médio Potássio (A4co) e se distribui em uma faixa entre o rio Paraguaçu e as Serras do Médio Paraguaçu e no setor leste da depressão.

O caráter migmatizado e teores baixos a médio de potássio dessas rochas podem ser entendidos como de maior susceptibilidade a processos intempéricos (PYE *et al*., 1986). Os padrões de formas sustentados por essas litologias no setor norte e leste da área de estudo são constituídos por colinas alongadas – lombadas (Dl) e em colinas de fraca à média incisão (Dc), além de setores pedimentados (Pp), constituindo-se em rampas suaves no sopé dos relevos serranos, distribuindo-se em uma faixa entre a planície fluvial e a Unidade das Serras do Médio Paraguaçu (serras do Paraguaçu, do Leão e Bocaina).

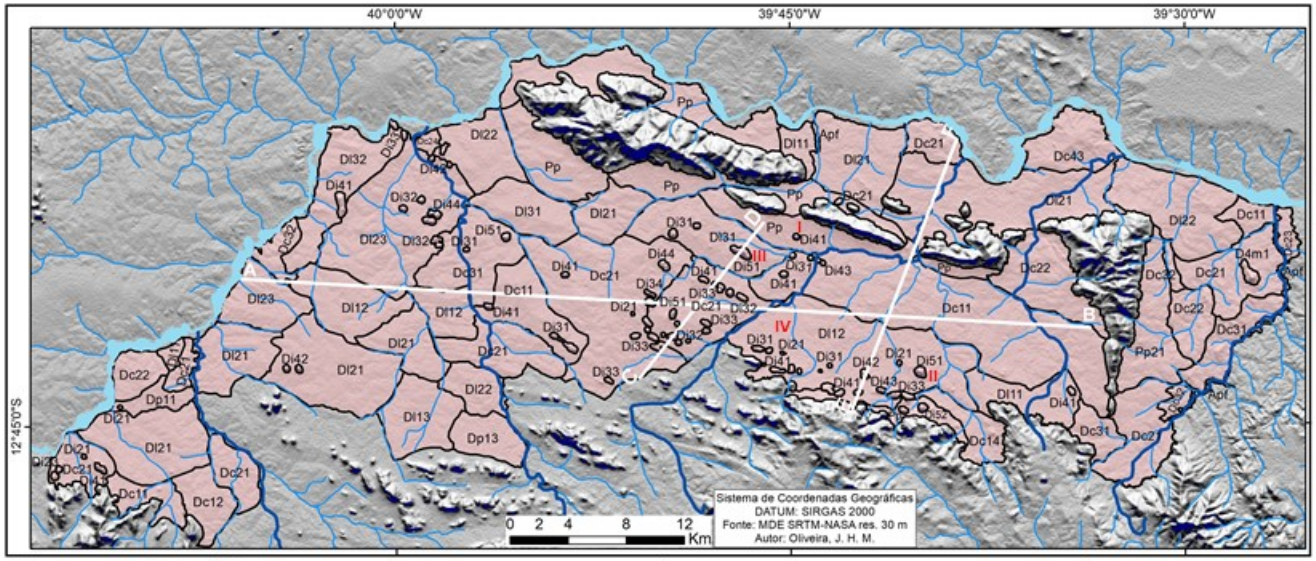
O Complexo Jequié é representado pelas litologias da unidade dos ortognaisses granulítico retrometamorfizado a hornblenda-biotita gnaisse (A34jr) e se distribui de forma contínua do setor central da depressão para Oeste. Os padrões de formas correspondem a baixas colinas com muito fraca incisão a superfícies planas (Dp).

Por vezes, as formas adquirem um incremento na dissecação proporcionada pela presença maior de linhas de drenagens efêmeras a intermitentes, acentuando a declividade em intervalo de 3 a 8%. Há ainda os padrões de formas em colinas alongadas – lombadas (Dl) associadas diretamente a lineamentos estruturais paralelos e contíguos.

O padrão de formas mais relevante presente nessa unidade diz respeito às formas graníticas residuais – inselbergues (Di) (Figura 30 – fotografias e perfis). As classes de declividade são variáveis, a partir de 12%, do nível de pedimento ou *tálus* dos inselbergues até acima de 45%, demarcando o padrão escarpado de suas vertentes.

O relevo absoluto dos inselbergues situa-se acima de 40 m, chegando a ultrapassar 200 m como no caso dos morros Duas Pontas, morro Redondo e morro da Ponta Aguda (Figura 30 – fotografias e perfis).

Figura 30 – Unidade geomorfológica: Depressão do Médio Paraguaçu e ppadrões de formas (3º e 4º táxon): perfis transversais

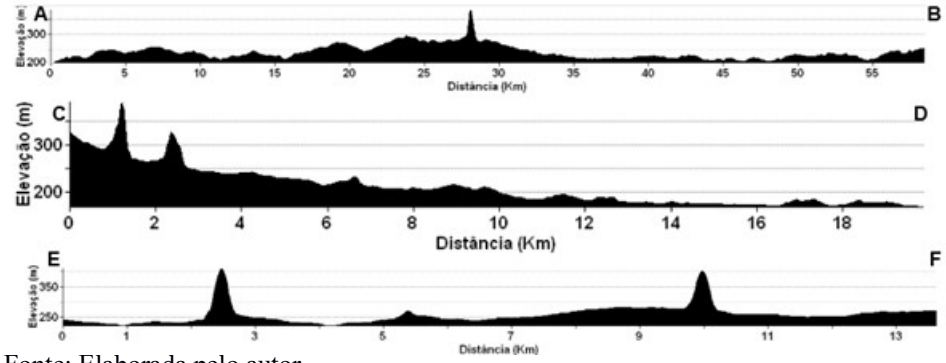


Paisagem característica da Unidade. Ao fundo, Inselbergues posicionados no Bordo do Patamar do Jiquiriçá – sentido da foto: NW-SE

Elementos Geográficos

- Tipo de Formas de Relevo
- Perfis Transversais
- Rio Paraguaçu
- Rio Principal
- Rede de Drenagem

Tipologia de Formas	Incisão e dimensão interfluvial média (Índice de Dissecação)
Planície Fluvial	Apf
Formas em Baixas Colinas Convexas	Dc11; Dc12; Dc14; Dc21; Dc22; Dc23; Dc24; Dc31; Dc32; Dc43;
Formas Graníticas Isoladas – Inselbergues	Di21; Di23; Di31; Di32; Di33; Di34; Di41; Di42; Di43, Di44; Di51; Di52
Formas em Colinas Amplas – Lombadas	Dl11; Dl12; Dl13; Dl21; Dl22; Dl23; Dl31; Dl32
Formas em Morros	Dm51
Formas Planas	Dp11; Dp13
Pedimentos	Pp



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.1.2 Depressão do Paraguaçu – nível 2

A Depressão do Médio Paraguaçu – nível 2 se posiciona a partir do centro da Depressão em direção ao Planalto de Maracás (Figuras 27 e 31) e coincide, em quase sua totalidade, com a unidade geológica dos *Enderbitos e charnockitos* (*A34jc2*). A altimetria varia entre 200 m, nas estreitas planícies dos riachos Toca da Onça e da Lapa a 730 m, topo do Inselbergue Morro do Coité (Figuras 27, 28 e 31).

Há uma grande profusão de *clusters* de inselbergues (Di) com encostas íngremes e regolíticas (Figuras 31 – perfil A-B) no centro da área, e dômicos por toda unidade, com destaque para os dômicos de grandes dimensões.

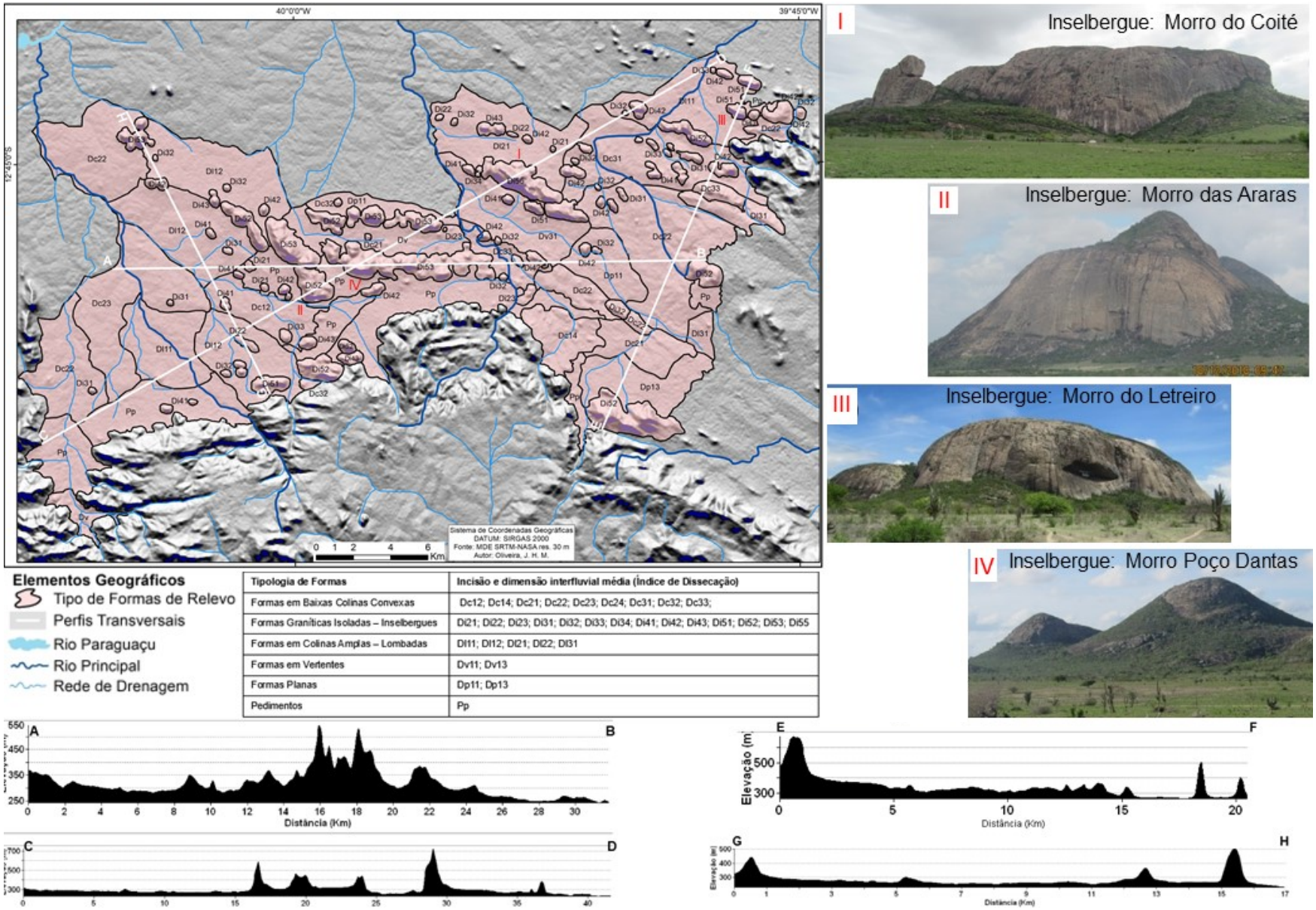
5.2 MORRARIAS DO MÉDIO PARAGUAÇU

Essa unidade se localiza no setor oeste da área de estudo (Figuras 27 e 32) e possui por embasamento litológico em sua maior parte a Unidade Jequié – Granulito enderbito-charnkcito (*A34jed*). São encontrados dois enclaves de *Gnaisses Gabronoritíco* (A34jgb) ou *Granitóides Milagres*, próximos à cidade de Iaçu, no formato de *stock* circular, além de uma mancha de coberturas cenozoicas mapeadas como conglomerados oligomíticos, que são compostos por um só tipo de rocha e laterita.

Os Padrões de Formas em Serras com topos convexos a aguçados (Dsa), Morros com Topo Convexo (Dm) e Morros com topos aguçados (Da) se apresentam intercortados por drenagens intermitentes encaixadas em Formas de vales (Dv).

A dissecação e a incisão das formas serranas (Dsa) e formas em morros (Dm) (Figura 33) são geralmente de padrão forte a muito forte, fato refletido e corroborado pelas declividades dessas formas. A rede de drenagem intermitente é formada por sub-bacias que drenam para o rio Paraguaçu, comandado por esse nível de base regional. Essas drenagens condicionadas pela litoestrutura conduziu um trabalho erosivo, o qual dissecou o relevo desse compartimento e possibilitou a dissecação formando um relevo serrano residual, bastante dissecado (Figura 32 – perfis).

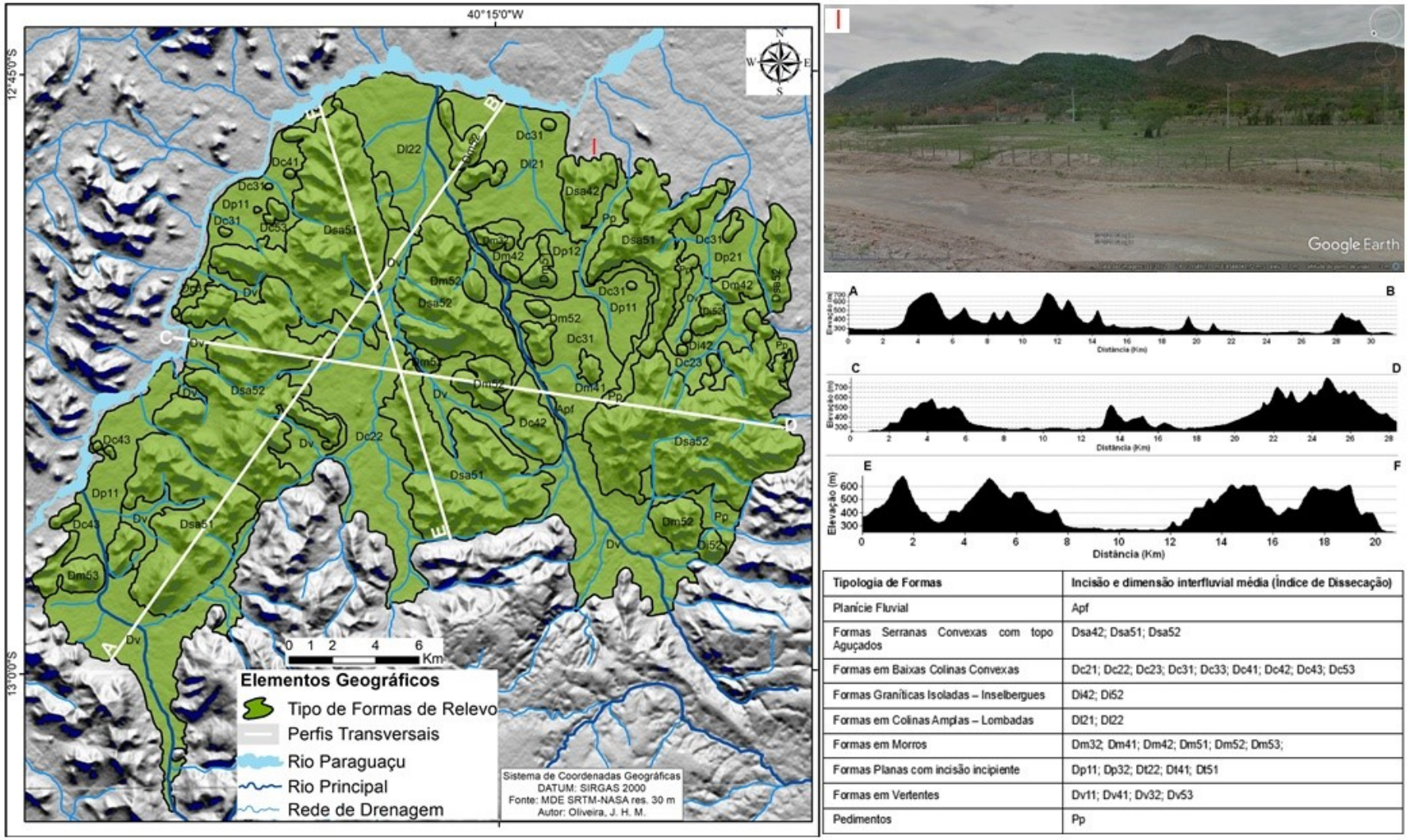
Figura 31 – Unidade Geomorfológica Depressão do Médio Paraguaçu – 2 e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



Tipologia de Formas	Incisão e dimensão interfluvial média (Índice de Dissecação)
Formas em Baixas Colinas Convexas	Dc12; Dc14; Dc21; Dc22; Dc23; Dc24; Dc31; Dc32; Dc33;
Formas Graníticas Isoladas – Inselbergues	Di21; Di22; Di23; Di31; Di32; Di33; Di34; Di41; Di42; Di43; Di51; Di52; Di53; Di55
Formas em Colinas Amplas – Lombadas	Dl11; Dl12; Dl21; Dl22; Dl31
Formas em Vertentes	Dv11; Dv13
Formas Planas	Dp11; Dp13
Pedimentos	Pp

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 32 – Unidade Geomorfológica Morrarias Paraguaçu e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



Tipologia de Formas	Incisão e dimensão interfluvial média (Índice de Dissecação)
Planície Fluvial	Apf
Formas Serranas Convexas com topo Aguçados	Dsa42; Dsa51; Dsa52
Formas em Baixas Colinas Convexas	Dc21; Dc22; Dc23; Dc31; Dc33; Dc41; Dc42; Dc43; Dc53
Formas Graníticas Isoladas – Inselbergues	Di42; Di52
Formas em Colinas Amplas – Lombadas	Dl21; Dl22
Formas em Morros	Dm32; Dm41; Dm42; Dm51; Dm52; Dm53;
Formas Planas com incisão incipiente	Dp11; Dp32; Dt22; Dt41; Dt51
Formas em Vertentes	Dv11; Dv41; Dv32; Dv53
Pedimentos	Pp

Fonte: Elaborada pelo autor.

5.3 PLANALTO DE MARACÁS

O Planalto de Maracás compreende tipos de formas tipicamente de planalto (Figuras 27 e 33). As principais litologias que sustentam o planalto são rochas do Complexo Jequié, mais especificamente da Unidade *Jequié – Granulito enderbito-charnkcito* (*A34jed*). Há ocorrência da Unidade dos *Gnaisses Gabronorítico (A34jgb)*, que acompanha em grande parte o vale do rio Ribeirão em seu setor médio, de forma alongada, e assume o sentido geral SW-NE das zonas de cisalhamento transpressionais. Coberturas Cenozoicas (posicionadas no Neógeno até 23 M.a. por Meireles *et al*., 2018) ocorrem em setores de topo tabular em alguns setores ao sul do compartimento.

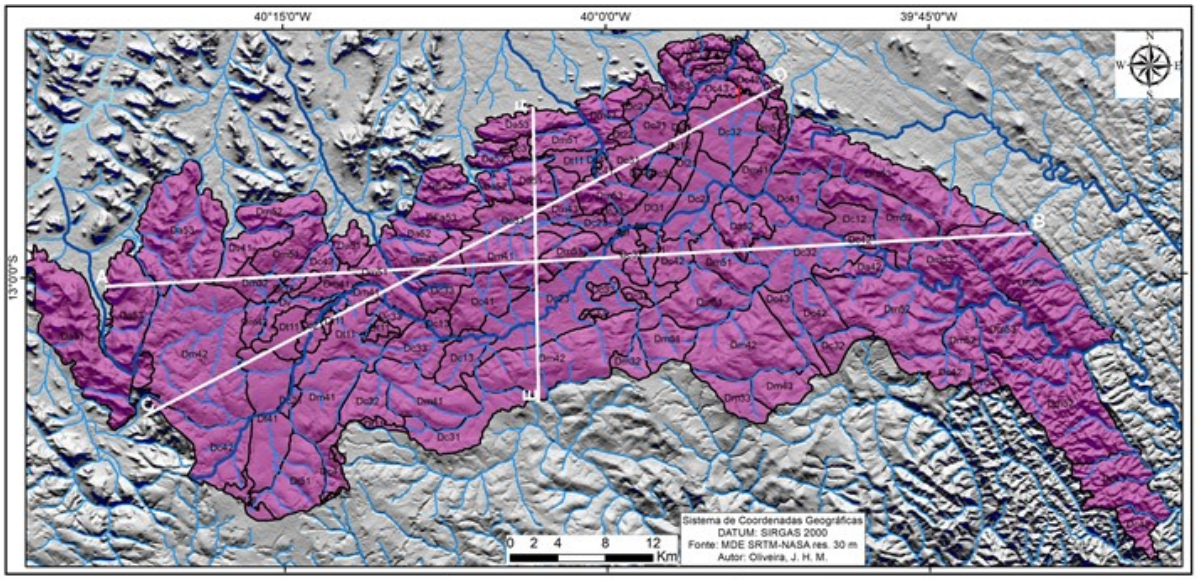
O setor leste do Planalto de Maracás é representado regionalmente pelas Serras do Jatobá a NE e Serra do Horizonte a SE. O nível altimétrico desse conjunto serrano no Planalto é de 500 m, chegando a 850 m em alguns topos aguçados na Serra do Jatobá. O sopé oposto, limítrofe com o Patamar do Médio Jiquiriçá-Rio Verde, se posiciona a 400 m (Figuras 27, 28 e 33). O padrão de forma morros (Dm) com grau de incisão e dissecação muito forte apresenta relevo predominantemente ondulado a fortemente ondulado. Esse conjunto serrano sustentado regionalmente pelos Granulitos enderbito-charnkcito (*A34jed*) possui alinhamentos nítidos proporcionados por zonas de cisalhamentos transpressionais em forma de arco de direção geral SE-NW.

As drenagens se configuram como os principais agentes da degradação desse conjunto serrano. Ressalta-se que as drenagens do rio Verde (no divisor leste – e Nordeste) se posicionam com maior vigor denudacional (maiores amplitudes e declividades), assumindo maior área sobre esses padrões de forma, o que pode indicar processos de capturas fluviais (Figuras 27, 28, 29 e 33). No bordo norte do Planalto de Maracás voltado para a depressão e para as Morrarias do Médio Paraguaçu, esses processos de avanço das drenagens sobre o Planalto de Maracás são mais evidentes.

As drenagens de alto curso das sub-bacias do Paraguaçu (riacho da Lapa, Toca da Onça e Roncador) posicionam suas principais nascentes e seus respectivos altos cursos sobre o Planalto de Maracás (Figuras 27, 28 e 33), apresentando-se, em muitos casos, como vales suspensos. A altimetria nos conjuntos de formas que demarcam esse setor varia entre 260-500 m no sopé e encostas voltadas para a Depressão/Morrarias, e 501 a 850 m nas formas sobre o planalto até os divisores.

No limite Norte, ocorre a exumação de inselbergues de bordo planalto *Bornhardts* (Di) com topos convexos e fortemente dissecados (Figura 33).

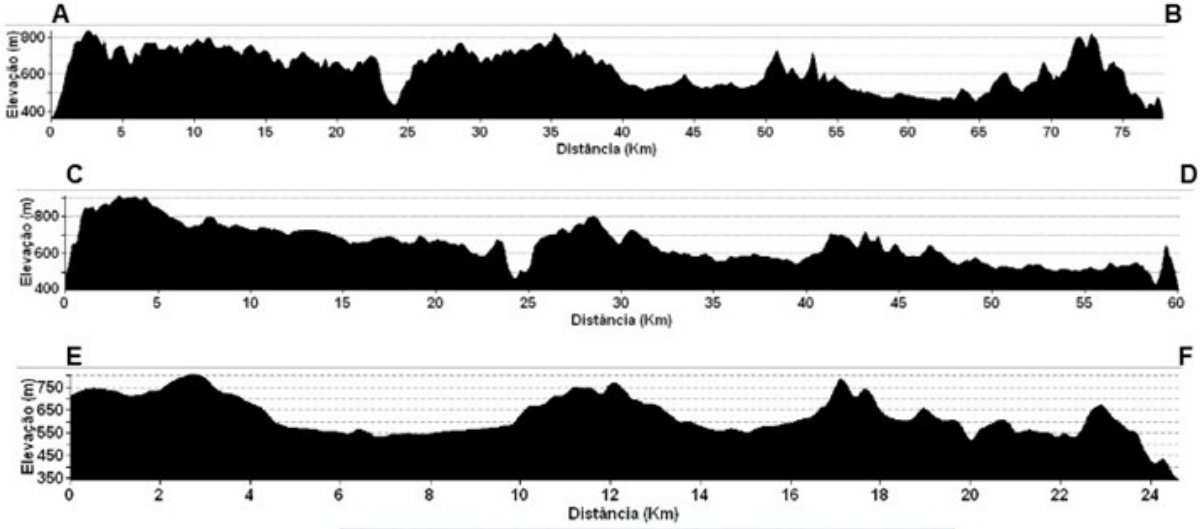
Figura 33 – Unidade Geomorfológica Planalto de Maracás e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



Elementos Geográficos

- Tipo de Formas de Relevo
- Perfis Transversais
- Rio Paraguaçu
- Rio Principal
- Rede de Drenagem

Tipologia de Formas	Incisão e dimensão interfluvial média (Índice de Dissecação)
Planície Fluvial	Apf
Formas Convexas com topo Aguçados	Da42; Da51; Da52; Da53
Formas em Baixas Colinas Convexas	Dc11; Dc12; Dc13; Dc21; Dc23; Dc31; Dc32; Dc33; Dc41; Dc42; Dc43
Formas Graníticas Isoladas – Inselbergues	Di31; Di32; Di33; Di42; Di43; Di51; Di52; Di53
Formas em Colinas Amplas – Lombadas	Dl21; Dl31
Formas em Morros	Dm32; Dm33; Dm41; Dm42; Dm43; Dm51; Dm52; Dm53;
Formas com topos tabulares	Dt11; Dp32; Dt22; Dt41; Dt51
Formas em Vertentes	Dv11; Dv41



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.4 PATAMAR DO MÉDIO JIQUIRIÇÁ – RIO VERDE

Essa unidade morfoescultural se apresenta como um nível altimétrico e denudacional intermediário entre a Depressão do Médio Paraguaçu e o Planalto de Maracás. Localiza-se no setor SE da área de estudo e contempla inteiramente a bacia do rio Verde e drenagens em seus respectivos altos cursos das sub-bacias do Paraguaçu (riacho Grande e Melancia) a norte no bordo do patamar fortemente dissecado, e drenagens do rio Ribeirão na porção sul da Unidade (Figuras 27 e 34).

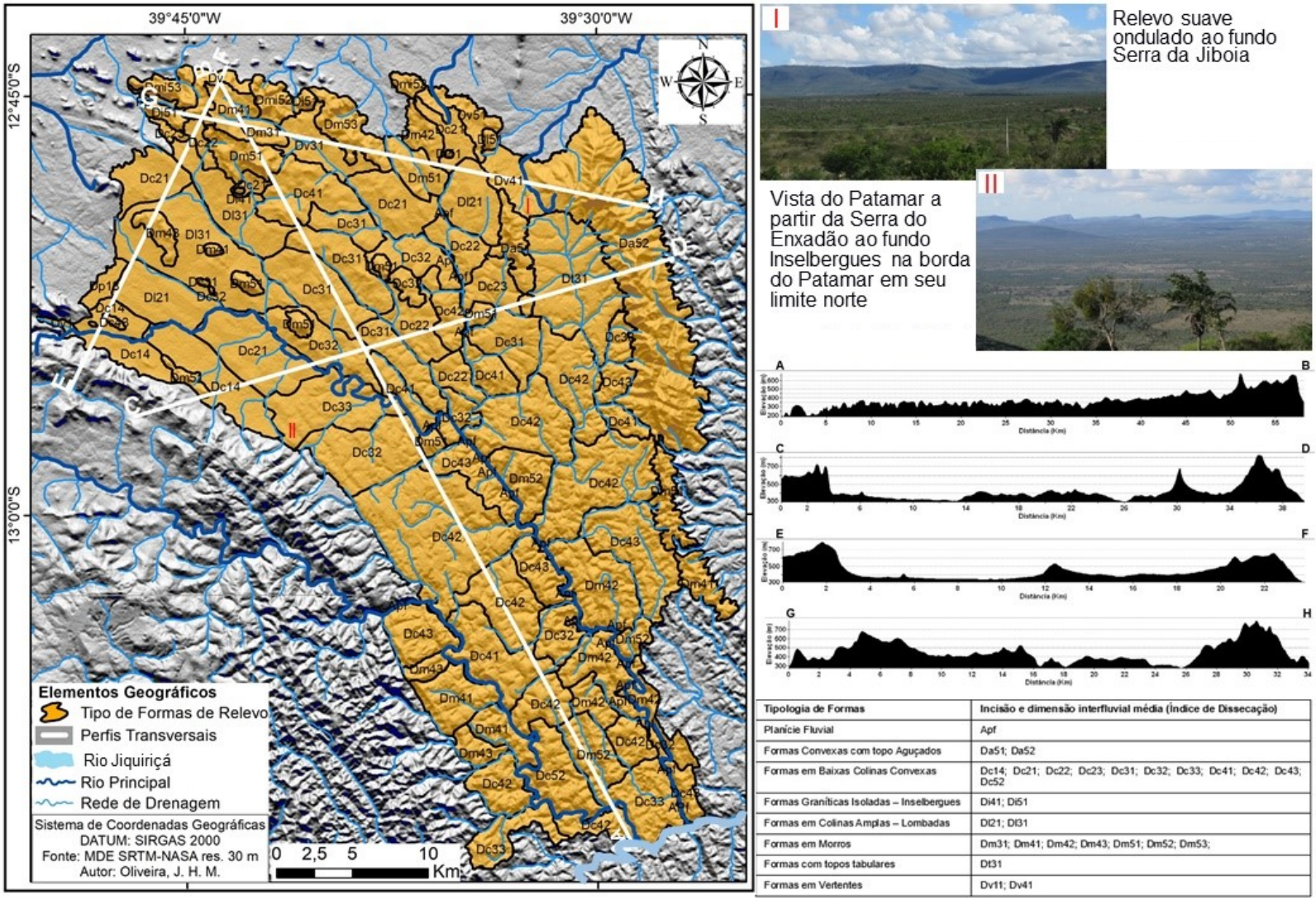
Há ocorrência da unidade dos ortognaisses retrometamorfizados do Complexo Caraíba. As demais unidades geológicas são a Unidade Jequié – granulito enderbito-charnkcito (A34jed), a oeste da unidade, ortognaisses enderbíticos, charno-enderbítico (A4co), a leste, pequenas manchas dos Gnaisses Gabronorítico (A34jgb) e algumas manchas de *Coberturas Cenozoicas* próximo à Serra da Jiboia.

O padrão de formas no bordo (limite patamar/depressão) marca um limite em escarpa denudacional/estrutural (Figuras 27 e 34), com forte dissecação e incisão. A altimetria varia entre 300 m no sopé a 650 m, chegando a 680m nos topos dos *Bornhardts*, além de apresentar feições graníticas como alvéolos e *tafoni* e formas graníticas como inselbergues e inselbergues de bordo planalto (*bornhardts*) (Di) (Figuras, 27, 28, 29 e 34), como os apresentados na Serra do Enxadão e da Torre (Figuras 30 – fotografia IV – e 34).

No divisor NW, os padrões de formas em baixas colinas (Dc), colinas alongadas – lombadas (Dl) e superfícies planas de incisão incipiente (Dsp) se apresentam com dissecação e incisão baixa a média. Esse setor é caracterizado como baixo divisor entre as bacias do rio Verde e riacho Grande (Paraguaçu).

Do setor central no Patamar do Jiquiriçá – rio Verde até seu limite sul, a dissecação e a incisão do relevo intensificam-se na porção mais central. Os padrões de forma se configuram como colinas de baixa a média incisão, e as declividades alcançam facilmente 20%, configurando-se como relevo ondulado. Mais ao sul, as colinas se tornam mais dissecadas com padrões compatíveis a relevos de meia laranja. Nesse, há uma intensificação das precipitações e o clima se torna mais úmido (Figuras 34 – perfil A – B).

Figura 34 – Unidade Geomorfológica Patamar do Médio Jiquiriçá-Rio Verde e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



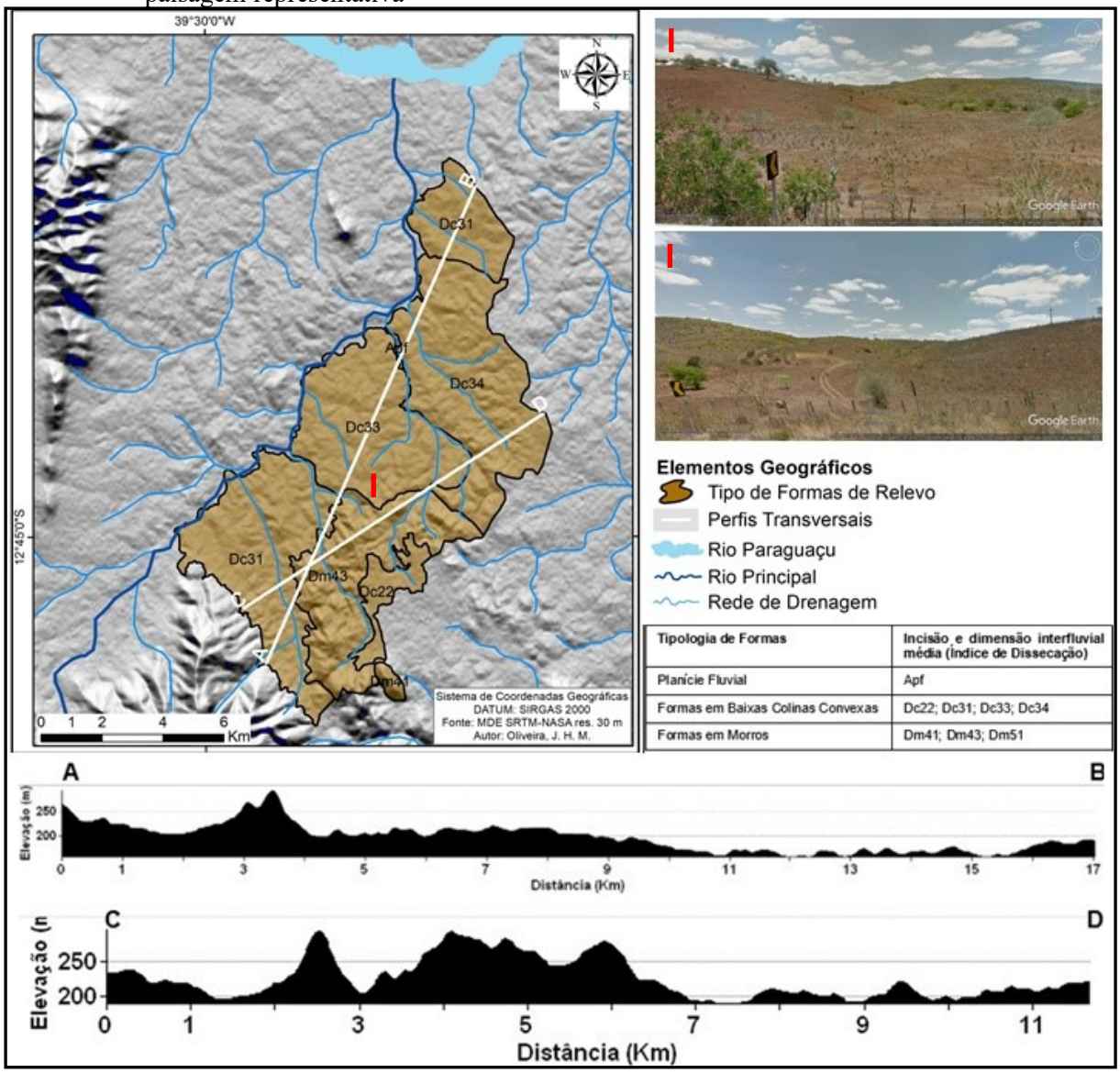
Tipologia de Formas	Incisão e dimensão interfluvial média (Índice de Dissecação)
Planície Fluvial	Apf
Formas Convexas com topo Aguçados	Da51; Da52
Formas em Baixas Colinas Convexas	Dc14; Dc21; Dc22; Dc23; Dc31; Dc32; Dc33; Dc41; Dc42; Dc43; Dc52
Formas Graníticas Isoladas – Inselbergues	Di41; Di51
Formas em Colinas Amplas – Lombadas	Dl21; Dl31
Formas em Morros	Dm31; Dm41; Dm42; Dm43; Dm51; Dm52; Dm53;
Formas com topos tabulares	Dt31
Formas em Vertentes	Dv11; Dv41

Fonte: Elaborada pelo autor.

5.5 PATAMAR INTERIORANO

Refere-se ao compartimento leste da área. Nesse setor, a unidade dos ortognaisses enderbítico (A4co) é interceptada transversalmente por rochas do Complexo Tanque Novo-Ipirá, constituídas essencialmente por gnaisse calcissilicático (A4ti2) e estreitas e pequenas faixas de Formação Ferrífera Bandada (A4tiff).

Figura 35 – Unidade Geomorfológica Patamar Interiorano e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



Fonte: Elaborada pelo autor. Perfis: MDE 30 m de resolução SRTM-NASA.

As altitudes variam entre 145 a 400 m, sendo rebaixadas nas proximidades do rio Paraguaçu e um maior incremento no sentido sul quando se verifica uma maior dissecação do relevo (Figura 28, 29 e 35).

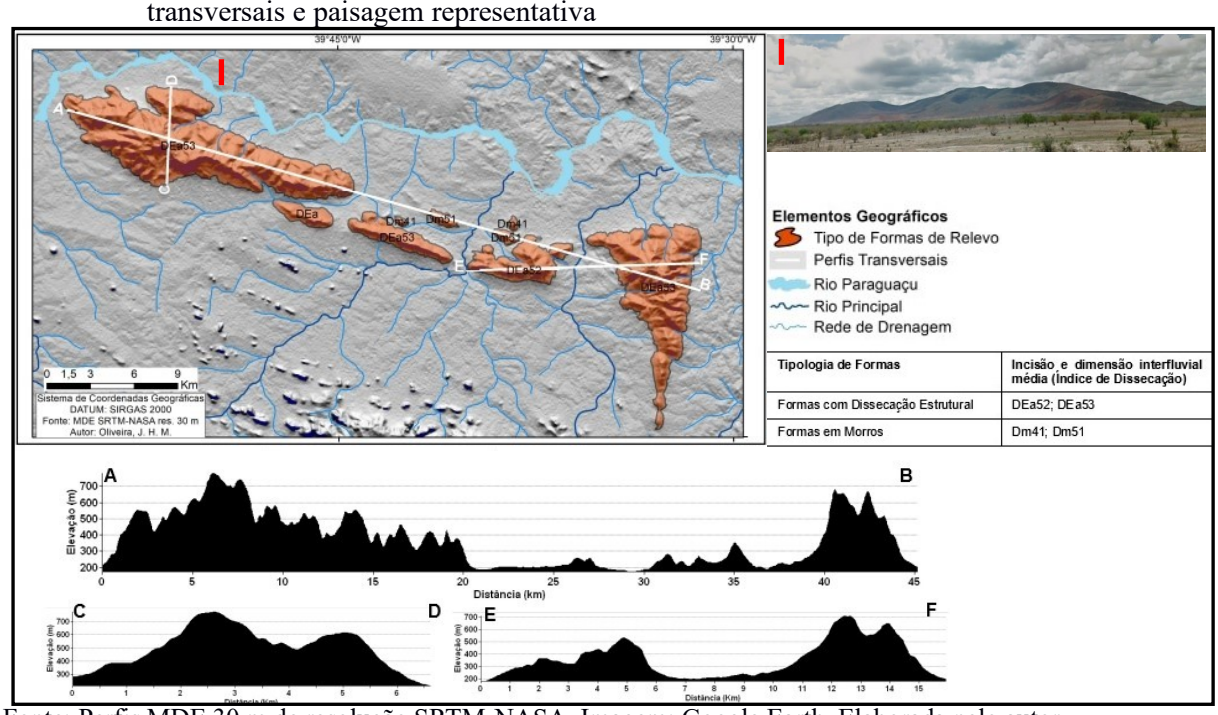
Os padrões de formas (Figura 35) sustentados pelas rochas do Complexo Caraíba e Tanque Novo-Ipirá são constituídos por colinas com incisão fraca a média (Dc). A rede de drenagem é comanda pelo riacho Melancia, que posiciona suas nascentes sobre o Patamar do Jiquiriçá, e os cursos de sua margem direita assumem a mesma direção das zonas de cisalhamentos transcorrentes de direção geral NNW-SSE.

5.6 SERRAS DO MÉDIO PARAGUAÇU

Esta unidade morfoescultural se refere a um conjunto serrano que secciona a Depressão do Paraguaçu – Nível 1 em seu setor norte e leste (Figura 27, 28 36). É representada pelas Serras do Paraguaçu, Azul, do Leão e da Bocaina, além de outras formas menores. Possui um intervalo altimétrico entre 220 m e 770 m (Figura 28) e é sustentada

A dissecação dessas formas se reflete nas classes de declividade: variando entre 8 – 20% (Ondulado), no primeiro setor das vertentes, e níveis de *tálus* e 20 - 45% (Forte Ondulado) 45 - 75% (montanhoso), nos setores de encostas de maior dimensão, chegando a ultrapassar os 75% nos setores mais escarpados, principalmente na Serra do Paraguaçu e da Bocaina (Figura 29).

Figura 36 – Unidade Geomorfológica Serras do Médio Paraguaçu e padrões de formas: perfis transversais e paisagem representativa



Fonte: Perfis MDE 30 m de resolução SRTM-NASA. Imagem: Google Earth. Elaborada pelo autor

5.7 SÍNTESE

Pelo mapeamento geomorfológico realizado, aprende-se que há na área um nítido controle erosivo fluvial e estrutural em que as unidades geomorfológicas discriminadas demostram uma estreita relação com as respectivas bacias hidrográficas presente na área de estudo. As unidades correspondentes à depressão, morrarias e patamar interiorano estão relacionadas à bacia hidrográfica do rio Paraguaçu, estruturalmente estão primordialmente condicionadas a zonas de cesalhamento compressional e linhas de fraturas. O Planalto de Maracás associa-se à bacia do rio Ribeirão, e o Patamar do Médio Jiquiriçá – Verde está ligado à bacia do rio Verde e a do rio Ribeirão depois que desce a escarpa. Estruturalmente o Planato de Maracás associa-se diretamente às zonas miloníticas e linhas de fraturas e o Patamar do Médio Jiquiriçá a zonas de cisalhamento transpressionais e linhas de fraturas.

Outra consideração a ser feita é a característica eminentemente erosiva das Unidades da Bacia do Paraguaçu, formando setores diferenciados e escalonados no contexto altimétrico de declividade e denudacional, onde a Depressão do Médio Paraguaçu nível 1 e 2 se configura como os compartimentos mais arrasados altimetricamente e, por extensão, no contexto erosivo. As Unidade das Morrarias teriam um estágio menos arrasado, apresentando relevos incisos e dissecados, e em um nível intermediário altimétrico e erosivo se situaria o Patamar Interiorano.

O Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde se constitui em nível intermediário, mas em relação à Depressão e ao Planalto. Onde o Planalto de Maracás é o compartimento que vem perdendo áreas tanto para a depressão quanto para o Patamar.

É perceptível claramente que as formas de relevo são fruto da erosão. Os inselbergues são o exemplo máximo dessa assertiva. Essas formas só afloram nas áreas que sofreram erosão intensa. É perceptível ainda a evolução do relevo da área se dá por erosão remontante, por exemplo se verifica que o Patamar do Médio Jiquiriçá disseca via erosão remontante o Planalto de Maracás e que os compartimentos da bacia do Paraguaçu também – graças à erosão fluvial, condicionada pelo nível de base regional do rio Paraguaçu – avançam sobre o Planalto de Maracás.

A terceira consideração e mais emblemática no contexto geomorfológico é a percepção que a erosão remontante das drenagens do Paraguaçu se dá por rearranjos de drenagem ao avançar sobre o Patamar do Médio Jiquiriçá e o Planalto de Maracás. Para comprovação e melhor entendimento dessa hipótese, faz-se necessário um estudo detalhado desses processos. O que será demonstrado nos capítulos posteriores.

6 CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DA DRENAGEM E ANÁLISE MORFOMÉTRICA DAS SUB-BACIAS DO PARAGUAÇU E BACIAS DOS RIOS RIBEIRÃO E VERDE

Neste capítulo são apresentados: (a) os resultados referentes ao estudo do condicionamento estrutural e direcional da rede de drenagem, e os resultados referentes à análise morfométrica das sub-bacias. A adoção desses procedimentos permitiu interpretar o papel das estruturas e lineamentos na padronização e condicionamento da dinâmica da rede de drenagem e suas repercussões na conformação do relevo regional, e a partir da análise morfométrica das bacias apresentou-se um quadro da atividade geomórfica e evolutiva da área de estudo.

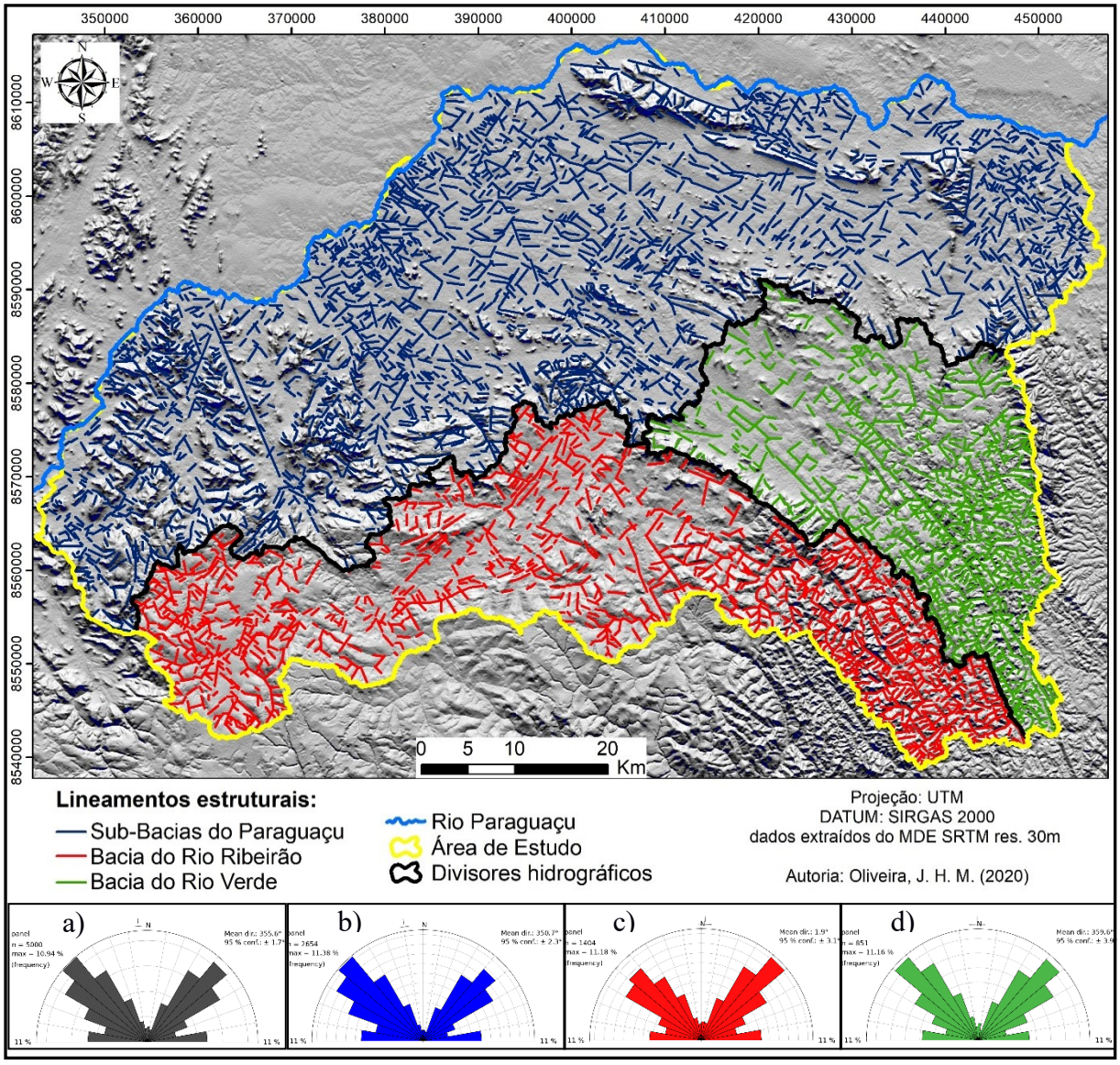
6.1 INTERPRETAÇÃO E INTER-RELAÇÃO ENTRE LINEAMENTOS E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS

Os lineamentos foram interpretados exclusivamente das feições deprimidas presentes na superfície e, na maioria das vezes, coincidem com trechos de canais de ordens diferenciadas, setores deprimidos de lombadas, vales dissecados etc. Na disposição espacial dos lineamentos (Figura 37), foi identificada alta densidade de lineamentos no centro da área, próximo à cidade de Milagres. Nesse setor, há ocorrência de zonas miloníticas associadas a uma estrutura sinformal associadas a rochas metamórficas e contornadas por um corpo granitóide (Figura 38). Nas sub-bacias do Paraguaçu, interpretou-se uma maior densidade de lineamentos no setor NE, área deprimida com poucos relevos residuais, coincidindo com a ocorrência de zonas de cisalhamento transcorrente dextral, uma zona milonítica e ocorrência de fraturas.

Em outros setores da Depressão do Médio Paraguaçu, percebe-se uma grande ocorrência de lineamentos, principalmente nas áreas de ocorrência do campo de inselbergues, coincidindo com a ocorrência de zonas de cisalhamento compressional. Outro setor expressivo de lineamentos de variadas direções se dá nos divisores: Paraguaçu-Verde e Paraguaçu-Ribeirão, contribuindo para o estabelecimento de canais de 1ª, 2ª e até 3ª ordem.

Em determinados setores, a densidade de lineamentos se faz mais proeminente: como nos setores médio/baixo das bacias dos rios Ribeirão e Verde, área intensamente dissecada pela drenagem e com clima semiúmido, de ocorrência de zonas de cisalhamento transpressional dextral associadas ao Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (BARBOSA *et al.,* 2003; NUNES; MELO, 2007).

Figura 37 – Lineamentos estruturais e diagramas de rosetas: a) totalidade da área de estudo; b) sub-bacias do Paraguaçu; c) bacia do rio Ribeirão; d) bacia do rio Verde

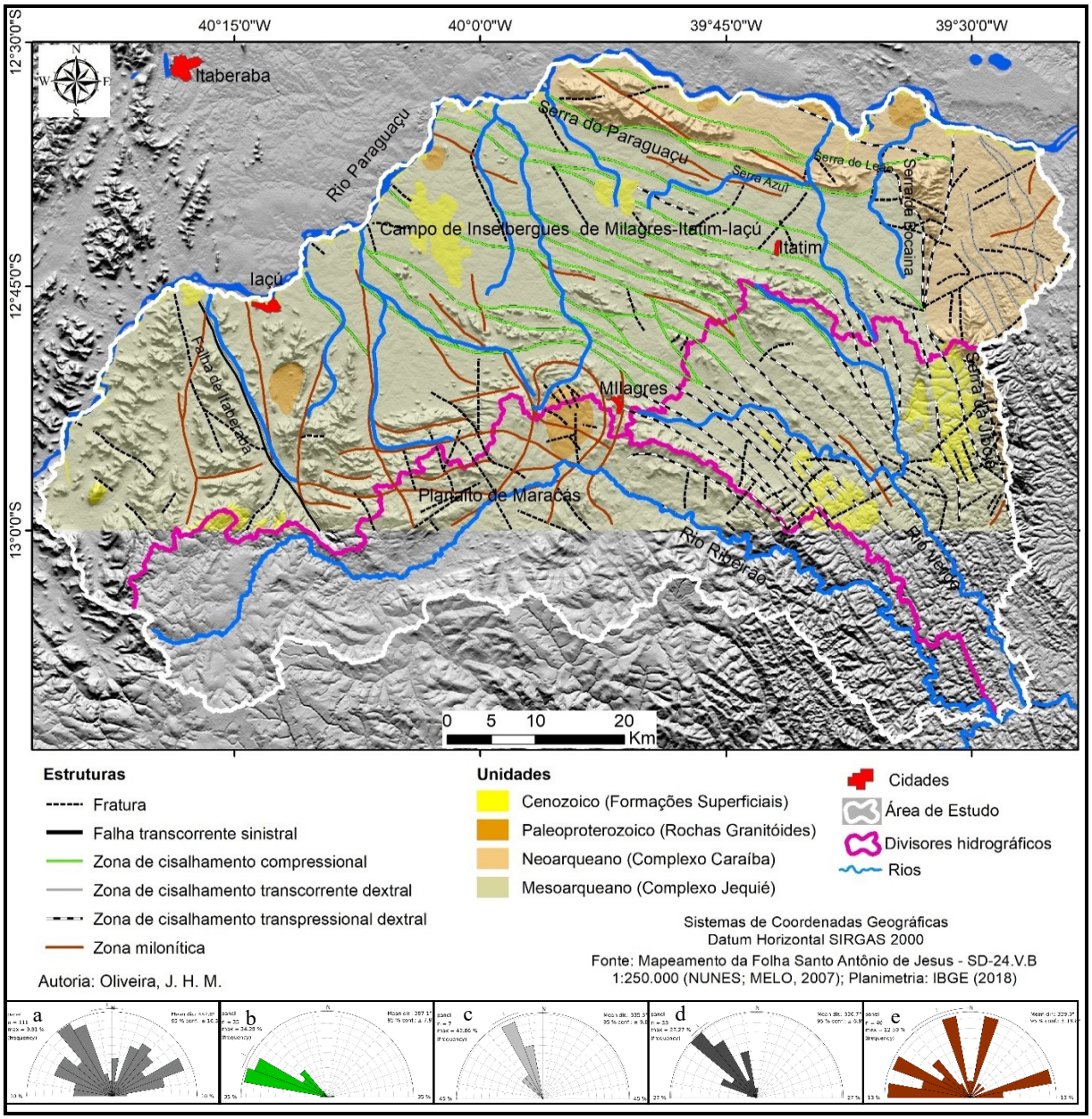


Fonte: Elaborado pelo autor.

O diagrama de roseta, equivalente à densidade de lineamentos por frequência absoluta de toda a área de estudo (Figuras 37a), apresenta um total de 5000 lineamentos interpretados. Aproximadamente 11% desse total possuem direção N130-140°NW, a segunda maior frequência absoluta obtida foi a direção N40-50°NE; no quadrante NW merecem destaque as direções N120-130°NW e N140-150°NW e, no quadrante NE, as direções N30-40°NE e N50-60°NE.

A direção dos lineamentos nas sub-bacias do Paraguaçu, bacias Ribeirão e Verde (Figura 37) coincidem em grande parte com as estruturas geológicas mapeadas por Nunes e Melo (2007) e BAHIA (2012) (Figura 38), e atualmente se associam com a conformação do relevo regional da área de estudo.

Figura 38 – Estruturas geológicas na área de estudo e diagrama de rosetas: a) fraturas b) zonas de cisalhamento compressional: c) zonas de cisalhamento transcorrente dextral; d) zonas de cisalhamento transpressional dextral; e) zona milonítica



Fonte: Roseta direcionais conforme Estruturas mapeadas por Nunes e Melo (2007). Elaborado pelo autor.

No setor das sub-bacias hidrográficas do Paraguaçu, mais especificamente na parte central da Depressão do Médio Paraguaçu, onde afloram ortognaisses granulíticos, retrometamorfizados a hornblenda-biotita gnaisse (*A34jr*) e enderbitos e charnockitos (*A34jc2*) do Bloco Jequié, os padrões de lineamentos (Figura 37) possuem preferencialmente direções voltadas para o quadrante WNW a NW, com maior frequência acumulada a N130-140°NW. Esses lineamentos se associam preferencialmente com as direções das zonas de

cisalhamento compressional de direção preferencial WNW-ESE a NW-SE; linhas de fraturas de direção NNE-ESE. (Figuras 39 e 40).

Figura 39 – Fraturas voltadas localmente para o quadrante WNW (N312°[N132°]) no leito do riacho Grande, centro da Unidade Depressão do Médio Paraguaçu

Coordenadas geográficas: 12°38,362’ S e 39°42,8’ W. UTM: 422524,9 24L: 8602274,8

Fonte: Elaborada pelo autor.

Merecem destaque nesse setor da Depressão do Médio Paraguaçu as zonas de cisalhamento compressional (Figuras 38 e 38b), as quais são vinculadas à fase compressional entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, o que culminou na constituição do Orógeno de mesmo nome e, por extensão, na conformação do Cráton do São Francisco (BARBOSA; SABATÉ, 2003; BARBOSA *et al*., 2003).

Essas estruturas estão presentes quase exclusivamente na área abrangida pelas sub-bacias do Paraguaçu, associam-se expressivamente com a Unidade da Depressão do Médio Paraguaçu e com o campo de inselbergues e alinham-se com a Serra do Paraguaçu no setor norte da área às margens do rio Paraguaçu e com o limite depressão-planalto na parte central da área de estudo nas proximidades da cidade de Milagres.

As linhas de fraturas e zonas miloníticas que se estendem nas sub-bacias do Paraguaçu têm abrangência também no setor oeste da área, onde a depressão limita-se à Unidade das Morrarias. Nesse setor, as linhas de fraturas assumem direções preferencialmente para o quadrante NNW, enquanto as zonas miloníticas possuem uma profusão muito maior em frequência e dimensão e se direcionam para o quadrante NNE. Assim, os lineamentos dessa área podem ser associados a essas duas estruturas.

Figura 40 – Linhas de fraturas voltadas localmente para o quadrante NNE (15°/17°) no leito do riacho Grande, centro da Unidade Depressão do Médio Paraguaçu

Coordenadas geográficas: 12°18,839’ S e 39°44,066’ W. UTM: 420242,8 24L: 8601758,9

Fonte: Elaborada pelo autor.

Ressalta-se a presença nessa área ainda da Falha de Itaberaba de caráter transcorrente sinistral, de direção geral N152°NW, que transcende a área de estudo, sendo marcada no terreno por um extenso lineamento, coincidindo com cursos fluviais. Nese setor, as drenagens das sub-bacias do Paraguaçu avançam seguindo um padrão de erosão remontante que dissecam e avançam sobre o Planalto de Maracás.

Na porção centro-oeste da área até as proximidades da cidade de Milagres, as zonas miloníticas (com padrão de direção: W-E, NNW e NNE) e linhas de fraturas (W-E) se fazem presentes, e condicionam o enxame de lineamentos presentes nessa área, podendo-se inferir que essas estruturas contribuíram e condicionaram o avanço da erosão remontante comanda pela drenagem, o que parece contribuir com o avanço dessas drenagens sobre o Planalto de Maracás.

As zonas de cisalhamento transpressional dextral (Figuras 38 e 38e) no setor das sub-bacias do Paraguaçu possuem duas direções preferenciais N – S e W – E e se alinham a serras marginais como a Serra da Bocaina, que possui o formato quase triangular, e a Serra do Paraguaçu. As Serras Azul e do Leão se alinham com as zonas de cisalhamento compressional. Essas serras e a serra da Jiboia no limite leste da área de estudo, são condicionadas por essas estruturas geológicas e marca o limite entre o Bloco Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC).

As zonas de cisalhamento transpressional (Figuras 38 e 38e) na bacia do rio Verde possuem a direção preferencial voltada para o quadrante NW (direções principais: N130-140°NW e pares de direções secundárias que variam de 110-130°NW e 140-160°NW). Essas direções condicionam os lineamentos nesse setor.

A bacia do rio Verde em seu setor alto-médio se configura como uma área deprimida de relevo pouco movimentado entre as Serras do Jatobá (setor W-SW da bacia), do Enxadão (a norte) e Serra da Jiboia (a leste) com as zonas de cisalhamento transpressional se alinhando com essas serras. Os lineamentos direcionados para o quadrante NE (direção principal N40-50°NE e direções secundárias N20-40°NE e N50-60°/N80-90°E), interpretados na bacia rio Verde, estão relacionados a sistemas de linhas de fraturas (Figuras 38 e 38b).

Os lineamentos interpretados na bacia do rio Ribeirão possuem padrões de direções preferenciais semelhantes com as outras duas bacias, no entanto, caso se inverta a proporção, observa-se uma maior frequência absoluta voltada para o quadrante NE, com direções preferenciais N40-50°NE. Esses lineamentos se relacionam no alto e médio curso a zonas miloníticas e linhas de fraturas. Observa-se também um alinhamento do relevo com as zonas de cisalhamento transpressional (Figuras 38 e 38e), voltados para o quadrante NW, limite entre o médio e baixo curso.

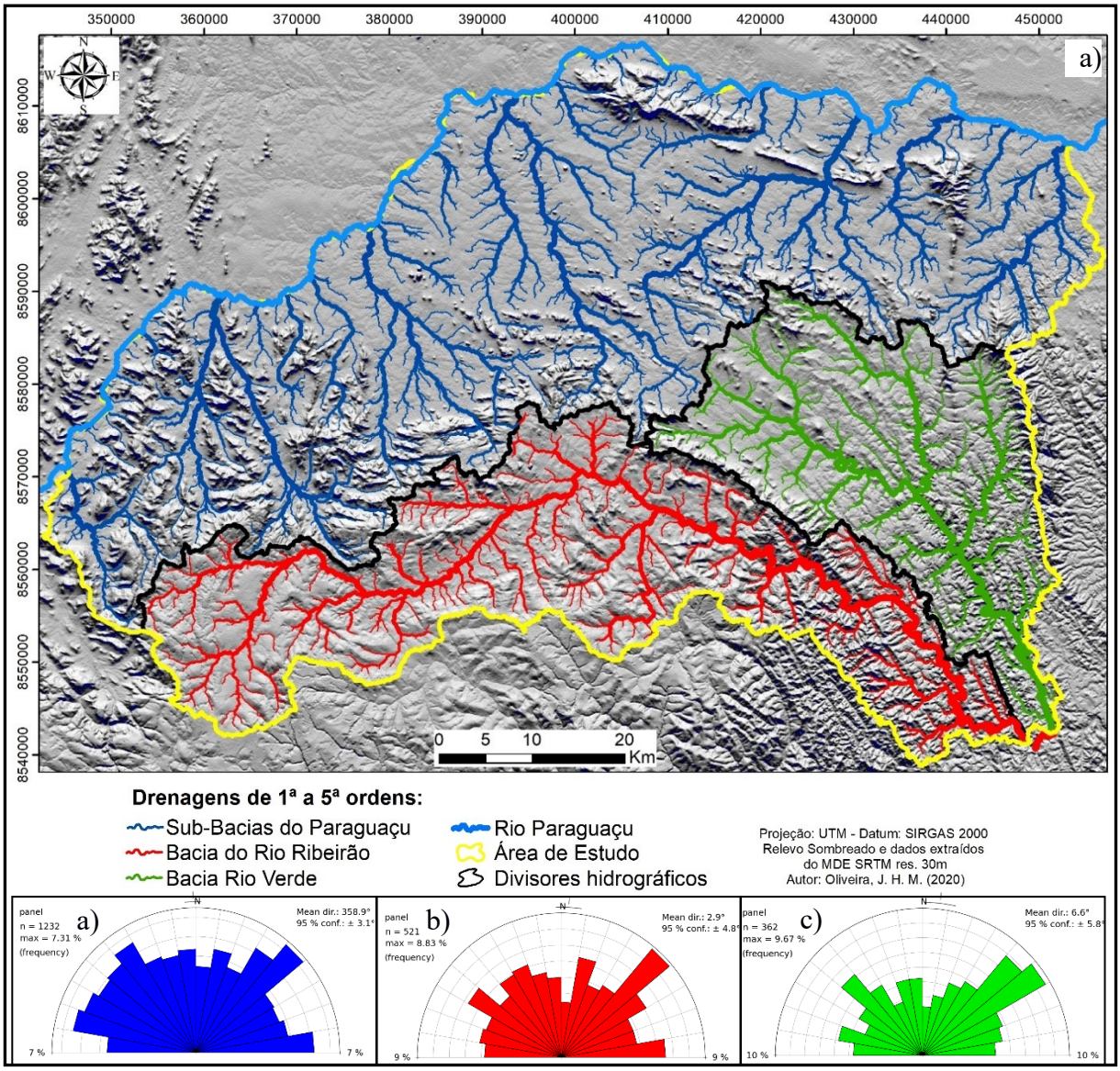
Grande parte da porção média-baixa das bacias do Ribeirão e Verde configura-se em uma área mais dissecada onde o relevo adquire característica do tipo mares de morros, estando fora da área de cobertura do mapeamento utilizado como base. Contudo, ao se observar as estruturas mapeadas constantes em CPRM (2005) (mapeamento 1:1.000.000, Figura 4), nota-se um padrão semelhante das áreas mapeadas ao norte, com forte controle estrutural comandado, principalmente pelo arqueamento longitudinal do Planalto de Maracás, como um sinformal que, estruturalmente, associa-se a zonas de cisalhamento transpressional (Figuras 38 e 38e) e secundariamente pelas linhas de fraturas.

6.2 CARACTERIZAÇÃO DO CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DAS DRENAGENS: SUB-BACIAS DO PARAGUAÇU, BACIAS DO RIBEIRÃO E VERDE

O rio Paraguaçu tem sua direção geral no sentido Leste-Oeste. Suas nascentes estão localizadas na Chapada Diamantina e sua foz na Baía de Todos os Santos (Figura 2). Na área de estudo, ele assume direções de acordo com os blocos geotectônicos e/ou com as estruturas geológicas da área (Figuras 3, 6 e 41) (CPRM, 2005; NUNES; MELO 2007).

Do limite leste ao centro da área de estudo, o rio Paraguaçu assume direção WNW-Esse, mesma direção preferencial do eixo colisional entre o bloco Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá, perceptível em superfície pela identificação de zonas de cisalhamento compressionais e transpressionais de direção preferencial N100-110°WNW, como mencionado anteriormente.

Figura 41 – Mapa de drenagens de 1ª a 5ª ordens (a) e diagramas de rosetas: sub-bacias do Paraguaçu (a) ; bacias do rio Ribeirão (b) e Verde (c)



Fonte: Rede de drenagem extraída do MDE-SRTM res. 30m. Escala compatível: 1:100.000. Elaborada pelo autor

A partir do setor central da área de estudo nas proximidades da serra do Paraguaçu, o curso principal do rio sofre uma inflexão, assumindo a direção geral SW-NE, coincidindo com direção de estruturas geológicas (zonas de cisalhamentos transpressionais) que limitam o

Bloco Jequié com o Bloco Gavião (outro compartimento geotectônico que compõe o Cráton do São Francisco) (NUNES; MELO 2007, BARBOSA, 2003), ou seja, o curso do rio Paraguaçu se apresenta condicionado pela configuração regional e local da história estrutural e geotectônica da área de estudo.

No que se refere às características e ao condicionamento das drenagens de 1ª a 5ª ordens (Figura 41), as drenagens de 1ª e 2ª ordem se referem aos canais fluviais mais jovens (JACQUES *et al*., 2014; SORDI; *et al*., 2015;). Os de 3ª ordem intermediários e os de 4ª e 5ª ordem são identificados como os canais mais antigos. As drenagens referentes às sub-bacias do Paraguaçu possuem seus níveis de base em sua margem direita à altura do médio curso, com seus exutórios em uma estreita planície. Esses níveis de base decrescem de oeste (265 m) a leste (138 m) com uma amplitude de 127 m (Figura 41).

Os níveis de base dos rios Ribeirão (186 m) e Verde (174 m), com uma amplitude de pouco mais de 10 m, posicionam-se no início do baixo curso do rio Jiquiriçá, o qual tem seu nível de base no oceano Atlântico, mais especificamente na região do Baixo Sul baiano (Figura 1). Esses dois rios têm seus exutórios um próximo ao outro com uma distância de aproximadamente 3,65 quilômetros seguindo a linha de drenagem do rio Jiquiriçá. São ladeados por vales abertos e por morros com vertentes côncavos-convexos.

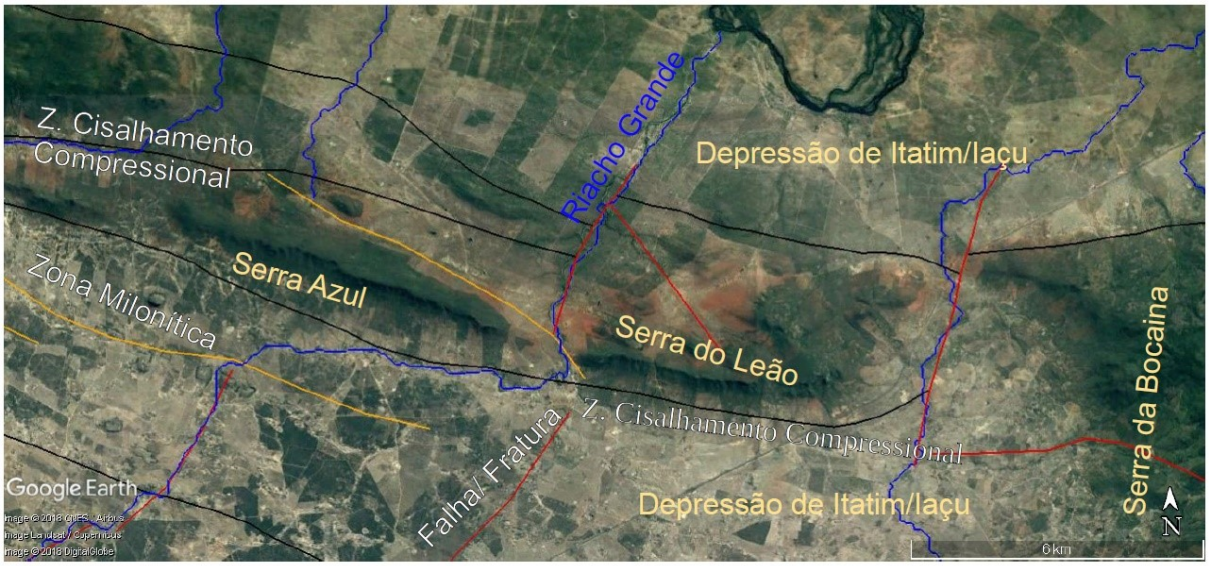
As drenagens de 1ª a 5ª ordens no contexto da área de estudo apresentam direções para todos os sentidos, contudo pode-se apontar a existência de direções preferenciais, ou com maior frequência absoluta nas respectivas sub-bacias (Figura 41).

Nas sub-bacias do rio Paraguaçu (Figura 41 e 41a), de um total de 1.231 drenagens/trechos de drenagens, existe uma tendência às drenagens se direcionarem com maior frequência para o quadrante NE e E, mais especificamente N30-40°NE e N40-50°NE (7,31% das drenagens). As 521 drenagens extraídas da bacia do rio Ribeirão (Figura 41 e 41b), preferencialmente, direcionam-se para NE (N40-50°NE, 8,83% das drenagens). Destaca-se ainda a frequência acumulada das direções NNE, NW e NNW. As 362 drenagens da bacia do rio Verde (Figuras 41 e 41c) possuem direções preferenciais também no quadrante NE, sendo as principais N40-50°NE e N50-60°NE (9.67% das drenagens), e, com a segunda maior frequência acumulada, tem-se direções a NW.

As direções dos trechos de drenagens de 4ª e 5ª das sub-bacias do Paraguaçu interagem ou são condicionadas pela disposição do canal principal do Paraguaçu e pelas estruturas geológicas. Dos três trechos de 5ª ordem extraídos automaticamente, o de maior extensão refere-se ao riacho Grande. Do seu exutório até incidir as serras do Leão e Azul, possui direção NE, coincidindo com uma linha de fratura mapeada; após ultrapassar o

alinhamento das serras residuais, o riacho Grande sofre uma inflexão, assumindo a mesma de direção WNW das zonas de cisalhamento compressional (N100-110°WNW) (Figura 42).

Figura 42 – Trecho de 5ª ordem do riacho Grande evidenciando a relação entre o canal e as estruturas geológicas: (Z.C. compressional: preto; fraturas: vermelho); laranja: zona. milonítica; azul: drenagem



Fonte: Imagem: *Google Earth*. Vetores: NUNES; MELO (2007)

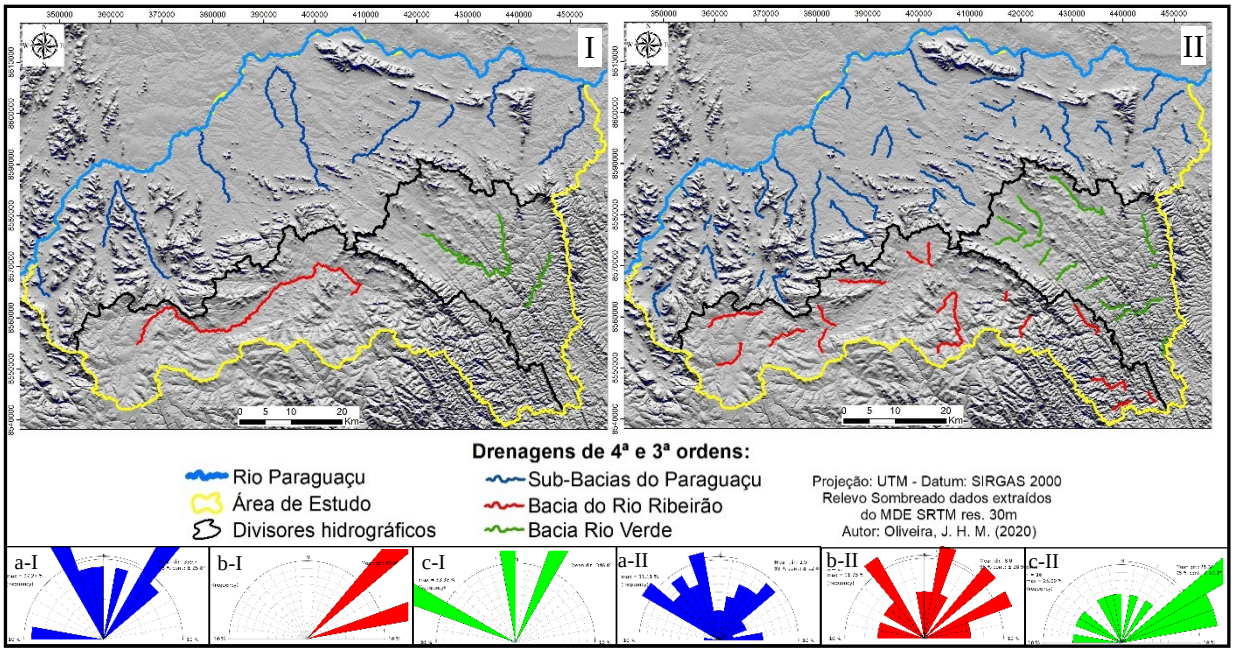
Os trechos de drenagens de 4ª ordem (Figura 43 - I), pertencentes às sub-bacias do Paraguaçu localizadas a leste da área de estudo, possuem direção geral NE sendo condicionados pelas linhas fraturas, de direção conspícua (exceto a drenagem do riacho da Melancia), sob influência das zonas de cisalhamentos transcorrentes dextral.

Os trechos da parte oeste (riachos da Lapa, do Roncador e da Toca da Onça), além de sofrerem influências das direções das fraturas; acresce-se as zonas miloníticas de direções NE e NW. As zonas de cisalhamentos compressionais influenciam o direcionamento dos trechos de 4ª ordem no contexto mais localizados, condicionando ou influenciando a sinuosidade e surgimento de cotovelos nas drenagens (Figuras 38, 39 e 43).

Os trechos de drenagens de 4ª ordem da bacia do rio Verde (Figura 43 – I), um deles o próprio trecho do rio principal, vinculam-se diretamente às zonas de cisalhamento transpressional com direção NW (N110-120°NW), ou para o quadrante N170-180°N e NE (N20-30°N).

A drenagem de 4ª ordem da bacia do rio Ribeirão se refere ao seu canal principal, no setor alto-médio da bacia, vincula-se à linhas de fraturas. Dentre as várias estruturas, como lineamentos e mudança de litologias, sofre influências das zonas de cisalhamentos transpressionais em seu baixo curso e maior interação com outros elementos estruturais.

Figura 43 – Drenagens de 4ª ordem (I), 3ª ordem (II) e respectivas rosetas: sub-bacias do Paraguaçu (a) e bacias do rio Ribeirão (b) e Verde (c)



Fonte: Rede de drenagem extraída do MDE-SRTM 30m. Escala compatível a 1:100.000.

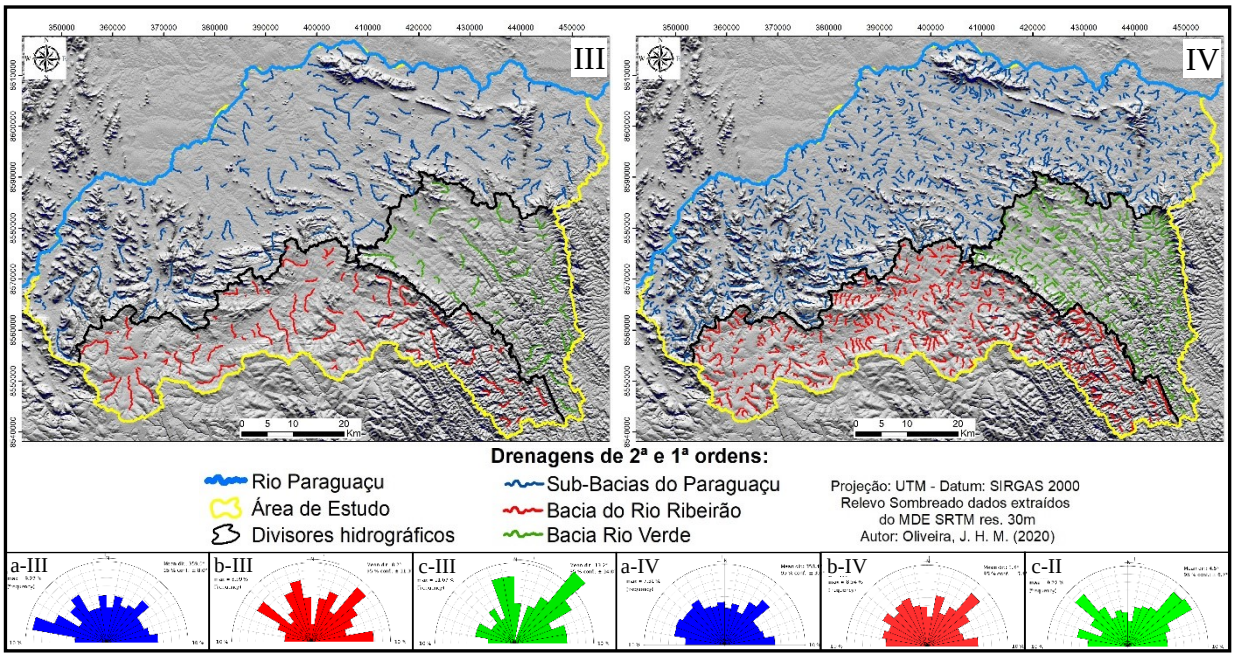
A disposição espacial dos trechos de drenagens de 4ª e 5ª ordens no terreno, sendo esses, trechos relativamente mais antigos em comparação às drenagens de ordens inferiores, reflete o longo tempo de exposição/exumação e a consequente interação das estruturas com os elementos da paisagem da área de estudo, no caso, o sistema fluvial e o relevo.

As drenagens ou os trechos de drenagens de 3ª ordem (Figura 43 – II) no setor central da depressão tendem a variar sua trajetória conforme o caimento topográfico em direção à calha do rio Paraguaçu, e obedecem às direções dos lineamentos e fraturas quando assumem a direção preferencial a NE e em determinadas drenagens a NW.

Na bacia do rio Ribeirão, por conta da não cobertura total pelo mapeamento procedido por Nunes e Melo (2007), somente é possível fazer uma correlação com os lineamentos interpretados: as direções das drenagens possuem boa correlação com as direções NE e NW dos lineamentos e linhas de fraturas. Algumas drenagens de direção N110-120°NE possuem o mesmo arqueamento geral do Planalto de Maracás e das serras do Jatobá. Esse compartimento faz divisor com a bacia do rio Verde. Os trechos de 3ª ordem dessa bacia que fluem da serra adquirem a direção NE, seguindo linhas de fraturas que obedecem a essa mesma direção. Outras drenagens do setor do Planalto Rebaixado dessa bacia ora seguem a direção das zonas de cisalhamentos transpressionais sentido NE, ora seguem o sentido das linhas de fraturas sentido NE.

As drenagens de 2ª ordem e 1ª ordem (Figura 44) são mais sensíveis aos lineamentos de superfície, por isso a profusão de direções demonstradas pelos diagramas de roseta (Figuras 44).

Figura 44 – Drenagens de 2ª ordem (III), 1ª ordem (IV) e respectivas rosetas: sub-bacias do Paraguaçu (a) e bacias do rio Ribeirão (b) e Verde (c)



Fonte: Rede de drenagem extraída do MDE-SRTM 30m. Escala compatível a 1:100.000

Nas sub-bacias do Paraguaçu, é perceptível uma maior influência das zonas de cisalhamentos compressionais, posto que, dos 205 trechos de 2ª ordem extraídos automaticamente, cerca de 9,27% (Figuras 44 – II e 44 – IIa) possuem a mesma direção preferencial que essa zona de cisalhamentos – N100-110°NE. Há representatividade também para o intervalo de direção N110-120°NE. As drenagens de 1ª ordem nesse setor sofrem influência das estruturas geológicas mencionadas anteriormente, alterando, contudo, a direção preferencial. As drenagens de primeira ordem de maior frequência acumulada direcionam-se para o quadrante NE, mais especificamente o intervalo N40-50°NE e destaque para a direção contígua N50-60°NE.

As drenagens de 2ª e 1ª ordem exercem também influência no avanço da rede de drenagem sobre os divisores, ou seja, no processo de ganhos de áreas sobre outras bacias (CHEREM *et al*., 2012). Isso é perceptível no setor oeste do Planalto de Maracás, onde essas drenagens sofrem influência de um feixe de linhas de fraturas e zonas miloníticas de várias direções (quase ortogonais).

Por conseguinte, na bacia do rio Ribeirão, as drenagens de 2ª e 1ª ordem têm direção preferencial no quadrante NE e secundário NW. Dos 89 trechos de drenagens de 2ª ordem extraídos, aproximadamente 9% se encontram no par de direção N40-50°NE. Outras direções que merecem destaque são os pares: N80-90°E, N160-170°NE e 130-140°NE coincidindo com a direção preferencial dos lineamentos interpretados e com linhas de fraturas, evidenciando a contemporaneidade dessas estruturas.

A contemporaneidade dessas drenagens podem ser aludidas, pois o Planalto de Maracás se encontra nos eixos de soerguimento/bombeamento mencionado por SAADI (1993, 2000) em seu mapa neotectônico. Valadão (1998, 2009) também demostrou que o Planalto dos Geraizinhos-Maracás está sob influência de eixos de soerguimentos cenozoicos, mais especificamente miocênicos. Em trabalho mais recente, o mapeamento geológico da Folha Amargosa (CPRM, 2009), áreas contíguas às drenagens da margem direita da bacia do rio Ribeirão, apresentou estruturas direcionais nas coberturas neógenas-quaternárias (mesma unidade que ocorre no alto curso do Ribeirão) como fraturas, dobras de arrasto e lineações de estiramento, com direções tanto para o quadrante NW quanto NE.

Por fim, as drenagens de 2ª e 1ª ordem da bacia do rio Verde seguem essa mesma tendência. A maioria das frequências acumuladas tanto das drenagens de 2ª quando das de 1ª ordem seguem a direção geral NE (direção N40-50°NE), porém há especificidades: trechos de segunda ordem com pares de direção voltado para o quadrante NW e NNW (direção N160-170°NW e N170-180°N) coincidem com as direções de zonas de cisalhamentos transpressionais; as de direção NE coincidem com as direções das fraturas.

6.3 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM (FABD)

Os resultados quanto ao Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) (Figura 45) referem-se a: (i) sete bacias ou sub-bacias que drenam para o rio Paraguaçu, dissecam a Unidade Geomorfológica das Morrarias do Médio Paraguaçu na parte oeste da área de estudo, a Depressão do Médio Paraguaçu na parte central e o Patamar Interiorano a leste da área; (ii) a bacia do rio Ribeirão que disseca o Planalto de Maracás e (iii) a bacia do rio Verde que disseca o Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde.

Das sete sub-bacias que drenam para o rio Paraguaçu analisadas, três possuem o índice FABD variando entre 45 a 50:

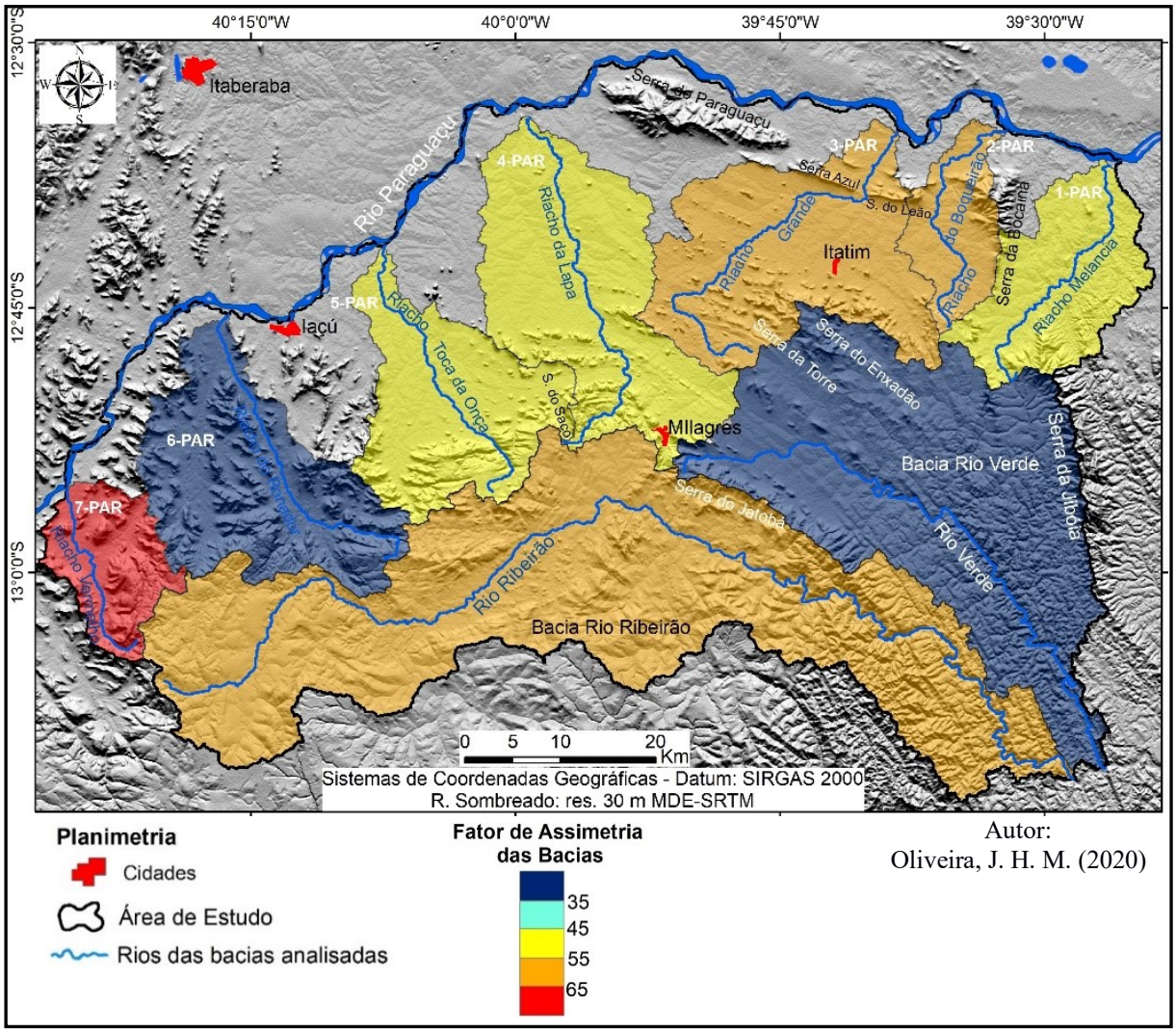
a) bacia do riacho da Toca da Onça (sub-bacia 5-PAR, FABD 45), com seu médio e baixo curso, drena uma expressiva área da Depressão do Médio Paraguaçu, de

baixa declividade, mas com presença de inselbergues, principalmente próximo ao sopé do Planalto;

b) a sub-bacia do riacho Melancia (sub-bacia 1-PAR com FABD 48), no setor leste da área, com suas nascentes na Serra da Jiboia, drena uma expressiva área deprimida;

c) a sub-bacia do riacho da Lapa (sub-bacia 4-PAR, FABD 50), também de expressiva extensão areal no centro da área de estudo, com suas nascentes sobre o Planalto de Maracás e com grande presença de inselbergues em toda área da bacia.

Figura 45 – Fator de assimetria das bacias de drenagens: divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde)



Fonte: Elaborada pelo autor.

O valor mediano do FABD dessas bacias indica uma proporção equilibrada entre as áreas drenadas das respectivas sub-bacias, com o canal tendendo a migrar e se posicionar de forma equânime entre os dois lados da bacia, próximo à linha média da bacia. Isso não

impede, dependendo da ordem e proporção de área que a bacia se encontra, de o canal principal adquirir padrões de migração específicos (Figura 45).

A migração interna do canal principal é fortemente influenciada pelas zonas de cisalhamento, zonas miloníticas e linhas de fraturas presentes, bem como dos lineamentos estruturais (Figuras 37 e 38).

As sub-bacias do riacho Grande (sub-bacia 3P) e do Boqueirão (sub-bacia 2P), com FABD 60 e 59, respectivamente, apontam uma assimetria moderada para a porção direita da bacia e, consequentemente, expressam migração dos respectivos rios principais para a margem esquerda. Demostram uma sinuosidade por influência estrutural, notadamente, das zonas de cisalhamento compressional de direção geral NNW-SSE e W-E e das linhas de fraturas de direção NNE-SSW, e, localmente por lineamentos estruturais.

Há 1 sub-bacia que apresenta forte assimetria para o lado esquerdo (FABD 22). A bacia do riacho do Roncador (sub-bacia 6P) está situada na porção leste da área de estudo na Unidade das Morrarias do Paraguaçu. O riacho Roncador alinha-se à Falha de Itaberaba de natureza transcorrente quando o riacho rompe o Planalto de Maracás e adentra em um setor deprimido. Por conta desse condicionamento, a migração de drenagem para a margem direita se dá em grande parte por seus afluentes de ordem intermediária e com o consequente ganho de área da porção direita da bacia. É perceptível em seu alto curso drenagens condicionadas a lineamentos avançam sobre o Planalto de Maracás (Figura 45).

A bacia do riacho Vermelho (7-PAR) apresenta forte assimetria para a porção direita da bacia (FABD 71). Essa bacia drena áreas do limite oeste da área de estudo, abrangendo, também, áreas das Morrarias do Paraguaçu.

A bacia do rio Ribeirão, sub-bacia da Bacia do Jiquiriçá, com FABD no valor de 58, indica uma maior proporção de área ao lado direito da bacia a jusante. O canal principal no alto curso possui direção NNE, mesma direção de zonas miloníticas presentes no Planalto de Maracás. Após a confluência com o riacho Sobradinho, ele adentra na Unidade Geológica *A34jgb* Gnaisse gabronoritíco de idade arqueana, o que condiciona o canal a uma sinuosidade. A partir do médio curso, o canal assume a direção geral do Planalto de Maracás em um sinforme de arqueamento direcionado para NNW, que corresponde à mesma direção das zonas de cisalhamentos transpressional presentes no limite desse setor do Planalto.

A menor proporção de área da margem esquerda da bacia do Ribeirão, principalmente no divisor com sub-bacias do Paraguaçu, pode estar associada diretamente à perda de área devido a processos de rearranjo de drenagem (capturas fluviais e ganho de área) que parecem ocorrer entre essas bacias (CHEREM *et al*., 2012).

A bacia do rio Verde situa-se no Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde, altimetricamente, entre o Planalto de Maracás e a Depressão do Médio Paraguaçu, na parte esquerda da bacia com ocorrências de zonas de cisalhamento transcorrente de direção NW a NNW e zonas de cisalhamento transcorrente de direção NNW a N. A bacia acompanha o arqueamento do Planalto de Maracás, reflexo da configuração geotectônica e estrutural do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O índice FABD 32 evidencia essas observações, pois demostra um alto fator de assimetria para margem esquerda e descreve a migração do canal principal para o setor direito da bacia (Figura 45a), além de um possível basculamento da margem esquerda e presença de linhas de fraturas oblíquas e zonas de cisalhamento concordando com a direção geral da bacia e do canal principal.

6.4 FATOR DE FORMA DA BACIA (FF)

As sub-bacias que drenam para o rio Paraguaçu são as que possuem as menores amplitudes altimétricas e os maiores índices de fator de forma, enquanto a bacia do rio Ribeirão possui os maiores valores de amplitude altimétrica e o menor valor de fator de forma. A bacia do rio Verde apresenta valores intermediários desses índices (Tabela 2).

Tabela 2 – Índices geomórficos: (Amplitude altimétrica (relevo da bacia) e fator de forma). Bacias de drenagens divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde)

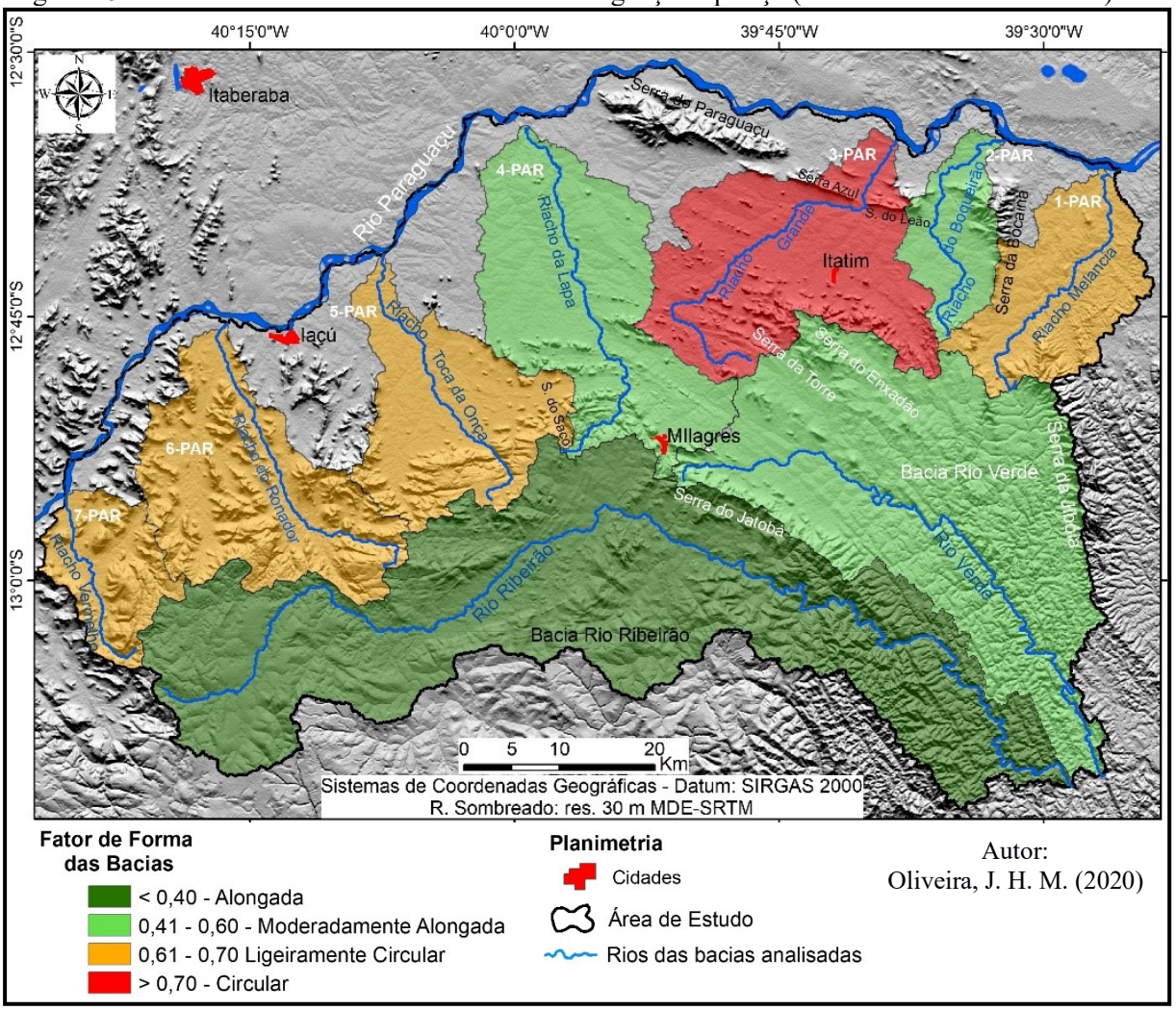
Toponímia	**Área (Km²)**	**Amplitude Altimétrica (m)**	**Fator de Forma**
Riacho da Melancia (1 PAR)	273,59	691	0,61
Riacho Boqueirão (2-PAR)	154,53	578	0,55
Riacho Grande (3-PAR)	491,31	516	0,71
Riacho da Lapa (4-PAR)	512,18	597	0,56
Riacho Toca da Onça (5 PAR)	412,61	566	0,68
Riacho do Roncador (6-PAR)	432,79	634	0,63
Riacho Vermelho (7-PAR)	161,39	622	0,66
Rio Verde	973,02	652	0,53
Rio Ribeirão	1510,26	765	0,4

Fonte: Análise proveniente de MDE SRTM-NASA resolução 30 m em SIG.

A bacia riacho Grande (sub-bacia do Paraguaçu), com fator de forma 0,71, é a que melhor representa a característica de bacia circular. A bacia do riacho do Roncador apresenta

característica de moderadamente circular com índice 0,63. A bacia do riacho da Lapa possui fator de forma 0,56, o que aponta para uma bacia moderadamente alongada (Figura 46).

Figura 46 – Fator de forma das bacias: divisores Paraguaçu-Jiquiriçá (bacias do Ribeirão e Verde)



Fonte: Elaborada pelo autor.

As sub-bacias dos riachos Melancia e Boqueirão, com fator de forma de 0,55 e 0,61, adquirem características de bacias ligeiramente circular e moderadamente alongadas, respectivamente.

A bacia do riacho Vermelho (FABD 0,66), no extremo oeste da área, e a bacia do riacho Toca da Onça (FABD 0,68), no centro da área entre a Unidade da Depressão e das Morraria, possuem características de bacia ligeiramente circulares.

O baixo índice de fator de forma no valor de 0,40 confirma a forma alongada da bacia do rio Ribeirão, coincidindo com o mesmo padrão de arqueamento do Planalto de Maracás e dos Blocos geotectônicos: Bloco de Jequié em contato com o Orógeno Itabuna-Salvador-

Curaçá (OISC) e suas respectivas estruturas geológicas como zonas de cisalhamento. E, como mencionado anteriormente, o padrão alongado pode estar associado à perda de área para bacias do Paraguaçu por pirataria fluvial.

A amplitude se associa à baixa altimetria (178 m) de seu exutório também no setor baixo do Jiquiriçá, e seus divisores com altitude mais elevada (acima de 800m) que se posicionam na Serra do Jatobá (divisor com o Planalto de Maracás) e Serra da Jiboia, limite leste da área de estudo. O fator de forma 0,53 indica uma tendência da bacia a um alongamento moderado e, assim como a bacia do rio Ribeirão, ter o mesmo padrão de direção que as estruturas geológicas e o bloco geotectônico Bloco de Jequié e OISC.

Por fim, conclui-se que as sub-bacias que drenam para o rio Paraguaçu são as que possuem as menores amplitudes altimétricas e os maiores índices de fator de forma.

A diferença altimétrica nessa área (amplitude) é proporcionada pela presença na Depressão, de relevos residuais marginais, como as Serras do Leão e Azul, como na bacia do riacho Grande, e o posicionamento da drenagem em seus respectivos divisores sobre o Planalto de Maracás (riacho da Lapa e do Roncador) e do Patamar do Médio Jiquiriçá – Verde (Serra do Enxadão e da Torre). O princípio geomórfico concernente ao fator de forma aponta que, quando há tendência de circularidade da bacia (índices maiores), maior é o tempo de atividade erosiva/dissecação. Aponta também uma quiescência tectônica e que possui uma efetividade na ação de pirataria de drenagem, ou seja, ganhos de área de bacias adjacente por rearranjos de drenagens por capturas fluviais (XUE *et al*., 2017).

Assim, ficou evidenciado que o padrão de evolução/dissecação das bacias que drenam a Depressão do Paraguaçu corroboram a hipótese do trabalho erosivo empreendido pela rede de drenagem na morfogênese da paisagem da área de estudo, bem como se destacou a complexidade que envolve a inter-relação dos fatores envolvidos na dinâmica geomórfica de bacias hidrográficas. A contribuição dos índices apresentados como *proxy* para averiguar o padrão de evolução e a dinâmica geomórfica foi demonstrada.

Como exemplo, há a bacia do rio Ribeirão, que se posiciona com características opostas à sub-bacia do riacho Grande (Bacia do Paraguaçu), tendo FABD indicando equilíbrio entre margens e migração do canal (58), menor fator de forma (0,4) e maior amplitude altimétrica (765).

O baixo fator de forma demostra que a bacia do Ribeirão é alongada. Isso aponta a possibilidade de perda de área por capturas de drenagem da bacia do Ribeirão para as sub-bacias do Paraguaçu, o que pode estar ocorrendo ao se observar sub-bacias como a do Roncador e da Lapa que posicionam suas drenagens sobre o Planalto de Maracás, fato

corroborado pelo condicionamento estrutural da drenagem que também se relaciona na forma e expansão da bacia, como demonstrado nos divisores Paraguaçu-Ribeirão e Paraguaçu-Verde, onde a profusão de lineamentos condiciona a drenagem e contribui para efetivar uma erosão remontante que contribui para as drenagens do Paraguaçu avançarem sobre o Patamar do médio Jiquiriçá e sobre o Planalto de Maracás.

O condicionamento estrutural da drenagem e o padrão de lineamentos possui também estreita relação com os índices analisados, posto que a profusão de lineamentos condicionando localmente a estruturação da drenagem é fator primordial para a disposição do canal principal nas respectivas bacias, e, respectivamente, na diferenciação da proporção de área entre as margens. E com a possibilidade também de contribuir na exumação dos inselbergues presentes na Depressão e nos bordos de Planalto.

7 O PAPEL DA REDE DRENAGEM NA EVOLUÇÃO E DINÂMICA DO RELEVO NA REGIÃO DE MILAGRES-ITATIM (MÉDIO PARAGUAÇU)

Para interpretar o papel da drenagem na evolução do relevo da região de Milagres-Itatim, foi utilizada primordialmente a base geológica contida em Nunes e Melo (2007), com informações litológicas e de estruturas. Essas informações foram correlacionadas ao padrão dos canais fluviais e à configuração do relevo da área e se apoiaram na interpretação de perfis longitudinais, valendo-se da identificação de anomalias dos índices SL_{trecho}/SL_{canal} (HACK, 1973) dos rios principais mais representativos das respectivas sub-bacias do Paraguaçu (Figura 21).

Na segunda parte, empreende-se uma análise da rede de drenagem com o intuito de verificar a ocorrência de rearranjos de drenagem nos divisores Paraguaçu – Jiquiriçá (Ribeirão-Verde). Para tanto, utilizaram-se os pressupostos metodológicos de Bishop (1995) e a análise *X-maps e X-plots* (WILLET *et al.*, 2014) para identificar a ocorrência de migração dos divisores.

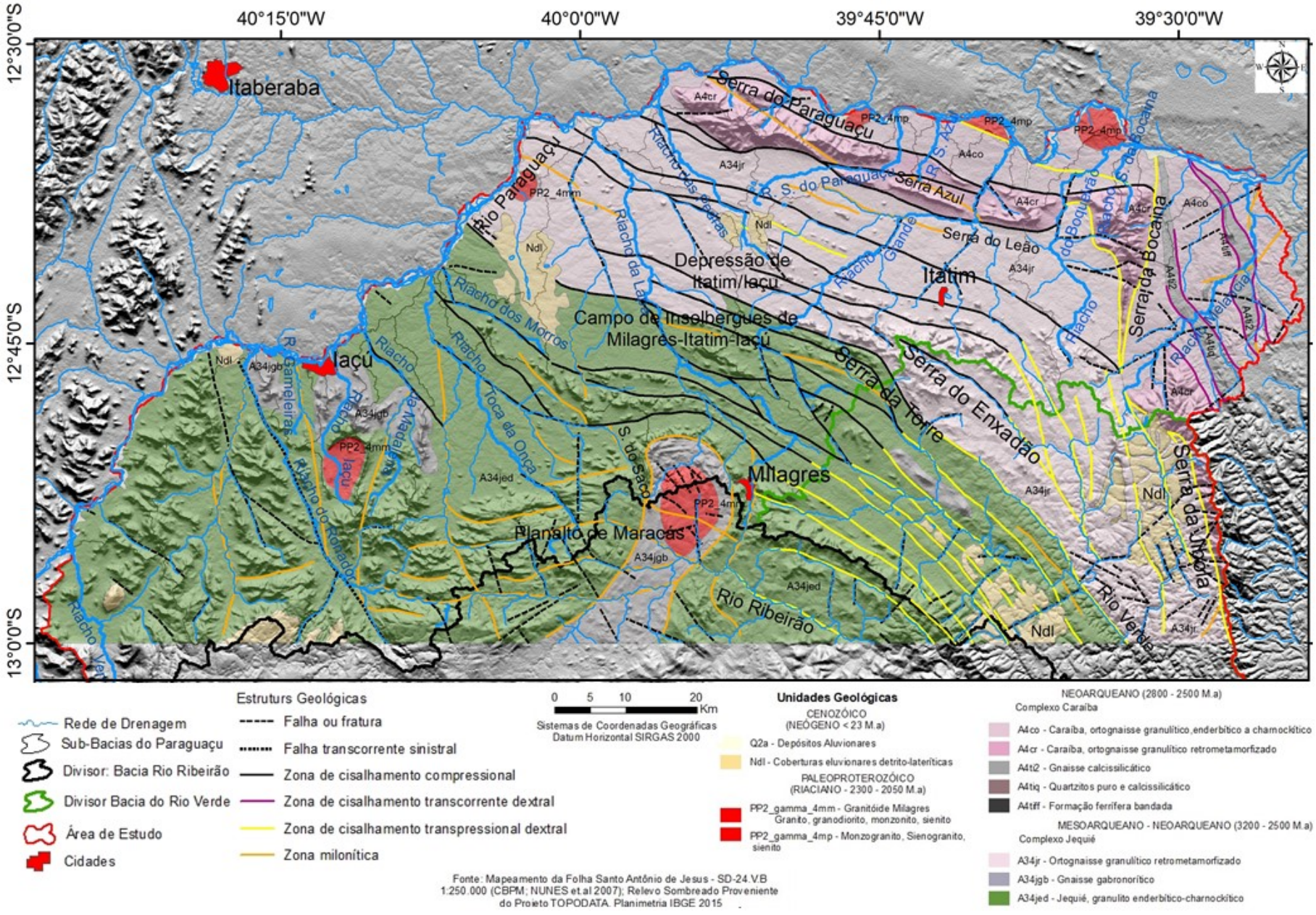
7.1 ANÁLISE DAS REDES DE DRENAGENS E PERFIS LONGITUDINAIS COM O DIVISOR RIO VERDE

7.1.1 Riacho Melancia

O riacho Melancia possui sua principal nascente na Serra da Jiboia, a uma altitude de 441 m em áreas das Coberturas Neógenas (Ndl). Seu exutório se encontra no rio Paraguaçu a uma altitude de 138 m, e possui, assim, uma amplitude de 303 m, com extensão de aproximadamente 39 Km. Computou-se um índice SLcanal no valor de 28,8.

Após fluir cerca de 1 Km, o canal associa-se a uma zona de cisalhamento transpressional dextral de direção NW e muda sua direção em cerca de 90° (Figuras 47 e 49). A partir dessa nova direção, o canal adquire seus maiores valores SL_{trecho} e, consequentemente, os maiores valores anômalos da relação $SL_{trecho}/SL_{canal,}$ variando de 2,70 a 5,32, entre as faixas altimétricas 377,6 – 259,38 m, com desnível de 118,22 m. O gradiente nesse segmento de 2,9 Km é de 40,77 m/Km.

Figura 47 – Rios principais, litologia e estruturas geológicas: divisor médio Paraguaçu-Médio Jiquiriçá (Ribeirão/Verde)

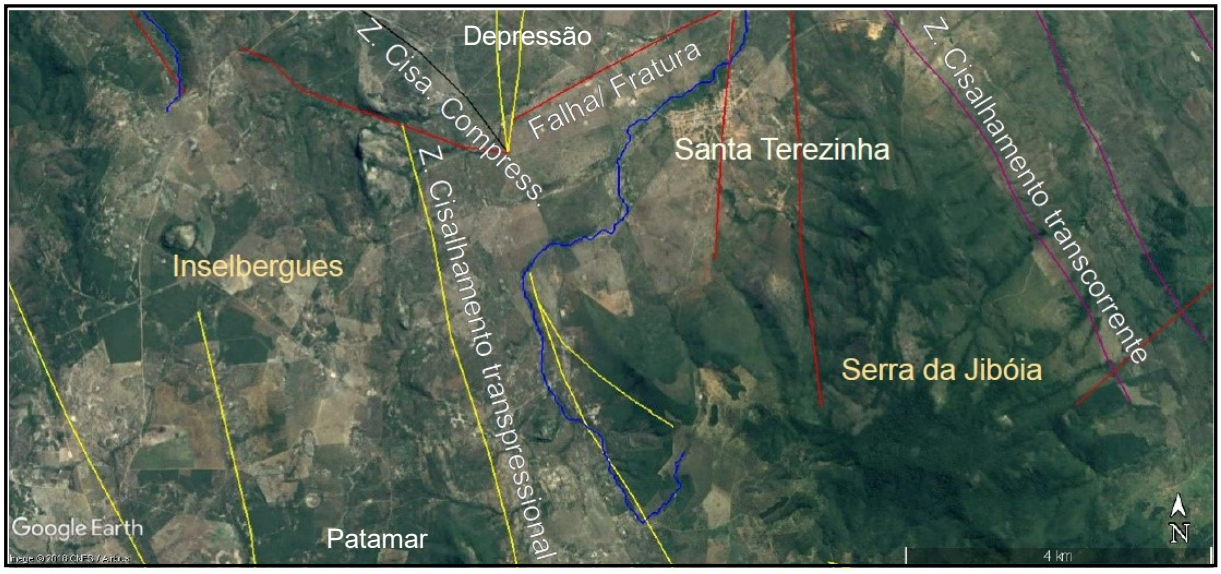


Fonte: Mapeamento da Folha Santo Antônio de Jesus - SD-24.V.B 1:250.000 (CBPM; NUNES et.al 2007); Relevo Sombreado Proveniente do Projeto TOPODATA. Planimetria IBGE 2015

Esses índices nesse trecho do riacho marcam o desnível entre o Patamar Médio da bacia do rio Verde com a Depressão do Médio Paraguaçu (Figuras 47 a 49). Esses valores corroboram e indicam o trabalho erosivo exercido pelo canal fluvial ao dissecar o Patamar.

Ao adentrar na depressão, observa-se, em planta, um cotovelo de drenagem associado a lineamentos, o que faz o riacho Melancia assumir direção NE (Figura 47 e 49). Nesse setor (Figura 51a), o relevo se apresenta mais suave, mas ainda com pequena inclinação no perfil, e se percebem, localmente, setores convexos, principalmente na faixa 225 – 200 m, denotando uma maior resistência litológica.

Figura 48 – Alto curso do riacho Melancia (Linha azul em destaque): baixo divisor entre Patamar do rio Verde/Depressão do Paraguaçu



Fonte: Google Earth.

Figura 49 – Alto curso do riacho Melancia: divisor Paraguaçu/Verde. Ao fundo, a Depressão do Médio Paraguaçu; em segundo plano serras marginais presentes na área aplainada

Fonte: Elaborada pelo autor.

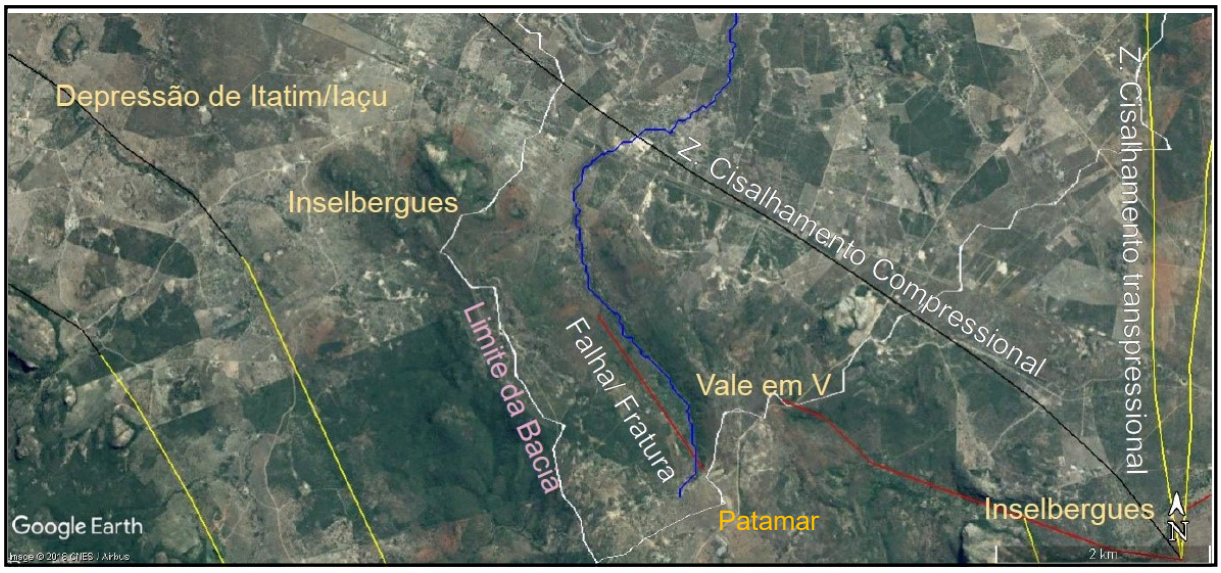
Após esse trecho, o riacho passa a cortar e alinhar-se com linhas de fraturas de mesma direção NE. As anomalias SL nesse setor do perfil são de 2,03 a 2,3, em um intervalo altimétrico entre 259,3 – 200 m e um desnível de 82,42 m em um percurso de 9,49 km, com um baixo gradiente de 8,68 m/km. Em perfil (Figura 51a), identificam-se, na sequência, duas rupturas quando do cruzamento do canal com zonas de cisalhamento .

Apesar dos baixos gradientes no setor da Depressão do Médio Paraguaçu, as anomalias SL associadas às zonas de cisalhamentos, miloníticas e linhas de fraturas incrementam o poder erosivo do riacho Melancia e seus afluentes intermitentes, sendo regulado pelo rio Paraguaçu como nível de base. (Figuras 48 e 51a).

7.1.2 Riacho Boqueirão

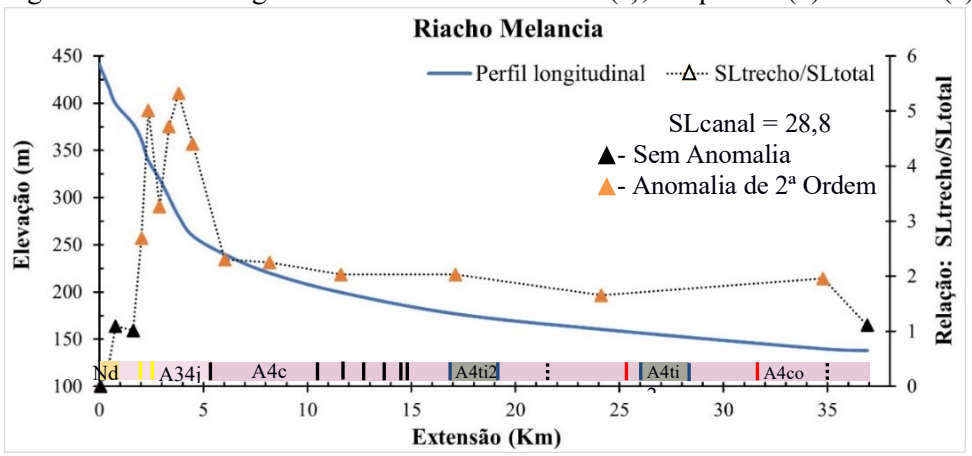
O riacho Boqueirão possui sua principal nascente no divisor Paraguaçu/Jiquiriçá-Verde com altitude de aproximadamente 387 m. Após percorrer 33,7 Km, deságua no rio Paraguaçu a uma altitude de 146 m e assume um desnível de 146 m. O índice SL para todo o canal é de 23. Os índices SL_{canal} são similares ao do riacho Melancia, demonstrando um mesmo padrão da atividade erosiva (Figuras 48 e 50).

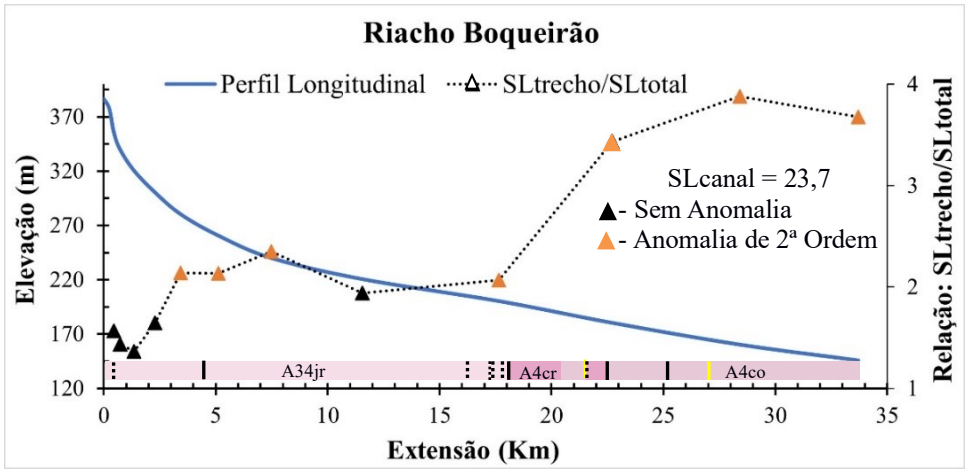
Figura 50 – Alto riacho Boqueirão: detalhe para o alinhamento do canal em alto curso com fraturas e a consequente incisão de um vale dissecando o baixo divisor Parauaçu/Jiquiriçá/Verde

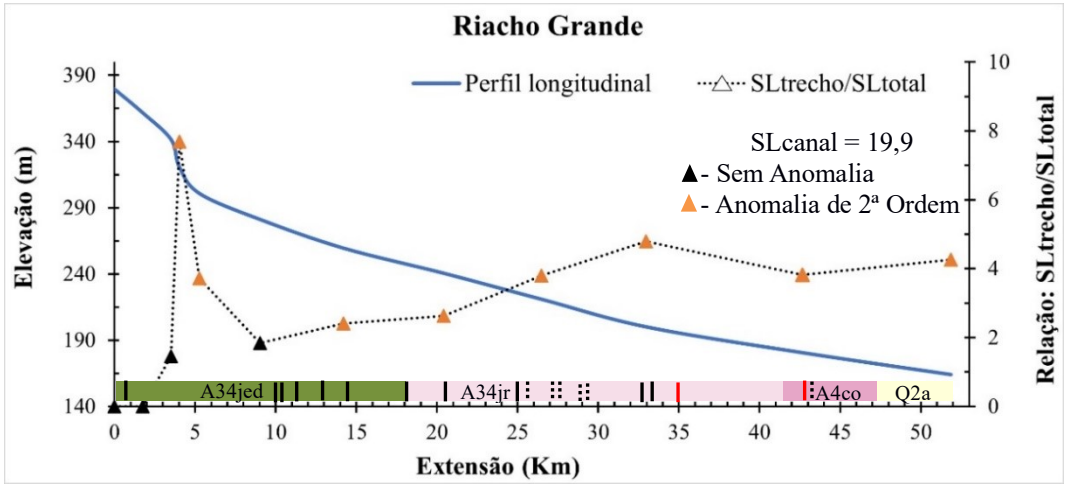


Fonte: Google Earth.

Figura 51– Perfis longitudinais. Riachos: Melancia (a); Boqueirão (b) e Grande (c)







Unidades Geológicas

- Q2a – Depósitos aluvionares recentes <Holoceno>
- Ndl – Coberturas eluvionares detrito-lateríticos < Mioceno>
- A4co – Ortognaisse granulíticos enderbítico a charnockítico (Bloco Caraíba)
- A4cr – Ortognaisse granulítico retrometamorfizado (Bloco Caraíba)
- A4ti2 – Gnaisse calcissilicatico (Bloco Caraíba)
- A34jr – Ortognaisse granulíticos retrometamorfizado (Bloco Jequié)
- A34jed – Granulito enderbítico charnockítico (Bloco Jequié)

Estruturas

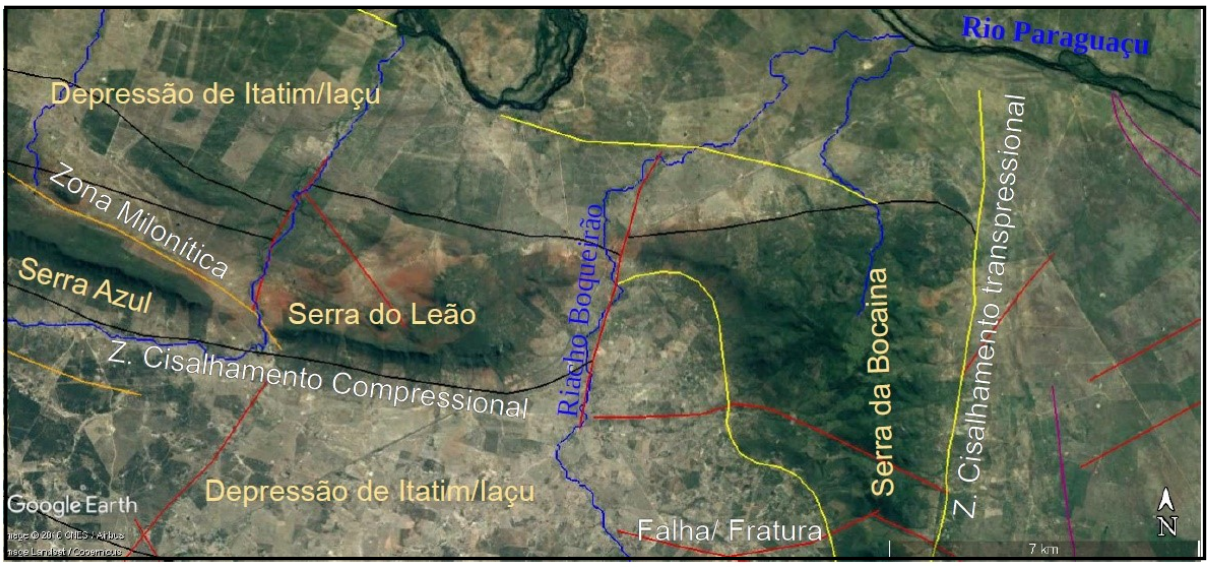
- Zona de cisalhamento transpressional dextral
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Zona de cisalhamento compressional
- Zona milonítica
- Fratura

Fonte: dados para confecção dos perfis MDE-SRTM res. 30 m; litologia e estruturturas MELO NUNES (2007). Elaboralada do autor.

O perfil do riacho Boqueirão (Figura 51b) possui padrão tendendo à concavidade, porém merecem destaques algumas particularidades. Após a nascente e um desnível de aproximadamente 50 m, percorrendo cerca de 500 m, o riacho Boqueirão cruza e se associa a uma linha de fratura, condicionando uma linearidade em planta e uma acentuada concavidade em perfil do canal. Isso na paisagem se configura como um vale aberto, dissecando o Patamar do Médio Jiquiriçá (bacia do rio Verde) (Figuras 48 e 51). Apesar desse incremento erosivo, não são identificadas anomalias do índice SL. Nesse primeiro trecho, o desnível altimétrico é na ordem de 76,97 m em um trecho percorrido de 2,03 Km, o que produz um gradiente de 37,92 m/Km. Na sequência, antes de adentrar na depressão, na base da encosta do Patamar do Médio Jiquiriçá, o riacho adquire valores anômalos da relação SL_{trecho}/SL_{canal} de 2,14.

Em seu médio curso, o canal sofre uma inflexão, alinhando-se com as linhas de faturas de direção geral NE. Em perfil (Figura 51b), esse trecho é marcado por uma inclinação, na zona de influência dessas linhas de fraturas, e, ao cruzar uma zona de cisalhamento compressional de direção NW (Figura 50), o canal passa a obter valores anômalos do índice SL: 2,35. Todo esse trecho de anomalias possui 5,2 km de comprimento em um desnível de 60,5 m, com gradiente 11,64 m/km.

Figura 52 – Riacho Boqueirão ao dissecar seu vale entre as Serras da Bocaina e do Leão: notar o alinhamento do canal a fraturas de direção NNE ao passar entre as serras. O sopé das serras coincide com zonas de cisalhamento e zonas miloníticas



Fonte: Google Earth.

O que denota esse setor convexo do perfil é justamente uma maior resistência impressa pelos Ortognaisses granulítico retrometamorfizados. Mesmo assim, o riacho Boqueirão, por meio de uma dinâmica de longo-termo, imprimiu seu poder erosivo

remontante e suplantou essa estreita faixa de rochas mais resistentes, representadas na paisagem pelas serras do Leão e Boqueirão (Figura 52). Esse setor é marcado por anômalias da relação SL_{trecho}/SL_{canal}, com índices SL nos valores de 3,43, 3,88 e 3,67, que se inicia a 16 km do exutório a uma altitude de 200,5 m. Essa faixa anômala possui um desnível de 54,5 m, assumindo um gradiente de apenas 3,40 m/km.

7.1.3 Riacho Grande

O riacho Grande é o canal principal de uma das sub-bacias do rio Paraguaçu e mais representativo, posto que, nessa área, aflora a maioria e os mais representativos inselbergues presentes na área de estudo (Figura 53). O riacho Grande possui sua principal nascente em um setor rebaixado do Patamar do Jiquiriçá/Verde, a uma altitude na ordem de 380 m. Possui afluentes em setores altimétricos maiores como drenagens que fluem desde a Serra da Torre e Serra do Enxadão, a 492 m de altitude. O índice SL para todo o canal é de 19,85 (Figuras 47, 51c e 55).

Figura 53 – Campo de inselbergues na Unidade Depressão do Médio Paraguaçu. Atentar para o alinhamento das formas e os setores deprimidos. Direção da Fotografia: NNW-SSE

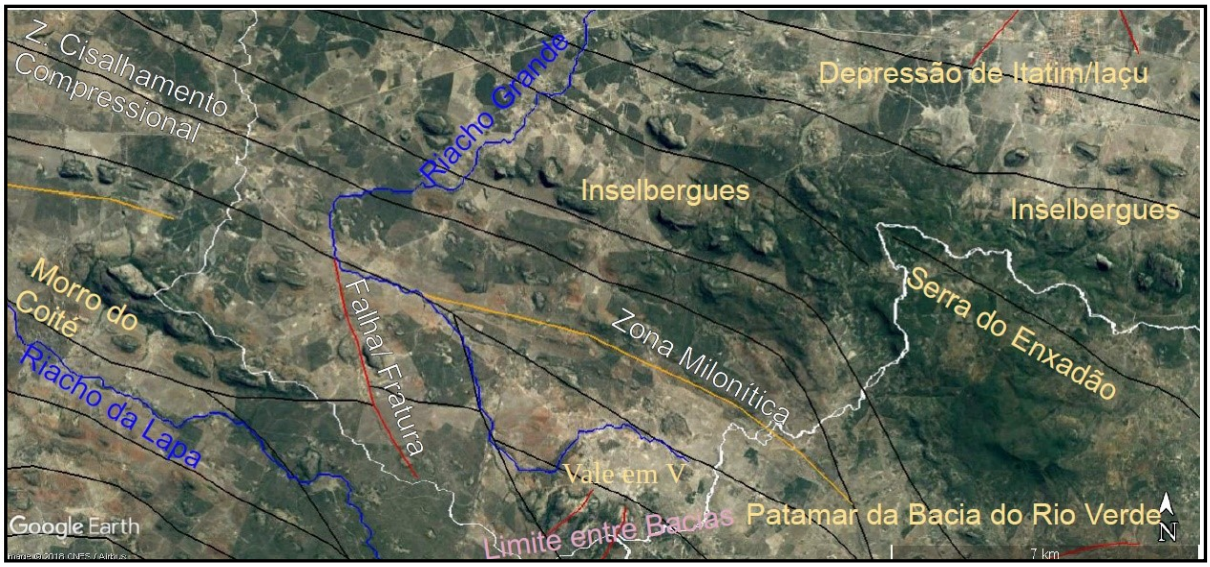
Fonte: Elaborada pelo autor.

Os trechos de alto curso são influenciados por zonas de cisalhamento compressional, o que, em perfil, proporciona ao canal uma forma inclinada e escalonada (Figura 51c). Após percorrer cerca de 3,5 km, ocorre uma ruptura de declive, e essa ruptura coincide com segmentos anômalos da relação SL_{trecho}/SL_{canal} no valor de 7,69 e 3,78, marcando um setor de retomada erosiva. Esses dois trechos anômalos têm 1,77 km, com um desnível de 40,79 m e gradiente de 23 m/km (Figuras 51c e 55).

Ao adentrar efetivamente na depressão, o curso do riacho Grande drena setores próximo a vários inselbergues de dimensões e formas variadas. Os inselbegues, de forma geral, em toda a bacia, assumem a mesma direção das zonas de cisalhamento compressional WNW e NW. Nessa área, o canal também assume o sentido das zonas de cisalhamento compressional, contudo, após um cotovelo de drenagem, o riacho Grande assume a direção NNE (mesma direção de linhas de fraturas) e cruza outras zonas de cisalhamento. (Figuras 48, 54 e 55).

Os trechos anômalos da relação Sl_{trecho}/Sl_{canal} adquirem valores de 2,40 e 2,62 em um trecho de 11,38 km, com um desnível de 40,6 m e gradiente de 3,57 m/km, e continuam a apontar a efetividade da erosão fluvial. Em perfil, é perceptível setores escalonados e convexos, demostrando uma resistência litológica exercida pela unidade dos ortognaisses (Figura 51c).

Figura 54 – Riacho Grande. Em destaque, o condicionamento direcional de seu curso às zonas de cisalhamentos compressionais e às linhas de fraturas. Observar também o mesmo condicionamento dos inselbergues e a densidade desses a partir da borda da Serra do Enxadão com sentido SE-NW



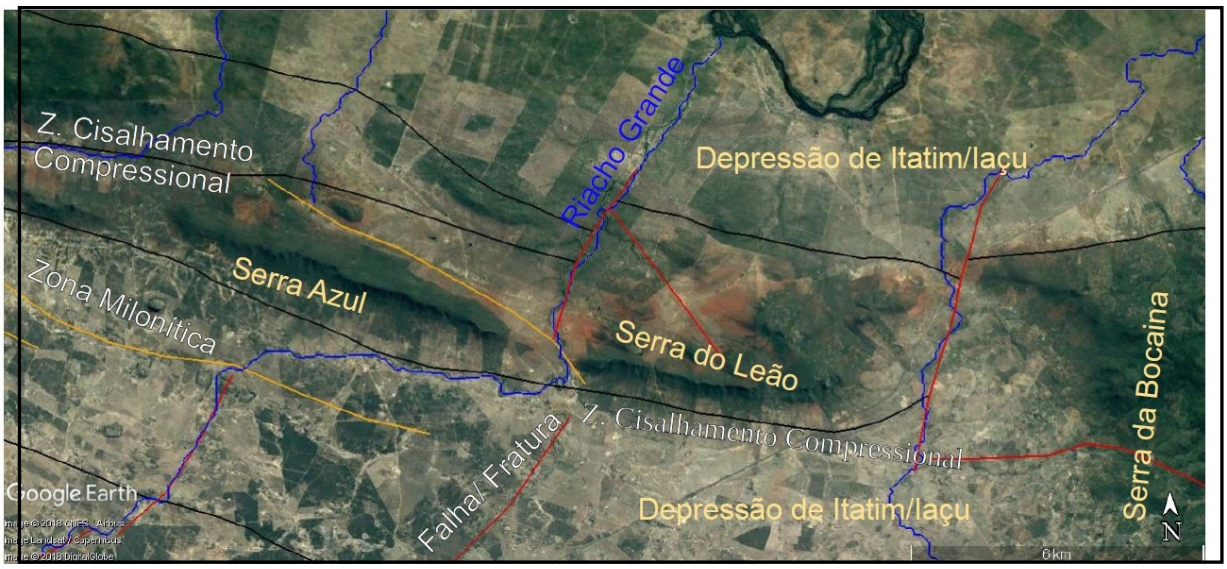
Fonte da imagem: Google Earth. Elaborada pelo autor

Ao adentrar na parte central da depressão, no setor mais aplainado da bacia do riacho Grande, seu leito se ajusta a linhas de fraturas com direção NE (Figuras 48 e 56), onde as anomalias da relação SL_{trecho}/SL_{canal} adquirem valores de: 3,80 e 4,79 em um percurso de 12,56 km com um desnível de 40,5 m e um gradiente de 3,22 m/Km. Em perfil, percebe-se uma inclinação suave com presença de pequenos setores convexos, denotando, mais uma vez, certa resistência litológica (Figura 51c e 56).

Figura 55– Riacho Grande: centro da depressão setor com anomalias de 2ª ordem evidenciadas por afloramentos de blocos rochosos no leito e incisão média do canal. Coordenadas: UTM: 413397; 24L: 8595133

Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 56 – Riacho Grande alinhado a zonas de cisalhamento e fraturas incidindo as Serras Azul e Leão, apresentando configuração de drenagem transversal



Fonte: Google Earth.

A aproximadamente 17 km do exutório, a uma altitude 195 m, o riacho Grande cruza uma zona milonítica de direção WNW, sofre uma inflexão em seu curso e, ao se aproximar de uma zona de cisalhamento compressional, também de direção WNW, alinha-se a essa. A partir dessa zona de cisalhamento compressional, que é limítrofe com a unidade dos ortognaisse granulítico retrometamorfizado do Bloco Caraíba *A4cr*, o riacho cruza essa unidade litológica entre as serras Azul e do Leão, e assume a direção NNE, mesma direção de um alinhamento de fraturas (Figura 56).

Em perfil, esse trecho possui uma inclinação suave denotando o setor deprimido (Figura 51c). Esses dois últimos trechos também são marcados pelas presenças de rupturas (*knickponts*), demonstradas pelo valor da relação SL_{trecho}/SL_{canal} de 3,82 e 4,26. A efetividade e o poder erosivo desses trechos, mesmo em um setor deprimido, indicam que o riacho Grande e seus afluentes parecem ter papel preponderante na exumação de grande parte dos inselbergues desse setor da Depressão do Médio Paraguaçu e sua estreita relação com o nível de base se seu exultório no rio Paraguaçu como agente condicionador de seu potencial erosivo.

7.2 ANÁLISE DAS REDES DE DRENAGENS E PERFIS LONGITUDINAIS COM O DIVISOR BACIA DO RIO RIBEIRÃO

7.2.1 Riacho da Lapa

O riacho da Lapa e sua bacia se configuram como um importante sistema de drenagem na dinâmica geomórfica da Depressão do Médio Paraguaçu e na dissecação do bordo do Planalto de Maracás. Sua nascente principal se localiza nas imediações da Serra do Saco, a oeste da cidade de Milagres, a uma altitude aproximada de 600 m. Seu exutório no rio Paraguaçu situa-se a uma altitude de 188 m após percorrer 51,12 Km (Figuras 47 e 58). Foi identificado um índice SLcanal no valor de 37,94.

Figura 57 – Riacho da Lapa: evidenciando o condicionamento da drenagem às estruturas e dissecação presentes no bordo do planalto de Maracás contribuindo para exumação dos inselbergues

Fonte: Google Earth.

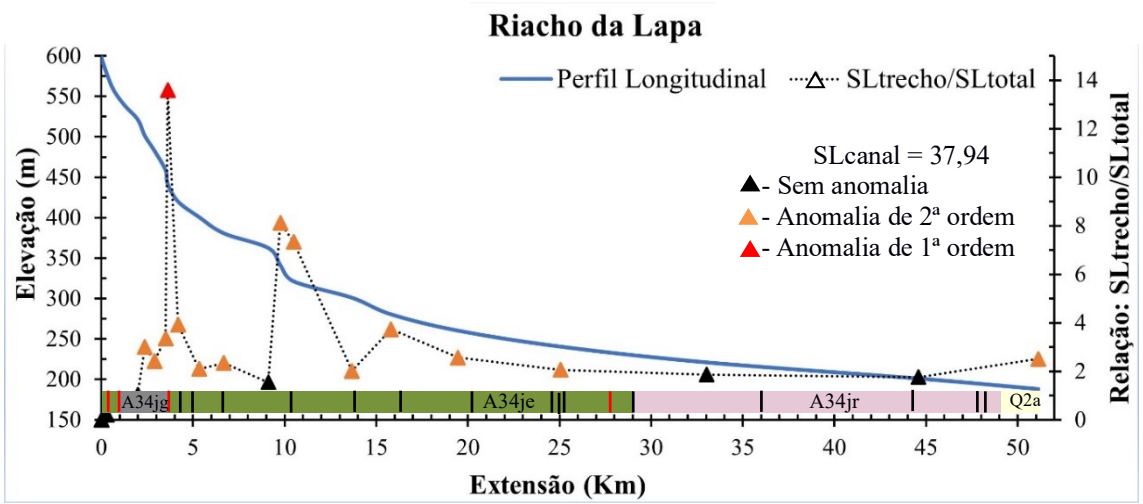
Em planta e perfil, até os primeiros 1,3 km (intervalo 600 – 521,4 m), o riacho cruza duas zonas miloníticas de direção N e NNE, todavia o riacho mantém direção geral W – L, assumindo a direção de lineamentos e linhas de fraturas. Na paisagem, esse setor se configura com um relevo ondulado de sentido geral NE (Figuras 57 e 59).

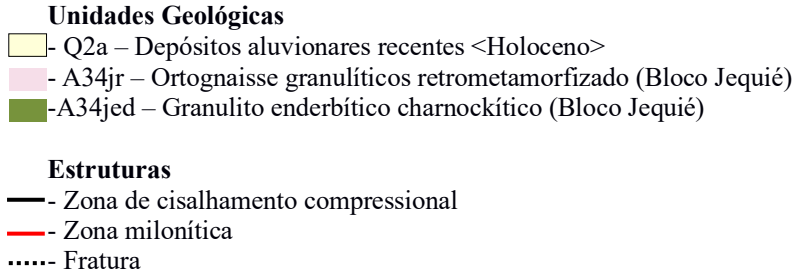
Figura 58 – Alto curso do riacho da Lapa em direção para a Serra do Saco. Notar dissecação no bordo do Planalto de Maracás. Fotografia tirada do Inselbergue Morro dos Milagres.

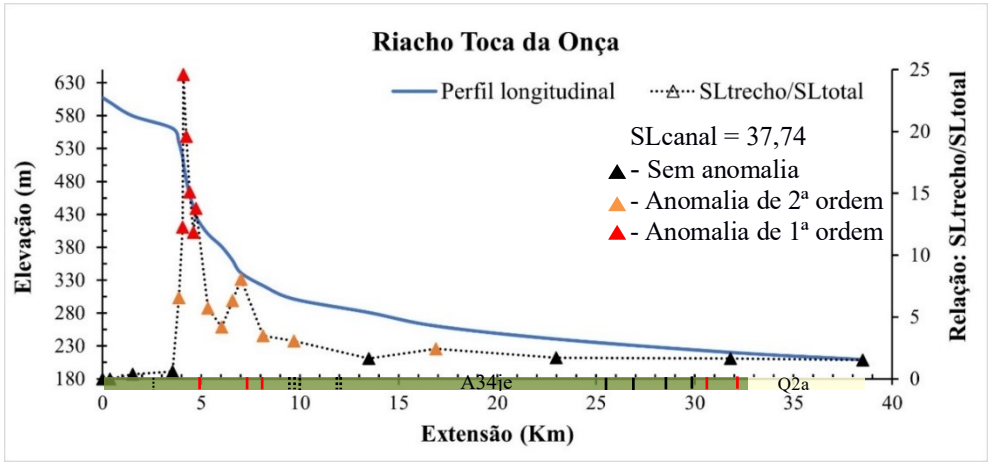
Fonte: Elaborada pelo autor.

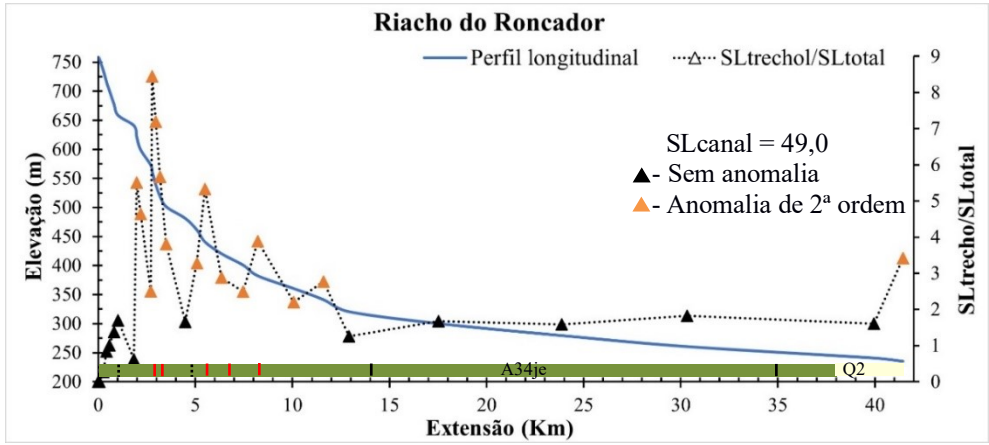
Na sequência, entre os intervalos altimétricos 521,4 – 458,8 m, em uma extensão de 1,5 km, com um gradiente 41,73 m/km, o trecho assume a mesma direção da zona milonítica (NNE). Foram identificadas nesse trecho anomalias da relação SL_{trecho}/SL_{canal} nos valores de 2,42; 3,0; 3,35, o que indica uma ação erosiva efetiva, corroborada, pela anomalia de 1º grau identificada adiante, no valor de 13,59 em um pequeno trecho de pouco mais de 120 m com, amplitude de 20 m e gradiente de 166 m/km. Em perfil, marca uma evidente ruptura formando um *knickpoint*. Pelas informações litológicas e estruturais, não consta nenhum limite litológico ou alguma estrutura geológica mapeada, o que demonstra que essa anomalia se associa com um padrão erosivo remontante (Figuras 57 e 61a). A partir dessa ruptura, o que se percebe em planta é uma acentuada dissecação desse setor do Planalto de Maracás em direção ao bordo com a depressão. Na Unidade dos Gnaisses Gabronorítico, o curso do riacho da Lapa assume um padrão sinuoso. As anomalias identificadas nesse trecho são de 2ª ordem e possuem valores de 2,08; 2,33 e 3,93 em um intervalo de 3 km com um desnível de 60 m, marcando um gradiente de 20 m/km (Figuras 57 e 59a).

Figura 59 – Perfis longitudinais. Riachos Lapa (a); Toca da Onça (b); Roncador









Fonte: dados para confecção dos perfis MDE-SRTM res. 30 m; litologia e estruturturas MELO NUNES (2007). Elaboralada do autor.

Figura 60 – Riacho da Lapa no sopé do Planalto de Maracás área transicional com a Depressão do Paraguaçu

Fonte: Elaborada pelo autor.

Após um traçado sem anomalias em uma área mais aplainada, o perfil apresenta uma concavidade mais acentuada, seguida por uma convexidade, provocada por uma área de maior resistência litológica. Isso é evidenciado pela identificação de trechos anômalos nos valores 7,33 e 8,12 em um trecho de 1,38 km, com um desnível de 41,5 m e perfazendo um gradiente de 30,13 m/km. Esse trecho anômalo se estende até o bordo do Planalto de Maracás, quando o riacho corta novamente a zona milonítica de formato circular de direção local L – W (Figura 57).

No limite entre o Planalto e o início da Depressão, o riacho da Lapa e afluentes estabelecem seus vales entre relevos residuais demostrando uma contribuição efetiva na exumação dos inselbergues que se alojam nesse limite geomorfológico (Figuras 57 e 60).

A partir desse ponto, estendendo-se por 14,57 km, o riacho da Lapa atravessa a Depressão do Médio Paraguaçu (Figuras 61 e 62) e cruza três zonas de cisalhamento compressional de direção geral WNW, contudo o riacho mantém direção geral NNW (mesma direção de outra zona de cisalhamento). Nesse trecho, o riacho e seus afluentes cortam e dissecam a depressão onde aflora uma grande quantidade de inselbergues e lajedos, inclusive o mais proeminente no quesito dimensional e altimétrico, o Morro do Coité, com altitude de mais de 700 m (Figuras 61 e 64). Nesse trecho, o riacho adquire valores anômalos de 2ª ordem da relação Sl_{trecho}/Sl_{canal} 2,00. A 3.73 em um desnível de 80,75 m e com gradiente de apenas 5,54 m/km. O perfil assume um padrão côncavo (Figura 59a), evidenciando efetividade erosiva.

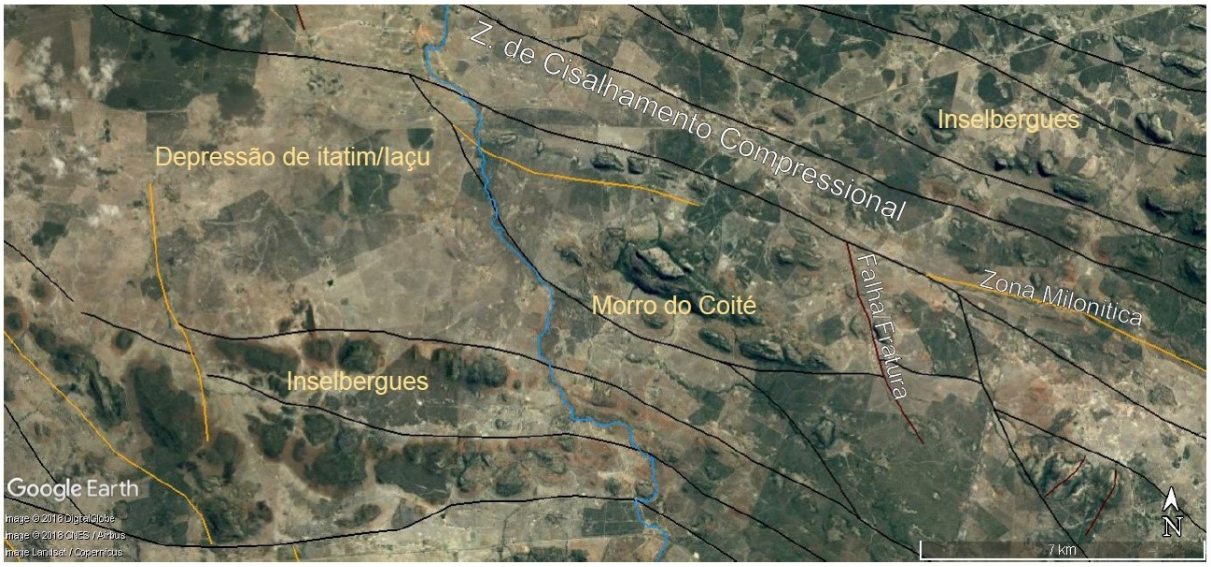
Figura 61 – Depressão do Médio Paraguaçu (Setor Iaçu) na bacia do riacho da Lapa: A) superfície aplainada, campo de inselbergues ao fundo Serras do Paraguaçu; B) em destaque Morro do Coité. Fotografias tiradas do Morro dos Milagres para direção Norte

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 62 – Riacho da Lapa: Centro da Depressão do Médio Paraguaçu, apresentando trechos de anomalias de 2ª ordem, evidenciadas por afloramentos rochosos no leito. Setor de relevo plano a suave ondulado. Coordenadas: UTM: 398614; 24L: 8593234

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 63 – Riacho da Lapa: (1) ao dissecar a Depressão do Médio Paraguaçu: o curso se alinha a zonas de cisalhamento compressional; (2) Morro do Coité e outras formas com direção geral WNW, NW e W das estruturas (linhas em preto)



Fonte: Google Earth.

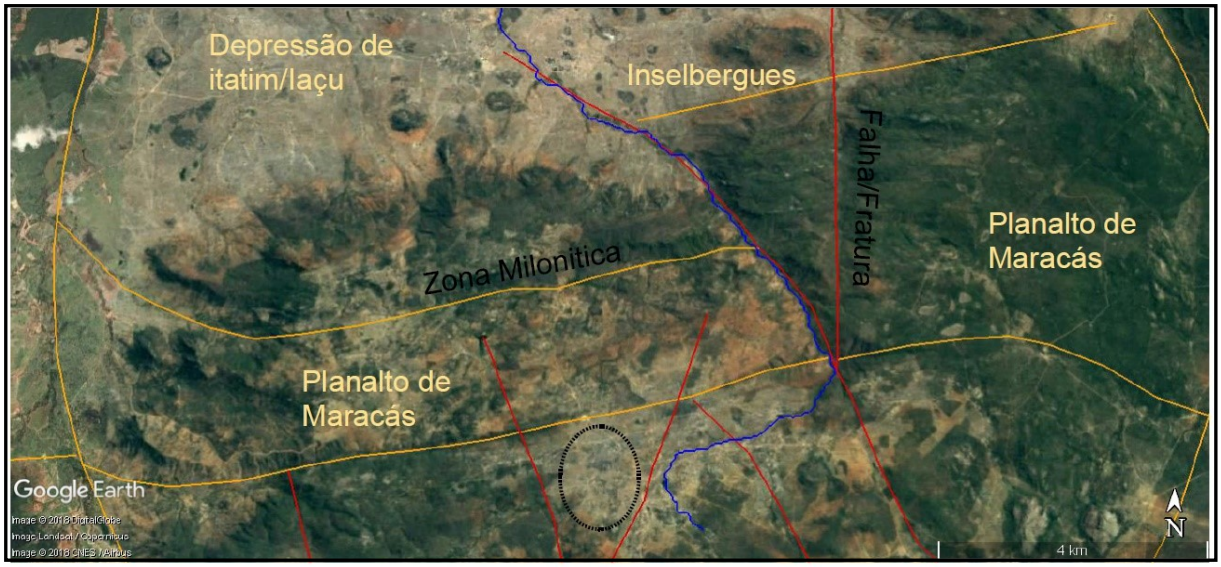
Em seeguida o riacho da Lapa percorre um trecho de 19,53 km até o exutório. O desnível é de apenas 39,5 m, o que fornece gradiente 2,02 m/Km, configurando uma área extremamente plana de baixa declividade (0-8%), o que, em perfil, demarca uma linha com inclinação bastante suave (Figura 59a).

Por fim, o Riacho da Lapa, a partir de 6.5 km de seu exutório, apresenta anomalia de drenagem no valor de 2,51. Este último trecho cruza e se alinha com zona de cisalhamento compressional de direção NW e, já no exutório, o riacho se assenta em uma planície aluvial acumulando sedimentos aluvionares quaternários.

7.2.2 Riacho Toca da Onça

O riacho Toca da Onça é o segundo curso d'água em análise que possui seus divisores sobre o Planalto de Maracás. O curso do riacho Toca da Onça tem sua nascente principal a uma altitude de 607,5 m, sobre a unidade dos granulitos enderbítico charnockítico (Bloco Jequié). Seu exutório se posiciona a 209 m, e uma amplitude de 402,5. (Figuras: 47, 59b e 64).

Figura 64 – Riacho Toca da Onça: Vale suspenso sobre o Planalto de Maracás, incisão de vale estrutural e dissecação do Planalto condicionado por linhas de fraturas



Fonte: Google Earth.

O índice SL para todo canal encontrado foi de 37,74. Ao analisar o perfil longitudinal e o curso em planta, percebe-se que os primeiros 3,55 km possuem características de um vale suspenso com presença de depressões fechadas formando lagoas intermitentes (Figuras 47, 59b e 64).

O primeiro 1,5 km desse trecho possui direção NNW (mesma direção de zona milonítica adjacente), depois o curso assume a direção NNE, que é a mesma das fraturas. Nesse trecho, não são identificadas anomalias da relação $SL_{trecho}/SL_{canal,}$ fato que é demonstrado pelo baixo desnível de 46,75 m e um gradiente de 13,17 m/Km. Em perfil, apresenta uma fraca inclinação de forma retilínea, e, após esse trecho, ocorre uma maior incisão da drenagem, o que leva a formar um vale em V estrutural, que disseca e se aprofunda com maior intensidade a partir de seu alinhamento lineamentos e linhas de fratura, de direção NNW (Figuras 59b e 64).

A linha do perfil nesses dois segmentos (Vale suspenso e Vale em V estrutural) se apresenta na forma convexa. Ocorrem anomalias de 2ª ordem da relação SL_{trecho}/SL_{canal} a partir do início da incisão do vale estrutural com valor 6.57 no intervalo altimétrico 560,75 – 539,30 m, com 321 m de extensão e um gradiente de 66,82 m/km.

Figura 65 – Setor da bacia do riacho Toca da Onça setor limítrofe entre o bordo do Planalto de Maracás e Depressão do Médio Paraguaçu. Coordenadas do ponto: UTM: 393816; 24L: 8580996

Fonte: Elaborada pelo autor.

Na sequência, foram identificados trechos com anomalias de 1ª ordem, o que indica um alto poder de dissecação e erosão fluvial. Essas anomalias podem estar associadas à retomada/intensificação erosiva condicionada localmente por lineamentos estruturais e por linhas de fraturas presente na área. Os seis trechos de anomalias de 1ª ordem com valores que variam de 12,25 a 24,61 e se estendem em um percurso de apenas 868,28 m com desnível de 113,3 m, o que acarreta um gradiente de 130 m/Km. Em perfil, todos esses trechos anômalos de 1ª e 2ª ordem são identificados por um setor fortemente inclinado (Figuras 59b e 65).

Após esses segmentos, o curso fluvial se encaixa numa linha de fratura e aprofunda a incisão do vale, tomando a forma de um vale em V estrutural à medida que avança até o limite com a depressão (Figuras 64 e 65). Esse setor se estende por uma extensão de aproximadamente 5,0 km com um desnível de 124,82 m e com um gradiente de 25,20 m/Km. As anomalias de 2ª ordem no percurso variam de 3,07 a 8.03.

A partir dos 300 m de altitude, mais especificamente entre as quotas 301 a 260, o riacho se encontra no centro da depressão, setor aplainado em um trecho marcado em perfil por uma inclinação suave que se prolonga até o exutório. No trecho 280-260 m, é identificada uma anomalia no valor de 2,42. Em perfil, pode associar essa anomalia com uma pequena ruptura de declive (Figura 66). Nos próximos 21,6 km, com um desnível de apenas 51 m e um gradiente de apenas 2,37 m/km, o riacho da Toca da Onça até seu exutório drena a depressão,

cruzando e se alinhando a zonas miloníticas e zonas de cisalhamento compressional (Figuras 47 e 59b).

Figura 66 – Riacho Toca da Onça: (I) leito associado a um extenso afloramento rochoso (lajedo) demarcando uma anomalia de 2ª ordem – coordenadas: UTM 381901, 24L 8587636; (II) leito com média incisão e carga de leito composta por sedimentos arenosos – Depressão do Médio Paraguaçu – setor II. Coordenadas: UTM 377790, 24L 8591637

Fonte: Elaborada pelo autor.

As zonas de cisalhamento marcam notadamente o condicionamento do aplainamento da área de estudo, ou seja, em todas as redes de drenagens analisadas, quando da presença e/ou ocorrência de zonas de cisalhamento compressional, constatam-se setores arrasados do relevo (fortemente aplainado) e com alta presença de formas graníticas do tipo inselbergue. A partir dessa bacia, no sentido oeste, seguindo a montante o rio Paraguaçu, constata-se uma diminuição da ocorrência dos inselbegues, ficando esses restritos ao limite leste dessa bacia.

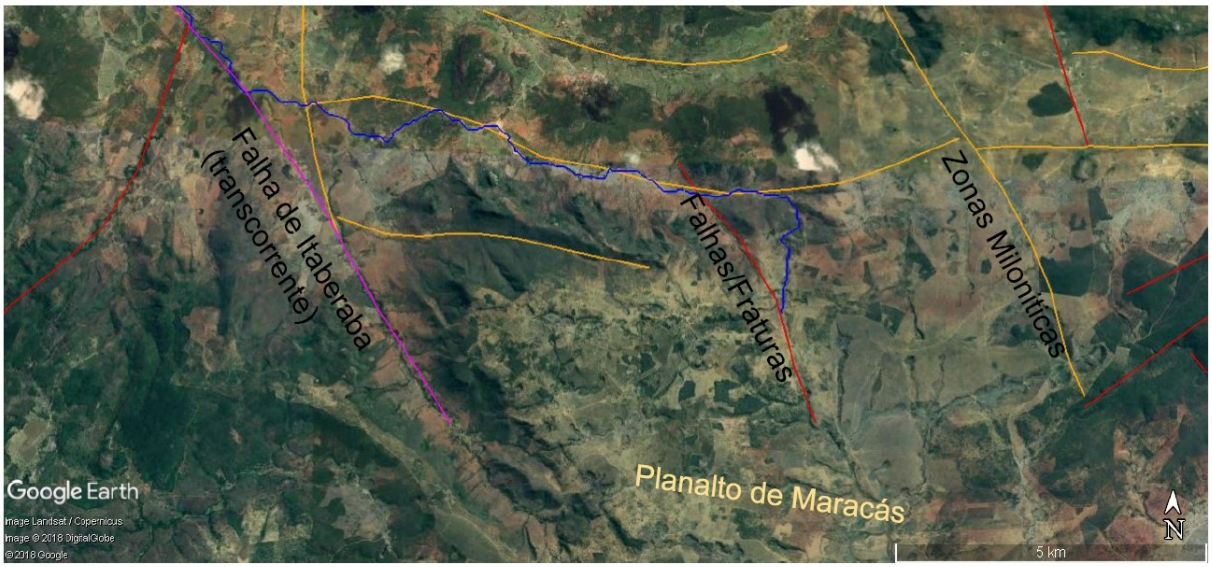
7.2.3 Riacho do Roncador

O riacho do Roncador é o terceiro curso fluvial pertencente às sub-bacias do Paraguaçu, em análise. Sua principal nascente está a uma altitude de 758,4 m, e seu exutório no rio Paraguaçu se encontra a 235 m com uma amplitude altimétrica de 523,4 m. Possui, portanto o maior desnível entre as drenagens das sub-bacias do Paraguaçu em análise, com uma extensão de 44,75 km. O índice SL canal calculado foi de 49 (Figura 47 e 67).

Em perfil, o padrão geral do canal é côncavo, marcado por rupturas notadamente quando o riacho rompe ou incide as vertentes do Planalto de Maracás. O perfil apresenta uma linha reta inclinada nos primeiros trechos, da nascente até a quota de 640,4 m em um percurso de 1,84 km e um desnível de 109,61 m. Não são identificadas anomalias. O primeiro

quilômetro desse trecho tem direção W-E, seguindo a direção de lineamentos estruturais (Figuras 59c e 67).

Figura 67 – Riacho do Roncador: trecho com condicionamento de zonas miloníticas ao incidir o Planalto de Maracás. Notar ainda afluente do riacho Roncador condicionado à falha de Itaberaba, incidindo também no Planalto de Maracás e formando um vale inciso



Fonte: Google Earth.

Em planta, ao cruzar uma linha de fratura, o canal passa a uma direção NNE. Neste trecho são identificadas anomalias com valores que variam entre 3,8 a 8,45 em uma extensão de 1,66 km com desnível de 139,43 m, o que indica um gradiente de 84 m/km. Esses trechos de anomalias em perfil são marcados por setores localmente convexos pontuados por rupturas, estas, se associam à energia empreendida pelo canal para vencer a resistência litológica.

Quando o canal se associa a uma zona milonítica de direção WNW, esse assume essa mesma direção; o vale se alarga e apresenta uma incisão mais pronunciada na faixa transicional entre o Planalto e a zona deprimida (Figura 68). Nessa área, o riacho do Roncador possui trechos com anomalias da relação $SL_{trecho}/SL_{canal,}$ com valores entre 2,20 e 5,33, estende-se por 7,13 km em um desnível de 140 m e assume um gradiente de 19,63 m/km.

Após esse trecho, o riacho adentra em um setor deprimido entre o Planalto de Maracás e relevos residuais desse Planalto, que são dissecados pelo próprio riacho do Roncador e seus afluentes. Ao cruzar uma linha de falha transcorrente sinistral denominada falha de Itaberaba, o riacho se alinha a esta falha de direção NNW e assume um padrão quase retilíneo (Figuras 47 e 68).

Figura 68 – Riacho do Roncador em seu médio/baixo curso: condicionado pela Falha de Itaberaba, ladeado per relevos residuais. Notar a ausência de zonas de cisalhamento compressional nessa bacia e profusão de zonas miloníticas (dir. N-S)

Fonte: Google Earth.

Ressalta-se que os padrões formas de serras residuais da Unidade da Morrarias do Paraguaçu, unidade que é drenada pelo riacho do Roncador e seus afluentes, possuem encostas vegetadas ou parcialmente desmatadas e vertentes com dimensões variadas, portanto não se configuram como inselbergues. Ressalta-se, ainda, que nesse setor não são identificadas zonas de cisalhamento compressional como na Unidade da Depressão do Médio Paraguaçu, fato que possivelmente pode explicar em parte a ausência dos inselbergues.

7.3 ANÁLISE DA REORGANIZAÇÃO FLUVIAL E DO EQUILÍBRIO/ DESEQUILÍBRIO DA REDE DE DRENAGEM NO DIVISOR MÉDIO PARAGUAÇU – MÉDIO JIQUIRIÇÁ (RIBEIRÃO-VERDE)

A análise da rede de drenagem permitiu identificar feições e morfologias típicas de processos de rearranjos de drenagem (reorganização fluvial por capturas) (BISHOP, 1995).

As feições mais comuns identificadas foram cotovelos de drenagem (Figura 69). A ocorrência dessas feições é concentrada, principalmente, nos divisores das sub-bacias do Paraguaçu – bacias do rio Verde/rio Ribeirão no setor leste da área de estudo e a oeste.

Os cotovelos são identificados nas drenagens capturadas, no setor leste. As drenagens do Paraguaçu demonstram avançar sobre o Patamar do Rio Verde. Com isso, dissecam esse Patamar e ora reduzem o próprio Patamar, ora avançam sobre esse, levando a inferir a ocorrência de uma migração do divisor. Constatou-se também que essas drenagens

entrecruzam os inselbergues de planalto (*bornhaths*) presente no bordo do patamar, tendendo a isolá-los caso ocorra o rebaixamento total do Patamar (Figura 69a).

Nas drenagens pertencentes à bacia do Paraguaçu nos setores central e oeste (divisor Paraguaçu - Ribeirão), os processos de rearranjos de drenagens se apresentam mais avançados ou mais intensos, com cotovelos demarcando drenagens de 2ª e até 3ª ordem sobre o Planalto. Consequentemente, porções maiores de áreas capturadas passando a pertencer às drenagens do Paraguaçu, sendo o processo principal de rearranjo, a decapitação (Figura 59).

Muitas dessas drenagens nos setores de Patamar e Planalto dissecam seus vales próximos aos inselbergues, reforçando a hipótese de que as drenagens, condicionadas ao padrão estrutural possuem papel preponderante na exumação e evolução dessas formas (Figura 69).

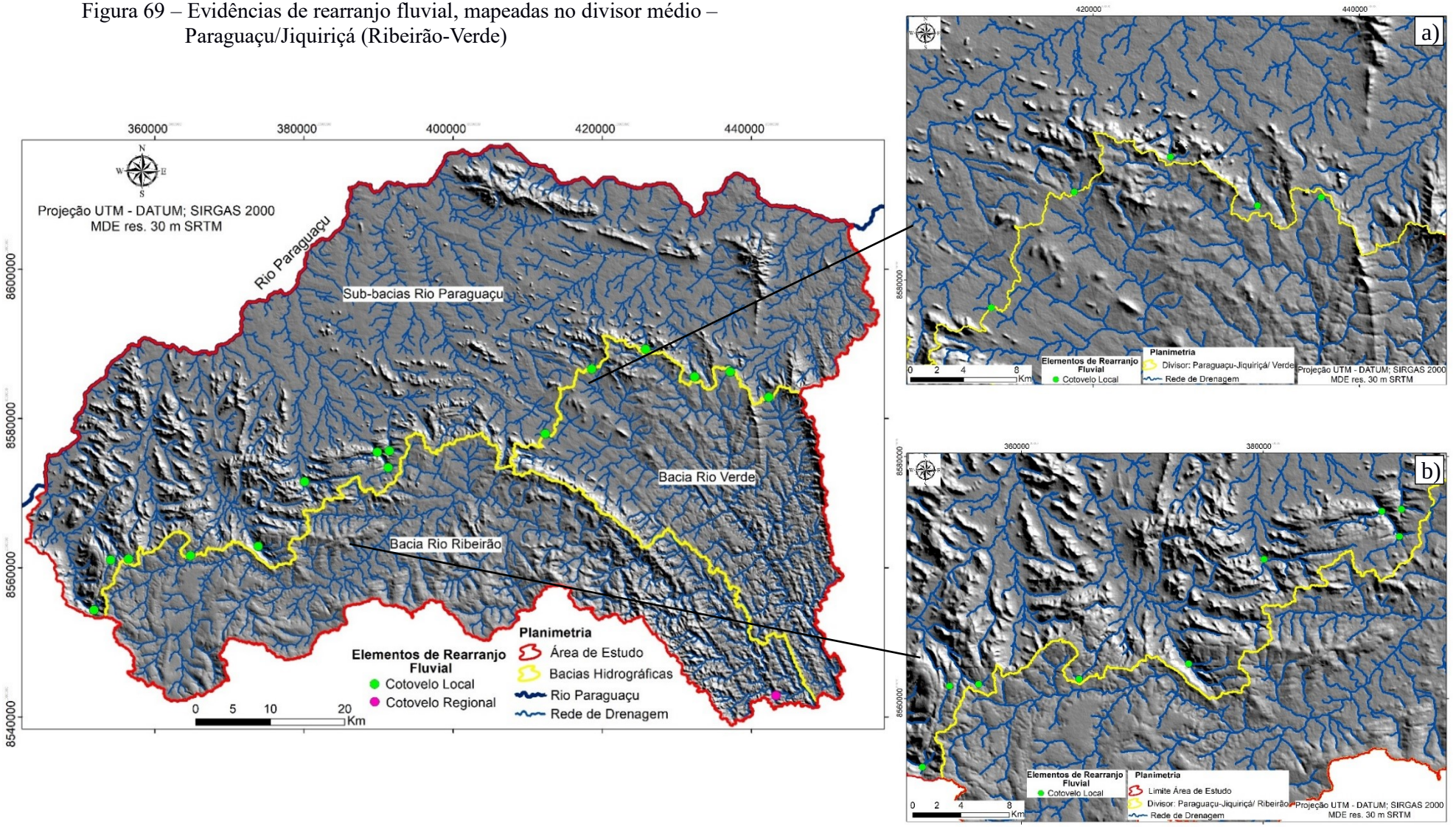
7.3.1 Valores χ e métricas *Gilbert*: uma análise da migração do divisor médio Paraguaçu/Jiquiriçá (Ribeirão-Verde)

Os mapas χ e χ-*Plots* (Figuras 70 e 72) registram os desequilíbrios topológicos entre bacias e permitem inferir sobre os potenciais e efetivos processos de migração de divisores por rearranjos de drenagens na área. Foram utilizados, também, para verificar e confrontar com a interpretação morfológica dos processos de capturas (Figura 69).

Em drenagens posicionadas contrariamente, as que apresentam valores χ menores avançam sobre as drenagens que possuem valores maiores, por conta do desequilíbrio geométrico/topológico. Quando os valores são similares entre elas, presume-se que as bacias estão em estágio topológico de quase – equilibro tendendo ao equilíbrio (PERRON; ROYDEN, 2012; WILLET, *et. al* 2014; BEESON et. al., 2017).

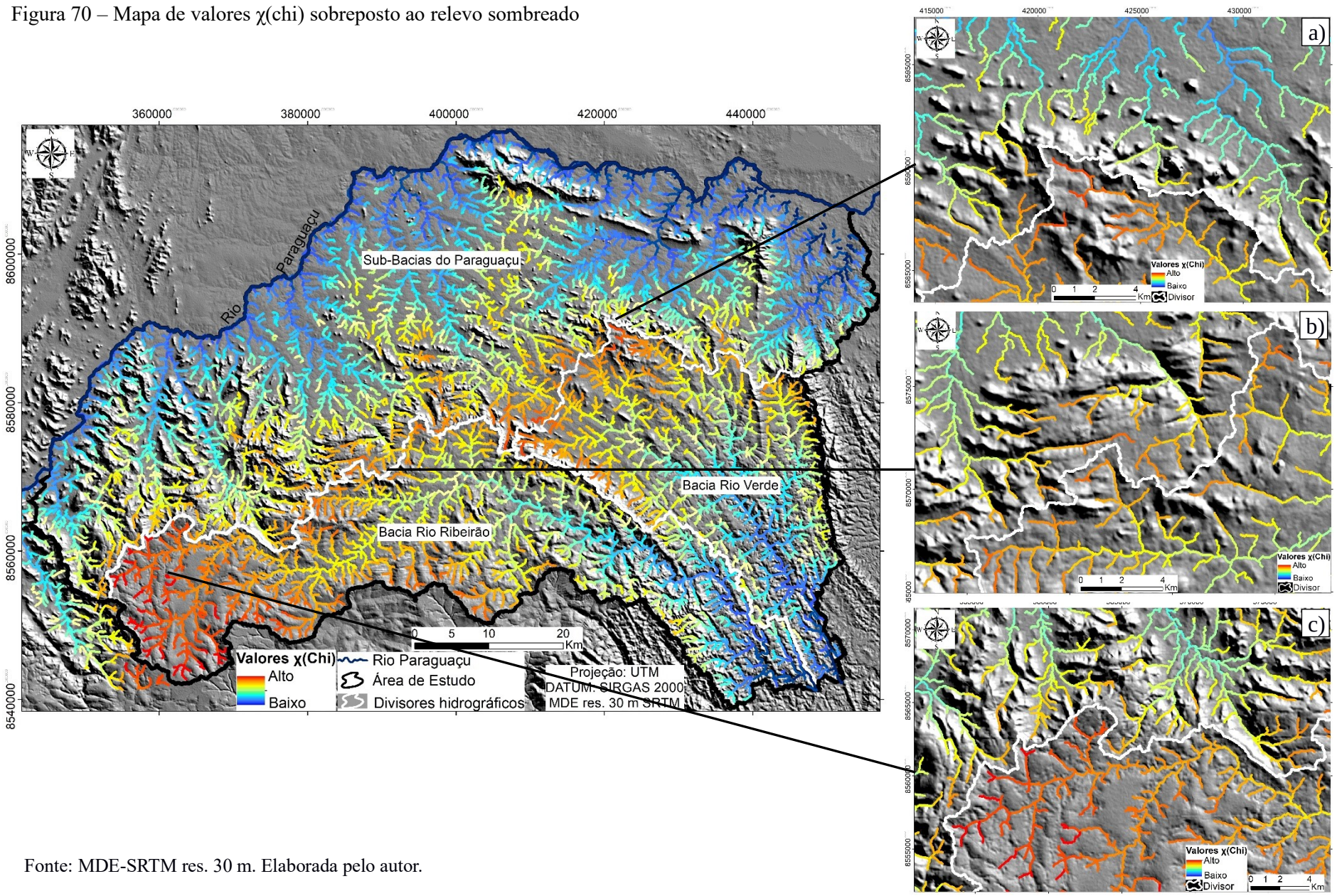
Forte e Whipple (2019) propuseram o uso dos valores médios de χ das drenagens divisórias (de cabeceira) de 1ª ordem, posto que essas drenagens tendem efetivamente ser as responsáveis pelos processos de captura fluvial e comandar a migração do divisor. Esses autores também indicam o uso consorciado das métricas de Gilbert (*Gilbert metrics*), referindo-se aos valores morfométricos do canal fluvial como a elevação do canal (EC), declividade média do canal (DM) e amplitude do canal (relevo local) (RL). As diferenças ou amplitudes (Δ) médias dessas métricas responderiam pela ocorrência do desequilíbrio geométrico, ou da estabilidade do divisor (quando a amplitude for nula), ou ainda da intensidade e direção da migração do divisor (Figuras 70, 71 e 72).

Figura 69 – Evidências de rearranjo fluvial, mapeadas no divisor médio – Paraguaçu/Jiquiriçá (Ribeirão-Verde)



Fonte: MDE-SRTM res. 30 m. Elaborada pelo autor.

Figura 70 – Mapa de valores χ(chi) sobreposto ao relevo sombreado

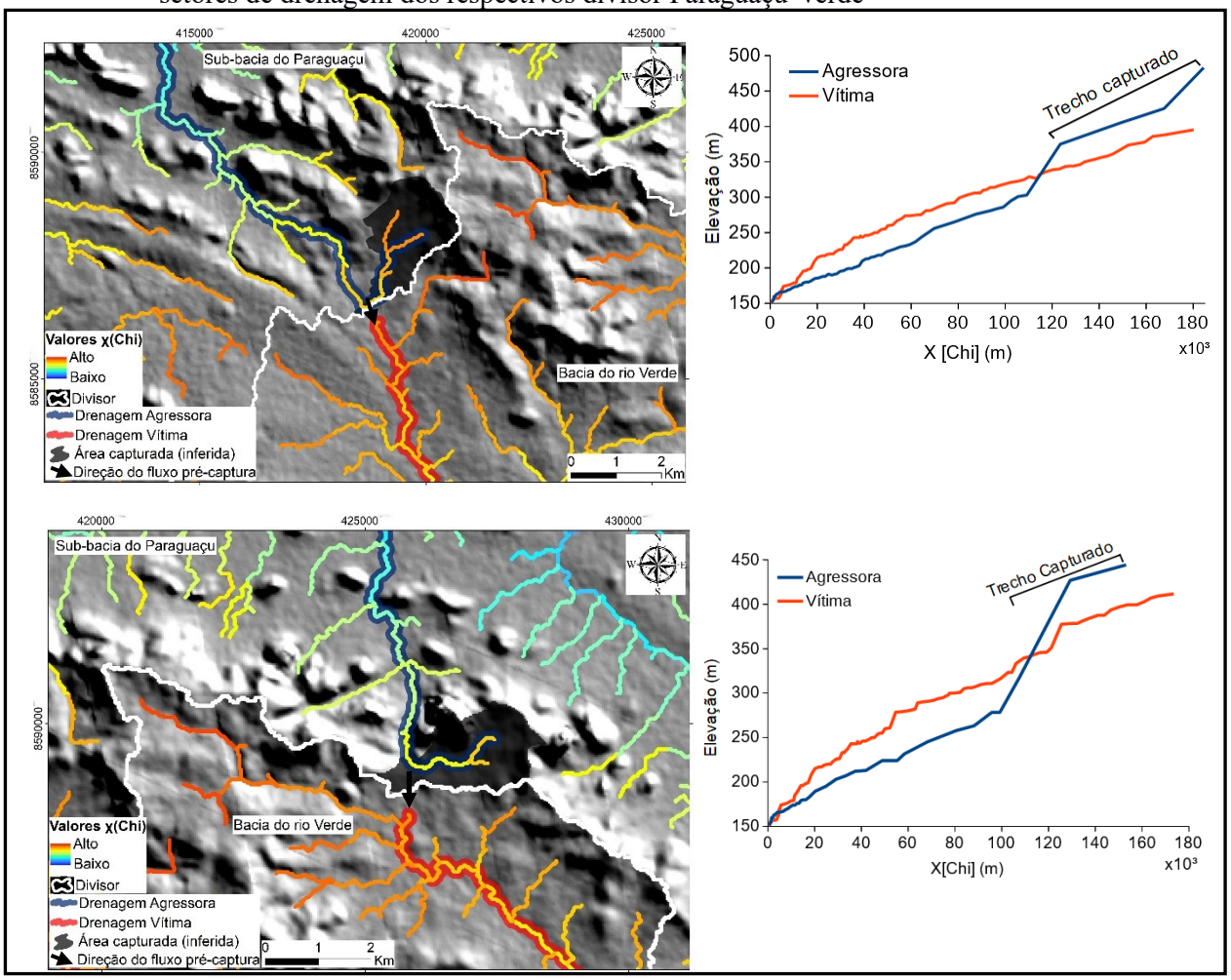


Fonte: MDE-SRTM res. 30 m. Elaborada pelo autor.

As diferenças absolutas, médias e de amplitude (Δ) mais representativas dos valores χ, se apresentam entre o divisor Paraguaçu-Ribeirão. Diferenças absolutas menos acentuadas são identificadas também nos divisores das Bacias Toca da Onça e Lapa, também divisórias com a bacia do Ribeirão. Diferenças mais atenuadas e localizadas são identificadas a leste no divisor Paraguaçu-Verde (Figuras 70 e 72).

Para uma melhor interpretação, os divisores foram setorizados conforme o posicionamento das drenagens contrárias e com os respectivos setores: quatro subdivisões no divisor Paraguaçu-Verde, quatro subdivisões no divisor Paraguaçu-Ribeirão (Figura 72b).

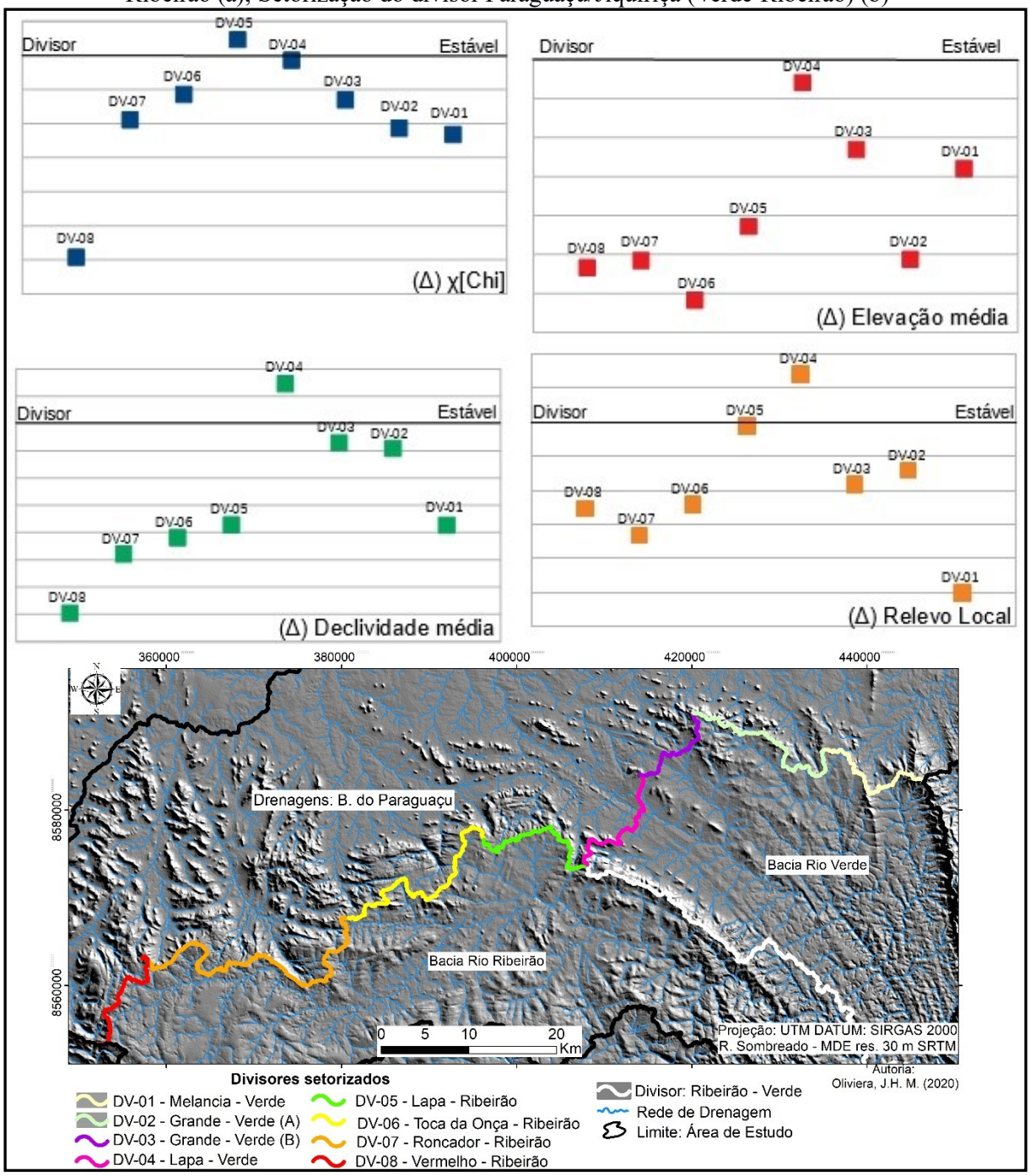
Figura 71 – Representação de capturas fluviais e ganhos de área por pirataria fluvial. χ [Chi] *plots* de setores de drenagem dos respectivos divisor Paraguaçu-Verde



Fonte: MDE-SRTM 30m.

Na área de estudo valores χ absolutos, médios e locais (individuais), apontam-se processos e estágios diferenciados de migração e/ou estabilidade do divisor e, por extensão, estágios diferenciados de rearranjos fluviais (Figuras 70 e 72).

Figura 72 – Padronização dos Δ valores (amplitudes dos valores médios) das métricas para os oito segmentos ao longo do divisor inferindo o padrão de migração. Acima da linha (divisor estável), corresponde às sub-bacias do Paraguaçu, e abaixo, às sub-bacias do Verde e Ribeirão (a); Setorização do divisor Paraguaçu/Jiquiriçá (Verde-Ribeirão) (b)



Fonte: Planilhas normalizadas dos Δ valores (amplitudes dos valores médios) das métricas para os oito segmentos ao longo do divisor. Relevo Sombreado e divisores: MDE-SRTM res. 30m

Os três primeiros divisores setorizados – (DV-01): Melancia – Verde A; (DV-02): Grande 1 – Verde B e (DV-03): Grande 2 – Verde C apresentam amplitudes (Δ) dos valores médios χ e das métricas *Gilbert* (elevação média, declividade média, relevo local) que aponta migração do divisor das sub-bacias do Paraguaçu sobre a bacia do rio Verde (Figura 72), por

processos de rearranjos de drenagem via pirataria. O distanciamento dos pontos em relação à linha (divisor estável) indica a intensidade e a proporção do avanço do divisor das drenagens do Paraguaçu sobre as drenagens do rio Verde, tomando como parâmetro os valores χ e as métricas de *Gilbert* (Figura 72).

Pelas métricas, o maior poder de migração do divisor, é o divisor II (DV-02). O divisor III: Grande 2 – Verde Pequeno (DV-03) apresenta relativamente valores das métricas que indicam um menor padrão de migração, contudo as drenagens desse setor visualmente apresentam uma dissecação sobre o Patamar do Rio Verde, onde se percebe grande presença de inselbergues de bordo de planalto e evidências de capturas (Figuras: 70, 71, e 72).

No divisor IV (DV-04) (Lapa – Verde) os valores χ em amplitudes (Δ) demostram tendência de equilíbrio do divisor, porém um evidente quadro de captura fluvial é identificado, marcado por um cotovelo, entre drenagens das bacias dos riachos Lapa e Verde (Figuras 70 e 71). As outras métricas apontam uma complexidade, na qual somente a elevação média (amplitude (Δ)) confirma um suave incremento de que, atualmente, as drenagens do riacho da Lapa possuem maior poder de avanço sobre esse divisor (Figura 72a) As outras métricas apontam ao contrário, o que pode ser explicado pela própria característica do divisor de ser notadamente amplo, de baixa variação altimétrica e de baixa energia.

O divisor V (DV-05) (Lapa – Ribeirão A), observando as amplitudes (Δ) χ, indica um leve padrão de migração de sul para norte, ou seja, as drenagens da bacia do Ribeirão (Planalto de Maracás) demostram estarem avançando sobre as drenagens do riacho da Lapa. No entanto, as métricas *Gilbert* apontam ao contrário, e, nesse ponto, constata-se a complexidade posta na dinâmica empreendida nesses setores de divisão. Em setores onde visivelmente as drenagens avançam ou avançaram sobre determinada área, podem estar passando para um estágio de equilíbrio (Figura 72).

O divisor VI (DV-06) (Toca da Onça – Ribeirão B) compreende o setor limítrofe entre o divisor da sub-bacia da Toca da Onça com o rio Ribeirão. Os valores de amplitude (Δ) χ e das outras métricas indicam um avanço consistente, confirmando o que se constata em planta e perfil: a presença de drenagens sobre o Planalto de Maracás e de vários elementos de rearranjos de drenagem como cotovelos em diversos setores de uma mesma rede de drenagem, demostrando uma recorrência do processo de captura. O divisor VII (DV-07) (Roncador – Ribeirão C) também apresenta segundo os valores χ e de amplitude (Δ) χ, e as métricas *Gilbert* apontam também para um padrão de migração do divisor, (Figuras 69, 71 e 72).

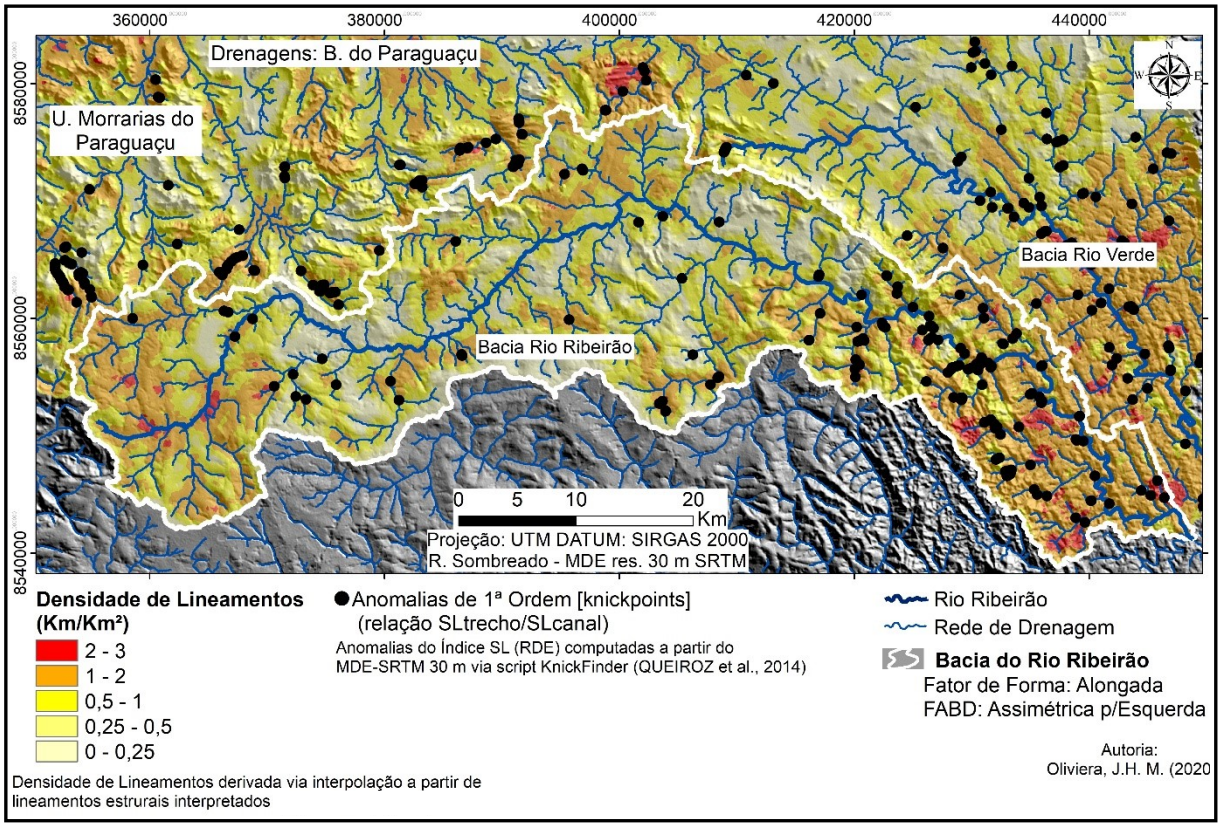
O Divisor VIII (DV-08) (Vermelho – Ribeirão D) também segue o mesmo padrão com as métricas apontando consistência no padrão de migração do divisor. A presença de rearranjos de drenagem mantém o padrão de migração (Figura 72) A amplitude (Δ) χ e outras métricas *Gilbert* se apresentam de forma consistente e apontam altos valores, indicando migração das drenagens do riacho Vermelho (Paraguaçu) sobre as drenagens do rio Ribeirão. Foram identificados também vários elementos de reorganização fluvial como cotovelos em diversos setores de uma mesma drenagem, demostrando uma recorrência do processo de captura fluvial (Figura 69).

Pelos resultados apresentados, a discussão que se segue busca apresentar e confirmar a hipótese de que a rede de drenagem presente nas três unidades geomorfológicas (Depressão do Médio Paraguaçu, Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde e Planalto de Maracás) vem passando por processos de rearranjos fluviais, notadamente pirataria fluvial e decapitação, e esses processos contribuem para a evolução geomorfológica da área. Foram identificadas poucas feições de capturas fluviais como os cotovelos (*ebows*). Isso ocorre porque a captura de dá pelo processo de decapitação. Uma vez ocorrendo a captura, o compartimento é rapidamente dissecado e não se preservam as geoformas típicas (CHEREM *et al*., 2012; CHEREM *et al*., 2013). Após a captura, rapidamente setores do Planalto são dissecados e incorporados à morfologia da escarpa erosiva (Figuras 69b, 70b e 70c).

Outro fator importante é o papel exercido pelas drenagens do Paraguaçu, exemplificado aqui por meio de seus rios principais. Notadamente, pelas condições geoecológicas atuais, comportam-se como cursos intermitentes e, muitas vezes, efêmeros, mas, pela persistência de um clima Tropical Semiárido com totais anuais na ordem de 400 a 600 mm e concentração dos eventos de chuvas em apenas dois a três meses ao ano, condiciona um poder erosivo dessa rede de drenagem. Isso é demonstrado pelos índices apresentados, como o índice de gradiente de canal (LS), por anomalias de drenagem, pela identificação de rupturas (*knickpoints*) ou setores e pela retomada erosiva (Figura 73).

Os inselbergues que afloram no bordo do patamar são claramente influenciados pela incisão e denudação empreendida por essas drenagens, condicionados localmente por lineamentos estruturais. Também as drenagens das bacias da Lapa e Toca da Onça que avançam sobre o Planalto de Maracás e drenagens da bacia do Roncador e Vermelho que drena e disseca as Morrarias do Paraguaçu possuem papel efetivo na incisão do Planalto de Maracás. Exemplo claro é o padrão alongado da bacia de rio Ribeirão e sua assimetria para o lado esquerdo, tendo essas características por conta da perda de área para a bacia do Paraguaçu devido aos processos de pirataria fluvial (Figura 73).

Figura 73 – Associação entre densidade de lineamentos estruturais e anomalias de 1ª ordem (*Kinckpoints*): Divisor Paraguaçu – Jiquiriçá (Ribeirão) evidenciando avanço das drenagens do Paraguaçu sobre o Planalto de Maracás (Bacia do rio Ribeirão) via processos rearranjos de drenagem fluvial (decapitação)



Fonte: Rede de Drenagem divisores, relevo sombreado anomalias extaridas do MDE-SRTM res. 30 m.Elaborada pelo autor

Os valores χ apontam as evidências de rearranjo fluvial e a consequente migração do divisor, onde as drenagens da bacia do Paraguaçu incidem o Patamar do rio Verde porção leste da área, nesse setor, comandado pelas drenagens das bacias dos riachos Melancia, Boqueirão, Grande e da Lapa. Essas drenagens incidem e se posicionam sobre o Patamar.

Os valores das métricas *Gilbert* (elevação, declividade média do canal e relevo local (amplitude) dos canais) variam pouco, mas corroboram com os valores χ que as drenagens do Paraguaçu estiveram e estão em processos de pirataria fluvial sobre o Patamar do Rio Verde e por decapitação no Planalto de Maracás.

Por fim, o compartimento de Morrarias do Médio Paraguaçu é um compartimento de dissecação que tem sua gênese associada à erosão fluvial que incorpora porções do Planalto – via rearranjos de drenagem – à depressão do Médio Paraguaçu. E constata-se que é esse processo de expansão da depressão do Médio Paraguaçu sobre os compartimentos do Planalto dos Maracás e dos Patamares do Jiquiriçá que contribui para a exumação dos inselbergues.

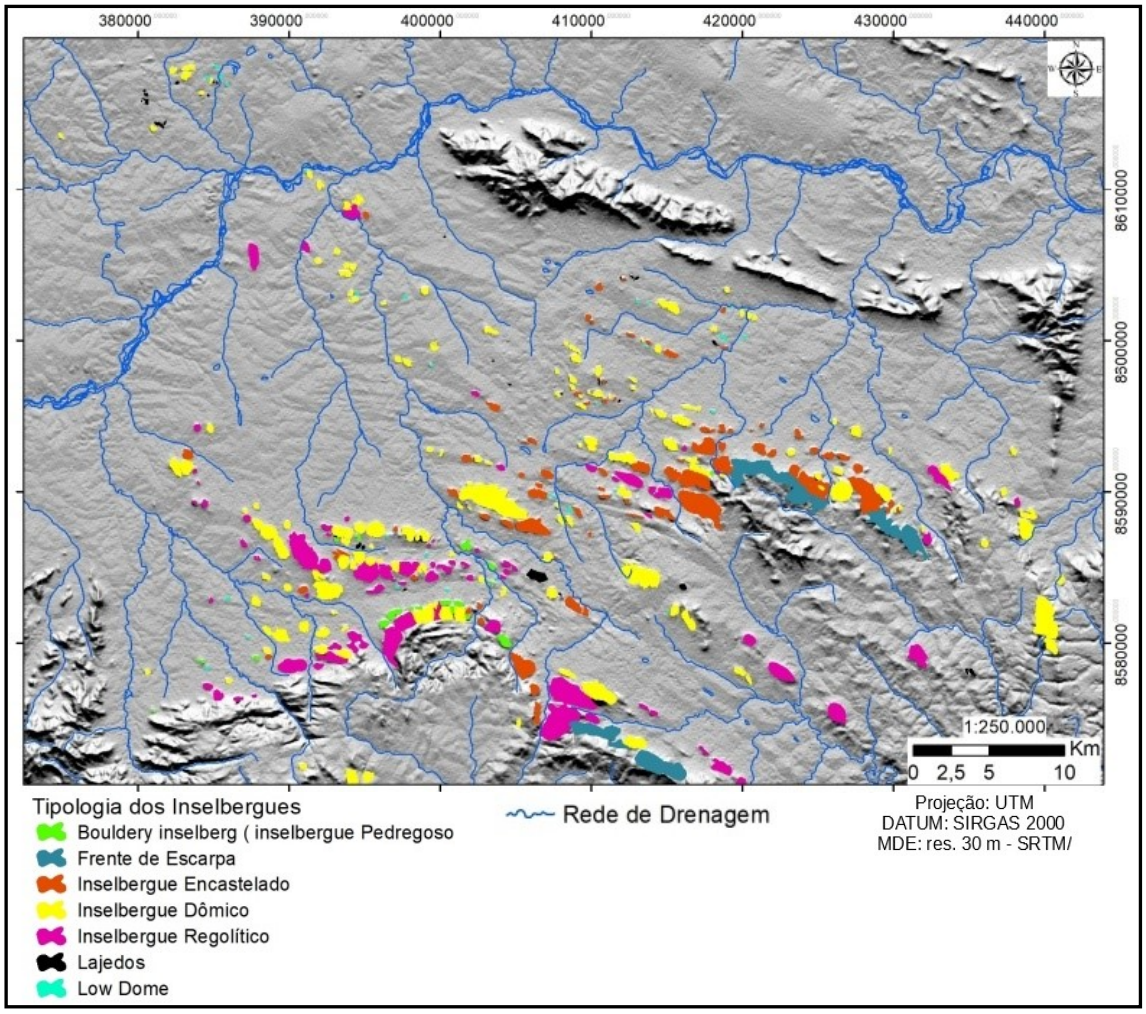
8 CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA E CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL OS INSELBERGUES

O presente capítulo apresenta uma caracterização dos inselbergues com base em sua tipologia, disposição espacial e orientação, com o intuito de melhor compreender sua ocorrência em função da litologia e mineralogia, compartimentação geomorfológica, altimetria e condicionamento estrutural.

8.1 CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA DOS INSELBERGUES

Foram mapeadas 426 formas graníticas genericamente discriminadas como inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low domes*) e frente de escarpas (Figura 74).

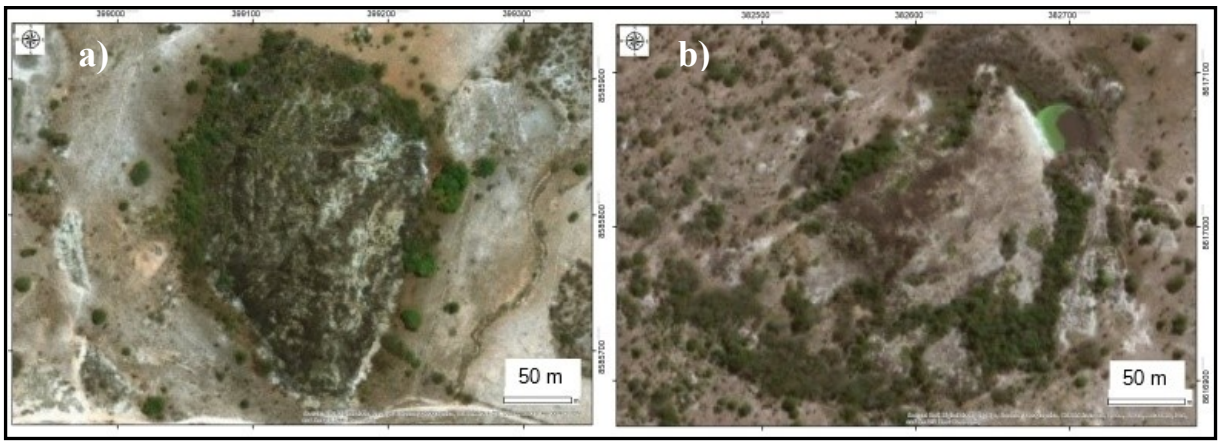
Figura 74 – Distribuição das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low dome*) e frentes de escarpas)



Fonte: Mapeamento realizado. Relevo sombreado MDE/SRTM res. 30m. Elaborada pelo autor.

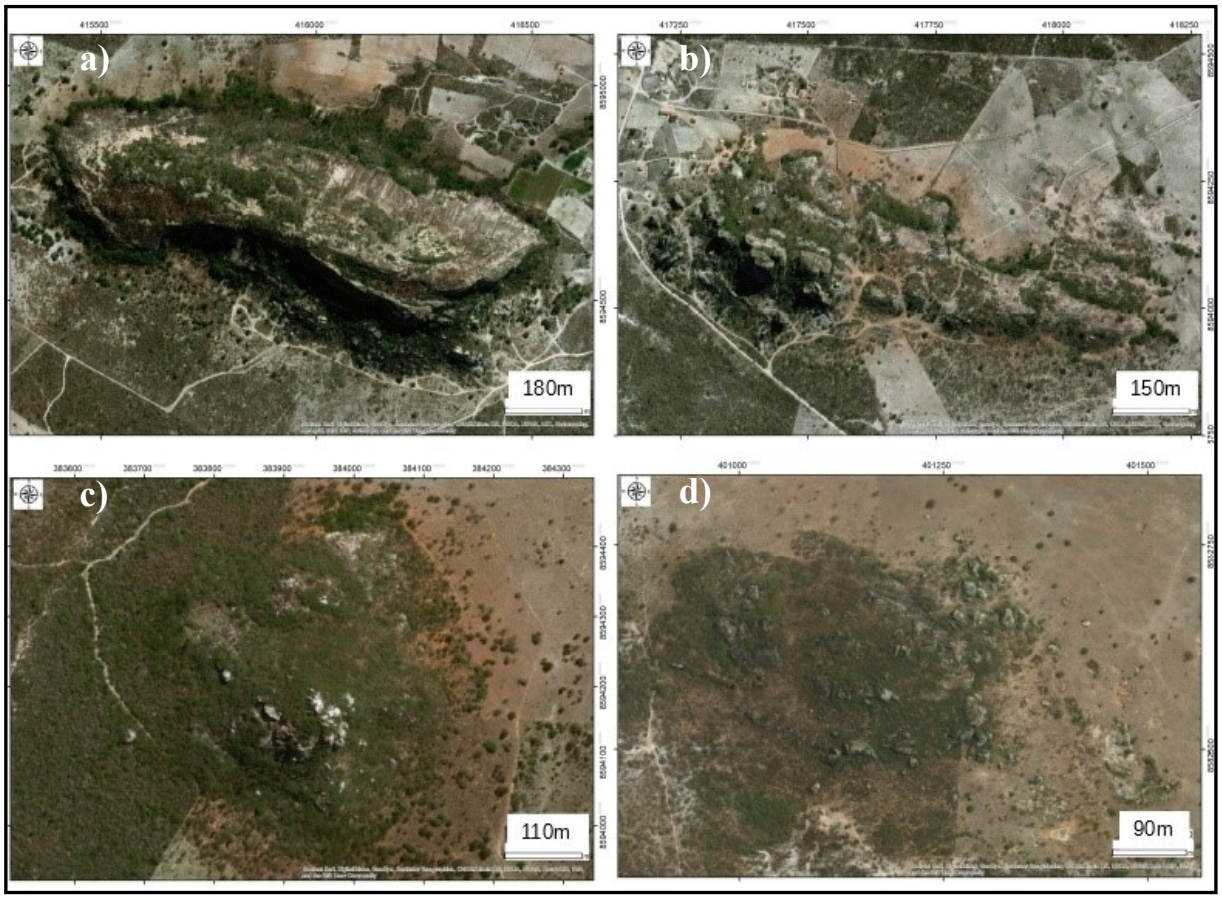
Para melhor quantificar e qualificar a distribuição, as formas foram agrupadas conforme as unidades geológicas definidas por Nunes e Melo (2007) e as respectivas unidades geomorfológicas discriminadas nesta pesquisa (Figuras 75 a 78).

Figura 75 – Exemplo de formas graníticas mapeadas na área de estudo: a) domo de baixa altura (*low dome*); b) lajedos



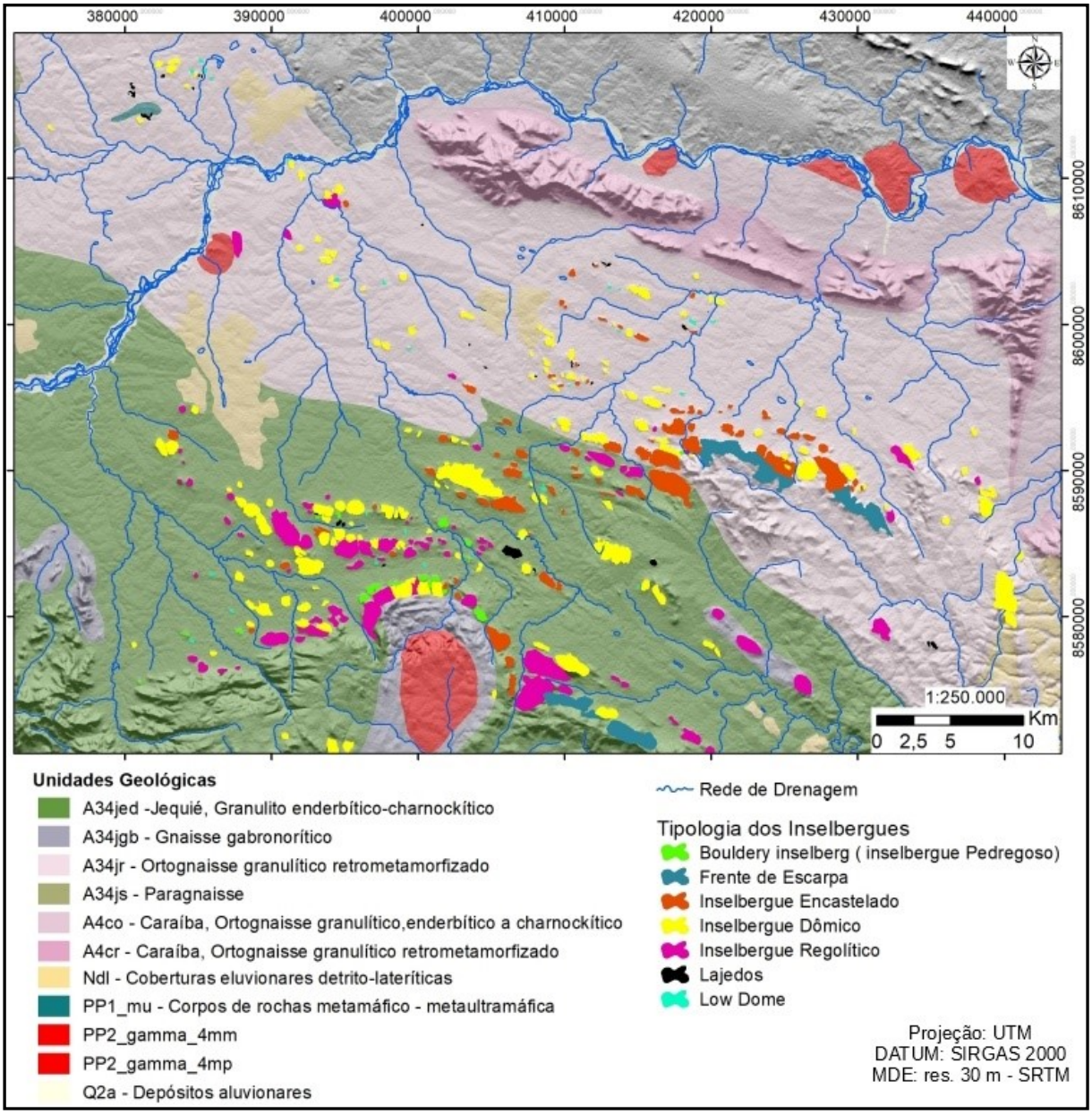
Fonte: Imagem *Digital Globe – Arc Gis.*

Figura 76 – Exemplo de formas graníticas mapeadas na área de estudo: a) inselbergue dômico; b) inselbergue acastelado; c) inselbergue regolítico; d) *bouldery inselbrg*



Fonte: Imagem *Digital Globe – Arc Gis*.

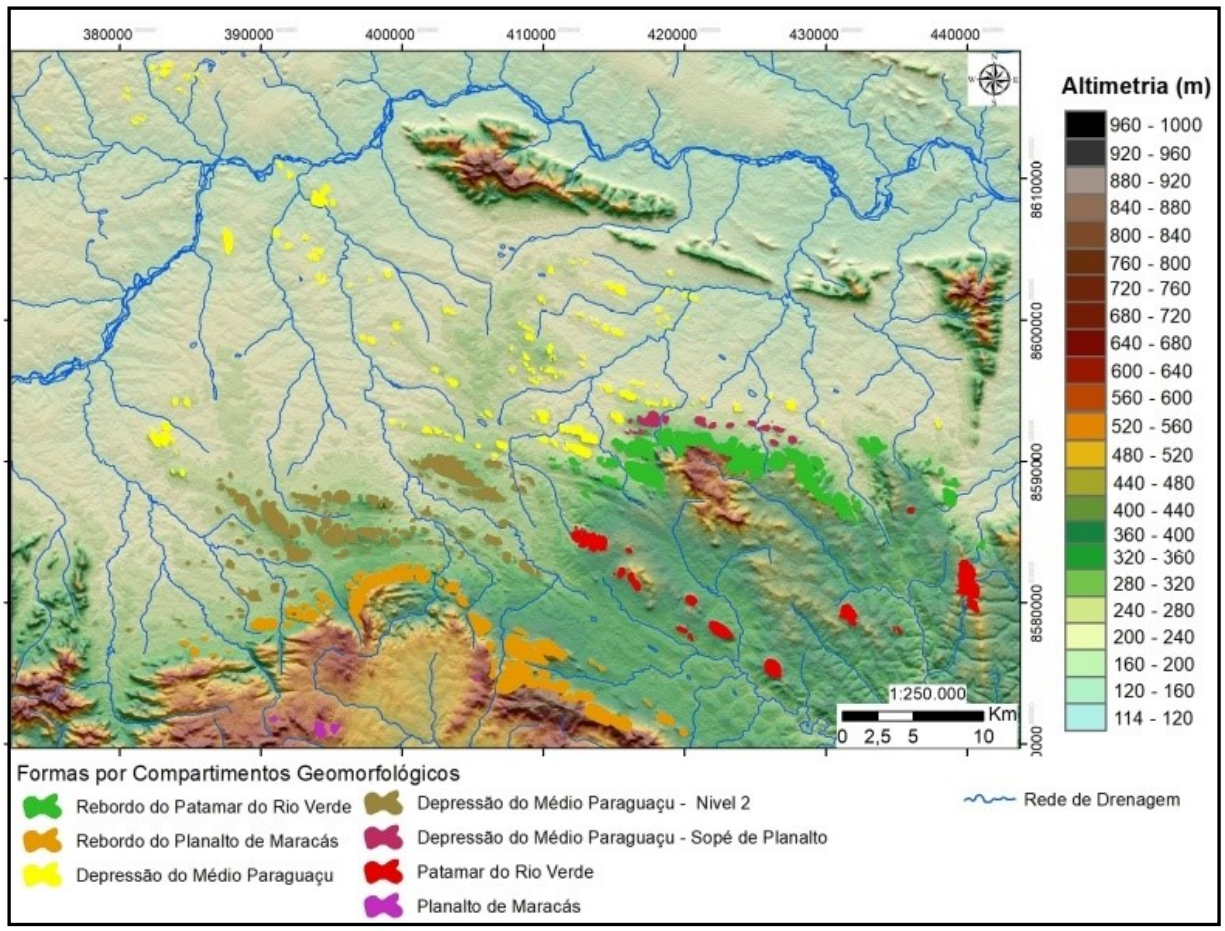
Figura 77 – Unidades geológicas e distribuição dos inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low domes*) e frentes de escarpas mapeadas



Fonte: Mapeamento realizado. Litologia (NUNES; MELO, 2007) Relevo sombreado MDE/SRTM res. 30m. Elaborada pelo autor.

Confrontando a tipologia dos inselbergues distribuídos por compartimentos geomorfológicos nas respectivas unidades geológicas (Tabela 3), constatou-se que o setor da Depressão do Paraguaçu (I) é o compartimento com o maior número de formas mapeadas, tendo como substrato a unidade dos ortognaisses, com 132 formas (69,84%) de um total de 189 encontradas nessa unidade geológica, com destaque para os dômicos (63 formas; 33,3% de 189 formas), acastelados (24 formas; 12,70% de 189 formas) e lajedos que, nesse compartimento e unidade, comportam 32 unidades ou 92% de todas essas formas mapeadas na área de investigada (Figura 78)

Figura 78 – Distribuição das formas graníticas (inselbergues, lajedos, domos de baixa altura (*low domes*) e frente de escarpas) conforme os compartimentos geomorfológicos e altimetria



Fonte: Mapeamento realizado. Relevo sombreado e altimetria MDE/SRTM res. 30m. Elaborada pelo autor.

Tabela 3 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme os compartimentos geomorfológicos e unidades geológicas

TIPOLOGIA	Unidades Geológicas										
	Jequié, granulito enderbítico-charnockítico					Ortognaisse granulítico retrometamorfizado					
	COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS										
	I	II	IIIa	IIIb	V	I	IIIb	IV	V	Σ	%
Boldery Inselberg	0	7	12	0	0	0	1	0	0	20	4,69
Inselbergue Acastelado	8	16	7	6	0	24	10	9	0	80	18,78
Inselbergue Dômico	7	45	12	2	11	63	15	3	3	161	37,79
Inselbergue Regolítico	9	27	24	4	3	4	4	1	1	77	18,08
Low Dome	0	16	1	1	0	18	**0**	1	**0**	37	8,69
Lajedos	1	13	0	0	1	23	0	0	2	40	9,39
Frente de Escarpas	0	0	4	0	0	0	7			11	2,58
Σ	25	124	60	13	15	132	37	14	6	426	
%área	5,87	29,11	14,08	3,05	3,52	30,99	8,69	3,29	1,41		100
%unidade	10,55	52,32	25,32	5,49	6,33	69,84	19,58	7,41	3,17		

Compartimentos: I) Depressão do Médio Paraguaçu; II) Depressão do Médio Paraguaçu – Nível 2; III) Borda de Planalto: IIIa) Borda d Planalto de Maracás, IIIb) Borda do Planalto/Patamar do Rio Verde; IV) Depressão do Médio Paraguaçu – Sopé de Planalto-Patamar; V) Inselbergue de Planalto

Fonte: Mapeamento realizado. Elaborada pelo autor.

Na Depressão do Paraguaçu – Nível 2 (II), que se dispõe exclusivamente na Unidade Jequié – granulitos enderbítico-charnockíticos, foram mapeadas 124 formas graníticas,

comparativamente, possui uma maior ocorrência absoluta de inselbergues regolíticos. Nessa unidade são encontrados 27 de um total de 77 mapeados em todos os Compartimentos, ou seja, o Compartimento Depressão nível 2, comporta 35% de todos regolíticos. Destaca-se também nesse setor da depressão a presença de dômicos 45 mapeados ou 36,29% do total de 124 formas.

No compartimento Bordo do Planalto de Maracás, que possui como substrato a Unidade Jequié do granulitos, foram mapeadas 60 formas (25%) do total. Desses, identificaram-se 24 inselbergues regolíticos e 12 *boldery inselbergs*. Também foram mapeados nesse compartimento 12 dômicos e 7 acastelados, além de quatro frentes de escarpas. No bordo do Patamar do Rio Verde, em substrato dos granulitos, um total de 13 inselbergues foram mapeados, com destaque para quatro inselbergues regolíticos, dois inselbergues dômicos e seis inselbergues acastelados.

Merece destaque também o bordo do Patamar do Rio Verde sobre a unidade dos ortognaisses granulito retrometamorfizados. Nesse setor, foram mapeados 37 inselbergues (8,69 %) do total mapeado em toda área e 19,58% dessa unidade. Destacam-se 15 dômicos, sete acastelados e sete frente de escarpas. Ressalta-se que uma característica comum das formas mapeadas nesse compartimento é o padrão de fraturamento e faces festonadas ou facetadas dos dômicos ou acastelados, demostrando o forte condicionamento estrutural por linhas de fraturas verticais.

Sobre o Planalto de Maracás, identificaram-se apenas quatro inselbergues dômicos e sobre o Patamar do Rio Verde identificaram-se 18 formas, sendo fortemente condicionados estruturalmente por linhas de fraturas.

No subcompartimento da depressão do rio Paraguaçu, Sopé de Planalto, foram mapeados 14 inselbergues, com destaque para nove acastelados e três dômicos, que possuem a característica de estarem rente ao sopé do Patamar do Rio Verde e possuírem uma linearidade aparentemente condicionada por zonas de cisalhamento compressional e a própria escarpa.

Ao se atentar à amplitude altimétrica (altura absoluta) dos inselbergues, observa-se que os dômicos e regolíticos possuem as maiores alturas com uma média de 92,94 e 92,35 m respectivamente (Tabelas 4 e 5).

A maioria dos 161 inselbergues dômicos possui altura entre 40 e 100 m (n 67; 41,67%). Aos inselbergues de grandes dimensões, ou os que possuem relevo acima dos 200 m somam-se 16, sendo um com amplitude maior que 400 m, o qual se refere ao Morro do Coité com altitude de cerca 750 m, e 13 inselbergues (8,07%) possuem altura entre 200-300 m.

Essas formas se distribuem em toda área de estudo nas diversas unidades litológicas e compartimentos geomorfológicos, mas estão concentradas na Depressão em seu setor intermediário e mais ao norte.

Tabela 4 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme amplitude altimétrica (relevo local) (I)

Relevo	Inselbergue Dômico		Inselbergue Castelado		Inselbergue Regolítico		Frente de Escarpa			
Intervalo	n	%	n	%	n	%	n	%	Σ	%
20 – 40	41	25,47	18	22,50	17	22,08	-		76	23,10
40 – 100	67	41,61	39	48,75	36	46,75	-		142	43,16
100 – 200	37	22,98	15	18,75	17	22,08	-		69	20,97
200 – 300	13	8,07	7	8,75	5	6,49	4	57,14	29	8,81
300 – 400	2	1,24	1	1,25	2	2,60	7	63,64	12	3,65
> - 400 m	1	0,62	-		-		-		1	0,30
Σ	161		80		77		11		329	

Fonte: Mapeamento realizado. Elaborada pelo autor.

Tabela 5 – Tabela de contingência – distribuição dos inselbergues conforme amplitude altimétrica (relevo local) (II)

Relevo	Boldery Inselberg		Low Dome		Lajedos			
Intervalo	n	%	n	%	n	%	Σ	%
0 – 1	-		-		8	20	8	8,25
1 – 10	-		15	40,54	20	50	35	36,08
10 – 20	1	5	22	59,46	6	15	29	29,90
20 – 40	8	40	-		6	15	14	14,43
40 – 100	9	45	-		-		9	9,28
100 – 200	2	10	-		-		2	2,06
Σ	20		37		40		97	

Fonte: Mapeamento realizado. Elaborada pelo autor.

Na Depressão do Paraguaçu, em seu primeiro nível, ocorre uma maior concentração dos inselbergues com relevos no intervalo 40-100 m, perfazendo um total de 29 inselbergues. É maior também entre os inselbergues dômicos, localizados na depressão em seu setor intermediário e mais ao norte.

O que se depreende da amplitude (altura absoluta) dos inselbergues é que não existe uma correlação direta entre posicionamento de inselbergues mais altos em função de sua posição na depressão. Ficou perceptível que muitos inselbergues, inclusive os de grandes dimensões, posicionam-se próximo a setores de drenagens de ordem superior, como o Morro do Coité, próximo ao riacho da Lapa, e o Morro do Letreiro, próximo ao riacho Grande, ou seja, esses canais fluviais parecem exercer influência como nível de base local, para o escoamento, e como agente modelador, seja dissecando a depressão, seja como um ambiente de transporte de água e sedimentos provenientes da erosão das encostas (KING, 1953).

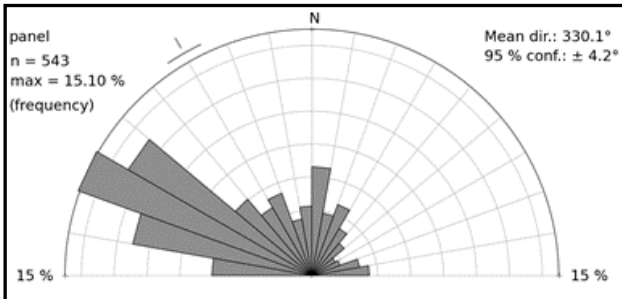
8.2 DESCRIÇÃO DAS DIREÇÕES AZIMUTAIS DOS INSELBERGUES

Objetiva-se neste item identificar e reconhecer o padrão de direcionamento dos inselbergues em função da litologia, dos compartimentos geomorfológicos e tipologia, buscando auxiliar no entendimento da morfogênese e evolução dessas formas.

As variadas orientações, a princípio, estão condicionadas à morfoestrutura da área, influenciando na tipologia, declividade média e altura absoluta dos inselbergues. O reconhecimento da orientação dessas formas se configura como um parâmetro fundamental para o entendimento do seu condicionamento estrutural em função de planos de juntas/fraturas (*cross fracture*), lineamentos estruturais e zonas de cisalhamento.

A direção geral das 426 formas graníticas mapeadas segue preferencialmente orientação WNW – ESE. Considerando as direções mais representativas, das 543 direções obtidas, 15,10% direcionam-se ao intervalo N60-70°WNW, representando 82 direções em valores absolutos. Direções contíguas adquirem valores consideráveis: 70 direções N50-60°NW (12,89%), e 60 direções N70-80°WNW (11,05%). À orientação N – S, 59 direções foram obtidas, sendo 36 direções (6,63%) voltadas para o par N0-10°NE. As demais direções possuem, em geral, valores abaixo de 6% (Figura 79).

Figura 79 – Roseta e quadro de direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos e frentes de escarpas)

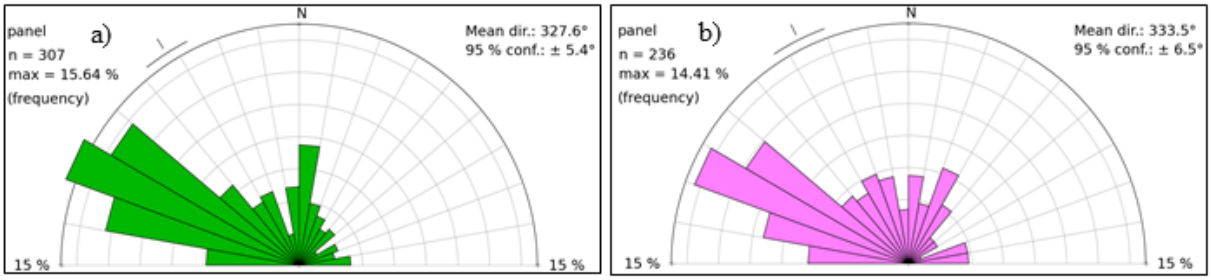


Orientação	Ângulos (direções)	n
N	0 – 10°	36
NNE	10 – 20°	21
NNE	20 – 30°	25
NE	30 – 40°	18
NE	40 – 50°	14
NE	50 – 60°	9
ENE	60 – 70°	10
ENE	70 – 80°	16
E	80 – 90°	19
N	0 – 10°	23
NNW	10 – 20°	19
NNW	20 – 30°	29
NW	30 – 40°	26
NW	40 – 50°	33
NW	50 – 60°	70
WNW	60 – 70°	82
WNW	70 – 80°	60

Fonte: arquivo vetorial das direções. Elaborada pelo autor.

A análise da orientação dos inselbergues e lajedos atentando às respectivas unidades geológicas mapeadas por Nunes e Melo (2007) segue o padrão geral observado na totalidade das direções, ou seja, preferencialmente se orientam para o quadrante WNW. (Figura 80a; Tabela A1 – Apendice A).

Figura 80 – Rosetas das direções azimutais dos inselbergues conforme unidades litológicas:
a) Unidade Jequié: granulitos enderbitos charnockitos; b) ortognaisses granulíticos



Fonte: arquivo vetorial das direções. Elaborada pelo autor.

As orientações das Formas graníticas quando regionalizadas a partir dos respectivos Compartimentos Geomorfológicos seguem a mesma tendência, no entanto, apresentam outras direções que se destacam como pode ser observado no Bordo do Planalto de Manacás e Bordo do Patamar do Rio Verde (Figura 81).

A discriminação das direções dos inselbergues a partir das respectivas tipologias apontou que, em 161 Dômicos mapeados, 211 direções obtiveram moda NW-SE, mais especificamente, ao par N60-70°WNW, com 17,54% ou 37 direções em valores absolutos (Figuras 78 e 82 e Tabela A4 (APÊNDICE A). Os demais pares de direções têm representações abaixo de 10%.

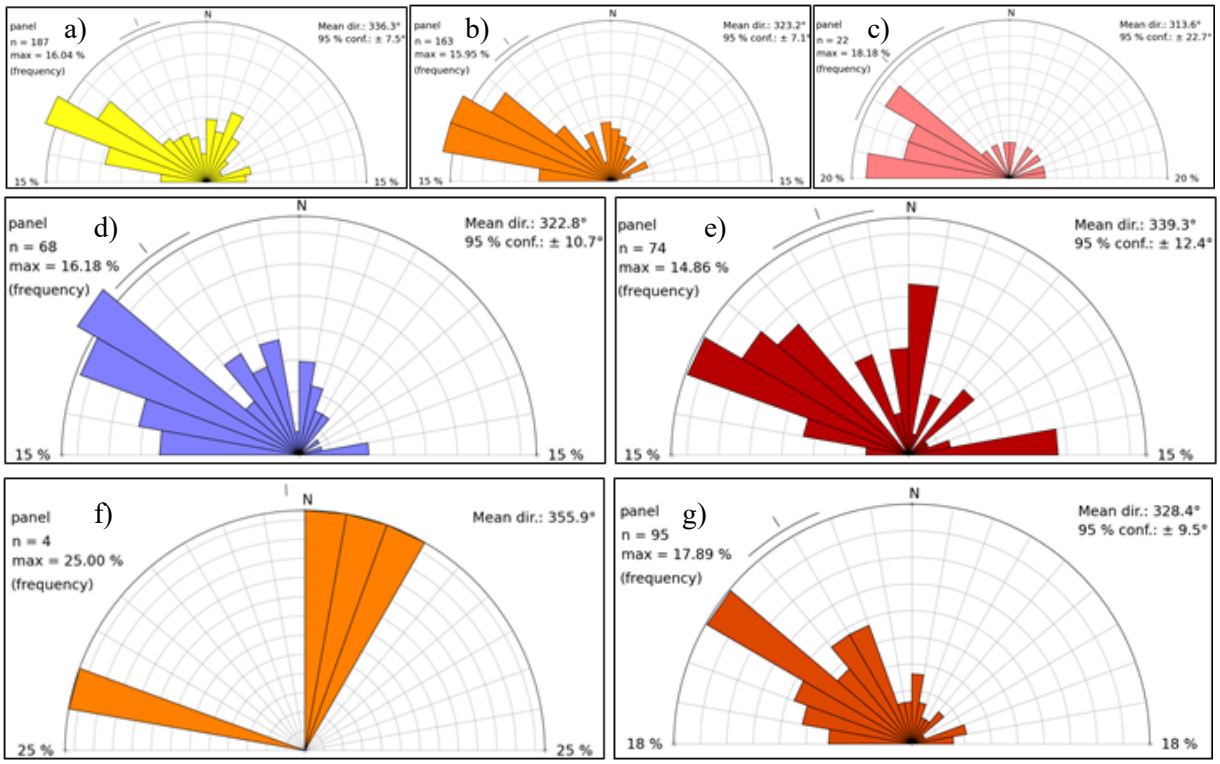
Os inselbergues acastelados somam-se 80 com 98 direções preferenciais. Os pares de direções N60-80°WNW e N50-60°NW são os com maior ocorrência, perfazendo 18 direções (18,37%), ou seja, esses dois pares aglutinam mais que 1/3 das direções mapeadas nessa tipologia (Figuras 78 e 80b e Tabela A4 - APÊNDICE A);

Na terceira classe de inselbergues com maior ocorrência, os regolíticos, destaca-se o par N50-60°NW (17,89%). Nas formas mapeadas como *boldery inselbergs*, os pares de direção mais representativos são N70-80°WNW e N40-50°NE (17,39%) (Figura 82; Tabela A4).

Por fim, há as formas graníticas de menores alturas absolutas ou amplitude altimétrica, os lajedos e os baixos domos (*low dome*) e as frentes de escarpas (Figuras 75a e 75b). Os lajedos perfazem um total de 40 formas com 45 direções preferenciais. As orientações que mais se repetem se concentram no par de direção N50-60°NW com oito

direções (17,78%). Os pares de direções contíguos N60-70°WNW e N70-80°WNW com sete direções (15,56%) e seis direções (13,33%), respectivamente (Figura 82; Tabela A5 – APENDICE A).

Figura 81 – Rosetas das direções azimutais dos inselbergues conforme os compartimentos geomorfológicos: a) Depressão do Paraguaçu; b) Depressão do Paraguaçu – nível 2; c) Depressão do Paraguaçu – sopé de Planalto; d) bordo do Planalto de Maracás; e) bordo do Patamar do Rio Verde; f) Planalto de Maracás; g) Patamar do Rio Verde

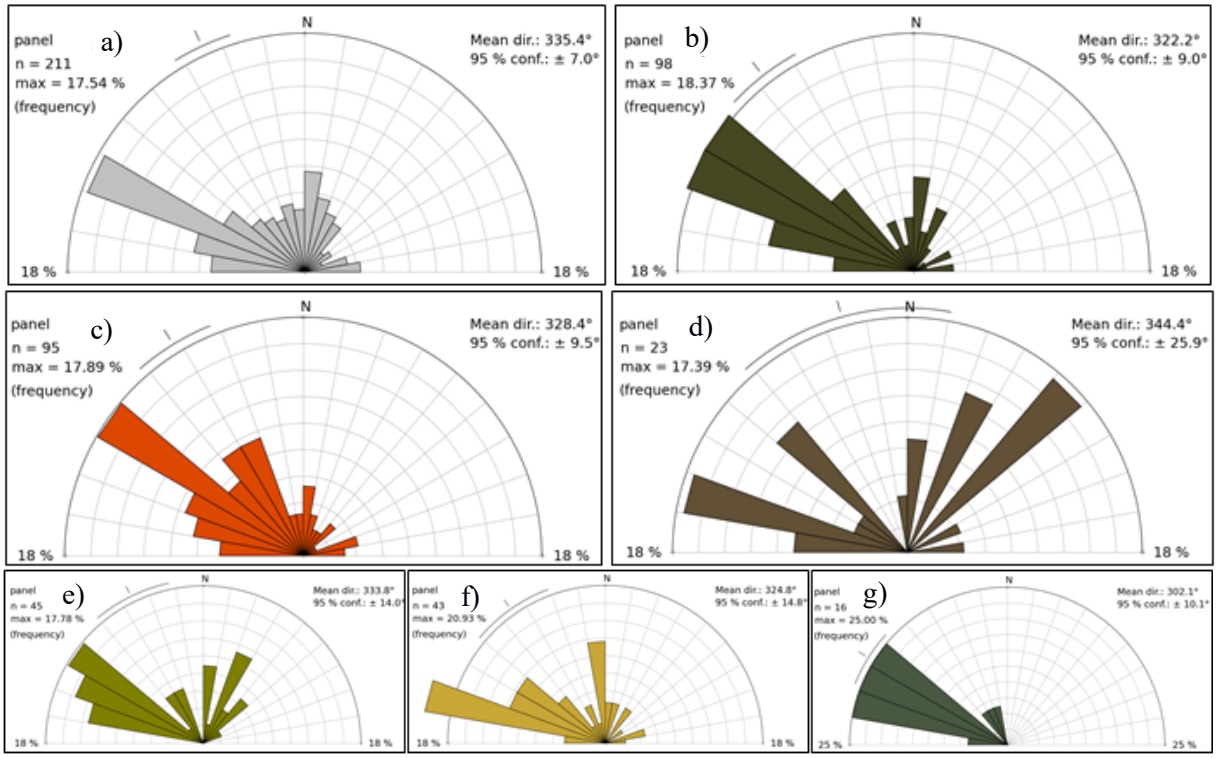


Fonte: arquivo vetorial das direções. Elaborada pelo autor.

Nos baixos domos (*low domes*), foram identificadas 43 direções preferenciais em 37 formas. O par de direções N70-80°WNW mais representativo tem nove direções (20,93%). (Figura 82f; Tabela A5 - APÊNDICE A).

As 11 frentes de escarpas íngremes e nuas, com feições típicas como *tafoni* e alvéolos, concentram-se no bordo do Patamar do Rio Verde, na porção leste da área de estudo, e no bordo do Planalto de Maracás, voltado para o Patamar do Rio Verde. A maioria das direções estão voltadas para a orientação NW – SE, com maior concentração nos pares N70-80°WNW, N60-70°WNW e N50-60°NW(75%) (Figura 82g; Tabela A5).

Figura 82 – Rosetas das direções azimutais dos inselbergues conforme a tipologia: a) dômico; b) acastelado; c) regolíticos; d) *boldery inselberg*; e) lajedos; (f), baixos domos (*low domes*) e (g) frentes de escarpas



Fonte: arquivo vetorial das direções. Elaborada pelo

8.3 CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DOS INSELBERGUES

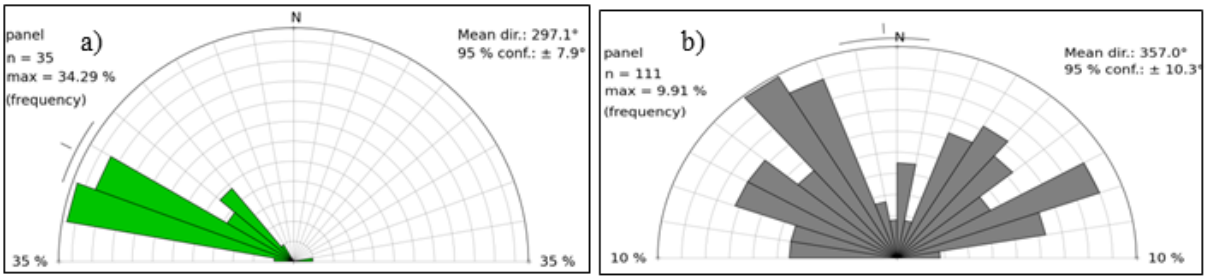
Ao analisar a orientação dos inselbergues e lajedos, a partir das respectivas direções azimutais, verifica-se que, tais direções independem das características litológicas, de compartimento geomorfológico, altimetria ou de tipologia, apesar de alguns tipos terem algum padrão preferencial.

No entanto, as rosetas voltadas ao condicionamento estrutural dos mesmos mantém um padrão de direções voltadas para a orientação WNW – ESE a NW – SE, mais especificamente o par de direções N60-70°WNW, que é o segundo par preferencial das zonas de cisalhamento compressional para o recorte da área de estudo (NUNES; MELO, 2007) (Figura 83).

Os outros dois pares de maior ocorrência de inselbergues – N50-60°NW (12,89%), e N70-80°WNW (11,05%) – também se correlacionam com as zonas de cisalhamento compressional (Figuras 83a e 84a), o que perfaz 58,75% das direções identificadas nas formas

graníticas. Contudo, 41,25% se direcionam para outras orientações azimutais: 20,81% a NE-SW, 10,87% orientadas a N-S e 9,58% orientadas E-W.

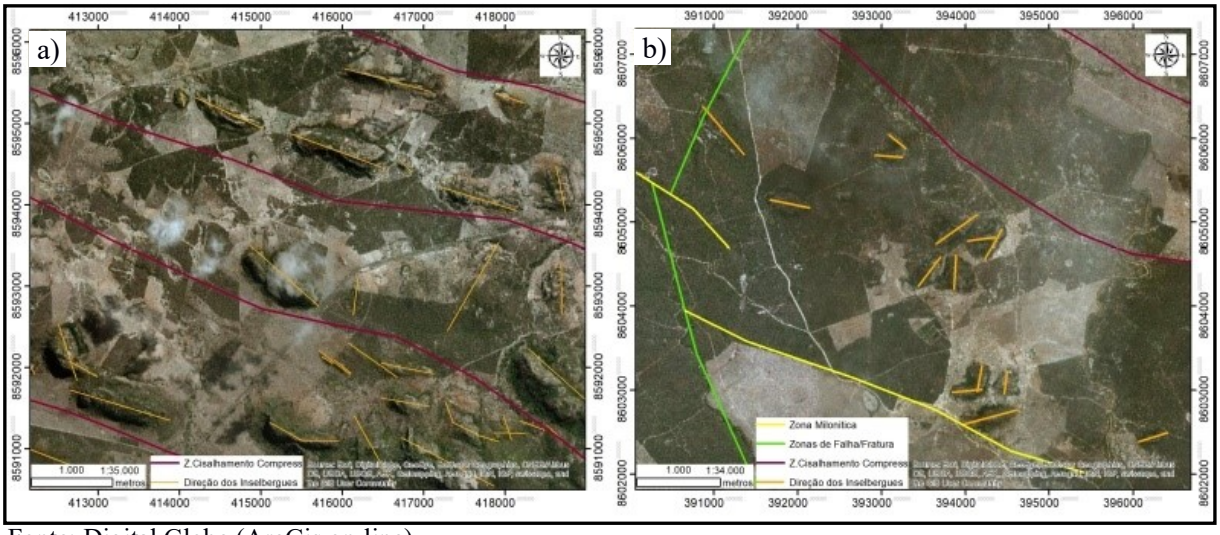
Figura 83 – Rosetas das direções azimutais: estruturas geológicas. a) Zonas de cisalhamento compressionais; b) linhas de fraturas



Fonte: Mapeamento realizado por NUNES; MELO (2007). Elaborada pelo autor.

Os inselbergues orientados a NE-SW coincidem em grande parte com a orientação das linhas de fraturas e localmente a lineamentos presentes na área de estudo (Figuras 83b e 84b). Essas linhas de fraqueza se distribuem de forma espaçada por toda Depressão do Paraguaçu, onde se percebe uma clara distinção de direções dessas estruturas: do centro da Depressão a Oeste, as fraturas tendem a se direcionar a NW-SE, e do Centro da Depressão para Leste, elas tendem a se direcionar a NE-SW. Dessa forma, posicionam-se quase ortogonalmente ao contato entre os Blocos Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, e a própria direção geral do rio do Paraguaçu.

Figura 84 – a) Inselbergues (linhas laranja) no centro da depressão associam-se a zonas de cisalhamento compressionais (linhas lilás); b) Inselbergues na porção norte da depressão se associam ora a zonas de cisalhamento (Direção NW – SW), ora a linhas de fratura (linhas verdes) (direção NE – SE)

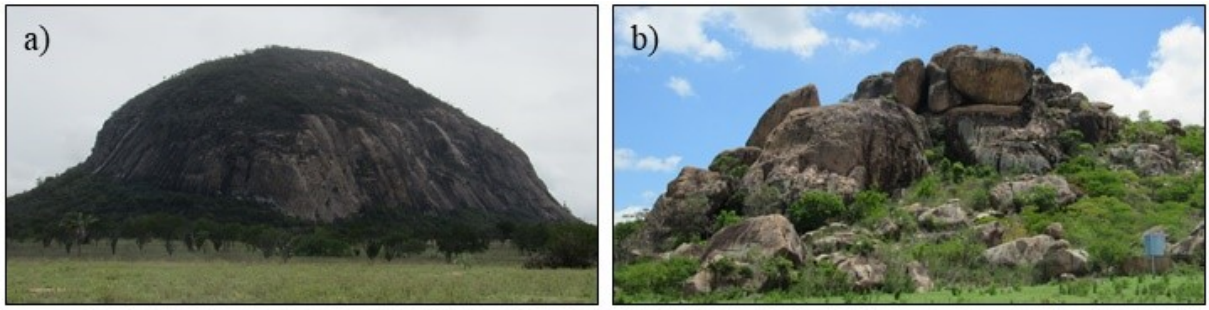


Fonte: Digital Globe (ArcGis on-line).

As direções no bordo do Planalto de Maracás assumem as orientações das linhas de fraturas e zonas miloníticas. O padrão de fraturamento evidenciado pelas presenças de juntas e fraturas nos topos e encostas dos inselbergues evidencia a descompressão exercida quando da exumação dessas formas. As direções das fraturas, muitas vezes, coincidem com a direção dos inselbergues, principalmente nos que adquirem formas mais facetadas e com maior enxame de fraturas e juntas (Figuras 76 e 86b), ou são perpendiculares ao eixo de compreensão ou de máxima tensão (TWIDALE,1982; MINGON, 2006).

Quando se atenta às tipologias, as que mais se repetem são os inselbergues dômicos e acastelados, com concentração na Depressão do Médio Paraguaçu, em sua parte central e norte, em *clusters* ou alinhados a zonas de cisalhamento. Com a característica de serem corpos rochosos maciços, os dômicos contêm maior presença de planos de fraturas horizontais (*flat-lying fractures*), enquanto os acastelados apresentam um maior adensamento de planos de fraturas e juntas ortogonais, que evoluem para um padrão de espaçamento, possibilitando a apresentação em blocos angulosos a sub-angulosos (Figura 85).

Figura 85 – a) Inselbergues dômico com forma de topo abobadado em função de plano fraturas horizontais (de alívio de pressão); b) inselbergue acastelado condicionado a plano de fraturas ortogonais



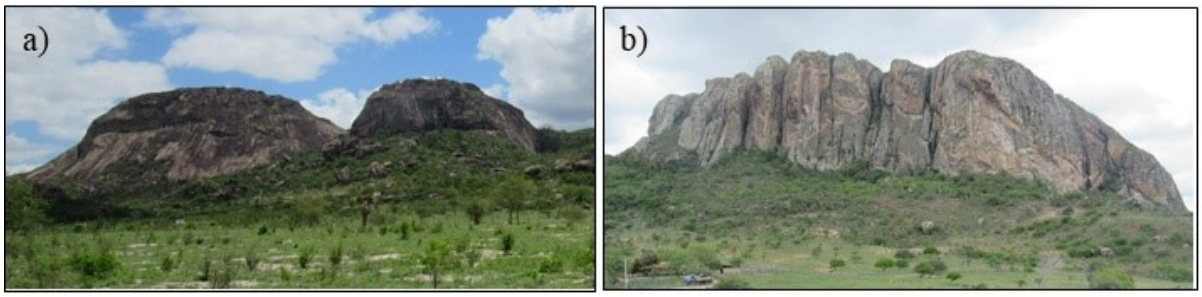
Fonte: Elaborada pelo autor.

Os inselbergues de bordo de planalto (*bornhardts*) também se direcionam ao quadrante N/NNE e se associam com as zonas miloníticas e linhas/planos de falhas fraturas voltadas para essas direções (Figura 86).

Há ocorrência também de inselbergues com encostas regolíticas e com blocos (*boldery inselberg*) em toda a depressão. A característica principal do inselbergue regolítico é a presença de um núcleo rochoso mais resistente (menos fraturado e/ou com minerais mais resistentes ao intemperismo) que se apresenta numa forma dômica ou inclinada de face livre no terço superior de sua encosta, da meia vertente ao sopé, incluindo o *tálus*. Suas características principais são uma vertente com declividade menos acentuada e com presença

de uma trama de fraturas e juntas verticais e horizontais, que possibilitou uma taxa maior de infiltração, e a manutenção de uma cobertura de regolito, que consegue manter uma vegetação herbácea. A encosta e o *tálus* são marcados pela presença de blocos rochosos (*boulders*) de colapso (Figura 87a).

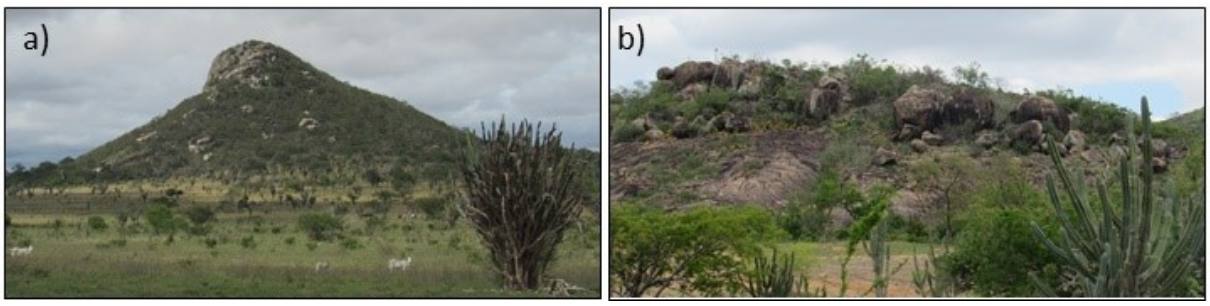
Figura 86 – a) Inselbergues de bordo de planalto (*bornhardt*): par de inselbergues de aspecto dômico no Limite Planalto de Maracás/Depressão. Notar nível de *tálus* e plano de horizontal demarcando uma paleo-superfície epigênica; b) "Morro Talhado" posicionado no bordo do Patamar Jiquiriçá-Verde e presença de *tálus*. Atentar às dimensões das fraturas verticais condicionando a inclinação e ao padrão festonado da encosta com feições cavernosas



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os *boldery inselbergs* também possuem encostas vegetadas ou parcialmente vegetadas com a diferença de apresentar blocos e matacões (*boulders*) em suas encostas e topos (*nubbins*). Os principais locais onde afloram essas formas são, principalmente, no setor 2 da Depressão do Paraguaçu. O padrão básico das direções desses inselbergues varia pouco, dentro do quadrante W. A maioria dos inselbergues regolíticos apresenta par de direções N50-60°NW (Figura 87b).

Figura 87 – a) Inselbergue regolítico circundado por superfície deprimida formando um nível de pedimento; b) *boldery inselberg* perceber a profusão de blocos rochosos (*boulders*) na encosta e topo



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os *low domes* possuem características dômicas com altura absoluta de até 20 m e vertentes íngremes. Sua principal ocorrência se dá na Depressão do Paraguaçu em sua porção

central e norte, e apresentam direções variadas. As frentes de escarpa se localizam, preferencialmente, no rebordo do Patamar do Rio Verde em ortognaisses e possuem formas graníticas características, retilíneas, que seguem basicamente a direção das zonas de cisalhamento presentes nesses setores. Nesse bordo, afloram ainda dômicos e acastelados com padrão adensado de fraturas paralelas e direções que coincidem com o padrão geral de N70-80°°WNW.

Os lajedos são afloramentos contínuos ou entrecortados de rochas com altura absoluta abaixo de 20 m, possuem encostas com declividades suaves e ocorrem sobre o piso da Depressão do Paraguaçu em seu setor central e norte, e em menor quantidade no Patamar do Rio Verde. As direções principais dos lajedos variam de N50-60°NW, coincidindo com as linhas de fraturas ou zonas miloníticas.

Por fim, devido a relação dos padrões estruturais regionais e locais (lineamentos, juntas e fraturas horizontais e verticais) um único inselbergue pode apresentar encostas (faces) dômicas e regolíticas, dômicas e acasteladas ou ainda a conjunção dos três tipos, refletindo a complexidade que envolve o condicionamento estrutural, altimétrico e de declividade ali presente.

8.4 ANÁLISE LITOLÓGICA/MINERALÓGICA DE INSELBERGUES E LAJEDOS NA DEPRESSÃO DO MÉDIO PARAGUAÇU

Com o intuito de reconhecer as características litológicas e mineralógicas dos Inselbergues e lajedos, procedeu-se à caracterização mineralógica por difratometria de Raio X (DRX) de 31 amostras entre lajedos, inselbergues e cortes de estradas (Figura 25).

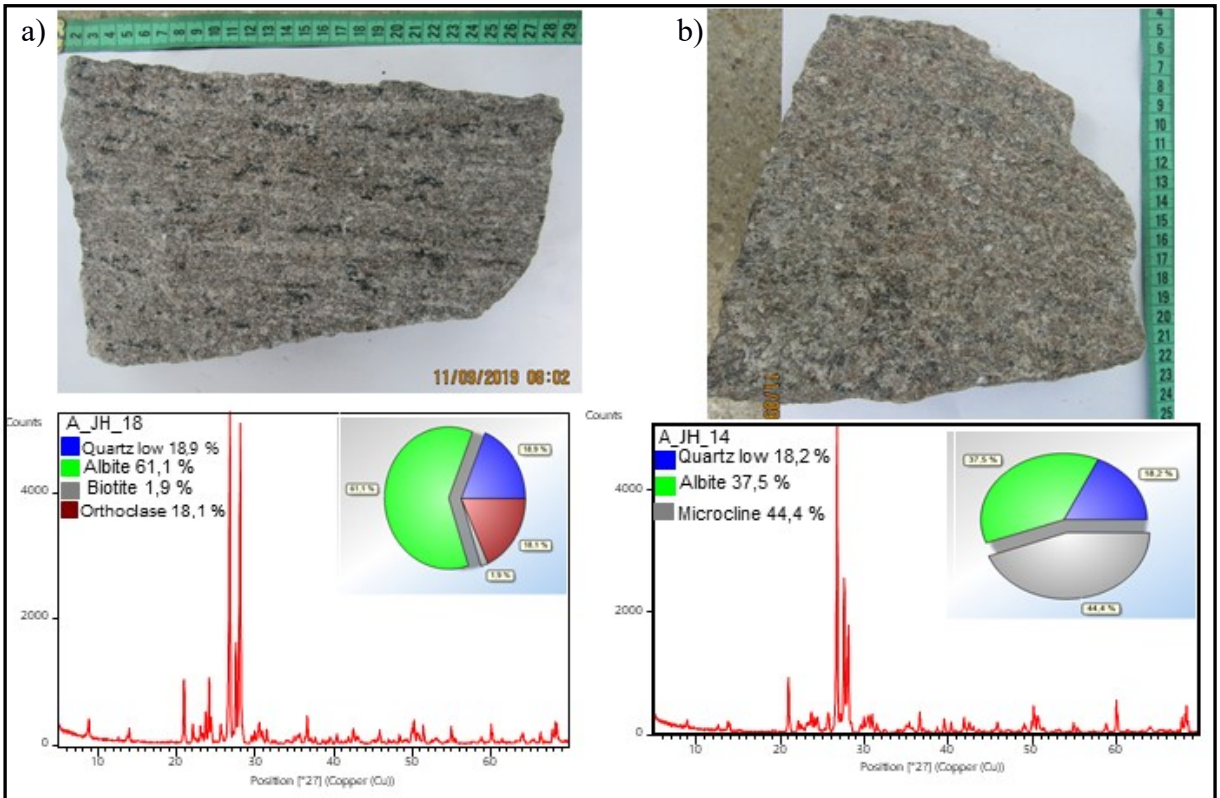
Deste total, uma delas, coletada no sopé do Bordo do Planalto de Maracás, em transição para a Depressão do Médio Paraguaçu, na Unidade Granitóide Milagres, apresentou alto teor de quartzo (79.2%), secundariamente de oligoclásio (11,5%) e menor quantidade de mica escura (annita, 9,3%). Por conta da discrepância nos percentuais de quartzo, foi considerado *outlayer* e não compôs o conjunto das outras 30 amostras analisadas. Essas 30 amostras integram, portanto, o cômputo de variáveis estatísticas como média aritmética, variância e desvio padrão (Tabelas 6 e 7), onde obteve-se diferenças significativas nos valores médios entre os minerais identificados.

Entre as amostras coletadas em lajedos e corte de estrada correspondente à Unidade da Depressão do Paraguaçu (X1) (Figura 88a) e as coletadas em pedreiras, localizadas em inselbergues/*Boulders* (Figura 88b) (X2) e em setores do bordo de planalto/patamar (X3),

verifica-se diferenciação principal entre os valores médios de feldspatos alcalinos (K-Feldspatos).

A quantidade média de feldspatos alcalinos (K-Feldspatos) encontrada nos lajedos/depressão (16,92%) corresponde à quase metade dos valores encontrados no bordo de planalto/patamar (30,73%) e inselbergues/*boulders* (29,68%). Enquanto isso, os valores médios totais de plagioclásios sofrem uma inversão, com maiores valores nos lajedos/depressão (59,3%), seguidos do bordo de planalto/patamar (52,7%) e inselbergues/*boulders* (44,68 %) (Tabela 6).

Figura 88 –Exemplos de amostras e difratogramas: a) amostra coletada em pedreira no centro da depressão. Perceber o alinhamento dos minerais; b) amostra coletada em pedreira no inselbergue "Morro São Jorge", na periferia da cidade de Itatim. Notar a grande quantidade de minerais em tons alaranjados (K-Feldspatos)



Coordenadas - amostra_1: UTM 419772, 24L 8600886,4; amostra_2: UTM 423872, 24L 8593665 Análises DRX: lab. DRX-CPMTC-IGC-UFMG.

Fonte: Amostras coletadas em trabalho de campo (dez/2018). Elaborada pelo autor

A média de quartzo nos lajedos da depressão (21,2 %) se posiciona de forma intermediária entre as amostras do bordo de planalto/patamar (15,43%) e os inselbergues/*boulders* (24,1%). Os minerais micáceos possuem maior ocorrência nos lajedos (depressão) e valores aproximadamente iguais nos inselbergues (1,18 %) e no bordo de

planalto (1,1 %). Minerais da classe dos piroxênios somente foram identificados nas amostras dos inselbergues/*boulders* (1,3 %).

Tabela 6 – Valores médios dos minerais identificados nas formas graníticas via DRX (I) (amostras sem alteração)

Unidade	Depressão/Lajedos				Bordo do Planalto (Pedreira)				Boulder/ Inselbergue (Pedreira)			
Mineral	X1 (%)	$S1^2$	σ1	n1	X2 (%)	$S2^2$	σ2	n2	X3 (%)	$S3^2$	σ3	n3
Quartzo	21,2	76,2	8,7	5	15,43	23,7	4,8	3	24,1	39,75	6,3	5
K-Feldspatos	16,9	180,7	13,4	5	30,73	105,6	10,3	3	29,68	129,83	11,4	5
Plagioclásios	59,3	87,7	9,4	5	52,7	58,2	7,6	3	44,68	80,35	9	5
Micas/Cloritas	2,8	7,3	2,7	5	1,1	1,07	1,03	3	1,18	1,28	1,1	5
Piroxênios	-	-		-	-	-		-	1,3	0,27	0,52	5

X: Média; S: Variância; σ: Desvio Padrão; n: Número de Amostras

Fonte: Análise DRX (ANEXOS A). Elaborada pelo autor.

Tabela 7 – Valores médios de minerais identificados nas formas graníticas via DRX (amostras intemperizadas)

Unidade	Boulder/ Inselbergue (Intép.)				Encostas/topos/base Inselbergue (Intép)			
Mineral	X4 (%)	$S4^2$	σ4	n4	X5 (%)	$S5^2$	σ5	n5
Quartzo	23,59	101,92	10,1	8	22,46	78,39	8,9	7
K-Feldspatos	25,16	148,7	15,11	8	30,63	51,21	7,2	7
Plagioclásios	49,41	143,64	12	8	46,11	70,73	8,4	7
Micas/Cloritas	1,85	7,79	2,8	8	0,8	0,42	0,64	7
Piroxênios	-	-		-	-	-		-

X: Média; S: Variância; σ: Desvio Padrão; n: Número de Amostras
Intep.: Intemperizado

Fonte: Análise DRX. (ANEXOS A). Elaborada pelo autor.

Nos lajedos, identificou-se menor valor médio de feldspatos alcalinos (K-Feldspatos – ortoclásio) (16,92%) e altos teores médios de feldspatos plagioclásios, principalmente albita (59,3%). As micas/cloritas, principalmente biotita (2,8%), também se apresentaram em maior quantidade nesse setor.

As amostras coletadas em pedreiras correspondendo a inselbergues ou *boulders* de sopé apresentaram valor médio de quartzo (24,1%), um pouco acima aos encontrados na Depressão; por extensão. Os valores de K-Feldspatos (microclina e ortoclásio) identificados foram quase o dobro (29,68%) em relação às amostras do setor da depressão, assim como as micas/cloritas (1,3%) com percentual médio menor que a metade em relação às amostras dos lajedos/depressão. Em contrapartida, os valores médios de minerais feldspatos plagioclásios (albita, anortita sódica) obtiveram média menor em relação à depressão (52,7%). Os minerais

piroxênios, foram identificados em duas amostras desse grupo, perfazendo uma média de 1,3% das cinco amostras analisadas.

As amostras coletadas em pedreiras no bordo de planalto/patamar apresentaram valor médio de quartzo (15,43%), menor que as amostras dos lajedos e inselbergues, contudo os valores de K-Feldepatos (ortoclásio) (30,73%) e micas (biotita, annita) (1,1%) são similares aos encontrados nos inselbergues/*boulders*.

Amostras intemperizadas coletadas em inselbergues (X4) e em encostas, sopé e topo (X5) formam outro grupo e apresentaram composição mineralógica média próxima aos inselbergues/*boulders* amostrados em pedreiras (rocha fresca), a não ser pela inexistência de piroxênios nas amostras alteradas (Tabela 6). Esses dois grupos de amostras mantêm as proporções composicionais mineralógicas: com os K-Feldspatos alcalinos apresentando médias maiores e plagioclásios e micas com médias menores que os encontrados na Depressão (Tabela 7).

Esses resultados demonstram a influência e o condicionamento da associação mineralógica entre quartzo, K-feldspatos e plagioclásios, em que a maior proporção de minerais potássicos parece contribuir com a ocorrência dos inselbergues (PYE *et al*., 1986; RÖMER, 2005). No setor central da depressão, verificou-se uma maior concentração de minerais plagioclásios e maiores proporções de fraturas e planos de fratura e lineações.

As rochas dos lajedos/depressão, por possuírem maiores concentração de feldspatos plagioclásios como albita, ricos em sódio (Na) e alumínio (Al), e minerais micáceos como a biotita e annita, ricos em Fe, Mg e Mn, além da própria estrutura desse mineral, são mais susceptíveis aos processos intempéricos.

Outra característica das rochas que afloram na Depressão do Médio Paraguaçu é a baixa proporção de feldspatos potássicos como ortoclásio. São rochas equigranulares que, em campo, apresentam padrão de fraturas muitas vezes ortogonais e estruturas em folhas (*sheets structures*), condicionadas por plano de junta de descompressão (Figura 89).

As três amostras coletadas em setores do bordo de planalto/patamar apontaram uma friabilidade intermediária e menores quantidades de quartzo e de feldspatos potássicos, associados ao posicionamento topográfico e ao adensamento de lineamentos e planos de fraturas. O bordo de planalto/patamar, mais especificamente o Patamar do Médio Jiquiriçá (rio Verde), onde a amostra foi coletada, apresenta-se como um compartimento também susceptível à ação da incisão da drenagem que condiciona seu rebaixamento e à exumação de inselbergues de bordo de planalto (*bornhadts*) (Figura 90).

Figura 89 – Padrão de estruturas em folha (*sheet estructures*). Alinhamentos de minerais em lajedos da depressão do Médio Paraguaçu. Notar alinhamento dos minerais a WNW-ESE

Coordenadas – UTM 422141, 24L: 8598323

Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 90 – Inselbergue (do tipo *bornhradt* não isolado) do Enxadão localizado no bordo do Patamar do Rio Verde. Primeiro plano da foto: drenagem de 2ª ordem (neste ponto) com nascentes sobre o patamar. Ao fluir, disseca o patamar contribuindo na exumação do inselbergue

Coordenadas do ponto da fotografia: UTM 425798 24L8589329

Fonte: Elaborada pelo autor.

Constata-se, por fim, o papel condicionante das estruturas geológicas como zonas de cisalhamento compressional/transpressional e linhas de fraturas para a ocorrência dos inselbergues e aplainamento da depressão consorciada ao papel exercido pela incisão da rede de drenagem. As anomalias de drenagem como *knickpoints* e processos de rearranjos fluviais também exercem um papel imprescindível ao demonstrarem a diferenciação mineralógica/ litológica entre as rochas que sustentam os inselbergues, entre as que são de substrato da depressão e as encontradas nos planaltos/patamar.

9 SÍNTESE EVOLUTIVA DO RELEVO NA REGIÃO DE ITATIM-MILAGRES-BA – SETOR DA MEDIA BACIA DO PARAGUAÇU

Neste capítulo, os resultados anteriores serão analisados em conjunto, com o intuito de apresentar uma síntese da evolução do relevo para o setor da Depressão do Médio Paraguaçu (campo de inselbergues de Itatim-Iaçu-Milagres) e o Divisor do Médio Paraguaçu – Médio Jiquiriçá (Ribeirão – Verde).

A compreensão e o entendimento da morfogênese perpassaram por: a) caracterização do relevo; b) análise da atividade geomórfica da rede de drenagem e de seu condicionamento estrutural, incluindo a identificação de processos de reorganização fluvial; e c) mapeamento e caracterização dos Inselbergues.

Além dessas informações, também se utilizaram dados de termocronologia de traços em fissão de apatitas (TFA) obtidos nas proximidades da área de estudo por Jelinek (2014) e Japsen (2012), perfis topográficos e de *Swath* (em faixa). Tal análise objetiva uma abordagem dos processos evolutivos do relevo e inferir a intensidade do processo denudacional em longo-prazo e seus condicionantes para a área de estudo.

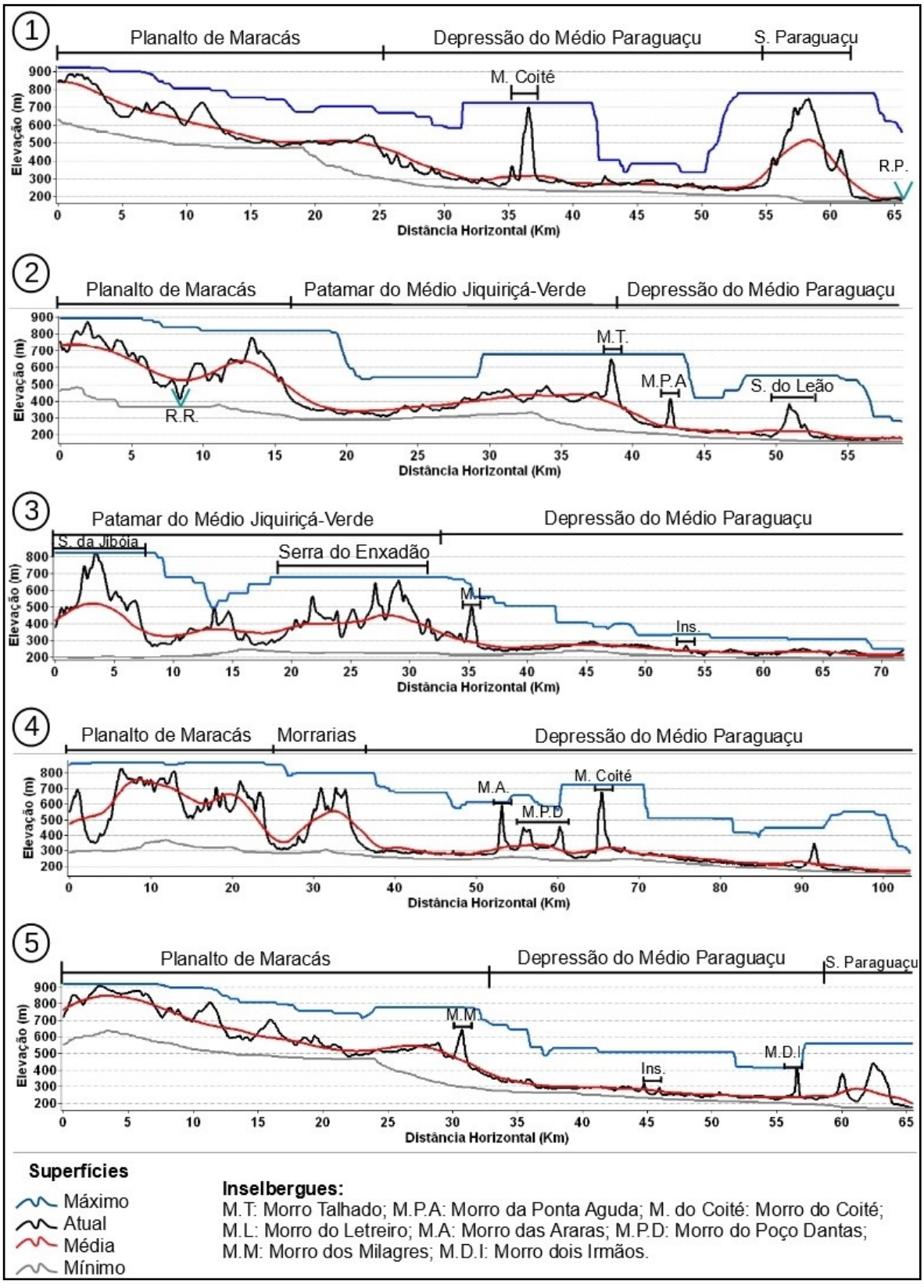
9.1 ANÁLISE DOS PERFIS *SWATH* (EM FAIXA)

Os 5 perfis Swath apresentados a seguir permitem a análise das elevações máximas (topos), características topográficas como paleosuperfícies e os fundos de vale. Eles permitem também estimar o relevo geofísico, que representa a incisão fluvial (Figuras 26 e 91).

Os perfis topográficos projetados (linha preta) (Figura 91) apresentam uma superfície plana a suave ondulada na depressão, entrecortada por inselbergues, contrastando com os relevos mais movimentados em altitudes superiores no planalto e no patamar. As Serras do Médio Paraguaçu e Morro do Coité se constituem como os pontos mais elevados dentro da Depressão, ultrapassando os 700 m de altitude, constituindo-se, assim, as superfícies somitais desse compartimento (Perfil 1).

Nesses perfis, é apresentada uma configuração geral do relevo com destaque para os padrões de forma do Planalto de Maracás, mostrando um relevo dissecado. No bordo desse Planalto e do Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde, é possível verificar alguns inselbergues de bordo de planalto (*bornhardts*) como o Morro Talhado (MT) (perfil 2) e o Morro dos Milagres (MM) (perfil 5).

Figura 91 – Perfis *swath* (em faixa) construídos a partir de uma janela móvel de 5 km de raio. A superfície elaborada a partir das elevações máximas (em azul) corresponde aos topos e identificam feições de paleorelevo. Linha vermelha: elevação média. Linha preta: superfície atual. Linha cinza: elevações mínimas e correspondem aos fundos dos vales. A área entre as linhas de máxima (azul) e preta (atual) representa o relevo geofísico (*geophisical relief*) (Champagnac *et al*., 2014). (Localização dos perfis Figura 26)



Na depressão, percebe-se a presença de alguns inselbergues representativos de grandes dimensões com altura acima dos 200 m, como o morro da Ponta Aguda (MPA) (perfil 2), Morro Dois Irmãos (MDI) (perfil 5). Esses perfis denotam o trabalho erosivo efetivo empreendido pela rede de drenagem em consórcio com os padrões de escoamentos das encostas conspícuos.

Percebe-se ainda que alguns setores do Planalto estão sendo dissecados por drenagens da bacia do Paraguaçu, o que comprova os processos de reorganização de drenagem por capturas fluviais, como mostrado em capítulo anterior. Morfologias em patamares ou escadaria atestam o padrão de erosão remontante marcando a incisão da rede fluvial e o avanço das drenagens tributária do rio Paraguaçu sobre o Planalto de Maracás e Patamar e, consequentemente, a exumação dos inselbergues no bordo do Planalto (Perfis 1, 2 e 5).

O perfil *swath* 1 (linha azul) (Figura 91) sugere uma extensão quase contínua do Planalto de Maracás em escadaria, onde, possivelmente, uma drenagem a uma altitude de cerca de 600 m iniciou os processos de seccionar esse planalto entre o que é hoje o bordo e o Morro do Coité. Percebe-se, ainda, uma incipiente depressão entre o Planalto de Maracás e o que constituiu as Serras do Paraguaçu. Nesse setor, a dissecação é empreendida por uma drenagem que hoje é representada pelo riacho Grande. A incipiente depressão incidida por duas drenagens apresentam vales relativamente incisivos de cerca de 50 m. Essas drenagens podem ter contribuído para a exumação dos inselbergues, que, nesta perspectiva de perfil em faixa, ainda não se apresentam na paisagem.

A linha de valores mínimos que representa a máxima dissecação indica um padrão de arrasamento total da paisagem. O relevo geofísico (*geophysical relief*) demonstra uma grande proporção de área erodida. O Planalto de Maracás se estendia além do que é hoje o Morro do Coité, em uma extensão de 17 km, indicando que sua degradação foi realizada pela incisão fluvial, condicionado ao padrão de estruturas e fraturamento presentes na área.

O perfil de *swath* 2 (Figura 91) representa, a oeste, um setor da Serra do Jatobá e setores dissecados do Planalto de Maracás. Essa área, pela perspectiva da linha de máxima ou (linha azul), demarca uma superfície quase plana em patamar de dois níveis: um mais elevado, com uma extensão de 10 km entre 900 a 800 m, e outro nível a 800 m próximo aos topos identificados nessa área pelo perfil topográfico. O limite entre o ‘proto’ Planalto de Maracás e o Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde se dá por uma escarpa íngreme. O Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde se divide em dois níveis, e o mais rebaixado, a 500 m, foi possivelmente dissecado pela drenagem que viria a se constituir como o rio Verde.

O setor que hoje se denomina como Serra do Enxadão se posiciona até 700 m, como uma superfície plana com escarpa íngreme, e se posiciona além dos inselbergues que hoje afloram no bordo (Morro Talhado – MT) e na depressão (Morro da Ponta Aguda – MPA). A Depressão do Paraguaçu ainda não se faz presente. Entre o patamar e outro nível planáltico (possivelmente a Serra do Leão), verifica-se um vale com nível de base 400 m.

O perfil *swath* 3 compreende o setor do Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde, abarcando a Serra da Jiboia e a Serra do Enxadão. As superfícies máximas ou linha de máxima (azul) situam-se entre 800 a 700 m e denotam que esses compartimentos são seccionados por uma drenagem (córrego Água Branca) que incide um vale V em patamares, com nível de base a 500 m. A proto Serra do Enxadão (Patamar) também se estende além dos inselbergues, que hoje se posicionam na Depressão do Paraguaçu como o morro do Letreiro (ML), e o inselbergue do Enxadão no próprio patamar. O patamar se estende de forma escalonada até uma altitude de 400 m, onde se percebe uma forma residual similar a um inselbergue de bordo de planalto. A Depressão do Paraguaçu nesse setor já se pronuncia com altitudes entorno de 300 m, uma diferença de entorno 100 m metros para a altitude atual (200 m).

O perfil *swath* 4 segue um traçado transversal no sentido SSE-NNE, compreendendo setores do Planalto de Maracás e da Depressão do Médio Paraguaçu, cruzando um agrupamento de inselbergues dômicos (Morro das Araras e do Coité) e Regolíticos (Morro do Poço do Dantas – MPD), que se posicionam no setor 2 da Depressão do Paraguaçu. Por essa perspectiva, o Planalto de Maracás também se estenderia além do agrupamento de inselbergues, incluindo o Morro do Coité.

O setor que hoje se constitui como a Depressão do Paraguaçu se configuraria como um extenso patamar entre 500 a 450 m, sendo incidido por uma rede de drenagem. Outro compartimento de entorno de 550 m se estende até as proximidades do vale íngreme do rio Paraguaçu. A linha de máxima dissecação (linha cinza) projeta uma superfície aplainada com convexidade baixa variando entre 400 a 200 m.

Por fim o perfil swath 5 projeta o Planalto de Maracás além de seu bordo atual, onde o Morro do Milagres e setores da Depressão fariam parte desse compartimento em níveis escalonados. A Depressão do Médio Paraguaçu se constiruiria em um extenso patamar entre o Planalto e as proto-serras do Paraguaçu.

Pelo exposto, as projeções dos perfis de *swath* contribuíram para o entendimento sobre o paleorelevo da área; concomitante, a percepção do relevo geofísico (área entre a linha máxima e atual), demonstra que o Planalto de Maracás e o Patamar do Jiquiriçá-Verde possuíam uma extensão muito além do que seus limites apresentam atualmente, e, com isso,

uma grande quantidade de material foi erodido. Indica também que a maioria dos inselbergues que afloram hoje na depressão e nos respectivos bordos também estão estritamente vinculada à retração das encostas desses compartimentos, podendo-se comprovar a efetiva contribuição da rede de drenagem na exumação dessas formas.

O alinhamento direcional da escarpa preservado em consonância com as mesmas direções das estruturas presentes na área denota que o trabalho de arrasamento ou erosão remontante pela rede de drenagem é condicionado por essas estruturas.

9.2 DADOS GEOCRONOLÓGICOS DISPONÍVEIS E CORRELACIONÁVEIS

Dados cronológicos por traço de fissão em apatita (TFA) fornecidos por Japsen *et al*. (2012) e Jelinek *et al*. (2014) para a área de estudo podem ser adotados como parâmetro para inferência sobre o padrão da denudação total (Figura 26). Idades identificadas nos traços de fissão de apatita apontam uma história mais antiga e um padrão de rebaixamento/erosão mais consistente e, em contrapartida, idades mais jovens apontam um padrão de rejuvenescimento do relevo via tectônica, por exemplo. Esses dados apontam idades mais antigas para o setor da Depressão e do Patamar e idades mais jovens para o Planalto de Maracás.

Detalhadamente, amostras TFA referentes à Depressão que circunda a área de estudo possuem idade variando entre 282 a 248 Ma. (Permiano – Triássico). Essas amostras apresentam um padrão de resfriamento constante das paleotemperaturas, demostrando uma consistência uniforme no processo de exumação dessas rochas desde os últimos 160 Ma (Mesozoico Superior), e por extensão uma constante do quadro denudacional da área.

Em contrapartida, amostras referentes ao Planalto de Maracás possuem idades de TFA mais recentes com idade variando entre 211 a 183 Ma, e paleotemperaturas variando também nos últimos 160 Ma. Duas amostras – uma da área próxima à cidade de Milagres, com idade 260 Ma, e outra retirada de área próxima ao exutório do rio Verde no Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde, que aponta idade 274 Ma – foram também utilizadas na análise. Essas amostras não apresentam histórias térmicas, mas, pelas idades similares da amostra referente à Depressão, litologia e relevo atual, pode-se inferir que o padrão denudacional seja similar.

Os Dados de TFA apontam que a depressão circundante ao vale do Paraguaçu sofreu uma denudação total na ordem 1480 m nos últimos 160 Ma (Mesozoico Superior), contudo, no intervalo 160 – 110 Ma (Mesozoico Superior – Cretáceo Superior [Albiano]), a denudação total foi na ordem de 140 m o que equivale a uma média 3,2 m/Ma e remonta ao período da abertura do Atlântico (a partir de 110 Ma). As amostras da depressão apresentam um

incremento na redução da paleotemperatura, e, consequentemente, uma resposta mais efetiva à exumação, apontando para uma denudação que, entre 110 e 40 Ma, registrou um total de 800 m, ou 14 m/Ma. Por fim, com persistência nesse mesmo padrão de resfriamento, no intervalo de 40 – 0 Ma, houve uma denudação total na ordem de 680 m ou 17 m/Ma.

Por outro lado, amostras sobre o Planalto de Maracás denotam outro padrão de denudação, em que, no centro do Planalto (vale do Jiquiriçá, fora da área de estudos), esses autores identificaram um padrão de denudação total na ordem 1820 m para os últimos 160 Ma. No intervalo 160 – 120 Ma, foi na ordem de 540 m ou 13,5 m/Ma. No intervalo de 120 – 110 Ma, não foi registrada denudação, o que pode ser explicado pela predominância de eventos de soerguimentos associado a abertura do Atlântico, fato já aventado por Valadão (1998; 2009). Nos últimos 40 Ma, houve denudação da ordem de 480 m ou 12 m/Ma.

Em relação às taxas de denudação/erosão de inselbergues, estudos realizados em paisagens graníticas e cratônicas similares à área de estudo, no que se refere ao clima atual, substrato rochoso e história geológica, têm apresentado resultados que demonstram baixas taxas de erosão por milhões de anos.

Bierman e Turner (1995) e Bierman e Cofee (2002), em trabalho no sul da Austrália, identificaram taxas de erosão utilizando isótopos cosmogênicos Be^{10}. Eles observaram que os dados de erosão dos topos dos inselbergues variaram em média 0,7 a 0,79 m/Ma. As taxas de erosão da meia encosta foram maiores, variando de 1,89 a 3,14 m/Ma. Já na baixa encosta, obteve-se taxas na ordem de 4,68 m/Ma. Setores mais rebaixados como lajedos ou plataformas graníticas localizadas no sopé de inselbergues registrou-se taxas de erosão variando entre 0,8 a 1,7 m/Ma. Nas encostas ou sopé de encostas, a erosão é maior, 3,14 a 3,77 m/Ma, podendo chegar até 4,68 m/Ma. Em encostas próximo a estruturas em folha, as taxas variam entre 1 e 1,7 m/Ma.

Em estudos no deserto da Namíbia, Bierman e Caffee (2001) reportaram taxas médias de erosão em topos de inselbergues variando 2,1 a 3,3 m/Ma. Os autores relatam que essas taxas podem estar associadas ao fato desses topos estarem sob influência de estruturas em folhas finas. Em pequenas bacias hidrográficas, onde o canal drena uma paisagem de inselbergues graníticos, sedimentos de leito fluvial sugerem uma taxa de erosão, na escala da bacia, de 5 m/Ma; em outra bacia, aponta uma taxa de erosão de 16 m/Ma.

Em trabalho mais recente, Matmon *et al*. (2013) investigaram taxas de erosão do inselbergue *gross spitzkoppe,* tido como um dos maiores do mundo, e encontraram taxas diferenciadas em um perfil projetado do topo ao sopé na encosta principal que variam entre 5 a 11 m/Ma. Em uma superfície, em patamar de meia encosta, o rebaixamento foi na ordem de

1,6 m/Ma. Em área de encosta regolítica em torno de 8 m/Ma. Já no sopé, 1,6 m/Ma, e na área pedimentada entrecortada por drenagens efêmeras, entre 1 e 3 m/Ma. Esse quadro denudacional demonstra que o padrão de evolução de inselbergues e suas respectivas paisagens graníticas, além de apontar baixas taxas erosivas comparadas com outras áreas de outros tipos de climas.

9.3 CONFIGURAÇÃO GERAL DOS AGENTES MORFOGENÉTICOS NA REGIÃO DE ITATIM-MILAGRES (MÉDIO PARAGUAÇU/ MÉDIO JIQUIRIÇÁ (RIBEIRÃO-VERDE)

O mecanismo evolutivo principal da área de estudo é o trabalho erosivo empreendido pela rede de drenagem condicionada pela estrutura e litologia presente na área de estudo. Esse condicionamento estrutural foi demonstrado em contexto multiescalar e hierárquico, no qual o próprio rio Paraguaçu se ajusta às estruturas regionais presentes entre os Blocos Jequié e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (ALMEIDA, 1997; BARBOSA; SABATÉ, 2003). Os tributários desse importante rio do estado da Bahia, que drena a Depressão do Médio Paraguaçu, comandam os processos geomorfológicos.

A efetividade da erosão fluvial remontante empreendida por essas drenagens foi constatada pelo trabalho geomórfico perceptível em perfis longitudinais, em que se identificaram rupturas de declive (*knickpoints*) associadas à anomalia da relação LS total/ LS trecho do índice LS (*lenght stream*) de Hack (HACK, 1973), demonstrando processos de incremento ou retomada de processos erosivos. As representações dos perfis longitudinais apresentaram perfil predominantemente côncavo, excetuando alguns casos, em que setores do Médio e Alto curso corroboram justamente a ocorrência de rupturas de declive (*knickpoints*) e processos de incremento erosivo remontante, explicitado pelas drenagens posicionadas sobre o Planalto e Maracás e Patamar do Médio Jiquiriçá.

No que se refere ao caráter estrutural, as zonas de cisalhamento e linhas de fraturas herdadas da amalgamação dos blocos geotectônicos para a formação do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1997; BARBOSA, 1997; BARBOSA; SABATÉ, 2003, NUNES; MELO, 2007) demonstraram condicionar a configuração da rede de drenagem e, localmente, os lineamentos estruturais também ditam o estabelecimento e dinâmica direcional de escoamento e erosão dos canais, notadamente nos divisores, possibilitando o avanço das drenagens do Paraguaçu sobre as drenagens do Jiquiriçá (Verde-Ribeirão).

Os índices fator de forma e fator de assimetria das bacias (FABD) se constituem um *proxy* indicativo da dinâmica migratória do canal principal e tributários (SORDI *et al*., 2015).

Essa migração é condicionada ao padrão litoestrutural, como demonstrado na área de estudo. Os rios principais e seus tributários tendem a condicionar-se à disposição das estruturas geológicas como zonas de cisalhamento compressional e transpressiosnal, zonas miloníticas e linhas de fraturas.

O fator de forma das bacias se constitui em um indicativo do padrão evolutivo: bacias com tendência a circularidade são tidas como bacias mais evoluídas que, a depender da declividade média e amplitude dos canais e valores χ[chi], podem atuar como agentes de capturas fluviais ou processos de pirataria fluvial.

Processos de captura fluvial em diversos estágios também foram identificados nos divisores entre as sub-bacias do Paraguaçu – rio Verde e Paraguaçu – Ribeirão. O trabalho da erosão remontante via incisão fluvial, e os consequentes processos de rearranjos de drenagem foram responsáveis pela exumação dos inselbergues de bordo de planalto (*bornhardts*), como o Morro Talhado e Morro do Enxadão presentes no bordo do Patamar do Rio Verde (Serra do Enxadão) (Figuras 91b e 94). A linha de escarpa e o direcionamento desses inselbergues são fortemente condicionados por zonas de cisalhamento compressionais de direção WNW-ESE. (Figura 91 (Perfil 2 e 5)).

Entre os divisores Paraguaçu-Ribeirão, os processos de rearranjos de drenagem são mais proeminentes, como os demonstrados nas proximidades da cidade de Milagres. O canal principal do riacho da Lapa e seus afluentes de 2ª e 3ª ordem são os responsáveis via erosão remontante, inferida por anomalias do Índice LS de Hack, pelo rebaixamento do planalto e a consequente exumação de um agrupamento de inselbergues dômicos de bordo de planalto (Figura 95 (perfil 5)). Esse setor é condicionado por zonas miloníticas. A oeste dessa área, os riachos da Toca da Onça e do Roncador também empreendem trabalho erosivo, posicionando suas drenagens sobre o Planalto de Maracás. Nessa área, são identificados cotovelos de drenagens vales incisivo em V e anomalias do Fator LS de 2º grau, evidenciando o poder erosivo dessas drenagens.

Os valores χ[chi] e da métricas de Gilbert corroboraram em apontar o padrão de migração do divisor Paraguaçu sobre o divisor Verde-Ribeirão. Valores médios dessas métricas apontam que as drenagens do Paraguaçu estão em processo de erosão remontante e em processos de ganhos de área das bacias do rio Verde e Ribeirão por pirataria fluvial.

A ocorrência do campo de inselbergues a partir do bordo e do sopé do Patamar do Rio Verde, estendendo-se por todo setor central da Depressão do Médio Paraguaçu e alcançando o bordo e sopé do Planalto de Maracás nas proximidades da cidade de Milagres, é fortemente influenciada pela presença de zonas de cisalhamento compressional, zonas miloníticas e

linhas de fraturas. A direção principal dos inselbergues segue preferencialmente as direções dessas zonas de fraqueza estrutural. Quanto à tipologia, são predominantes dômicos e acastelados. Há ocorrência ainda de inselbergues com encostas regolíticas, e com presença de blocos rochosos em suas encostas (*boldery inselberg*). Esses ocorrem predominantes no setor 2 da Depressão do Paraguaçu, na Unidade Geológica de Enderbitos.

Forma, tamanho e disposição espacial dos inselbergues são estritamente condicionados ao padrão estrutural das fraturas e juntas, e algumas faces dessas formas assumem a mesma direção com encostas densamente fraturadas. As fraturas principais se apresentam como *cross fracture*, ou seja, as fraturas primárias são as que condicionam a direção principal dos inselbergues e as secundárias condicionam a direção das encostas.

As formas dessas encostas são caracterizadas em função da profusão de fraturas, sejam elas ortogonais ou do tipo em lençol (*sheet structures; sheet joints*). Os inselbergues mais fraturados parecem evoluir pelos colapsos de blocos de suas vertentes, e os padrões de fraturas ortogonais contribuem para a evolução de vertentes com *tálus* e *boulders* (blocos) de colapsos. As tipologias dos inselbergues são estritamente condicionadas ao padrão de fraturas e juntas locais, e os inselbergues dômicos com encostas íngremes acima de 70 graus possuem um adensamento de fraturas menor.

A heterogeneidade litológica identificada por meio das análises de difratometria por raio X (DRX) apontou que as rochas dos lajedos presentes na depressão, proporcionalmente, são mais ricas em feldspatos sódicos (Plagioclásios) enquanto as rochas que compõe os inselbergues são ricas em feldspatos potássicos (principalmente K-feldspatos). Em contrapartida, perceberam-se proporções equivalentes de quartzo.

Rochas ricas em minerais potássicos são mais resistentes aos processos de meteorização. Isso reflete o fato de que a microclina e o ortoclásio (minerais presentes nas amostras dos inselbergues dômicos) são mais estáveis na maioria dos ambientes de intemperismo do que plagioclásio cálcico e biotita, principais minerais das rochas dos lajedos (PYE, 1985; 1986; RÖMER, 2005; 2007). Associado ao arranjo estrutural, essas características condicionam a permanência dos inselbergues na paisagem.

Outro fato que corrobora que a ocorrência dos inselbergues está associado ao rebaixamento e denudação do Planalto, é que, rochas em pedreiras no sopé do patamar possuem mesmas proporções mineralógicas que rochas dos inselbergues (RÖMER, 2005; 2007).

A ocorrência dos inselbergues tem relação com ambientes dispersores e acumuladores de umidade e sedimentos. Muitos se encontram nas proximidades de drenagens de ordens

maiores como o Morro do Coité, próximo ao riacho da Lapa, e o morro do Letreiro, próximo ao riacho Grande, fato comprovado pela presença de depressões de sopé que se convertem em lagoas intermitentes e pontos iniciais de drenagens de primeira ordem.

Esse fenômeno pode ser entendido como um indicativo de que essas zonas servem como um setor que contribui para o aprofundamento do manto de alteração e pode ser incrementado sob um clima mais úmido (BÜDEL, 1982), mas não cessa por completo mesmo sob um clima semiárido, como acontece na área de estudo. As chuvas são concentradas em poucos meses do ano, e esse período serviria como um ambiente de condições propícias para um incremento na presença de umidade e manteria esse manto de alteração com presença constante de água por pelo menos de 2 a 4 meses ao ano (SEI, 1999).

9.4 SÍNTESE EVOLUTIVA

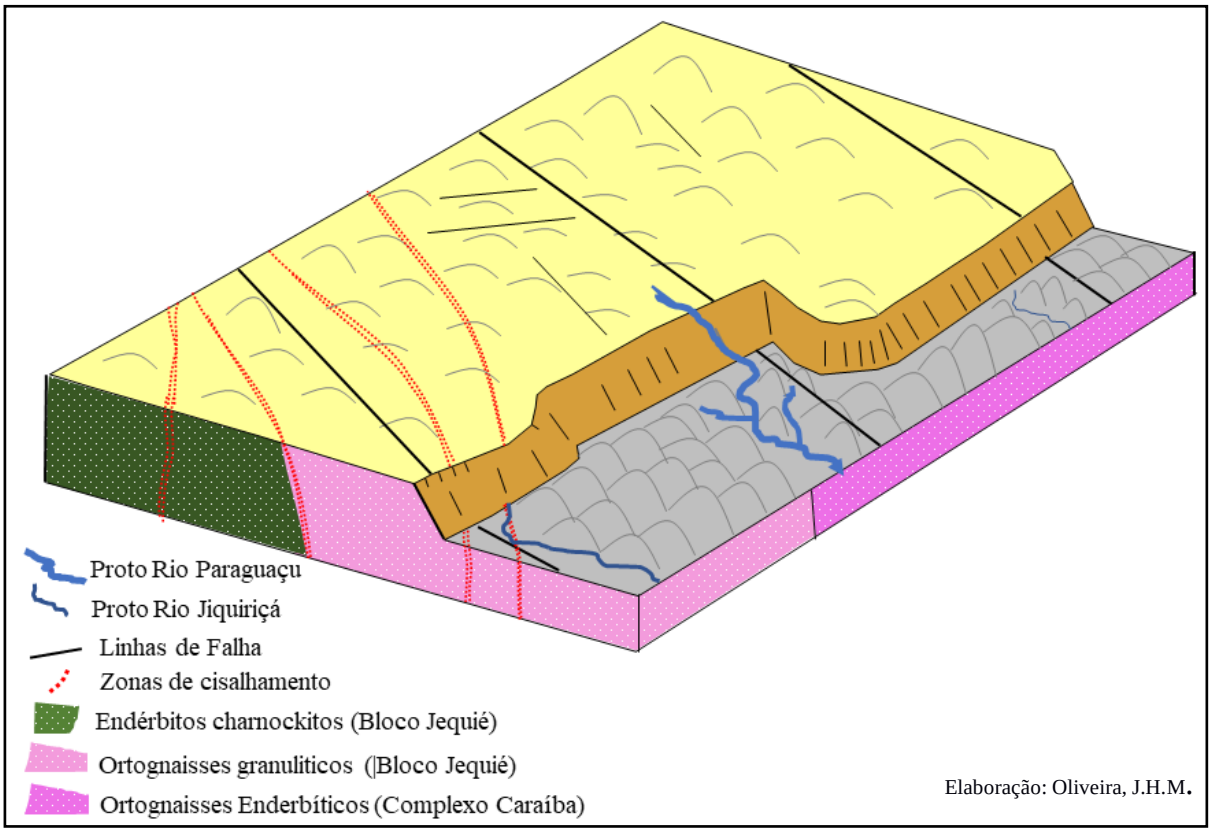
Após a apresentação do panorama geral dos agentes morfogenéticos na região de Milagres-Itatim, propõe-se neste item uma síntese evolutiva, a qual se baliza teoricamente nos modelos multiestágio de aplainamento e por exposição episódica (TWIDALE; BOURNE, 1975; TWIDALE, 1982; TWIDALE; VIDAL-ROMANI 1995), consorciada com a proposta de evolução do relevo via retração de escarpa e gênese de inselbergues de bordo de planalto por intemperismo (*weathering*) de sopé da escarpa (*scarp-foot*) (BREMER, 1971; 1993; BREMER; SANDER, 2000).

Amostras de termocronologia de baixa temperatura por traços de fissão em apatitas (TFA) (JELINEK, *et. al.* 2014) reportam, a partir da fase pré-rifte (160 – 140 Ma) da separação de *Gondwana* e abertura do Atlântico, uma denudação total média na ordem de 40 m ou 2 m/Ma para o interior continental onde hoje ocorre a Depressão do Médio Paraguaçu. Essa baixa taxa de denudação concorda diretamente com o padrão de distribuição de chuvas para o Globo proposto por Varajão et. al. (2020) com base em Tardy et al. (1991). Esses autores reportam uma ‘baixa’ distribuição de chuvas para o setor que cobre a área de estudo para o período de 240 – 140 Ma, sendo atribuído, portanto, um clima predominantemente seco.

Segundo Jelinek *et al*. (2014), o padrão constante e baixo de denudação ocorre porque a área onde hoje é a depressão constituía-se em um interior continental estável e não foi significativamente afetada pelos processos tectônicos e térmicos, relacionados à abertura do Atlântico. Esse fato é corroborado pelas histórias térmicas que não mostram evidências de resfriamento significativo durante a formação da margem passiva do leste do Brasil na Bahia.

Atrelado a isso, a interpretação é que, nos primeiros 40 Ma (160-140 Ma), a área não dispunha de uma rede de drenagem ou um padrão de escoamento organizado que pudesse empreender uma efetividade denudacional. Enquanto, a partir do intervalo 120-110 Ma, a área estaria sob atuação de uma rede de drenagem ou padrões de escoamento já vinculado a um proto rio Paraguaçu, como pontuou Valadão (1998). Nesse intervalo, Varajão *et al.* (2020) reportam uma fase de distribuição de chuvas 'moderadamente baixa', o que se infere a existência de um clima de semiárido a sub-úmido. A Figura 92 propõe uma visão de como era a Paleo-Paisagem do setor leste do Estado da Bahia.

Figura 92 – Visão esquemática da Paleo-Paisagem do setor leste do estado da Bahia. A área de estudo se associa à porção central e sul do bloco-diagrama



Fonte: Baseada e adaptada de Cordeiro (2019).

Infere-se que o setor atualmente onde se situa a Depressão do Médio Paraguaçu passou a ter processos mais efetivos de denudação a partir do Albiano (110 Ma) no intervalo de 70 milhões de anos estendendo até o Eoceno (40 Ma). Reporta-se uma denudação média total de 800 m ou uma média de 11,4 m/Ma (JELINEK *et al.*, 2014).

A partir do Albiano, Valadão (1998) reporta o início da formação da Superfície Sul-Americana que se estendeu até o Mioceno (10 Ma). Assim, no intervalo de 110-40 Ma, assume-se que já se tinha instalado um proto rio Paraguaçu, e seu processo de erosão

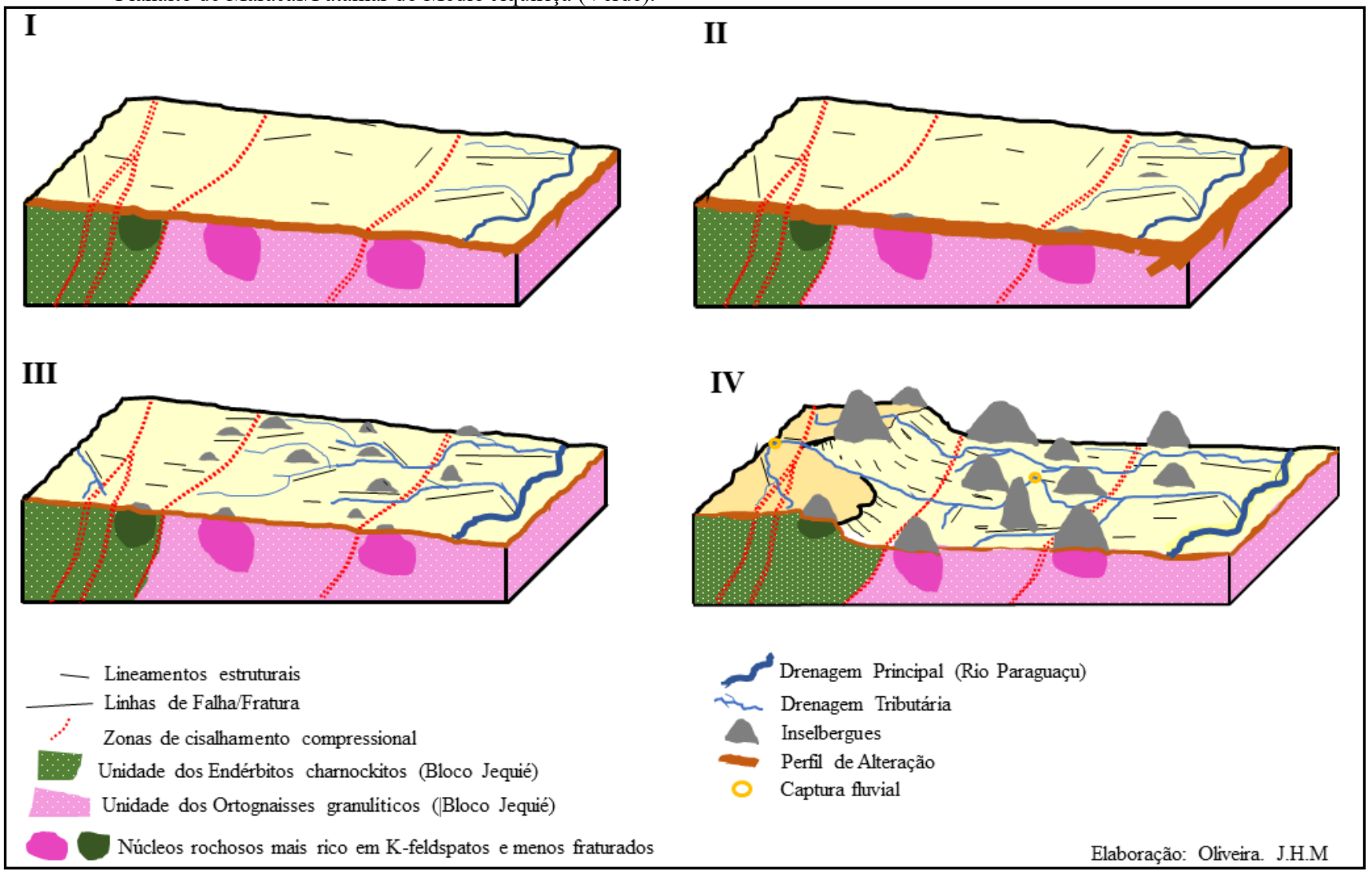
remontante em direção ao interior se tornara mais efetivo (VALADÃO 1998). Isso é evidenciado pelas taxas de denudação média para a depressão, outro dado que corrobora essa fase (Figuras 92 e 93 (Fase I)).

Com o efetivo estabelecimento do rio Paraguaçu, esse imprime uma rede de drenagem com capacidade de erodir e avançar suas cabeceiras para o interior de forma mais concisa a partir do Cenozoico (VALADÃO, 1998). Nesse momento, o rio alcança as proximidades da área de estudo e estabelece seus tributários transversais, condicionados às linhas de fraturas (Figura 93 (Fase I)). E, à medida que essas drenagens expandiam em ordem, passando a ser condicionadas também às zonas de cisalhamentos [Fase II].

Esse período é marcado também pela criação e aprofundamento de um manto de alteração. Varajão *et al*. (2020) reportam uma fase 'moderadamente alta' de chuvas a partir dos 70 Ma e acrescentam a ocorrência de um máximo climático no Eoceno Inferior (52–50 Ma) e Mioceno é caracterizado por abundante umidade, precipitação e acentuado intemperismo continental. Pode-se reportar esse intervalo como uma fase úmida a super-úmida para a área de estudo o que levou a formação de um espesso manto de alteração nesse intervalo (Figura 93 (Fase II)).

Varajão et. al. (2020) reportam ainda mais um período quente e úmido do Mioceno Médio (17 a 15 Ma), para esta fase também pode ser reportado um incremento ainda maior nos processos de erosão remontante, seguindo o modelo de Bremer (1993). Isso acarretou a degradação do proto Planalto/Patamar, fato perceptível pelos perfis de S*wath* que demonstram que o Planalto de Maracás e o Patamar do Médio Jiquiriçá se estendia além do Campo de inselbergues e, também, como apresentado pelas amostras de rochas do sopé ou de inselbergues que hoje afloram rente ao sopé do Patamar do Médio Jiquiriçá, que possuem as mesmas proporções mineralógicas que os inselbergues presentes na Depressão. Outro elemento que corrobora com esta assertiva é o fato de que a ampliação e o rebaixamento da Depressão foram realizados com evidências de capturas fluviais e de avanço da drenagem sobre o Planalto e Patamar observado atualmente (Figura 93 [Fase IV]).

Figura 93 – Blocos-diagrama: síntese da evolução geomorfológica da Região de Milagres-Itatim; setor da Depressão do Médio Paraguaçu e bordo do Planalto de Maracás/Patamar do Médio Jiquiriçá (Verde).

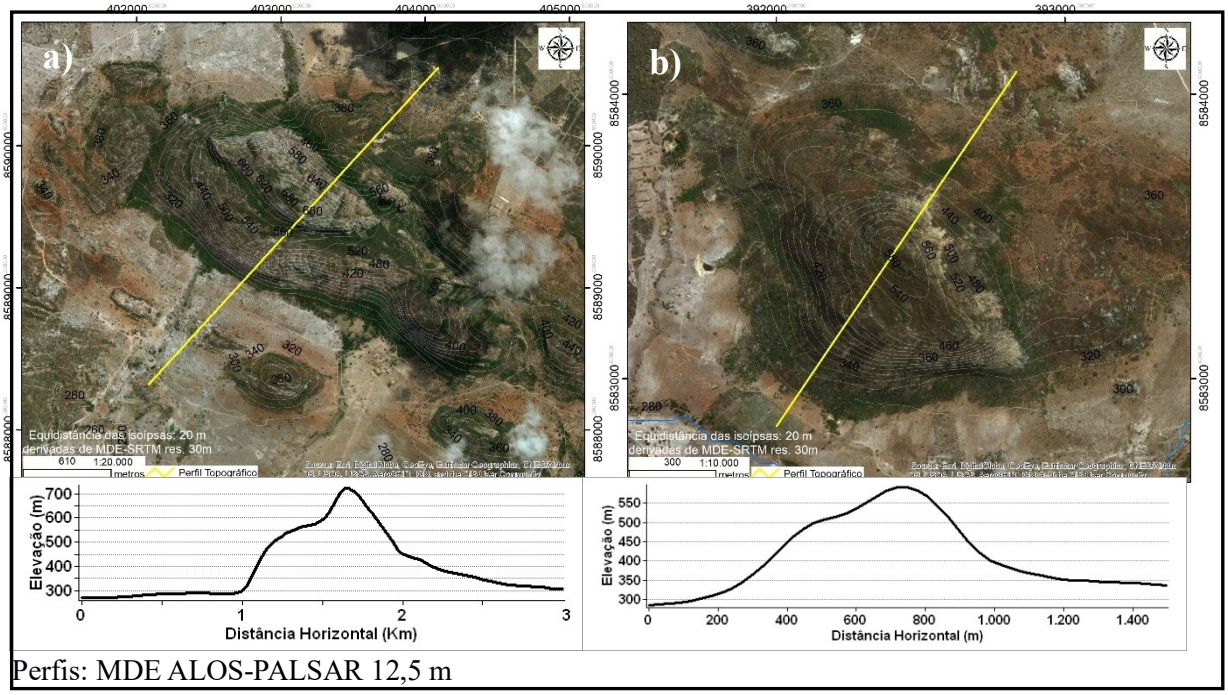


Fonte: Baseado em Bremer e Sander (2000). Elaborado pelo autor.

Os inselbergues estão atrelados, localmente, ao condicionamento estrutural como principal fator para o aprofundamento de um manto de alteração, seguido da retirada por erosão, como sugere o modelo de multiestágio de aplainamento por exposição episódica (TWIDALE, 1975) (Figura 93 (Fases III e IV)). Os perfis esquemáticos dos principais inselbergues e evidências de campo confirmam essa hipótese (Figura 94).

A maioria desses inselbergues, como o Morro do Coité e o Morro das Araras, apresenta níveis escalonados, formando níveis de patamar erosivo, demarcados por descontinuidades erosivas. Isso pode ser um indicativo de processos similares de aprofundamento (fase úmida) e retirada do manto (fase mais seca) em um mesmo período na depressão. Altimetricamente, esses níveis situam-se entre 500 m no Morro das Araras e Coité. Constata-se ainda uma maior densidade de fraturas nessas descontinuidades, corroborando o condicionamento estrutural (Figura 94).

Figura 94 – Inselbergues apresentando descontinuidades erosivas em suas encostas: a) Morro do Coité e b) Morro das Araras



Perfis: MDE ALOS-PALSAR 12,5 m

Fonte: Imagens: Digital Globe ArcGis on-line.

Por fim, nos últimos 40 Ma, os dados de Jelinek *et al*. (2014) reportam uma denudação total média de 17 m/Ma para setores da depressão. Essa alta taxa de denudação pode estar atrelada a altos índices de chuva/umidade estimados para o setor que abarca a área de estudo no intervalo Eoceno-Mioceno (52-15 Ma) (VARAJÃO *et al*., 2020).

Briemen e Caffee (2001) apontam que os topos de inselbergues em ambiente similar ao da área de estudo erodiram em média entre 0,7 e 0,79 m no Quaternário, e, se forem adotados valores como esses para os topos dos inselbergues da área de estudo, pode-se inferir, mesmo que preliminarmente, as taxas de exumação das formas graníticas. Assim, infere-se que o maior inselbergue que hoje aflora na Depressão, o Morro do Coité com ~ 410 m (Figura 98a), começou a ser exumado a partir dos últimos 27 Ma no Oligoceno Médio (27 a 25 Ma) de forma episódica. O caráter episódico é demarcado pelos paleoníveis epigênicos e *tafoni*, principalmente.

Outros inselbergues de grandes dimensões como o morro da Ponta Aguda e morro do Letreiro que ultrapassam pouco mais de 200 m de relevo local e remetem seus respectivos inícios de exumação no Mioceno Médio (~14 Ma). Essa interpretação se aproxima da apontada por Lima *et al*. (2012), que afirmam que, a partir do Mioceno (23 Ma), o processo de denudação se intensificou na região (Campos de Inselbergues de Itatim-Iaçu-Milagres) ocorrendo a exumação das rochas que constituem os inselbergues.

Os inselbergues que hoje possuem relevo local entre 40 e 100m possuem como intervalo máximo para o início de exumação Plioceno (5-2,6 Ma) e Mioceno Superior (7-5 Ma), respectivamente. Destaca-se que Varajão *et al*. (2020) indicou um período quente e seco no Plioceno (5,3 a 3,2 Ma). Considera-se, assim, que foi justamente a partir desse intervalo iniciaram-se os processos da fase episódica de retirada com mais eficiência do manto de alteração formado nos períodos chuvosos/úmidos anteriores, desde os últimos 50 Ma (Figura 98 (Fase III e IV)).

Considera-se, portanto, que, a partir do Plioceno, se consolidou o início do aplainamento da Depressão do Médio Paraguaçu sob um clima mais próximo do que ocorre atualmente. Essa assertiva coincide com as conclusões de Valadão (1998) quando o autor afirma que a abertura das depressões interplanálticas (superfície de Aplainamento Sul-Americana II) iniciou sua dissecação no Plioceno Médio 3,6 Ma.

Os inselbergues e as feições presentes em suas encostas como *tafoni* e paleosuperfícies epigênicas se constituem em verdadeiros marcadores das fases de aprofundamento do manto de alteração (regolito) (estágio 1) e evacuação desse manto pelas erosões das encostas e fluvial (fase 2). Os *tafoni* da área de estudo podem ser considerados como os grandes registros paleogeográficos da área, e sua gênese é reportada, principalmente, a eventos de subsuperfície, devido àconcentração de umidade no sopé das encostas dos inselbergues aflorantes, associado à própria circulação de água que percola no bloco rochoso sob um maior

condicionamento litoestrutural (VIDAL-ROMANI, 2008; ROQUÉ *et al*., 2013; MAIA *et al*., 2018).

Assim, pode-se inferir que os *tafoni* registram essa variação climática e denudacional da área. Assume-se que os períodos de maior incremento de chuvas/umidade e consequente intemperismo entre 52 a 50 Ma e 17 a 15 Ma (VARAJÃO *et al*., 2020) são responsáveis pelo aporte de umidade que deu condições à gênese em subsuperfície dos *tafoni*, e a fase de clima quente e seco (5.3 a 3 Ma) como o período de início de exumação dessas feições. Medidas preliminares realizadas em campo utilizando medidor laser de distâncias – (Modelo GLM-250-VF BOSCH®) obteve alturas da base do tafoni em valores entre 20, 40 e até 50 m de altura, medidas realizadas a partir do sopé dos inselbergues. Se for adotada a denudação total média estimada por Jelinek *et al*. (2014) para a depressão, os *tafoni* da área de estudo, provavelmente, tiveram seu início de exumação à superfície neste intervalo de 5.3 a 3 Ma atrás.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A execução desta pesquisa foi guiada pela hipótese de que as variáveis morfoestruturais têm relevância na conformação da rede de drenagem e, consequentemente, na morfogênese da região de Milagres-Itatim. A elucidação e a confirmação dessa hipótese se deram, primeiramente, a partir de uma caracterização geomorfológica, onde foram discriminadas cinco unidades geomorfológicas no setor das Sub-bacias do Paraguaçu e mais duas unidades: o Planalto de Maracás e o Patamar do Médio Rio Jiquiriçá-Verde. Seguiu-se a proposta taxonômica do relevo de Ross (1992). Para a caracterização, privilegiaram-se os atributos litológicos, estruturais, fisionômicos, altimétricos e de declividade.

Com relação ao condicionamento estrutural nas bacias investigadas, identificou-se que a configuração da rede de drenagem é influenciada diretamente pelas estruturas. A disposição espacial dos trechos de drenagens de 3ª, 4ª e 5ª ordem assume as direções de linhas de fraturas e zonas de cisalhamento compressional nas sub-bacias do Paraguaçu; e de fraturas, zonas miloníticas, zonas de cisalhamento transpressional nas bacias dos rios Ribeirão e Verde, denotando, assim, o longo tempo de exposição/exumação e a consequente interação dessas estruturas com os elementos da paisagem, o que se infere longas fases de erosão e denudação.

As drenagens de 1ª, 2ª e até de 3ª ordem, cuja ocorrência acontece geralmente associada a lineamentos estruturais, exercem influência direta para o a avanço dessa drenagem sobre os divisores, como é perceptível no setor do Planalto de Maracás, onde essas drenagens sofrem influências locais de lineamentos estruturais condicionados a linhas de fraturas e zonas miloníticas de várias direções (quase ortogonais), configurando, assim, processos de capturas fluviais sobre área da bacia do rio Ribeirão, demonstrando o grande poder erosivo remontante das drenagens desse setor.

A identificação dos processos de rearranjo fluvial sobre Planalto foi corroborada pela presença de anomalias do índice SL de 1ª e 2ª ordens no alto curso dos três canais analisados (riachos da Lapa, Roncador, Toca da Onça). Nesse setor, também foram identificadas anomalias na drenagem como cotovelos, onde o principal processo de rearranjo fluvial é o processo de decapitação. As amplitudes dos valores *X*[chi], das métricas de *Gilbert* e os gráficos *X-plots* contribuíram para a visualização do avanço dessas drenagens e a dimensão do avanço do canal (canais capturadores) capturador.

No setor leste, no Patamar do Jiquiriçá-Verde, também se constatou ocorrência de capturas fluviais em drenagens. Essas deixam demarcados cotovelos e preservação da linha do canal tipicamente característica de pirataria fluvial.

Os canais tributários do Paraguaçu analisados demonstraram, por meio da análise de seus perfis, da aplicação do índice SL para todo canal (índice de gradiente de canal – k), valores de anomalias LS, demarcando rupturas de declive (*kinckpoints*), e correlação com litologia e estruturas geológicas, um padrão de efetividade erosiva, o que ajuda a explicar a contribuição desses canais e tributários na abertura dos vales, na dissecação do bordo do Planalto de Maracás, na formação da Depressão do Médio Paraguaçue e a consequente exumação dos inselbergues.

Esses resultados evidenciam a estreita relação do arcabouço estrutural com a disposição dos lineamentos de superfície interpretados e a rede de drenagem, demostrando que essas estruturas condicionam e incrementam a atividade geomórfica empreendida pela rede de drenagem.

Os índices morfométricos areais contribuíram para elucidar e apontar elementos do quadro evolutivo das respectivas bacias de drenagem. O índice fator de forma apontou que as sub-bacias do Paraguaçu apresentaram um padrão tendendo a circularidade, principalmente a dos riachos Grande, Melancia e Toca da Onça, formas associadas a ganhos de áreas. Em contrapartida, as sub-bacias com tendência ao padrão alongado no Planalto de Maracás (bacia do Ribeirão) associam-se a perdas de áreas por processos de rearranjos de drenagem.

A análise do fator de assimetria de bacias de drenagens (FABD) das bacias/sub-bacias analisadas indicaram que a migração dos respectivos canais está fortemente influenciada pelas zonas de cisalhamento e miloníticas e linhas de fraturas, o que condiciona as assimetrias para a margem direita ou esquerda.

A partir da caracterização dos inselbergues, foi possível apreender a grande diversidade tipológica dessas formas presentes na área de estudo. Foram identificadas 426 formas graníticas, entre inselbergues, lajedos e frentes de escarpas. Eles se distribuem em apenas duas unidades litológicas formadas por rochas granítica-metamórficas de alto grau do Bloco Jequié. Constatou-se que 70,89% das formas graníticas se localizam na Depressão do Médio Paraguaçu e 110 formas foram mapeadas se posicionando sobre os bordos ou limites dos Planaltos de Maracás e Verde.

A diversidade de tipos de inselbergues, bem como suas dimensões e altura absoluta, são condicionados, primeiramente, ao ambiente de gênese dessas formas, como a pressão de

movimentos no interior da crosta terrestre aos quais o bloco rochoso estava submetido. Esse padrão de confinamento e pressão reflete na profusão de fraturas e juntas ortogonais, verticais ou horizontais no bloco rochoso (MIGOŃ; JOHANSSON, 2004). Esse controle estrutural foi herdado pelos inselbergues.

Na Unidade Patamar do Médio Jiquiriçá-Verde, por exemplo, foi identificada uma maior quantidade de inselbergues acastelados e com faces angulosas ou facetadas, evidenciando um maior padrão de compressão a que esse setor foi submetido, enquanto no bordo do Planalto de Maracás os inselbergues se apresentam com padrão dômico abobadado, demonstrando influência maior de planos de fraturas horizontais de descompressão, ou seja, nesse setor, o bloco rochoso que originou os inselbergues sofreu menor compressão, sendo condicionado estruturalmente por fraturas horizontais que se formaram durante a exumação dos inselbergues (TWIDALE, 1980; 1998; OWEN, 2014).

Na depressão, verificou-se uma maior ocorrência de inselbergues dômicos no centro da área (bacia do riacho Grande) com os inselbergues se direcionando a WNW-ESE. Na bacia do riacho da Lapa, direcionam-se a NW-SE e assumem claramente as direções das zonas de cisalhamento.

Em relação ao direcionamento azimutal dos inselbergues no contexto geral, possuem direção principal N60-70°WNW, sendo que 39,04% se concentram no intervalo N50-80°NW, se for incluído os outros intervalos do quadrante NW, cerca de 59% de todas as direções dos inselbergues se voltam ao quadrante NW. Assim, é incontestável afirmar que os inselbergues estão condicionados estruturalmente às zonas de cisalhamento compressional, pois essas possuem esse comportamento direcional.

Os inselbergues (na verdade, os blocos rochosos que deram origem aos inselbergues) se associam a essas zonas se alojando em suas margens, constituindo os blocos rochosos menos fraturados e mais coesos; em contrapartida, os setores hoje deprimidos ou aplainados da depressão se constituiriam de fato onde ocorreriam essas zonas de fraqueza estrutural, tendo como evidência nos lajedos a ocorrência de lineamentos de minerais e elementos de cisalhamento e milonitização.

A análise mineralógica por DRX apontou que as proporções médias de minerais mais resistentes, frente ao intemperismo, como os K-feldspatos, principalmente microclina e ortoclásio, são quase o dobro nas rochas amostradas dos inselbergues, enquanto as amostras dos lajedos ou pedreiras de afloramento possuem maiores valores de feldspatos plagioclásios (albita, anortita sódica) em quase 60%. Esses dados confirmaram que as rochas dos

inselbergues possuem um padrão de maior resistência frente ao intemperismo e evidenciaram uma variação mineralógica/litológica em relação às rochas que afloram como lajedos na depressão.

As amostras de pedreiras ou afloramentos no bordo do planalto/patamar apresentaram proporções mineralógicas similares às dos inselbergues, o que levou a considerar a possibilidade dos inselbergues, ou alguns deles, terem sua ocorrência associada ao processão de retração da encosta por atividade de erosão das encostas e erosão fluvial.

Por fim, a síntese evolutiva proposta elucidou um quadro paleogeográfico que buscou apresentar os principais fatores da gênese e evolução do relevo atual da região de Milagres-Itatim setor do Médio Paraguaçu, a partir da integração de dois modelos de evolução para relevos graníticos: (i) multiestágio de aplainamento e por exposição episódica, consorciada com a proposta de (ii) retração de escarpa e gênese de inselbergues de bordo de planalto por intemperismo (*weathering*) de sopé da escarpa (*scarp-foot*).

A integração dos dados de denudação total estimada por termocronologia de traços de fissão em apatitas (TFA), estimativas de precipitação global desde o Triássico Superior (230 Ma) até o Cenozoico-Quaternário (60-2.5 Ma) e os resultados da pesquisa subsidiou uma síntese evolutiva plausível para a área de estudo.

A correlação entre os dados de denudação total e estimativas de chuvas para o globo, segundo Varajão, a partir de Tardy *et al*. (1991), segundo os dados de Parrisch *et al*. (1982), é condizente com a escala temporal e espacial. Ao integrar esses dados secundários com os resultados da pesquisa, atrelados aos modelos de evolução, conseguiu-se demostrar que a morfogênese da área de estudo possui sua fase primordial a partir do estabelecimento de uma drenagem tributária do Paraguaçu que é, desde seu início, condicionada pelas estruturas presentes na área.

As taxas de denudação total e de chuva, a partir de 70 Ma, marcam o início de uma denudação mais efetiva e a criação de um manto de alteração profundo. As altas taxas de denudação total a partir do intervalo 110-40 Ma (800 m) são justificadas por esse fato. Os perfis de *swath* também advogam pela correlação dessas estimativas, onde um proto planalto/patamar se estendia muito além da linha de borda atual, avançando para o que é atualmente a depressão. A estimativa de configuração do paleorelevo preconizada pelo relevo geofísico tem respaldo pelas estimativas de denudação total e padrão de chuvas.

O padrão de chuvas intenso desde os 70 Ma se intensificou a partir dos 50 Ma e advoga pela criação de um manto de alteração profundo na área que se configura como um

primeiro estágio na evolução e gênese dos inselbergues. Com estimativa de uma denudação na ordem de 17 m/Ma, a partir dos 40 Ma, estimou-se que os primeiros inselbergues começaram a exumar na paisagem no intervalo 27-25 Ma, com incrementos no Mioceno Médio (17-15 Ma) numa fase úmida de incisão fluvial e mais uma fase de aprofundamento do manto de alteração, e, a partir do estabelecimento de um clima quente e seco, a partir dos 5.3 Ma, se efetiva retirada do manto de alteração pela ação de erosão e escoamento das encostas. Associando à segunda fase do modelo multiestágio, como a fase de efetiva retirada do manto de alteração pela ação de erosão e escoamento das encostas.

Os inselbergues e as feições presentes em suas encostas como *tafoni* e paleosuperfícies epigênicas, se constituem em verdadeiros marcadores das fases de aprofundamento do manto de alteração e evacuação desse manto pelas erosões das encostas e fluvial. A gênese dos *tafoni* é reportada principalmente a eventos de subsuperfície, devido concentração de umidade no sopé das encostas dos inselbergues aflorantes, associado a própria circulação de água que percola no bloco rochoso sob um maior condicionamento litoestrutural.

Por fim, conclui-se que a rede de drenagem, condicionada às litoestruturas, é o principal agente na esculturação do relevo e possui papel imprescindível na exumação dos inselbergues. Essa drenagem também atua na denudação das terras mais altas circundantes (planalto e patamar), cujo, o principal processo geomorfógico são as capturas fluviais.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, Aziz Nacib. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do nordeste oriental brasileiro. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 139, p. 459-464, 1957.

_____. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, USP-IGEOG, n. 19. p. 303-38, 1969.

_____. O domínio morfoclimático semiárido das Caatingas brasileiras. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 43, p. 1-39, 1973.

_____. **Domínios de natureza no Brasil**: potencialidades paisagísticas, São Paulo: Ateliê Editorial, 160p, 2003.

ALKMIM, F. F. O que faz de um cráton um cráton ? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BAERTORELLI, A.; DAL-RÉ-CARNEIRO, C.; BRITO-NEVES B. B. (orga.). **Geologia do Continente Sul-Americano**. Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 17-35. v. 1.

ALOS-PALSAR. ARS DAAC. **ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high res**. Includes Material © JAXA/METI 2007. 2015. Accessed through ASF DAAC 03 outubro 2016. DOI: 10.5067/Z97HFCNKR6VA] 2015.

ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In*: SBG, CONGRESSO. BRASILEIRO DE. GEOLOGIA., 23, Salvador, **Anais**..., p. 29-46, 1969.

_____. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira Geociências**, n. 7, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, M. C. B. Superfície de aplainamento de cimeira nos planaltos de Vitória da Conquista e Maracás. **Notícia Geomorfológica**, v. 19, n 37/38, p. 81-104, 1979.

ANA – Agência Nacional de Águas (Brasil). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**: 2/ Agência Nacional de Águas. -- Brasília: ANA. 2013.

ANDRADES-FILHO, C. O.; FONSECA L. M. G. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal, **Anais...** Natal: INPE, p. 3151-3158, 2009.

BAHIA**. Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização / coordenação geral Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa. Salvador: CBPM, 2012. 2v. (Série Publicações Especiais v. 13).

BARBOSA, G. V.; SILVA, T. C. da; NATALI-FILHO, T.; DEL'ARCO, D. M.; COSTA, R. C. R. da. Evolução da Metodologia para Mapeamento Geomorfológico do Projeto. *In*: **Boletim Técnico –** Projeto RADAMBRASIL Salvador-BA, Série Geomorfologia. n. 1, 1984.

BARBOSA, J. S. F. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 241-256, 1997.

_____. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 3-6, 2003.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ P. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 7-14, 2003.

BEESON, H. W. MCCOY, S.W Scott W. KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth and Planetary Science Letters** 475 34-43. 2017.

BIERMAN, P. F; Turner, J. 10Be and 26Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes. **Quaternary Research**, V. 44: p. 378-382. 1995.

BIERMAN, P. F; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment Production across the namib desert and escarpment, Southern africa. **American Journal of Science**, v. 301, p. 326-358, april/may 2001.

BIERMAN, P. F; CAFFEE, M. Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. **Geological Society of America Bulletin**, vol. 114, p. 787–803. 2002.

BISHOP, P. Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. **Australian Geographer**, v. 15, p. 219-30, 1982.

_____. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BOYE, M.; FRITSCH, P. Dégagement artificial d'un dome crystalline au Sud-Cameroun. **Travaux et Documents de Geographie Tropicale**, vol. 8, p. 31-62. 1973

BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SD.24 Salvador: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: 1981.

BREMER, H. Flüsse, Flächen - und Stufenbildung in den feuchten Tropen. **Würzburger Geographische Arbeiten**, vol. 35, p. 1-194. 1971.

_____. Inselberge Beispiele für eineökologische Geomorphologie'. **Geographische Zeitschrift**, vol. 69: p. 199–216. 1981a.

_____.. Reliefformen and reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. **Relief, Boden and Paläoklima**, vol. 1, p. 7-183. 1981b.

_____.. Verwitterungsformen als Stabilitätszeugen. **Geographische Zeitschrift**, vol. 70:, p. 69–78. 1982.

_____.. Allgemeine Geomorphologie. Berlin and Stuttgart: **Gebrüder Borntraeger**. 1989.

_____.. Etchplanation, review and comments on Büdel's model. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., **Supplement-Band**, vol. 92: p. 189-200. 1993

BREMER, H.; SANDER, H. 'Inselbergs: geomorphology and geoecology'. *In*: POREMBSKI, S.; BARTHLOTT, W. (eds.), **Inselbergs. Ecological Studies**, vol. 146, Berlin and Heidelberg, p. 7–35, springer 2000.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**: applications of the river styles framework, Oxford: Blackwell Oxford, 2005.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**.2. ed. Massachusetts: Blackwell Science, 2012.

BULL, W. B. B., MCFADDEN, L. B. D., Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. Proceedings Geomorphology. *In*:**Arid Regions**: Proceedings of the 8th Annual Geomorphology Symposium. NewYork, Binghamton, 1977. p. 115-138.

BÜDEL, J. Die doppeleten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. **Zeitschrift fürr geomorphologie**, Sttutgart, n. 1, p. 201-228, 1957.

CASTRO, H. S.; MAIA, R. P.; VERÍSSIMO, C. U.; VIEIRA, L. F. Mapeamento dos lineamentos estruturais do sertão central do Ceará com ênfase na espacialização dos inselbergs do batólito de Quixadá. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 1, p. 38-44, 2016.

CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral **Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização / coordenação geral Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa. – Salvador: CBPM, 2012. 2 v. (Série: Publicações Especiais; 13).

CHAMPAGNAC, J.D.; VALLA, P.G.; HERMAN, F. Late-Cenozoic relief Evolution under evolving climate: A review. **Tectonophysics**, vol. 614 p. 44-65. 2014.

CHEN, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. **Geomorphology** vol. 56, p. 109-137. 2003

CHEREM L. F. S., VARAJÃO C. A. C., BRAUCHER R., BOURLÉS D., SALGADO A. A. R., VARAJÃO A. C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 118 -127. 2012.

CHEREM, L.F.S., VARAJÃO, C.A.C., MAGALHÃES-JUNIOR, A.P., VARAJÃO, A.F.D.C., SALGADO, A.A.R., Oliveira, L. A.F., Bertolini, W.Z. O papel das capturas fluviais na Morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-308. 2014

CHRITOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher. 1981.

_____.**Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher,, 1999.

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**: UFU, v. 8, p. 2-22, 2007.

CAMALEZI, B. A.; FORTES, E., MANIERI, D.D. Controle Estrutural da Rede de Drenagem com base na correlação de dados morfométricos e dados morfoestruturais: O caso da bacia do Ribeirão São Pedro – Paraná, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 201-211, abr./jun. 2012.

CLAUDINO SALES, V.; PELVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 7, n. 20 p. 1- 21, 2007.

CORDEIRO, Cláudia Mendes. **Evolução da rede de drenagem na bacia do Alto Rio Paraguaçú: capturas fluviais, drenagem transversa e pirataria de bacias**. 2019. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós Graduação em Geografia PPG-IGC-UFMG Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, Área de concentração: Análise Ambiental. 2019.

CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. **Sistemas de Informações Geográficas – SIG. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Mapas na escala 1: 1.000.000 e 1: 2.000.000.**, v. 1, maio 2005. 1 CD-ROM

CPRM. Companhia de Pesquisa e Recursos Mineirais. **Carta Geológica. FOLHA AMARGOSA - SD.24-V-D-II Escala 1:100.000**, CPRM 2009.

CPRM. Companhia de Pesquisa e Recursos Mineirais. **Geologia da Folha Santo Antônio de Jesus 1:250.000** (Arquivos vetorias) Banco de Dados GeoBank. 2013.

DAVIS, W. M. 1899. The geographical cycle. **Geography Journal**., vol. 14, p. 481-504., 1899. Disponível em: http://www.jstor.org/stable/1774538. Acesso em: 13 maio 2016.

_____.. O ciclo geográfico. **Boletim Campineiro de Geografia**, v. 3, n. 1, p. 139-166, 2013.

EGGLETON, R. A. Mineralogy maketh mountains: Granitic landscapes shaped by dissolution, **Geomorphology,** v. 285, p. 363-373, 2017.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FÚLFARO, V. J.; PERINOTO, J. A. J. Aplicação do índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na bacia do rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia. USP Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE , M. L.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectonicas no vale do rio do Peixe, região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências,** São Paulo, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

FALK, F. H. Esboço geomorfológico da área de Milagres-Bahia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 17, n. 34, p. 104-111, dez., 1977.

FORTE, A. M; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 493, p. 102-117. 2018.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. 2. ed. atualizada e ampliada. Editora Oficina de Textos, São Paulo. 2018.

GALLEN, S. F. Gallen; WEGMANN, K. W. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, **Greece Earth Surf. Dynam**., vol. 5, p. 161-186, 2017. Disponível em: https://doi.org/10.5194/esurf-5-161-2017. Acesso em: 13-05-2018

GOUDIE, A. S. **Arid and Semi-Arid Geomorphology**.Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

GURGEL, S. P. P.; Bezerra, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P.. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 186, p. 68-84, 2013.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F.M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computers & Geosciences**, v. 33, n. 1, p. 10-19, 2007.

GROHMANN, C. H.; CAMPANHA, G. A. C., SOARES-JUNIOR, A. D.. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13., Campinas, SP. **Anais**... 2011.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro, **Geolologia USP, Série. Científica.**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 12-150, ago 2012.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **J. Res. US Geol. Survey**, v. 1, n.4, p. 421-429, 1973.

HARE, P. W.; GARDNER, T. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *In*: MORISAWA, M., HACK, J.T. (eds.), **Tectonic Geomorphology**: Proceedings of the 15th Geomorphology Symposia Series. Allen and Unwin, Boston, 1985. p. 75-104.

HOWARD, A. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: a Summation. **American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, vol. 51, p. 2246-2259. 1967.

HENRIQUES R. J.; VALADÃO R. C. Contribuições do modelo de regressão não-linear logarítmico aplicado à análise de perfis longitudinais em geomorfologia fluvial. **Revista Geografias, Edição Especial – II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem**: Desafios e aplicações. p. 54-70, 2017.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria Técnica. **Geografia do Brasil** - Nordeste. Rio de Janeiro, SERGRAF – IBGE, 1977. v. 2.

IBGE – Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro : IBGE, 2009. (ManuaisTtécnicos em Geociências, n. 5).

IBGE – Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Arquivos Vetoriais do mapeamento Geomorfológico Folha Salvador SD-24** (disponibilizado em Escala 1:250.000) Projeto RADAMBRASIL. Brasil, 2016. Disponível em: https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/cartas. Acesso em: 13 maio 2017.

JACQUES, P. D.; SALVADOR, E. D.; MACHADO, R.; GROHMANN, C. H.; NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13-23, 2014.

JAPSEN, P., BONOW, J. M., GREEN P. F., COBBOLD, P. R., CHIOSSI, D., LILLETVEIT, R., MAGNAVITA, L. P., PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **Geological Society America Bulletin**., v. 124, p. 800-816. 2012

JELINEK, A. R.; CHEMALE, F.; VAN-DER-BEEK, P.; GUADAGNIN, F.; CUPERTINO, J. A.; VIANA, A. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54., p. 158-181, 2014.

KALE, V. S., SHEJWALKER, N., Uplift along thewesternmargin of the Deccan Basalt Province: is there any geomorphometric evidence? **Journal of Earth System Science** v. 117, p. 959–971. 2008

KING, L. C. A theory of bornhardts. **Geographical Journal**, v. 112, p. 83-87., 1948

_____.. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington D. C., v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

_____.. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista brasileira de Geografia** – IBGE, v. 18, n. 2, p. 147-265. 1956.

KING, L. C. The Origin of Bornhardts. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 10; p. 97 -98. 1966

_____.. Bornhardt landforms and what they teach. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, vol. 19, p. 299 -318. 1975.

KOBOR, J. S., ROERING, J. J., Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: implications for rock uplift and shallow landsliding. **Geomorphology**, v. 62, p. 239–256, 2004.

LEOPOLD, L. B. **Fluvial processes in geomorphology** / Luna B. Leopold, M. Gordon. Wolman, John P. Miller. New York: Dover Publications, 1992.

LIMA, A. G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Brazilian Geographical Journal**: Geosciences and Humanities research medium, Ituiutaba, UFU. v. 4, n. 2, p. 680-692, jul./dec. 2013

LIMA, G. M. P.; FARIAS, F. F.; BARBOSA, J. S. F.; CORRÊA-GOMES, L. C. **Inselbergs – ilhas terrestres**. Salvador: Editora da Universidade Federal da Bahia, 2009

LIMA, G. M. P., Jelinek AR, Corrêa-Gomes LC, Barbosa JSF. A história de Denudação do Sítio Geomorfológico de Inselbergs de Itatim, Iaçu e Itaberaba, Bahia, Brasil: Análise por Traços de Fissão em Apatita. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, SANTOS, SP, 46., **Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia**, 2012.

LIMA, G. M. P.; CORREA-GOMES, L. C. Itatim Geomorphological Site: largest concentration of inselbergs in Brazil. *In*: VIEIRA, B. C. ; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.. (orgs.). **Landforms and Landscapes of Brazil**, p. 371-380, springer 2015..

MAIA, R. P**. Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró RN** Tese (Doutorado em Geodinãmica e Geofisica – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG – UFRN. Natal. 2012.

MAIA. R. P.; BEZERRA, F. R. H. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 31, p. 57-68, 2013.

MAIA. R. P; BEZERRA, F. H. R. . Structural control of the refief in Northeastern Brazil. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 13, p. 127-141, 2014.

MAIA. R. P.; NASCIMENTO, M. A. L.; Bezerra, F. H. R.; CASTRO, H. S.; MEIRELES, A. J. A.; ROTHIS, L. M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá – NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, p. 239, 2015.

MAIA. R. P.; BETARD, F.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia dos Maciços de Porto Alegre e Martins – NE do Brasil: Inversão do Relevo em Análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, p. 273-285, 2016.

MAIA, R. P; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos Graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, 2018.

MATMON, A; MUSHKIN, Y; ENZEL, T; GRODEK, ASTER, T. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert**. Geomorphology**, Amsterdam, v. 201, p. 52-59, 2013.

MATMON, A.; ENZEL, Y.; VAINER, S.; GRODEK, T.; MUSHKIN, A. The near steady state landscape of western Namibia. **Geomorphology**, v. 313, p. 72-87, 2018.

MIGÓN, P.; JOHANSSON, M. Lithological and structural influence on the development of basin-and-hill landscape within a basement complex in SW Sweden'. **Zeitschrift für Geomorphologie**, N.F., vol. 48, p. 305-322. 2004.

MIGÓN, Piotr. **Geomorphological landscapes of the world**: granite landscapes of the world. Oxford University Press Inc., New York. 2006.

NUNES, N. S. V.; MELO, R. C. **Região Central do Cinturão Bahia Oriental**: geologia e recursos minerais (Série Arquivo Abertos: 26)/ Nilo Sérgio de Vargas e Roberto Campelo de Melo._Salvador: CBPM: Companhia Baiana de Mineração, 2007.

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

OBERLANDER, T.M. Morphogenesis of granitic boulder slopes in the Mojave Desert, California. **Journal of Geology**, v. 80, n. 1, p. 1-20. 1972.

OWEN, S. C. **Geological origins of Sugarloaf Mountains in Eastern Brazil and their environmental significance as refugia for the Mata Atlantica Rainforest**. Tese (Doutorado em Geologia e Geografia) – Universidade de Leicester, Leicester, 2014.

PARRISH. J. T., Zirgler A. M., S. C. R. Rainfall patterns and the distribution of the Mesozoic and Cenozoic. **Paleogeography, Paleoclimate and Paleoecology**, vol. 40, p. 67-101,1982.

PENCK. W. 1924. **Diemorphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie**. A. Penck's Geogr. Abhandl., 2 Reihe, H.2, J. Engelhorns Nachf., Stuttgart, 283 p., 21 fig., 12 pl. photogr., 1 por-trait de l'auteur (ouvrage traduit en anglais par H. Czech et K.C. Boswell 1953).

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Aplainamento e Geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator**: UFC, Fortaleza, v. 1, n.1, p. 113-150, 2002.

_____.; _____.. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian ONordestee: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology (Amsterdam)**, Holanda, v. 62, p. 89-122, 2004.

PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. **Landforms and landscape evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil**: an overview. springer earth system sciences. Springer International Publishing Switzerland, Amesterdan. 2015a.

PEULVAST, J. P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe Basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology** vol. 233, p. 20-40, 2015b.

PERRON, J; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 570-576. 2013.

PIKE, R. J.; WILSON, S. E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 4, p. 1079-1083, 1971.

PYE, K. 'Mineralogical and textural controls on the weathering of granitoid rocks. **Catena**, vol. 13: p. 47-57. 1986

PYE, K, GOUDIE, A. S.; THOMAS, D. S. G. 'A test of petrological control in the development of bornhardts and koppies on the Matopos Batholith, Zimbabwe'. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 9: p. 455–467, 1984.

PYE, K; WATSON, A. Petrological influence on differential weathering and inselberg development in the Kora area of Central Kenya. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 11: p. 41-52.1986.

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

REZENDE, E. A. **O papel da dinâmica espaço-temporal da rede hidrográfica na evolução geomorfológica da alta/média bacia do rio Grande, Sudeste do Brasileiro**. 2-18. 194 f; Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Departamento de Geologia da Escola de Minas. Universidade Federal de Ouro Preto. UFOP, 2018.

REZENDE, E.; SALGADO, A.; CASTRO, P. T. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos rios grande e São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**Rev, São Paulo, v.19, n.3, p.483-501, jul./set. 2018

RÖMER, W. The distribution of inselbergs and their relationship to geomorphological, structural and lithological controls in Southern Zimbabwe. **Geomorphology** v. 72, p. 156–176, 2005.

RÖMER, W. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. **Geomorphology**, Amsterdã, v. 86, p. 349-368, 2007.

ROQUÉ, C. Zarroca, M. Linares, R. Subsurface initiation of tafoni in granite terrains — Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. **Geomorphology**. v. 196. 94-105. 10.1016/j.geomorph.2012.06.015. 2013.

ROSS, J. L. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo, IG-USP, p. 17-19, 1992.

_____.. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. *In*: **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 8, p. 63-74, 1994.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, IGC-UFMG. v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D.; IGREJA H. L. S.; FRANZINELLI, E., Neotectônica da Plataforma Brasileira. *In*: SOUZA C. R. G., SUGUIO K., OLIVEIRA M. A. S., OLIVEIRA P. E. (eds.). **Quaternário do Brasil**. Holos Editora, 2005. p 211-234,

SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos **Geografias**. Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 64-78, jan./jun. 2007.

SANTOS, J.; SALGADO, A. Gênese Da Superfície Erosiva em Ambiente Semi-Árido – Milagres/Ba: Considerações Preliminares. **Revista de Geografia – UFPE (Recife),v. especial VIII SINAGEO**, n. 1, set. 2010.

SCHWANGHART, W., KUHN, N. J. TopoToolbox: a set of Matlab functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software,** v. 25, p. 770-781. 2010.

SCHWANGHART, W., SCHERLER, D. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling. **Earth surface sciences. Earth Surface Dynamics**, v. 2, p. 1-7, 2014.

SCHUMM, S. A; DUMONT, J. F; HOLBROOK, J. M. **Actives Tectonics and Alluvial Rivers** Cambridge: Cambridge University Press. 2000.

SCHUMM S. A. **River variability and complexity.** Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1982.

SEI – SUPERITENDENCIA DE ESTUDOS ECONOMICOS E SOCIAIS DA ESTADO DA BAHIA. **Balanço Hídrico do Estado da Bahia.** Salvador: SEI, 1999. (Série Estudos e Pesquisas v 45)

SHAHZAD, F.; GLOAGUEN, R. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis. **Computers. Geosciences,** v. 37, p. 261–271, 2011.

SIG-BAHIA – SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOREFERENCIADAS – SIG-BAHIA. **Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos**– SIRH. Salvador: Superintendência de Recursos Hídricos, 2003. 2 CD - Rom.

SILVA, Ardemirio de Barros. **Sistemas de informações geo-referenciadas:** conceitos e fundamentos. Campinas, SP: Ed. da Unicamp, 2003.

SORDI. M. V.; SALGADO, A. A. R.; PAISANI, J. C., Evolução do relevo em áreas de tríplice divisor de águas regional – o caso do Planalto de Santa Catarina: uma análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n.4, p. 579-592, out./dez. 2015.

SORDI, M. V.; SALGADO A. A. R.; SIAME, L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R; COUTO E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.

SOUZA, André de Oliveira; PEREZ FILHO, Archimedes. Aplicação do Ksn Index e do SL Index no Estudo dos Knickpoints no Perfil Longitudinal do rio Ribeira de Iguape-SP. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, p. 208-217, june 2017. ISSN 2236-2878. Disponível em: https://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/132180. Acesso em: 18 jun. 2018.

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

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: an Introduction of the Study of Landforms.** Essex, Longman Scientific & Technical, 1991.

TARDY, Y., Kobilsek, B., & Paquet, H. (1991). Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. **Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)**, v. 12. n. 1–2, p. 283–295. Disponível em: http://doi.org/10.1016/0899-5362(91)90077-C. Acesso em: 03-10-2017

THOMAS, M. F. Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria. **Zeitschrift für Geomorphologie** N.F., vol. 9: p. 63–81. 1965

_____.. Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria'. **Institute of British Geographers, Transactions**, vol. 40: 173–93. 1966.

_____.. The study of inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie** N.F., Supplement-Band, vol. 31, p. 1-41. 1978.

_____.. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chischester: Publisher John Wiley and Sons, 1994.

_____.. The role of etch processes in landform development. I Etching concepts and their applications. **Zeitschrift Für geomorphologie**, n. 33, v. 2, p. 129-142, 1989.

_____.. The study of inselbergs. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Berlin, Stuttgart, Suppl. Bd., v. 31, p. 1-41. 1978.

_____.. Granite landforms: a review of some recurrent problems in interpretation. *In*: BROWN, E. H.; WATERS, R. S. (eds.). **Progress in Geomorphology**, Institute of British Geographers Special Publication, n. 7, p. 13-35, 1974.

_____.. **Geomorphology in the tropics**: a study of weathering and denudation in low latitudes. Chichester: John Wiley & Sons, 1994.

_____.. **Arid Zone geomorphology**: process, form and change in drylands / edited by David S. G. Thomas. 3. ed. John Wiley & Sons, 2011.

TRICART, Jean. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântica Central. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 31, p. 3-4, 1959.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**, [S.l.]: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 1969.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Episodic exposure of inselbergs. **Geological Society of America Bulletin**, v. 86, n. 1, p. 473-1481, 1975.

TWIDALE, C. R.; BOURNE, J. A. Bornhardts developed in sedimentary rocks, central Australia. South African Geographical Journal Vol. 60, p. 34-50. 1978

TWIDALE C. R. Contribution to the General Theory of Domed Inselbergs: **Conclusions Derived from Observations in South Australia Transactions and Papers (Institute of British Geographers)**, n. 34, p. 91-113, 1964.

_____..The origin of bornhardts. **Journal of the Geological Society of Australia**, vol. 27, p. 195-208, 1980.

_____. Granitic inselbergs: domed, block-strewn and castellated. **The Geographical Journal**, v. 147, n. 1, p. 54-71, mar. 1981.

_____..**Granite landforms**. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - New York – Oxford.1982.

_____.. The Origin and Implications of Some Erosional Landforms. **The Journal of Geology**, The University of Chicago Press, v. 98, n. 3. p. 343-364, may 1990

_____.. The research frontier and beyond: granitic terrains. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. **Geomorphology**, vol. 7, p. 187-223, 1993.

TWIDALE, C. R. VIDAL-ROMANI, J.R. On the Multistage Development of Etch Forms. **Geomorphology**, vol. 11, p. 107-124, 1994.

TWIDALE, C. R. Bornhardts, Boulder and Inselbergs. **Cadernos Laboratório Xeololgico de Laxe**. Coruña, v. 20, p. 347-380, 1995

_____.. Granitic bornhardts: their morphology, characteristics, and origins. **Geological Society** Bulletin. Malayjia, v. 42, p. 237-255, 1998.

_____.. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. **Earth-Science Reviews, vol.** 57, p. 37-74, 2002.

TWIDALE, C. R.; ROMANÍ, J. R. **Landforms and Geology of Granite Terrains.** Published by: A A. Balkema Publishers Leiden, The Netherlands, a member of Taylor & Francis Group plc. Great Britain. 2005.

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

_____.. Bornhardts and associated Fracture Patterns. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 62, n. 1, p. 139-153, 2007.

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superficie de Aplainamento e Soerguimento Crustal).** Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós Graduação em Geologia. IGeo. Universidade Federal da Bahia. Salvador. 1998.

_____.. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p.77-90, 2009.

VARAJÃO, César Augusto Chicarino *et al*. Solos e superfícies de erosão: uma contextualização da evolução da paisagem na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), Minas Gerais. **Revista Espinhaço | UFVJM**, [S.l.], p. 17-42, july 2020.. Disponível em: http://www.revistaespinhaco.com/index.php/journal/article/view/289. Acesso em: 1 ago. 2020.

VIDAL ROMANÍ, J. R. Microformas graníticas tipo tafoni (cachola) y gnamma (pia). Un micromodelado sin relacion con el clima o la estacionalidad. **Cadernos Laboratório Xeololgico de Laxe**, v.7, p. 273-277, 1984.

_____.. Forms and structural fabric in granite rocks. **Cadernos Laboratório Xeololgico de Laxe**, v. 33, p. 175-198, 2008.

VIDAL ROMANI, Juan Ramon; TWIDALE, Charles Rowland. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos Laboratório Xeololgico de Laxe**, v. 35, p. 189-208, 2010.

WILLET, S. D., MCCOY, S. W., PERRON, J. T., GOREN L., CHEN C. Dynamic Reorganization of River Basins. **Science**, v. 343, 2014. p.1248765.1 – 1248765.9 Issue 6175,1248765
DOI: 10.1126/science.1248765

XUE, Liang. *et al*. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system. **Geomorphology**, v. 285, p. 374–398. 2017

APÊNDICES

APÊNDICE A – Tabelas das direções azimutais

Tabela A1– Direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues e lajedos) conforme as unidades geológicas

		Unidades Geológicas					
		Jequié: Enderbitos e Charnockitos		Ortognaisses granulíticos			
Orientação	Direções	n	%	n	%	Σ	%
N	0 – 10°	23	7,49	13	5,51	36	6,63
NNE	10 – 20°	12	3,91	9	3,81	21	3,87
NNE	20 – 30°	10	3,26	14	5,93	24	4,42
NE	30 – 40°	8	2,61	11	4,66	19	3,50
NE	40 – 50°	9	2,93	5	2,12	14	2,58
NE	50 – 60°	4	1,30	5	2,12	9	1,66
ENE	60 – 70°	8	2,61	2	0,85	10	1,84
ENE	70 – 80°	7	2,28	9	3,81	16	2,95
E	80 – 90°	10	3,26	9	3,81	19	3,50
W	80 – 90°	18	5,86	15	6,36	33	6,08
WNW	70 – 80°	38	12,38	22	9,32	60	11,05
WNW	60 – 70°	48	15,64	34	14,41	82	15,10
NW	50 – 60°	42	13,68	28	11,86	70	12,89
NW	40 – 50°	18	5,86	13	5,51	31	5,71
NW	30 – 40°	16	5,21	12	5,08	28	5,16
NNW	20 – 30°	15	4,89	14	5,93	29	5,34
NNW	10 – 20°	6	1,95	13	5,51	19	3,50
N	0 – 10°	15	4,89	8	3,39	23	4,24
Total		307	100	236	100	543	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela A2– Direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues e lajedos) conforme Compartimento Depressão do Paraguaçu

		Compartimentos Geomorfológicos							
		Depressão do Paraguaçu		Depressão Paraguaçu – nível 2		Depressão do Paraguaçu – sopé			
Orientação	Direções	n	%	n	%	n	%	Σ	%
N	0 – 10°	11	5,88	8	4,91	1	4,55	20	5,38
NNE	10 – 20°	9	4,81	7	4,29	0	0,00	16	4,30
NNE	20 – 30°	13	6,95	6	3,68	0	0,00	19	5,11
NE	30 – 40°	9	4,81	4	2,45	1	4,55	14	3,76
NE	40 – 50°	5	2,67	5	3,07	0	0,00	10	2,69
NE	50 – 60°	3	1,60	2	1,23	1	4,55	6	1,61
ENE	60 – 70°	3	1,60	6	3,68	0	0,00	9	2,42
ENE	70 – 80°	8	4,28	3	1,84	1	4,55	12	3,23
E	80 – 90°	7	3,74	1	0,61	1	4,55	9	2,42
W	80 – 90°	8	4,28	11	6,75	4	18,18	23	6,18
WNW	70 – 80°	18	9,63	26	15,95	3	13,64	47	12,63
WNW	60 – 70°	30	16,04	26	15,95	3	13,64	59	15,86
NW	50 – 60°	21	11,23	21	12,88	4	18,18	46	12,37
NW	40 – 50°	11	5,88	11	6,75	1	4,55	23	6,18
NW	30 – 40°	9	4,81	6	3,68	0	0,00	15	4,03
NNW	20 – 30°	9	4,81	8	4,91	1	4,55	18	4,84
NNW	10 – 20°	8	4,28	3	1,84	0	0,00	11	2,96
N	0 – 10°	5	2,67	9	5,52	1	4,55	15	4,03
Total		187	100	163	100	22	100	372	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela A3 – Direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos e frentes de escarpas) conforme Compartimentos Geomorfológicos

		Compartimentos Geomorfológicos									
		Bordo do Planalto de Maracás		Bordo do Patamar do Rio Verde		Patamar do Rio Verde		Planalto de Maracás			
Orientação	Direções	n	%	n	%	n	%	n	%	Σ	%
N	0 – 10°	8	10,81	4	5,88	3	13,04	1	25,00	16	9,47
NNE	10 – 20°	1	1,35	3	4,41	0	0,00	1	25,00	5	2,96
NNE	20 – 30°	3	4,05	2	2,94	0	0,00	1	25,00	6	3,55
NE	30 – 40°	0	0,00	2	2,94	1	4,35	0	0,00	3	1,78
NE	40 – 50°	4	5,41	0	0,00	0	0,00	0	0,00	4	2,37
NE	50 – 60°	1	1,35	1	1,47	1	4,35	0	0,00	3	1,78
ENE	60 – 70°	1	1,35	0	0,00	0	0,00	0	0,00	1	0,59
ENE	70 – 80°	2	2,70	1	1,47	1	4,35	0	0,00	4	2,37
E	80 – 90°	7	9,46	3	4,41	0	0,00	0	0,00	10	5,92
W	80 – 90°	2	2,70	6	8,82	1	4,35	1	25,00	10	5,92
WNW	70 – 80°	5	6,76	7	10,29	0	0,00	0	0,00	12	7,10
WNW	60 – 70°	11	14,86	10	14,71	1	4,35	0	0,00	22	13,02
NW	50 – 60°	9	12,16	11	16,18	3	13,04	0	0,00	23	13,61
NW	40 – 50°	8	10,81	3	4,41	0	0,00	0	0,00	11	6,51
NW	30 – 40°	0	0,00	5	7,35	6	26,09	0	0,00	11	6,51
NNW	20 – 30°	5	6,76	4	5,88	3	13,04	0	0,00	12	7,10
NNW	10 – 20°	2	2,70	5	7,35	1	4,35	0	0,00	8	4,73
N	0 – 10°	5	6,76	1	1,47	2	8,70	0	0,00	8	4,73
Total		74	100	68	100	23	100	4	100	169	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela A4 – Direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedose e frentes de escarpas) conforme tipologia dos inselbergues

		Tipos de inselbergues									
		Inselbergues Dômicos		Inselbergues Castelados		Inselbergues Regolíticos		Boldery Inelberg (Pedregoso)			
Orientação	Direções	n	%	n	%	n	%	n	%	Σ	%
N	0 – 10°	16	7,58	7	7,14	5	5,26	2	8,70	30	7,03
NNE	10 – 20°	12	5,69	3	3,06	3	3,16	0	0,00	18	4,22
NNE	20 – 30°	11	5,21	5	5,10	2	2,11	3	13,04	21	4,92
NE	30 – 40°	8	3,79	2	2,04	2	2,11	0	0,00	12	2,81
NE	40 – 50°	4	1,90	0	0,00	3	3,16	4	17,39	11	2,58
NE	50 – 60°	5	2,37	1	1,02	1	1,05	0	0,00	7	1,64
ENE	60 – 70°	3	1,42	3	3,06	1	1,05	1	4,35	8	1,87
ENE	70 – 80°	7	3,32	1	1,02	4	4,21	0	0,00	12	2,81
E	80 – 90°	9	4,27	3	3,06	3	3,16	1	4,35	16	3,75
W	80 – 90°	15	7,11	6	6,12	6	6,32	2	8,70	29	6,79
WNW	70 – 80°	18	8,53	11	11,22	8	8,42	4	17,39	41	9,60
WNW	60 – 70°	37	17,54	18	18,37	9	9,47	1	4,35	65	15,22
NW	50 – 60°	15	7,11	18	18,37	17	17,89	1	4,35	51	11,94
NW	40 – 50°	11	5,21	8	8,16	7	7,37	3	13,04	29	6,79
NW	30 – 40°	10	4,74	2	2,04	9	9,47	0	0,00	21	4,92
NNW	20 – 30°	9	4,27	4	4,08	9	9,47	0	0,00	22	5,15
NNW	10 – 20°	11	5,21	2	2,04	3	3,16	0	0,00	16	3,75
N	0 – 10°	10	4,74	4	4,08	3	3,16	1	4,35	18	4,22
Total		211	100	98	100	95	100	23	100	427	100

Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela A5– Direções (azimutes) das formas graníticas mapeadas (inselbergues, lajedos e frentes de escarpas) conforme tipologia dos inselbergues

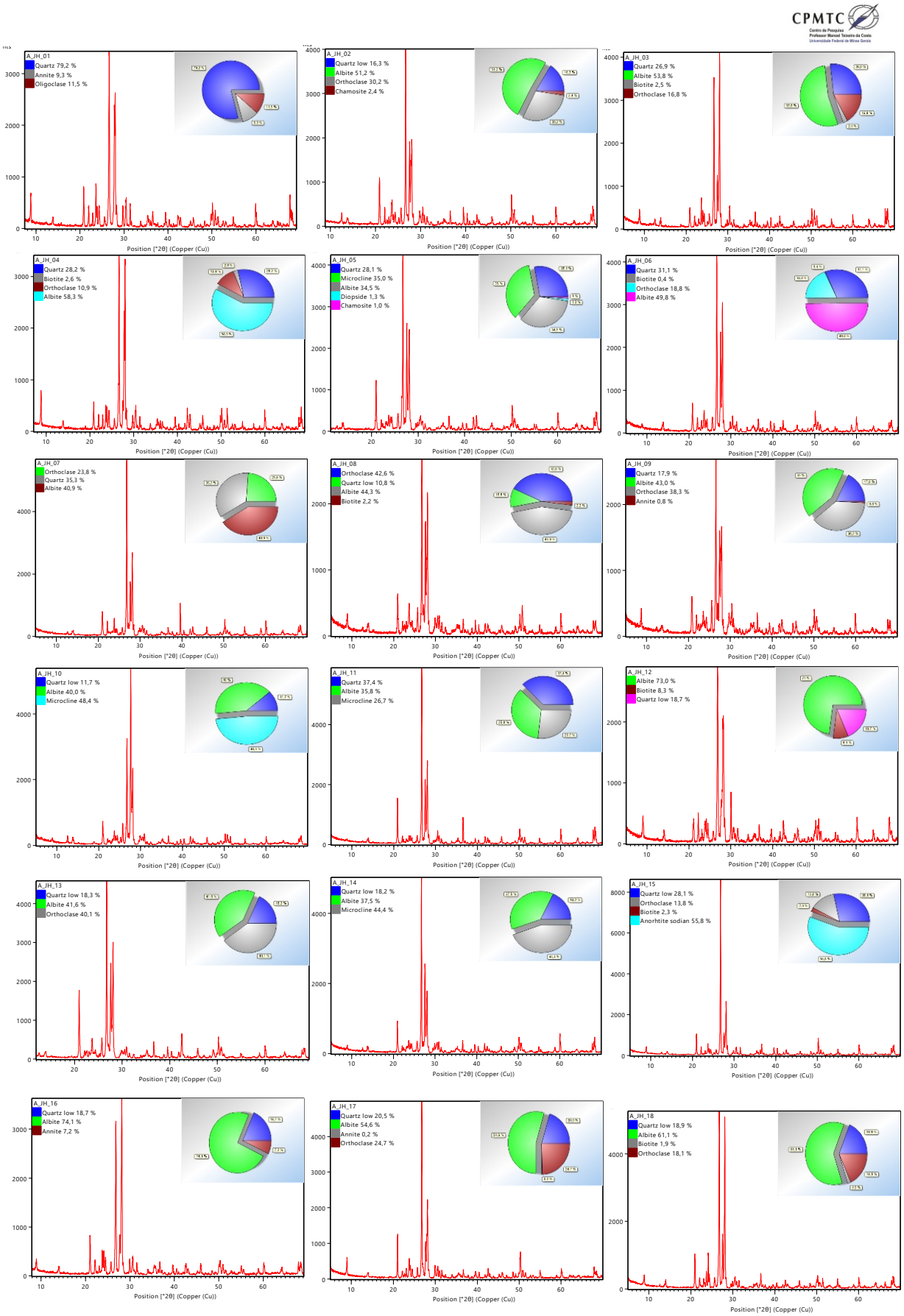
		Tipos de Inselbergues							
		Baixos Domos (*Lows Domes*)		Lajedos		Frentes de Escarpa			
Orientação	Direções	n	%	n	%	n	%	Σ	%
N	0 – 10°	2	4,65	4	8,89	0	0,00	6	5,77
NNE	10 – 20°	2	4,65	1	2,22	0	0,00	3	2,88
NNE	20 – 30°	0	0,00	5	11,11	0	0,00	5	4,81
NE	30 – 40°	2	4,65	2	4,44	0	0,00	4	3,85
NE	40 – 50°	0	0,00	3	6,67	0	0,00	3	2,88
NE	50 – 60°	1	2,33	1	2,22	0	0,00	2	1,92
ENE	60 – 70°	0	0,00	1	2,22	0	0,00	1	0,96
ENE	70 – 80°	2	4,65	0	0,00	0	0,00	2	1,92
E	80 – 90°	1	2,33	0	0,00	0	0,00	1	0,96
W	80 – 90°	2	4,65	0	0,00	1	6,25	3	2,88
WNW	70 – 80°	9	20,93	6	13,33	4	25,00	19	18,27
WNW	60 – 70°	5	11,63	7	15,56	4	25,00	16	15,38
NW	50 – 60°	5	11,63	8	17,78	4	25,00	17	16,35
NW	40 – 50°	3	6,98	1	2,22	0	0,00	4	3,85
NW	30 – 40°	1	2,33	3	6,67	1	6,25	5	4,81
NNW	20 – 30°	2	4,65	3	6,67	1	6,25	6	5,77
NNW	10 – 20°	1	2,33	0	0,00	1	6,25	2	1,92
N	0 – 10°	5	11,63	0	0,00	0	0,00	5	4,81
Total		43	100	45	100	16	100	104	100,00

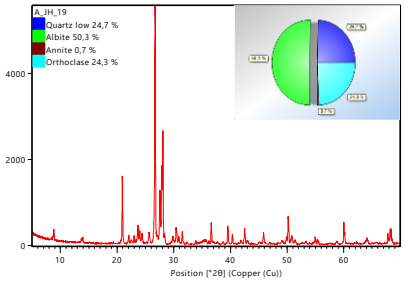
Fonte: Elaborada pelo autor.

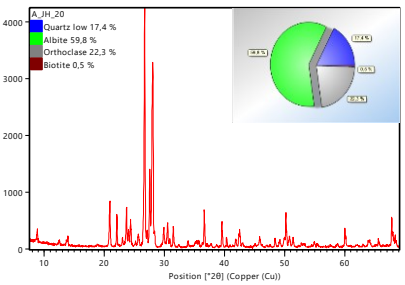
APÊNDICE B – Composição Mineralógica de amostras de rochas: Depressão do Médio Paraguaçu e Bordo do Patamar/Planalto Jiquiriçá (Ribeirão-Verde)

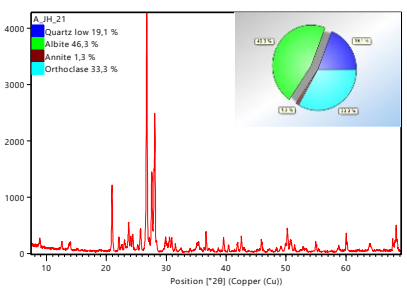
Minerais		Depressão/ Lajedos (n=5)	Bordo do Planalto (n=3)	**Boulder/ Inselbergue** (Pedreiras) (n=5)	**Boulder/Inselbergue (Intemperizados)**	Encostas/topos/base Inselbergue **(Intemperizados)** (n=7)
Quartzo	Média (%)	21,2	15,43	24,1	23,59	22,46
	Intervalo (%)	9,1 – 31,1	10,8 – 15	16,3 – 29,7	11,7 – 41,3	12 – 37,4
K-Feldspatos	Média (%)	16,92	30,73	29,68	25,16	30,63
	Intervalo (%)	0 – 36,8	24,7 – 42,6	13,8 – 44,4	16,6 – 48,4	20,7 – 38,3
Feldspatos	Média (%)	59,3	52,7	44,68	49,41	46,11
Plagioclásios	Intervalo (%)	49,8 – 74,1	44,3 – 59,2	34,5 – 55,8	39,9 – 73	35,3 – 57,1
Micas	Média (%)	2,8	1,1	1,25	1,85	0,8
	Intervalo (%)	0,4 – 7,2	0,2 – 8	0,2 – 2,3	0 – 8,3	0 – 1,7
Piroxênios	Média (%)			0,26		
	Intervalo (%)					
Cloritas	Média (%)			1,3		
	Intervalo (%)					

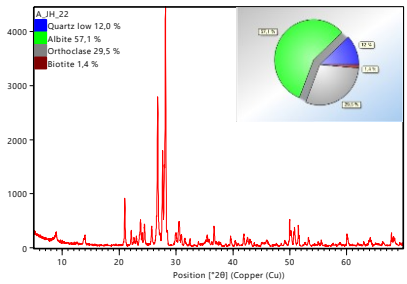
ANEXOS A – Difratogramas de Raio X – DRX das 31 amostras de rochas

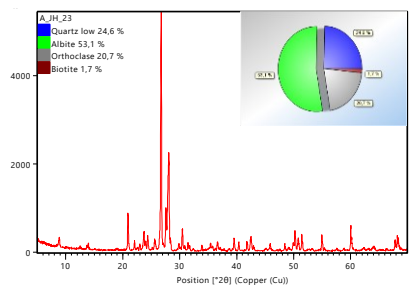


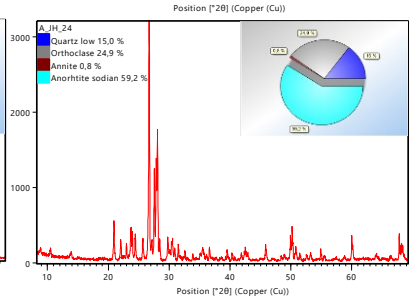

A_JH_19
Quartz low 24,7 %
Albite 50,3 %
Annite 0,7 %
Orthoclase 24,3 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

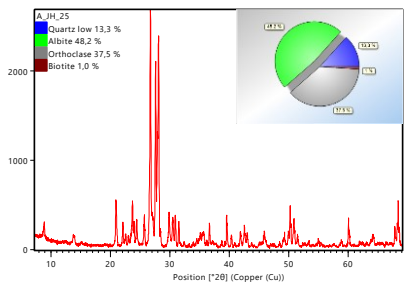

A_JH_20
Quartz low 17,4 %
Albite 59,8 %
Orthoclase 22,3 %
Biotite 0,5 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

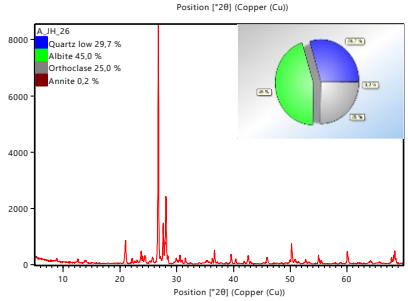

A_JH_21
Quartz low 19,1 %
Albite 46,3 %
Annite 1,3 %
Orthoclase 33,3 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

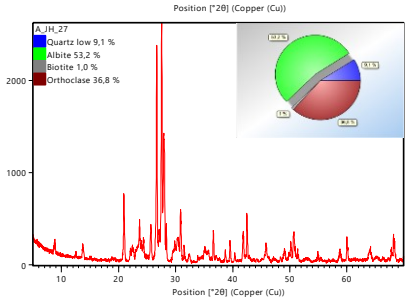

A_JH_22
Quartz low 12,0 %
Albite 57,1 %
Orthoclase 29,5 %
Biotite 1,4 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

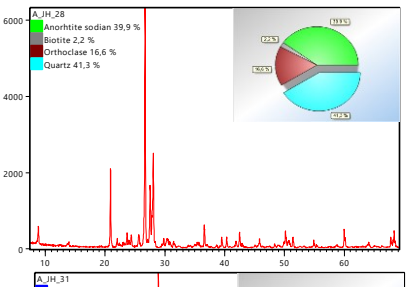

A_JH_23
Quartz low 24,6 %
Albite 53,1 %
Orthoclase 20,7 %
Biotite 1,7 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

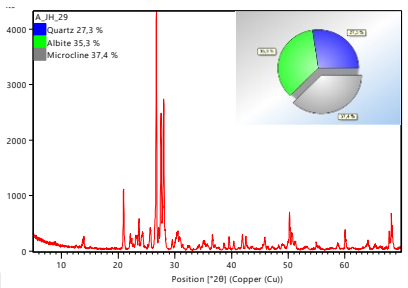

A_JH_24
Quartz low 15,0 %
Orthoclase 24,9 %
Annite 0,8 %
Anorhtite sodian 59,2 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

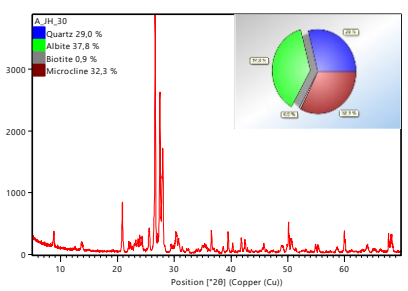

A_JH_25
Quartz low 13,3 %
Albite 48,2 %
Orthoclase 37,5 %
Biotite 1,0 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))

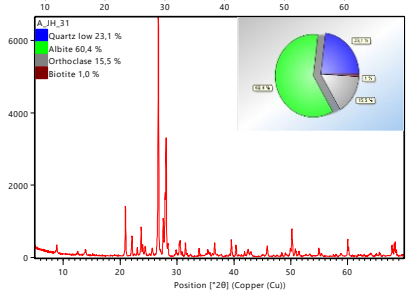

A_JH_26
Quartz low 29,7 %
Albite 45,0 %
Orthoclase 25,0 %
Annite 0,2 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))


A_JH_27
Quartz low 9,1 %
Albite 53,2 %
Biotite 1,0 %
Orthoclase 36,8 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))


A_JH_28
Anorhtite sodian 39,9 %
Biotite 2,2 %
Orthoclase 16,6 %
Quartz 41,3 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))


A_JH_29
Quartz 27,3 %
Albite 35,3 %
Microcline 37,4 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))


A_JH_30
Quartz 29,0 %
Albite 37,8 %
Biotite 0,9 %
Microcline 32,3 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))


A_JH_31
Quartz low 23,1 %
Albite 60,4 %
Orthoclase 15,5 %
Biotite 1,0 %
Position [°2θ] (Copper (Cu))