

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geografia

Claudia Mendes Cordeiro

**EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA BACIA DO ALTO RIO PARAGUAÇÚ:
Capturas Fluviais, Drenagem Transversa e Pirataria de Bacias.**

Belo Horizonte
2019

Claudia Mendes Cordeiro

**EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA BACIA DO ALTO RIO PARAGUAÇÚ:
Capturas fluviais, drenagem transversa e pirataria de bacias.**

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

Orientador: Prof. Dr. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho

Co-Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.

Belo Horizonte
2019

C794e Cordeiro, Claudia Mendes.
2019 Evolução da rede de drenagem na Bacia do Alto Rio Paraguaçu
[manuscrito] : capturas fluviais, drenagem transversa e pirataria de
bacias / Claudia Mendes Cordeiro. – 2019.
183 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientadora: Vilma Lúcia Macagnan Carvalho.
Coorientador: André Augusto Rodrigues Salgado.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais,
Departamento de Geografia, 2019.
Área de concentração: Análise Ambiental.
Bibliografia: f. 149-162.
Inclui anexos.

1. Geomorfologia – Teses. 2. Relevo – Diamantina, Chapada da (BA)
– Teses. 3. Bacias hidrográficas – Diamantina, Chapada da (BA) –
Teses. I. Carvalho, Vilma Lúcia Macagnan. II. Salgado, André Augusto
Rodrigues. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de
Geografia. IV. Título.

CDU: 551.4 (813.8)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA ALTA BACIA DO RIO PARAGUAÇÚ:
CAPTURAS FLUVIAIS, DRENAGEM TRANSVERSA E PIRATARIA DE BACIAS.

CLAUDIA MENDES CORDEIRO

Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 26 de fevereiro de 2019, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Vilma Lucia Macagnan Carvalho - Orientador
UFMG


Prof(a). Antonio Pereira Magalhaes Junior
UFMG


Prof(a). Jarbas Lima Dias Sampaio
UFMG


Prof(a). António Alberto Vieira Gomes
Universidade do Porto


Prof(a). Paulo de Tarsos Amorim Castro
UFOP

Belo Horizonte, 27 de fevereiro de 2019.

“Pois o Senhor é quem dá sabedoria;
de sua boca procedem o conhecimento e
o entendimento.” Provérbios 2:6.

AGRADECIMENTOS

Ao Eterno e poderoso Deus que por me fortalecer, proteger e me permitir experienciar pela fé essa presença avassaladora que nos torna vigorosos para a vida. A Ele meu tributo.

Os meus mais sinceros agradecimentos ao Professor Dr. Antônio Alberto Teixeira Gomes (Faculdade de Letras da Universidade do Porto - Porto - Portugal) - tutor estágio Doutoral. A sua orientação foi fundamental para a concretização desse trabalho. Obrigada por me permitir tanto aprendizado, por sua dedicação quase total ao trabalho nos 07 meses de estágio e pela humanidade em conduzir o processo de aprendizagem, tornando tudo mais fácil.

Aos meus nobres orientadores: Vilma Lúcia Macagnan Carvalho e André Augusto Salgado.

André Salgado... o que dizer de você. Tanta sabedoria e conhecimento. Te conheci antes de conhecer a Vilma e a você devo esse desafio de embrenhar por caminhos novos: A geomorfologia. Você, além do grande Cientista que é tem uma habilidade ímpar: você nos estimula a projetos grandes, caminhos grandes. Obrigada por acreditar em mim e por me levar até o caminho do intercâmbio, da produção científica e por estimular a busca pelo rigor do método e a uma síntese bem contextualizada...

A minha querida Orientadora Vilma Lúcia Macagnan. Vilma, sua sabedoria e humanidade me impressiona! Me conforta e foram essenciais no decurso desse trabalho. Sua coragem em aceitar esse desafio comigo. Sua garra em percorrer quilômetros em campo no sol quente da caatinga. Pela orientação detalhada e cuidadosa e pelo poder de decisão em momentos cruciais do trabalho. Espero que tenhamos muitas outras experiências juntas, pois para além da tese, construímos uma amizade.

Ao meu querido amigo/irmão Cid César P. Oliveira. Nem tenho palavras para agradecer o apoio dado de forma constante e incondicional. Sua fé e as muitas palavras de sabedoria me ajudaram demais e seu bom humor alegrou e fez os dias pesados mais leves !!!

À minha querida família - irmãs Maria, Vilma, Cylla e em especial a minha mãe Ana Mendes por torcer, orar e pelo pensamento sempre positivo em tudo e ao

meu irmão Rhafael Mendes pelo apoio ao trabalho, às boas conversas que sempre me estimularam e pela ajuda. E, ao meu querido pai Clovis Lopes Cordeiro (*In memorian*) que me ensinou a ser forte e alegre mesmo nas adversidades!

À minha grande amiga/irmã Danusa Campos que nesse tempo esteve comigo e eu com Ela em desafios diferentes, mas sempre com trocas de conhecimentos que nos possibilitaram grande aprendizado e grandes conquistas. Bom demais poder compartilhar a vida com você nesses 21 anos. Nossa conexão será eterna !!!

Às queridas amigas Maria Geísa Lins e Aleselma Silva. As duas são na verdade irmãs. Obrigada pelas conversas boas em torno da vida e da tese. Pelo apoio e por estarem sempre presentes desde os tempos idos! Isso é um diferencial para mim e muito me alegra!

Aos queridos amigos construídos nesse tempo de Doutorado: Manuêla Corrêa e Évelyn Márcia Possa. Meninas... os dias com vocês tornaram tudo melhor. Grandes momentos compartilhados que ficarão para a vida toda assim como a nossa amizade. Obrigada pela ajuda e pela relação acadêmica e pessoal construídas. A Felipe Guimãraes pela amizade e pelos longos dias produtivos de trabalho...pela ajuda na construção do método ...pela ida a campo...e por essa troca importante que só nos faz crescer. Friends Forever.

A corajosa e grande mulher Ângela Leony. Ângela você uma profissional e grande pessoa. Obrigada por toda ajuda em campo. Sem você talvez não tivesse sido possível. Que continue amando e defendendo as terras da Chapada Diamantina com tanto brio...fica aqui a minha admiração.

A Fabrício Berton Zanchi (UFSB), grande cientista e amigo e que muito me ajudou. Obrigada pelas longas discussões científicas muito antes de ingressar no Doutorado, pela ajuda em campo e por torcer por mim.

À Sônia Maria Messias Vieira por todo o cuidado, preocupação com o trabalho e por vibrar pelas minhas conquistas como se fossem as suas. Obrigada pela amizade. Sua presença aqui em casa na fase da qualificação foi ímpar. Sua alegria contagia e anima.

Às queridas Nilcéia Campos, Sandrinha Santos (IFBA – Campus Eunápolis) queridonas amigas/irmã de sempre/para sempre. Obrigada pelas orações e por torcerem sempre por mim!

As Prefeituras de Lençóis, Mucugê (na pessoa de Aline Santos Machado), Rio do Pires (Sr. Adalberto), Rio de Contas (Sr. Walglaber Mafra), Piatã (Sr. Jean) pelo apoio logístico (transporte e hospedagem).

Ao Hotel Cantos das Águas - Lençóis (Neipaulo Pereira dos Santos) pelo patrocínio em hospedagem e alimentação.

Ao Sr. Filemon Ribeiro da Costa e família (Paramirim - Ba) por nos hospedar em sua casa e nos dar boas dicas do local.

A Dr^a. Vânia Santos (IFBA- Campus Eunápolis) pelo apoio e amizade e à Dr.^a Fabiana Bertolde pela amizade e ajuda em trâmites legais de afastamento/ajuda de custo (IFBA - Campus Eunápolis). Bom demais trabalhar com vocês!

A Philippe Maillard, louvável cientista! Meu agradecimento pelo estímulo. Com você eu aprendi sensoriamento remoto. Professor como você faz a diferença!

Ao Instituto Federal da Bahia pela licença afastamento e pela ajuda de custo. Sem esse benefício não seria possível à realização do trabalho de campo. Agradeço o empenho do Diretor do IFBA Campus Eunápolis (Fabiolo Amaral) nesse processo de liberação para estudos.

A Faculdade de Letras da Universidade do Porto - Pós - Graduação em Sistema de Informação Geográfica e Ordenamento Territorial pela possibilidade de intercâmbio, em especial a Cristina Santos (Relações Internacionais) pelo acolhimento e cuidado na prestação dos serviços.

A UFMG, em especial ao Instituto de Geociências pelo oferecimento do espaço para qualificação.

Resumo

A região da Chapada Diamantina demarca o limite entre as bacias hidrográficas dos rios Paraguaçu e São Francisco e constitui uma das paisagens de maior destaque geomorfológico do território brasileiro. Entretanto, apesar desses fatos, nunca teve a evolução Neógena/Quaternária de sua rede de drenagem investigada. A análise da organização de drenagem da Alta Bacia Paraguaçu, região geográfica que coincide em grande parte com o compartimento da Chapada Diamantina oriental, revela evidências de processos de rearranjos de drenagem, principalmente de cotovelos de captura, proto-capturas e vales superdimensionados em locais coincidentes com “gaps” de rede de drenagem transversa e em pontos de grande desnível altimétrico localizados na Serra do Sincorá. A pesquisa teve como objetivo investigar a ocorrência e o papel dos processos de rearranjo de drenagem na morfogênese da Chapada Diamantina e buscar compreender de que maneira tais processos interagem na formação de redes de drenagem transversa e principalmente na organização do sistema de drenagem local e regional. Pautou-se a discussão na hipótese de que a rede de drenagem da região da Chapada Diamantina foi reconfigurada devido a processos de rearranjo de drenagem, nomeadamente, de capturas fluviais. Os procedimentos metodológicos utilizados na pesquisa foram: (a) trabalhos de campo para verificação das evidências morfológicas de processos de rearranjo e caracterização do relevo; (b) análises cartográficas, geoprocessamento e sensoriamento remoto onde foi possível gerar mapas temáticos e análises integradas, e Modelos Digitais de Elevação (MDE Alos Palsar 12,5 metros de resolução reamostrado e SRTM 30 metros) que permitiram a elaboração de (c) Índices morfométricos como Índice de Hack (1973), Dissecação do relevo, Densidade de Drenagem e Índice de Convexidade. Um modelo foi desenhado em 3D e 2D para sintetizar uma proposta de evolução da rede de drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu e sua influência nas bacias adjacentes. Os resultados indicam 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: (i) A captura do rio Santo Antônio (Captura Pai Inácio); (ii) captura da bacia de Irecê - Rio Santo Antônio (Captura Cárstica) e; (iii) a captura do atual rio Paraguaçu (Captura Mucugê). Por fim,

os resultados mostram também que esse conjunto de capturas fluviais teve por consequência um input de energia no sistema fluvial da região leste da Chapada Diamantina/BA - Serra do Sincorá que tem dissecado o relevo desse compartimento, principalmente na Bacia de Irecê e Superfície Aplainada (Pediaplano). Isso deve ter alterado o fluxo dos rios a ponto de piratear significativa área de drenagem que antes vertia para a Bacia do São Francisco e agora passou a fluir para a Bacia do Paraguaçu (Bacia do Leste brasileiro) alterando a morfogênese regional, o que pode confirmar nossa hipótese inicial.

Palavras-chave: Evolução do relevo- capturas fluviais - drenagem transversa - pirataria de bacias.

Abstract

The Chapada Diamantina region marks the boundary between the hydrographic basins of the Paraguaçu and São Francisco rivers and constitutes one of Brazil's most geomorphological landscapes. However, the Neogene/Quaternary evolution of its drainage network has never been investigated. An analysis of the drainage organization of the Upper Paraguaçu Basin, a geographic region that largely coincides with the eastern Chapada Diamantina compartment, reveals evidence of drainage rearrangement processes, primarily elbows of capture, proto-captures, and oversized valleys in coincident sites with transverse drainage network gaps and at high-altitude altimetric points located in the Serra do Sincorá mountain range. The purpose of this research was to investigate the occurrence and role of drainage rearrangement processes in the Chapada Diamantina morphogenesis and understand how these processes interact in the formation of transverse drainage networks, especially in the organization of the local and regional drainage system. Our discussion was based on the hypothesis that the Chapada Diamantina drainage network was reconfigured by drainage rearrangement processes, namely, river captures. The methodological procedures used in the research were: (a) fieldwork to verify the morphological evidence of rearrangement and characterization of the relief; (b) cartographic analyses, geoprocessing, and remote sensing through which it was possible to generate thematic maps and integrated analyses, and Digital Elevation Models (MDE Alos Palsar 12.5 meters with resampled resolution and SRTM 30 meters), which allowed the preparation of (c) morphometric index parameters, such as the Hack Index (1973), Relief Dissection, Drainage Density, and the Convexity Index. A model was designed in 3D and 2D to synthesize a proposed evolution of the drainage network in the Upper Paraguaçu River Basin and its influence on adjacent basins. The results indicate the existence of three large Neogene/Quaternary river captures where areas formerly belonging to the São Francisco river basin were pirated to the Paraguaçu River: (i) The Santo Antônio River capture (Pai Inácio Capture); (ii) the Irecê Basin capture – Rio Santo Antônio (Karst Piracy), and (iii) the current Paraguaçu River capture (Mucugê Capture). Finally, the results also show that this set of river catches resulted in an energy input into the river system of the eastern region of Chapada Diamantina, Bahia (Serra do Sincorá), which has

dissected the this compartment's relief, mainly in the Irecê Basin and pediplain. This must have altered the flow of the rivers to the point of pirating a significant drainage area that had previously been discharged into the São Francisco Basin and began to flow into the Paraguaçu Basin (the Brazilian East Basin), thus altering the regional morphogenesis, which would confirm our initial hypothesis.

Keywords: relief evolution - river captures - transverse drainage - river basin piracy.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Localização da área de Estudo plotada sobre Modelo Digital de Terreno mostrando a morfologia da Chapada Diamantina (bacia do Alto rio Paraguaçu) e as subdivisões do compartimento.	1
Figura 2 Localização da área de estudo: A Bacia do Alto rio Paraguaçu- Bahia - Brasil.	6
Figura 3 Unidades Geológicas da Alta Bacia do Rio Paraguaçu.....	9
Figura 4 Domínios Geológicos da Alta Bacia do Rio Paraguaçu.....	10
Figura 5 Mapa Geológico da área de estudo.	11
Figura 6: Paisagem da Serra do Sincorá (ao fundo) e superfície aplainada conhecida como “gerais” ou “Pediaplano Central”- Chapada Diamantina/BA.	13
Figura 7 Vista do topo do Morro Pai Inácio onde é possível visualizar a anticlinal erodida - Chapada Diamantina/BA.....	13
Figura 8 Unidades Geomorfológicas da região da Chapada Diamantina/BA e perfis topográficos.....	14
Figura 9 Feições tabulares com dissecação diferencial do Planalto do Rio Bonito mostrando a vegetação de mata que cobre parte dos vales fluviais nesse setor.	15
Figura 10 Pediplano Central - Gerais de Mucugê. Ao fundo vista das Serras da Chapada Diamantina Ocidental. Fonte: Autoria própria.	16
Figura 11 Serras da Borda Ocidental da Chapada Diamantina mostrando cristas assimétricas, feições de hogbacks e de morros irregulares.	17
Figura 12 Mosaico com imagens das feições geomorfológicas da área de estudo: A - Platô cárstico - Bacia de Irecê. B - Serras da Borda Ocidental; C - Pediplano dos Gerais de Mucugê e Estiva; D - Serra Sincóra - Anticlinal Pai Inácio; E - Planície cárstica do Leste; F - Escarpas Orientais da Serra do Sincorá.	18
Figura 13 Solos da Chapada Diamantina destaque Alta bacia do Rio Paraguaçu- Bahia	20
Figura 14 Mapa hidrográfico destacando a área de estudo e bacias hidrográficas adjacentes. Drenagem extraída das cartas topográficas 1:100.000 (IBGE).....	23
Figura 15 Padrões em planta da reorganização da drenagem por pirataria fluvial (captura) segundo BISHOP (1995).	25

Figura 16 Padrões e formas de rearranjo de drenagem através de desvio de fluxo hídrico e transferência de área de drenagem entre áreas de captação.	26
Figura 17 Padrões de planos resultantes do rearranjo de drenagem através da decapitação.....	27
Figura 18 Sequência da captura subterrânea segundo Pederson (2001).	32
Figura 19 Processo de captura cárstica (<i>Karst Piracy</i>) na elevação Kaikab - Grand Cânion - conforme Hill e Polyak, 2014.	34
Figura 20 Evolução da pirataria de riachos através de conduto endocástico.....	36
Figura 21 Relevo dobrado submetido à pediplanação em clima seco, com posterior entalhamento de talwegues em clima úmido e processo de entalhamento do talwegue por esforço epigenético em clima úmido. Fonte: Caseti (2005).....	50
Figura 22 Inversão do relevo, caracterizando o relevo Jurássico. Fonte: Caseti (2005).	50
Figura 23 Processo de superimposição de um curso cataclinal, a partir de uma superfície aplainada (CASSETI, 2005).....	52
Figura 24: Aspectos gerais do relevo Apalachiano (CASSETI, 2005).....	52
Figura 25 Perfis dos cursos d'água do Rio Paraguaçu (Medio/ Baixo Curso e Pediplano) e do Rio Santo Antônio.	54
Figura 26 Gráfico Autores mais citados gerado a partir do Software WORDLCLOUD (Junho de 2018)	56
Figura 27 Mapa da distribuição dos pontos visitados em campo na região da Chapada Diamantina ocidental e oriental nas duas campanhas de campo realizadas em agosto de 2016 e maio de 2017. Círculo VERMELHO indica baixa probabilidade de ocorrência de capturas fluviais; LARANJA = média e VERDE = alta probabilidade. Fonte: Cordeiro, C.M., 2017. Imagem Google Earth, 2017.	61
Figura 28 Metodologia para Cálculo do Índice de Dissecação do relevo conforme Guimarães et.al (2017).....	63
Figura 29 Rotina para o cálculo do ICR no software ArcGis 10.3. Fonte: Guimarães, 2017	64
Figura 30 Mecanismos de desenvolvimento de drenagem Transversa segundo Douglass et. al, 2007,2009.....	68
Figura 31 Fases de cada método aplicado e Análise crítica: Em VERDE (métodos mais viáveis - que obtiveram melhor resultados, em LARANJA = média aplicação do	

estudo, em MARROM = aplicação moderada e em VERMELHO = pouca aplicação no estudo.....	71
Figura 32 - Organização da Drenagem na Bacia do Rio Paraguaçu mostrando as inflexões nos canais dos rios principais (Paraguaçu e Sto. Antônio)	75
Figura 33 - Evidências de rearranjo de drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu com destaque para os divisores das principais Bacias Hidrográficas.	76
Figura 34 - Influência litoestrutural do Anticlinal do Pai Inácio na organização da drenagem.	79
Figura 35 - Cortes Geológicos do entorno das áreas escolhidas para estudo.	80
Figure 36 Figura 36 - Distribuição das Litologias ao longo do Anticlinal do Pai Inácio e Índice de Dissecação do Relevo para a área de estudo.	81
Figura 37 Litologia da área de estudo e perfis transversais ao Anticlinal do Pai Inácio que mostram a diferença na sua estrutura e influência de lineamentos estruturais na paisagem.....	82
Figura 38 Esquema dos movimentos deformacionais do Anticlinal do Pai Inácio.	85
Figure 39 a) Lineamentos área de estudo; b) Densidade de lineamentos.	86
Figura 40 - Padrões de drenagem da Alta Bacia do rio Paraguaçu Padrões de drenagem da Alta Bacia do Rio Paraguaçu.	88
Figura 41 a-b - Densidade de drenagem e declividade em graus da área de estudo.	89
Figura 42 a-b - Densidade de drenagem e Índice de Dissecação para área prováveis de capturas.....	90
Figura 43 - Índice de Hack do Rio Santo Antônio.....	92
Figura 44 - Índice de Hack para os principais rios que drenam o Sinclinal de Irecê (1973).....	94
Figura 45 - Índice de Hack (1973) para o rio Paraguaçu.....	96
Figura 46 - Evidência de rearranjo de drenagem na área do Anticlinal do Pai Inácio.	98
Figura 47 - Fotos da região da provável Captura Pai Inácio que mostram respectivamente: a) Morro do Anticlinal do Pai Inácio; b) Morrão; e c) Morro do Camelo (área dos vales superdimensionados).	99
Figura 48 - Formações Geológicas e Litologia da Área da Provável Captura Pai Inácio (Rio Santo Antônio).	100

Figura 49 - Perfis Topográficos transversais área provável captura Pai Inácio e Perfil longitudinal do Rio Santo Antônio.	102
Figura 50 - Evidências de Pirataria Cárstica (<i>karst Piracy</i>) na região da Chapada Irecê (Sinclinal de Irecê).....	106
Figura 51 - Perfis Topográficos e dos Cursos d'água da região das prováveis capturas cársticas e capturas superficiais do Sinclinal de Irecê.....	109
Figura 52 - Perfil Longitudinal da Bacia de Irecê.....	112
Figura 53 - Vaga Erosiva dos rios Santo Antônio e Paraguaçu na área da provável Captura Pai Inácio.....	116
Figura 54 - Evidências morfológicas de provável captura Paraguaçu.....	118
Figura 55 - Fotos da área da Captura Paraguaçu.....	121
Figura 56 - Perfis Topográficos Transversais e Perfil Longitudinal do Rio Paraguaçu	122
Figura 57 - Estruturas e feições estruturais presentes na área de Captura Mucugê	125
Figura 58 - Perfis topográficos longitudinais e transversais dos afluentes do Rio Paraguaçu - área da Superfície Aplainada.....	127
Figura 59 - Perfil Topográfico área próxima ao canal do Rio Paraguaçu mostrando morfologias ligadas a basculamentos na porção leste da área.....	129
Figura 60 - Principais áreas de desenvolvimento de rede transversa e de prováveis capturas fluviais de acordo com evidências de Douglass e Smmeerkle (2007, 2009) e Larson (2016) - (em vermelho) e assinaladas no MDE para as duas áreas de prováveis capturas – Captura Pai Inácio e Captura Mucugê	132
Figura 62 - Precipitação anual da Bacia Paraguaçu - Ano 2018.....	139
Figura 63 - Modelos de Evolução dos prováveis processos de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu.....	141
Figura 64 - Simulação da influência das prováveis capturas fluviais no rearranjo da drenagem nas bacias do Paraguaçu e São Francisco	142

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Tipologias de Capturas fluviais segundo Crosby (1937)	29
Quadro 2 - Mecanismos ligados a formação de drenagem Transversa e prováveis evidências segundo Douglass e Smeerkle, 2007, 2009.	46

LISTA DE SIGLAS

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

SEI - Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia

SUMÁRIO

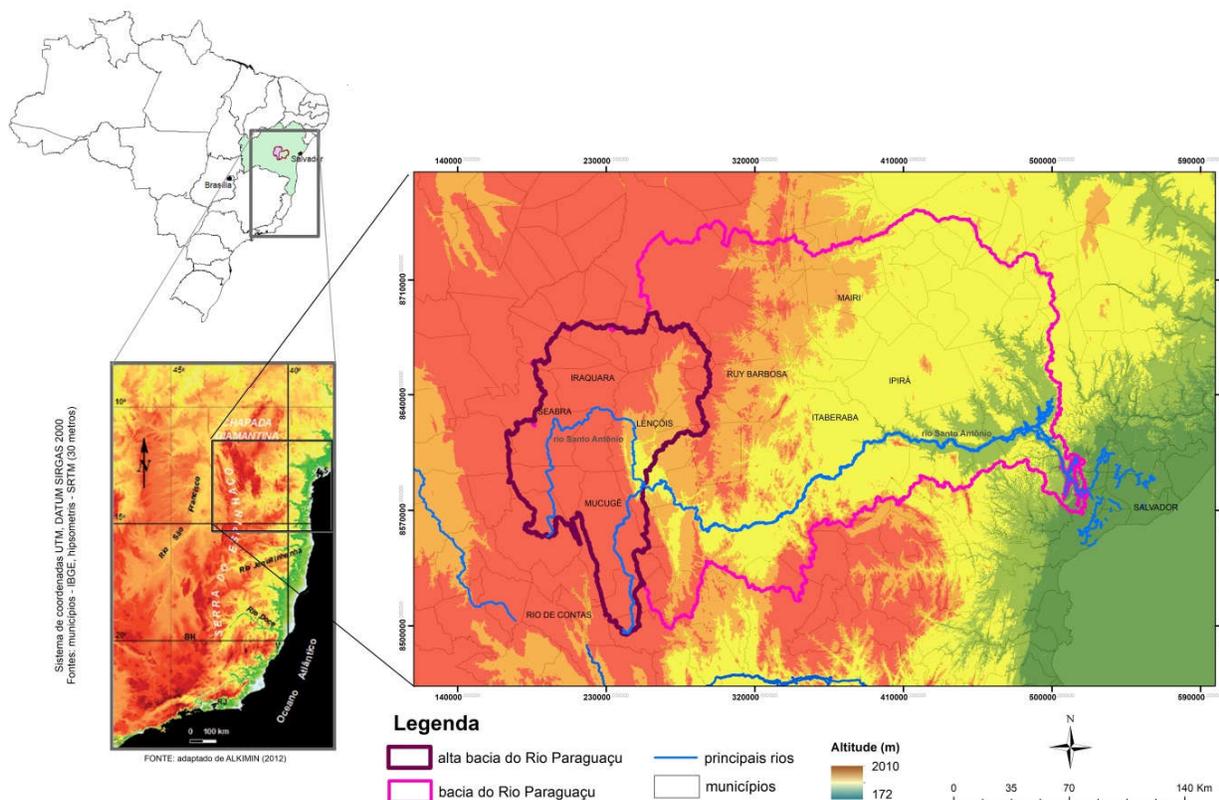
1. INTRODUÇÃO	1
2. ÁREA DE ESTUDO.....	5
2.1. Localização da área de estudo.....	5
2.2. Geologia da Chapada Diamantina-BA	7
2.3. Relevo.....	12
2.4. Clima, Solos e Vegetação	19
2.5. Hidrografia/Bacias de drenagem	21
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	24
3.1. Rearranjo de drenagem: tipos, processos e fatores associados.	24
3.2. Capturas Fluviais em Áreas Cársticas	33
3.3. Evidências de rearranjo de drenagem.....	36
3.4. Influência da tectônica, litologia e estrutura nos processos de desarranjo de drenagem	40
3.5. Rede de drenagem transversa e capturas fluviais	44
3.6. O papel da drenagem em relevos dobrados: relevo Jurássico e Apalachiano. ..	49
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	54
4.1. Critérios para seleção da área de estudo.....	54
4.2. Revisão de Literatura	55
4.3. Montagem/organização de bancos de dados Cartográfico	56
4.3.1. Dados raster.....	56
4.3.2. Dados vetoriais.....	57
4.4. Mapeamento do relevo, extração de drenagem e criação/edição de mapa temático para análise das anomalias de drenagem	57
4.5. Mapeamento temático para escolha da área de estudo e áreas amostrais das possíveis capturas.....	59
4.6. Geração de índices morfométricos	62
4.6.1. Metodologia para o cálculo do Índice de dissecação do relevo.....	62
4.6.2. Cálculo do Índice de Hack, ICR - Índice de Concentração de Rugosidade e Convexidade do relevo.....	63
4.6.3. Cálculo densidade de drenagem.....	65
4.7. Geração de Knickpoints, construção de perfis geológico e topográficos.....	65
4.7.1. Geração de <i>Knickpoints</i>	65

4.7.2. Procedimentos para confecção dos perfis geológicos e vetorização dos perfis.....	66
4.8. Geração de lineamentos estruturais.....	66
4.9. Procedimentos para confecção dos perfis transversais e longitudinais do Relevo e perfis dos cursos d'água.....	66
4.9.1. Elaboração dos perfis dos Cursos d'água.....	66
4.9.2. Elaboração de perfis longitudinais e transversais.....	67
4.10. Mapa de Densidade e fotoanálise dos padrões de drenagem, hierarquia de drenagem e de drenagem transversa.....	67
4.11. Método para análise de mecanismo de drenagem transversa segundo Douglass et al (2009).....	67
4.12. Construção de mapas integrados e modelos de evolução para análise e interpretação da evolução geomorfológica da área de estudo.....	70
5. RESULTADOS.....	72
5.1. Organização de drenagem e capturas fluviais na Alta Bacia do Paraguaçu: contexto regional.....	72
5.2. Indicadores litoestruturais.....	77
5.3. Padrões de Drenagem, Densidade de drenagem e Dissecação do relevo na Alta Bacia do Rio Paraguaçu.....	87
5.4. Resultado Índice de Hack.....	91
5.5. Evidências da Captura Fluvial do "Pai Inácio"- Rio Santo Antônio.....	97
5.6. Evidências de Pirataria Cárstica pelo Rio Santo Antônio na Bacia de Irecê.....	103
5.7. Evidência de Captura do Rio Paraguaçu - "Captura Mucugê".....	118
5.8. Modelo Evolutivo dos Prováveis Processos de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu e Discussão dos Resultados.....	131
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS e CONCLUSÃO.....	143
REFERÊNCIAS.....	149
ANEXO A: ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE.....	162
ANEXO B: ARTIGO ÍNDICE DE DISSECAÇÃO DO RELEVO.....	163

1. INTRODUÇÃO

A Chapada Diamantina na Bahia é uma importante feição fisiográfica definida como uma vasta e diversificada paisagem de relevo residual, sustentada por resistentes camadas de rochas quartzíticas e meta-areníticas estruturadas em amplas dobras (ALKMIM, 2012). Constitui o prolongamento, no território Baiano, da Serra do Espinhaço (Espinhaço Setentrional) qua se eleva como uma grande “muralha” que separa o vale do São Francisco a oeste e os terrenos a leste que se prolongam até o litoral (BONFIM E CADEVON, 1994). Ocupa área de aproximadamente 35.000 km² e é drenada pelos rios Paramirim e São Francisco a oeste e norte, Paraguaçu a leste, Contas a sul e sudeste (ALKMIM, 2012) - Figura 1.

Figura 1 - Localização da área de Estudo plotada sobre Modelo Digital de Terreno mostrando a morfologia da Chapada Diamantina (bacia do Alto rio Paraguaçu) e as subdivisões do compartimento.



Fonte: Autoria própria.

O relevo regional herda suas estruturas de dobramentos paleoproterozóicos configurados em rochas de baixo a médio grau de metamorfismo (PEDREIRA, 1994, GUIMARÃES, 2008, LOUREIRO, 2009) e alcança altitudes médias entre 1.000 a 1.700 metros. As suas maiores elevações se localizam a sudoeste, onde estão os picos das Almas (1958 m), do Itobira (1970 m) e de Barbados (2.033 m) que é o ponto mais alto da Bahia e do Nordeste. Já as áreas mais baixas situam-se na porção centro-norte, região conhecida como Bacia de Irecê. A Serra do Sincorá é a geoforma de maior expressão apresentando-se como “um espigão curvilíneo de orientação meridiana, com cerca de 60 km de extensão e 15 km de largura, situado na sua porção centro-sul, nas vizinhanças das cidades de Mucugê, Andaraí e Lençóis” (ALKMIM, 2012).

A Chapada Diamantina é conhecida pelo legado da mineração de diamantes durante meados do século XIX e também pelas belas paisagens que a história de evolução geológica-geomorfológica esculpiu em rochas resistentes e promoveu a constituição de relevos planálticos, serranos e cársticos de grande expressão paisagística (BESERRA et al, 2007, LIMA e NOLASCO, 2015). De fato, a área caracteriza-se por apresentar formas de relevo de grande beleza cênica que estão parcialmente protegidas pelo Parque Nacional da Chapada Diamantina e que atraem ano após ano, mais turistas.

No entanto, apesar dessa grande importância turística e ambiental, estudos geomorfológicos ainda são raros na Chapada Diamantina, inclusive aqueles que investigam a estruturação da rede de drenagem. Essa rede é fundamental importância para o desenvolvimento regional, visto que a Chapada Diamantina é a área onde se localizam as nascentes de boa parte dos cursos fluviais que drenam e possibilitam o desenvolvimento econômico e social do semiárido baiano.

Além disso, os rios que nascem da Chapada compõem um dos maiores divisores hidrográficos da região Nordeste e faz a conexão entre as bacias hidrográficas São Francisco e a Bacia Hidrográfica do Leste e assim mantêm nascentes da bacia do Rio de Contas (Leste) e São Francisco (oeste). A geometria dos rios da bacia principalmente nos contrafortes da chapada (porção oeste) mostram elementos que podem remeter a desvios, anomalias fluviais, pontos de redes de drenagem transversa e outros processos fluviais que associados as

diferentes compartimentações de um relevo dobrado mostra vestígios de que a drenagem possa ter uma considerada influência na modelagem do relevo e na evolução dessa complexa e instigante paisagem.

Neste contexto, o presente trabalho visa avaliar, via técnicas de sensoriamento remoto, geoprocessamento e trabalhos de campo, a possibilidade de terem ocorridos processos de rearranjo de drenagem na Chapada Diamantina e a influência desses processos para a evolução do relevo regional. O estudo se justifica não só pela sua vertente ambiental (área de produção de água), como também em função de que a região apresenta indícios de processos de reorganização fluvial impressos nas seguintes evidências de rearranjo de drenagem:

- ✓ Cotovelos de capturas e proto-capturas em áreas próximas;
- ✓ Desníveis altimétricos antes e pós-ponto de provável captura;
- ✓ Vale superdimensionado e alguns vales secos e com drenagem ortogonal;
- ✓ Presença de *knickpoints* antes e pós-áreas de provável captura
- ✓ Sedimentos em grande quantidade a jusante da possível captura
- ✓ Drenagem do sinclinal que deveria verter para o interior e norte sinclinal vertem para o Leste;
- ✓ Dissecação mais elevada nas áreas que apresentam feições de cotovelos e proto-cotovelos;

Deste modo, a hipótese do trabalho é a de que a rede de drenagem da região da Chapada Diamantina foi reconfigurada graças a capturas fluviais. Mais especificamente que a drenagem localizada no interior do sinclinal vertia para o norte rumo a Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco ou para áreas endorréicas e que foi capturada para leste - Bacia Hidrográfica do Rio Paraguaçu - diretamente em direção ao Oceano Atlântico.

Por consequência, a pesquisa tem como objetivo geral investigar a ocorrência e o papel dos processos de rearranjo de drenagem na morfogênese da Chapada Diamantina. Os objetivos específicos incluem:

- ✓ Identificar e caracterizar evidências de prováveis rearranjos de drenagem (nomeadamente, as capturas fluviais) presentes na área relacionando-as aos padrões de drenagem, de dissecação e de modelado do relevo;

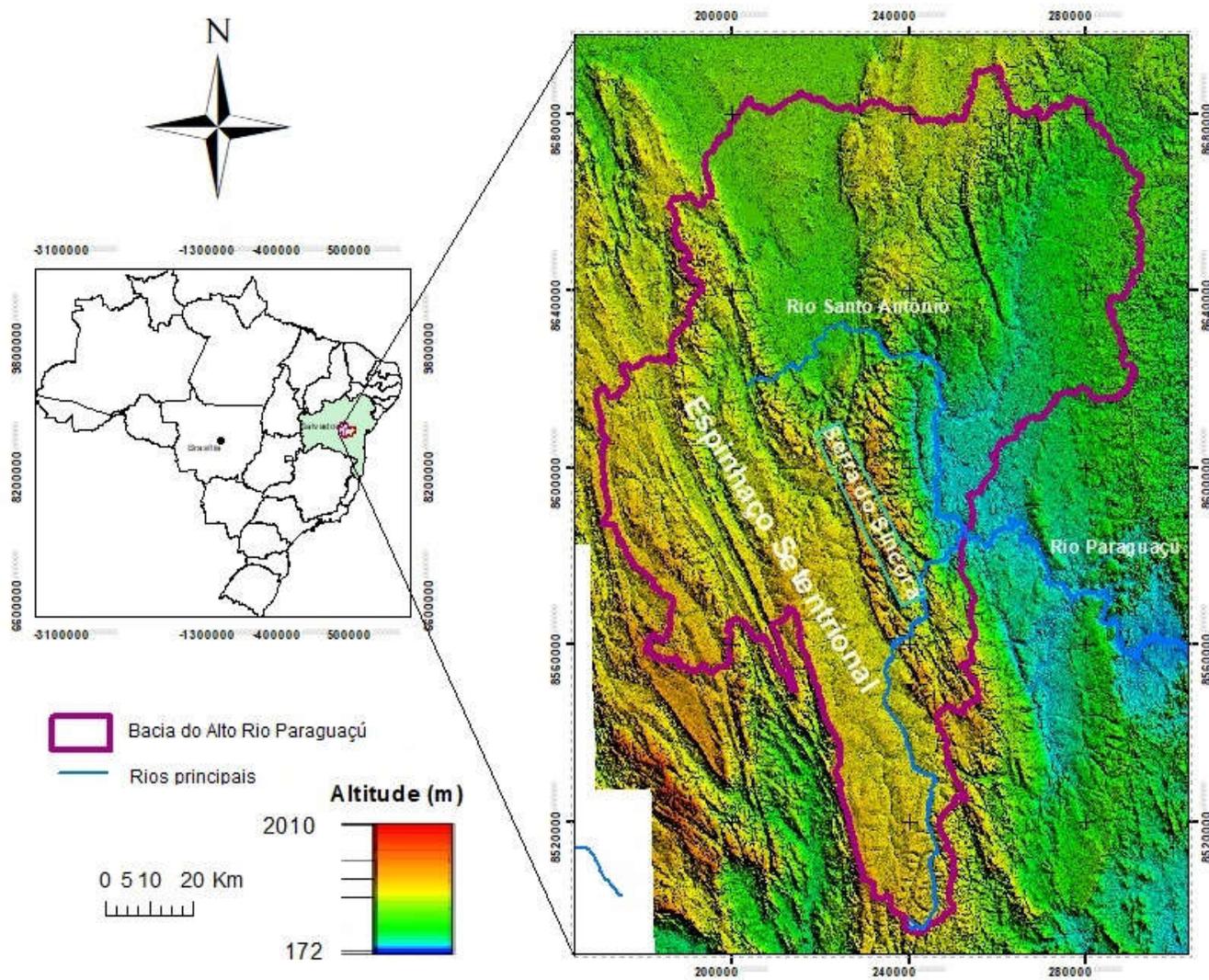
- ✓ Interpretar em que medida tais evidências sugerem capturas fluviais e como elas podem influenciar a formação e estruturação de drenagem da Chapada Diamantina;
- ✓ Entender como esses processos contribuíram para a reconfiguração das bacias hidrográficas adjacentes e para a modelagem do relevo em geral;

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização da área de estudo

A área de estudo compreende a bacia do alto rio Paraguaçu - Chapada Diamantina - Bahia. Foi selecionada por apresentar desajustes fluviais no trecho que onde se inicia o grande escarpamento da Serra do Sincorá - na feição do Anticlinal Pai Inácio e cujo sistema de organização da drenagem configura-se como uma drenagem transversa típica de relevos montanhosos. A bacia do rio Paraguaçu perfaz uma área de 56.300 km² constituindo-se em uma das principais bacias hidrográficas que compõe o leste do Brasil. Já a Bacia do Alto Rio Paraguaçu possui 12.000 km² e coincide com parte da região geográfica da Chapada Diamantina (Figura 2).

Figura 2 - Localização da área de estudo: A Bacia do Alto rio Paraguaçu- Bahia - Brasil.



Fonte: Autoria própria

2.2. Geologia da Chapada Diamantina-BA

A Chapada Diamantina é um compartimento de relevo esculpado sobre rochas do Supergrupo Espinhaço (Setentrional) e do São Francisco ambos localizados no Cráton São Francisco. A Chapada Diamantina compreende a área denominada de Bacia de Lençóis por Inda & Barbosa (1978) e engloba dois domínios serranos - Ocidental e Oriental - separados pelo Lineamento Barra do Mendes-João Correia (SÁ et al, 1976), Alkmim (2012) expõe que a Chapada Diamantina (Setor Ocidental) e Serra do Espinhaço Setentrional (Setor Oriental) compõem setores diferentes de uma mesma bacia sedimentar desenvolvida em torno de 1,75 Ga e que passou por intensos processos tectônicos que formaram e deformaram as estruturas hoje expostas.

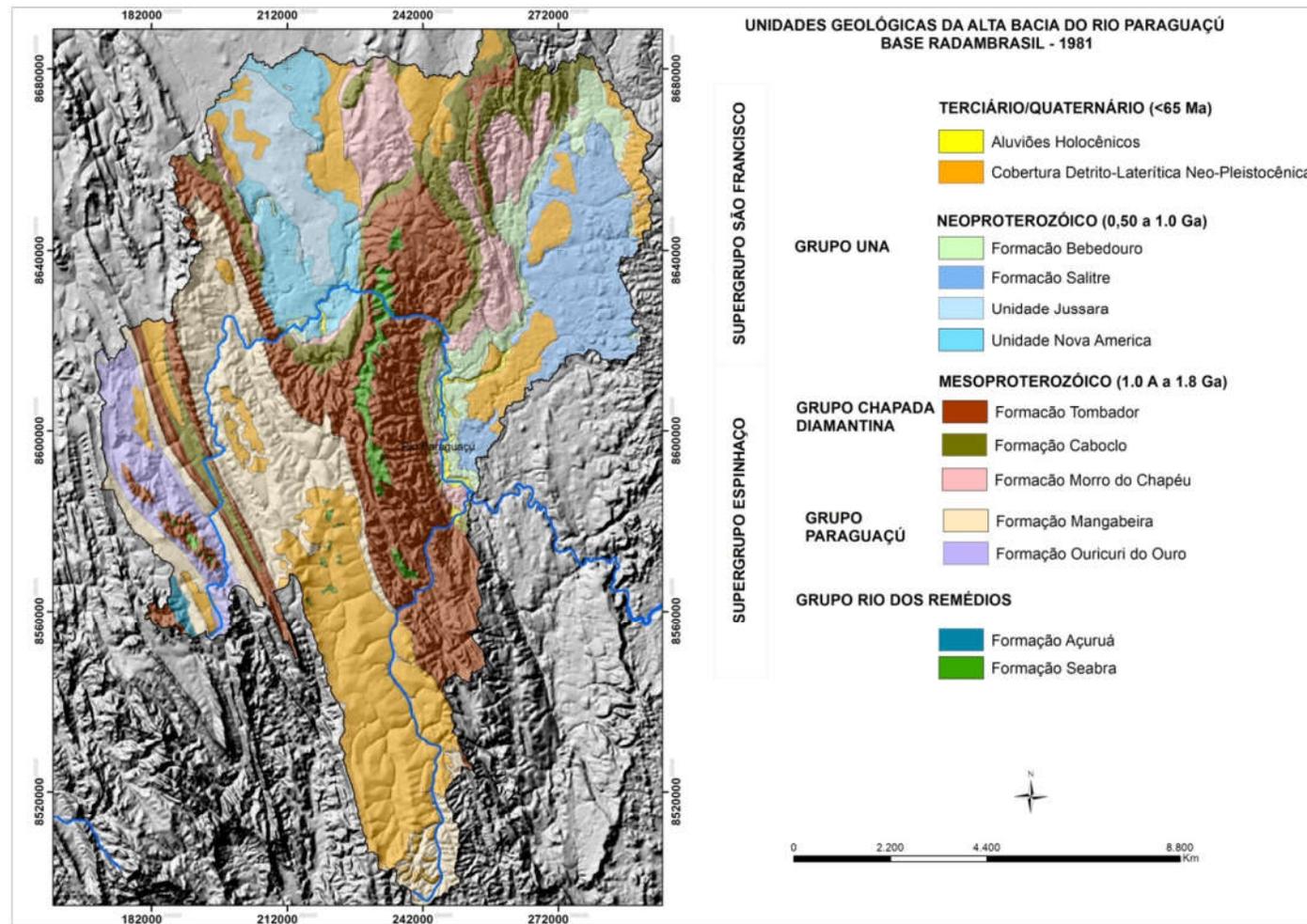
Em termos litológicos a Chapada Diamantina é constituída, predominantemente, por rochas metassedimentares proterozóicas e neoproterozóicas. Na área de estudo, o Supergrupo Espinhaço é composto pelos Grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina e o Supergrupo São Francisco é formado pelo Grupo Una (Figura 3).

O Grupo Rio dos Remédios é formado por quartzitos, metaconglomerados e rochas argilosas e siltosas fracamente metamorfizadas resultantes de deposição fluvial, desertos e ambientes marinhos (figuras 03, 04 e 05) (LIMA e NOLASCO, 2015). Já o Grupo Paraguaçu é constituído por sistemas deposicionais deltaicos e fluviais, metarenitos, metassiltitos e metaargilitos (BONFIM e CAVEDON, 1994; PEDREIRA, 1994; LIMA e NOLASCO, 2015). Por fim, o Grupo Chapada Diamantina é composto por rochas meso e neoproterozóicas, sobretudo terrígenas (arenitos, quartzito-arenitos, conglomerados, folhelhos e calcários), no geral, de baixo grau de metamorfismo depositadas em aproximadamente 700 milhões de anos (PEDREIRA, 1994, BONFIM e CAVEDON, 1994).

O Grupo Una (Figuras 03 e 05) foi depositado sobre as rochas terrígenas do Supergrupo Espinhaço (FRAGA, 2010; PEDREIRA, 1994) e se divide em: (i) Formação Bebedouro - unidade basal do Grupo - constituído essencialmente por diamictitos e rochas siltosas laminadas (LIMA e NOLASCO, 2015) e; (ii) Formação Salitre é composto por carbonatos, dolomitizados e/ou silicificados, depositados em ambiente marinho raso; (iii) Unidade Jussara formada por calcarenitos e calcissiltitos

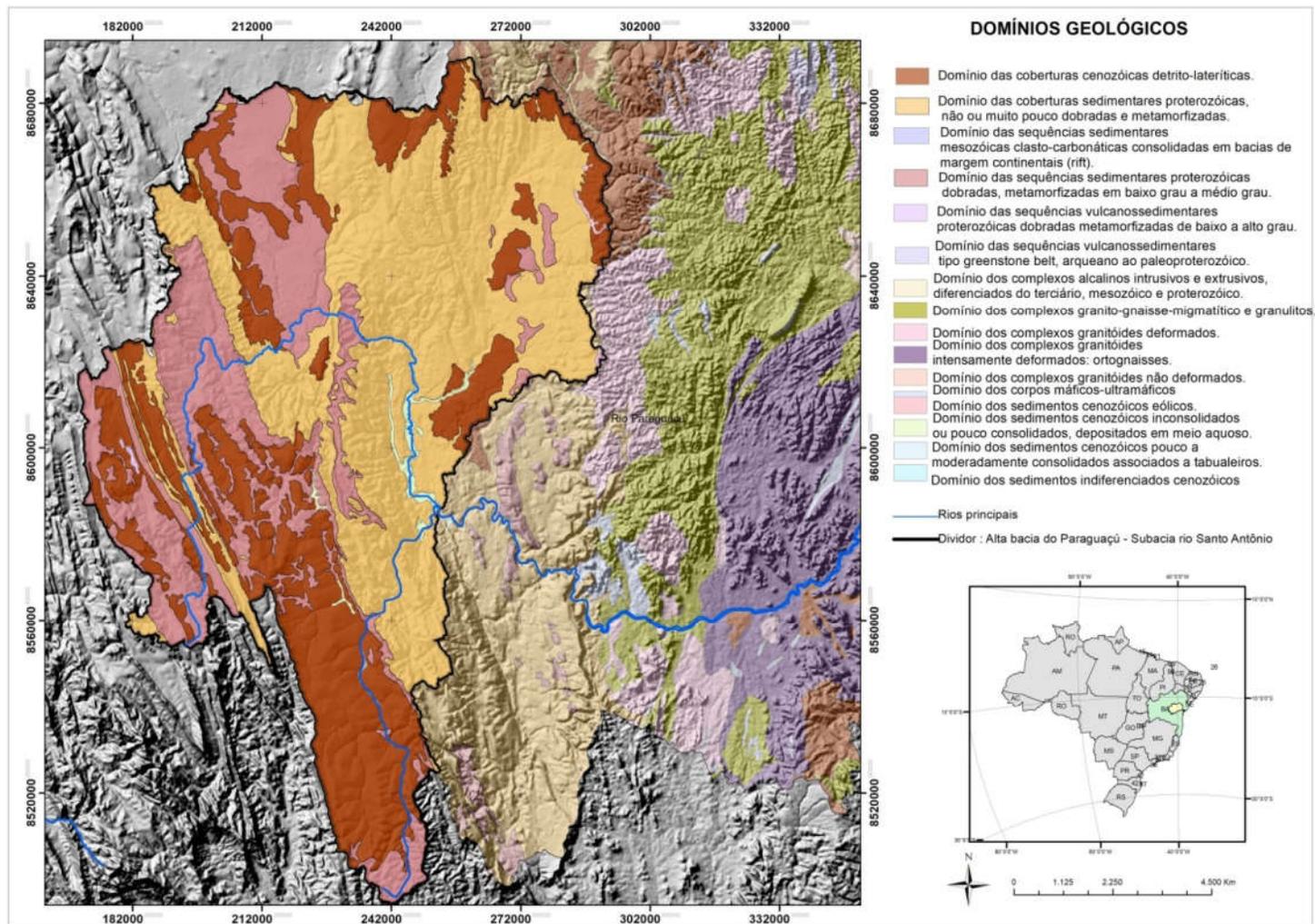
com ondulação truncante, cruzada e sigmoidal, estromatólitos colunares e tapetes algais e (iv) Unidade Nova América constituída por laminitos algais, com alternâncias de calcissiltitos, níveis de brechas intraformacionais (FILHO et al, 1999).

Figura 3 - Unidades Geológicas da Alta Bacia do Rio Paraguaçu



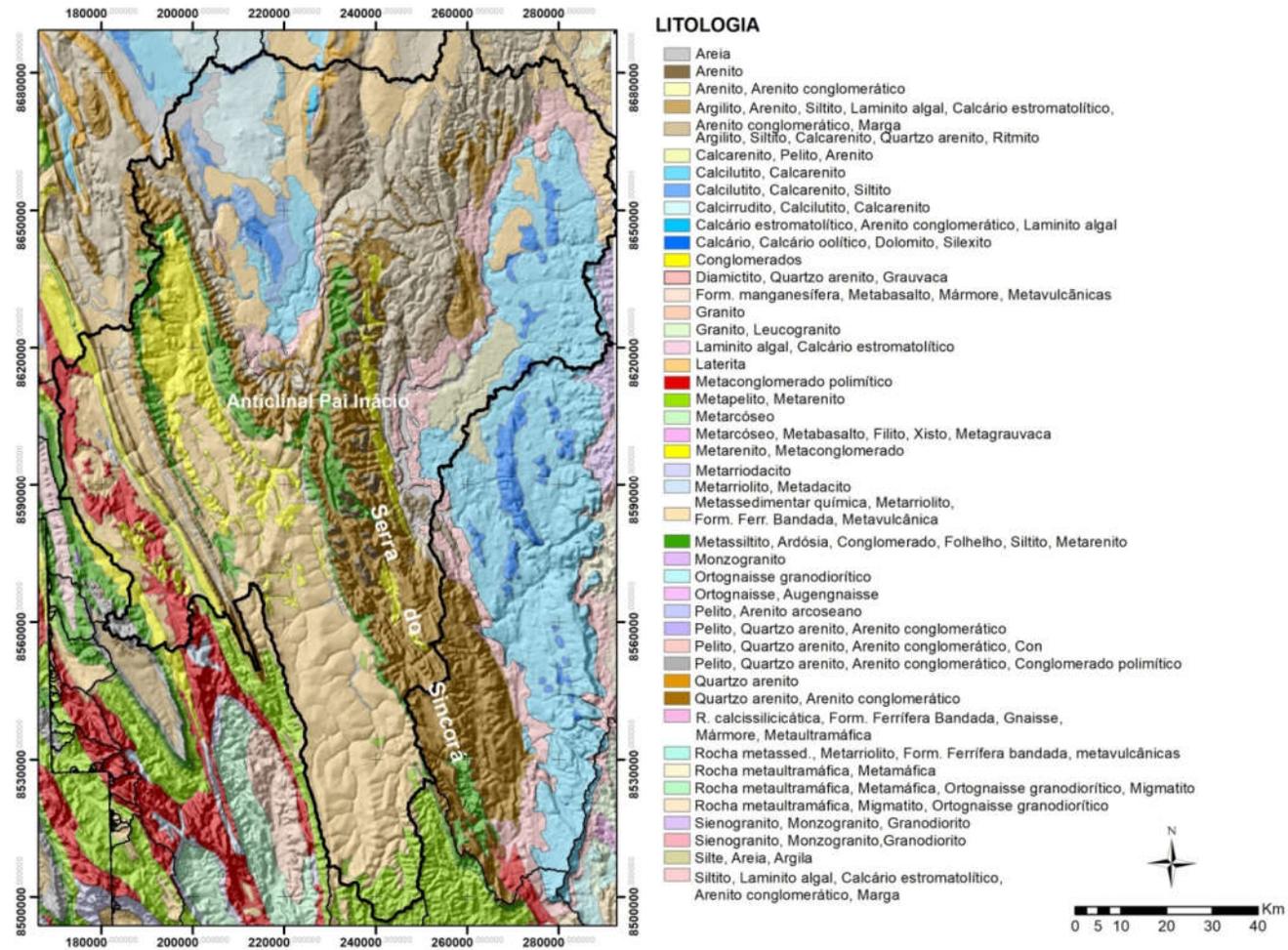
Fonte: Autoria própria a partir da Carta Geológica RADAMBRASIL, 1981. Escala 1:250.000

Figura 4 - Domínios Geológicos da Alta Bacia do Rio Paraguaçu



Fonte: Autoria própria a partir da Carta Geológica RADAMBRASIL, 1981. Escala 1:250.000.

Figura 5 - Mapa Geológico da área de estudo.



Fonte: Autoria própria. Reclassificação e reagrupamento das classes rochas a partir do mapa Geológico CPRM (Serviço Geológico d Brasil), 2010, escala 1:100.000 e Carta Geologica RADAMBRASIL (1:250.000)

2.3. Relevo

Nunes et al (1981) definem a Chapada Diamantina como um planalto topograficamente elevado com altimetria quase sempre superior a 800 m nas áreas mais planase superior a 1.400 metros com ápice de 2.033 metros no Pico do Barbado, localizado na Serra da Mesa, ponto de altitude máximo do estado da Bahia e da região nordeste. Vale ressaltar que as porções mais elevadas da região estão moldadas, sobretudo, sobre rochas quartzíticas e meta-areníticas do Grupo Chapada Diamantinas, mais resistentes (Figura 5).

O relevo da Chapada Diamantina é do tipo Apalachiano com cristas paralelas cruzadas por uma rede de vales profundos destacando-se a Serra do Sincorá como a principal feição de relevo com aproximadamente 1.600 metros de altitude (PEDREIRA, 1994; BONFIM E CAVEDON, 1994) - (Figura 6). É também fruto de remanescentes de dobramentos que atualmente estão configurados em elevações residuais que correspondem a anticlinais escavadas (Figura 7).

Geomorfologicamente está subdividida em quatro unidades principais dentre as nove unidades que se distribuem na área da Bacia (NUNES et. al, 1981) (Figura 8): (i) Escarpas Orientais (Serra do Sincorá); (ii) Planalto do Rio Bonito; (iii) Pediplano Central e (iv) Serras da Borda Ocidental. O(v) Patamar de Utinga e o (vi) Patamar de Souto Soares completam as tipologias mais importantes que compõe a área de estudo.

As Escarpas Orientais (Serra do Sincorá) localizam-se no extenso flanco oriental da Chapada Diamantina - direção Norte/Sul - e possuem forma alongada com largura aproximada de 20 a 25 km (Figura 8). O relevo é montanhoso com altitudes quase sempre superiores a 800 metros e entre 600 a 400 metros nos vales dos principais rios. As altitudes mais elevadas superam 1.200 metros na Serra do Sincorá, principal feição geomorfológica da porção oriental da Chapada Diamantina.

Esse compartimento é moldado sobre rochas do Grupo Chapada Diamantina, em especial sobre as litologias das Formações Tombador (quartzitos, metarenitos, metassiltitos e conglomerados) e Formação Caboclo (metaquartzoarenito, metargilito, metacalcarenito e metassiltito). Os vales são controlados pela estrutura e os interflúvios representados por planos estruturais inclinados ou desnudados.

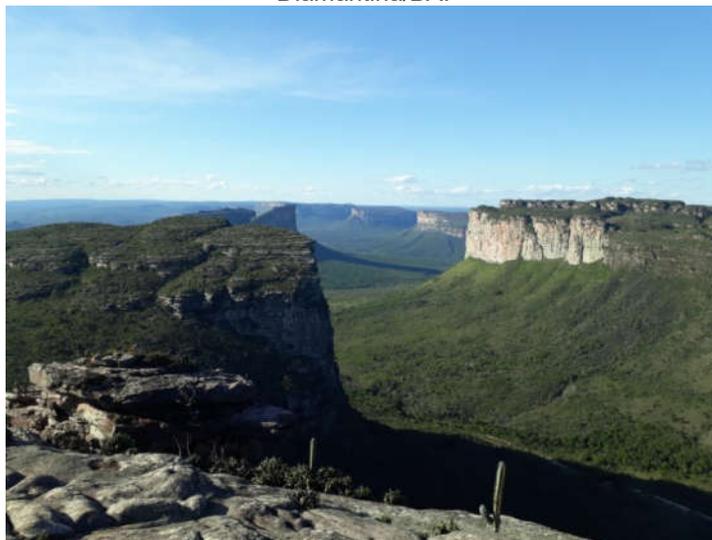
Relevos residuais de topo plano contrastam com cristas assimétricas sustentadas por rochas de maior resistência e relevos invertidos (sinclinais suspensas e anticlinais erodidas) são encontradas na área. A região centro oriental é marcada por escarpas adaptadas a falhas de sentido NNO-SSE e apresenta cornija quartzítica com presença de tálus detrítico. Sulcos e vales se adaptaram a fraturas e essas influenciam os rios da Bacia do Paraguaçu que assim encontram melhores condições transpor à anticlinal da Serra do Sincorá.

Figura 6 - Paisagem da Serra do Sincorá (ao fundo) e superfície aplainada conhecida como “gerais” ou “Pediplano Central”- Chapada Diamantina/BA.



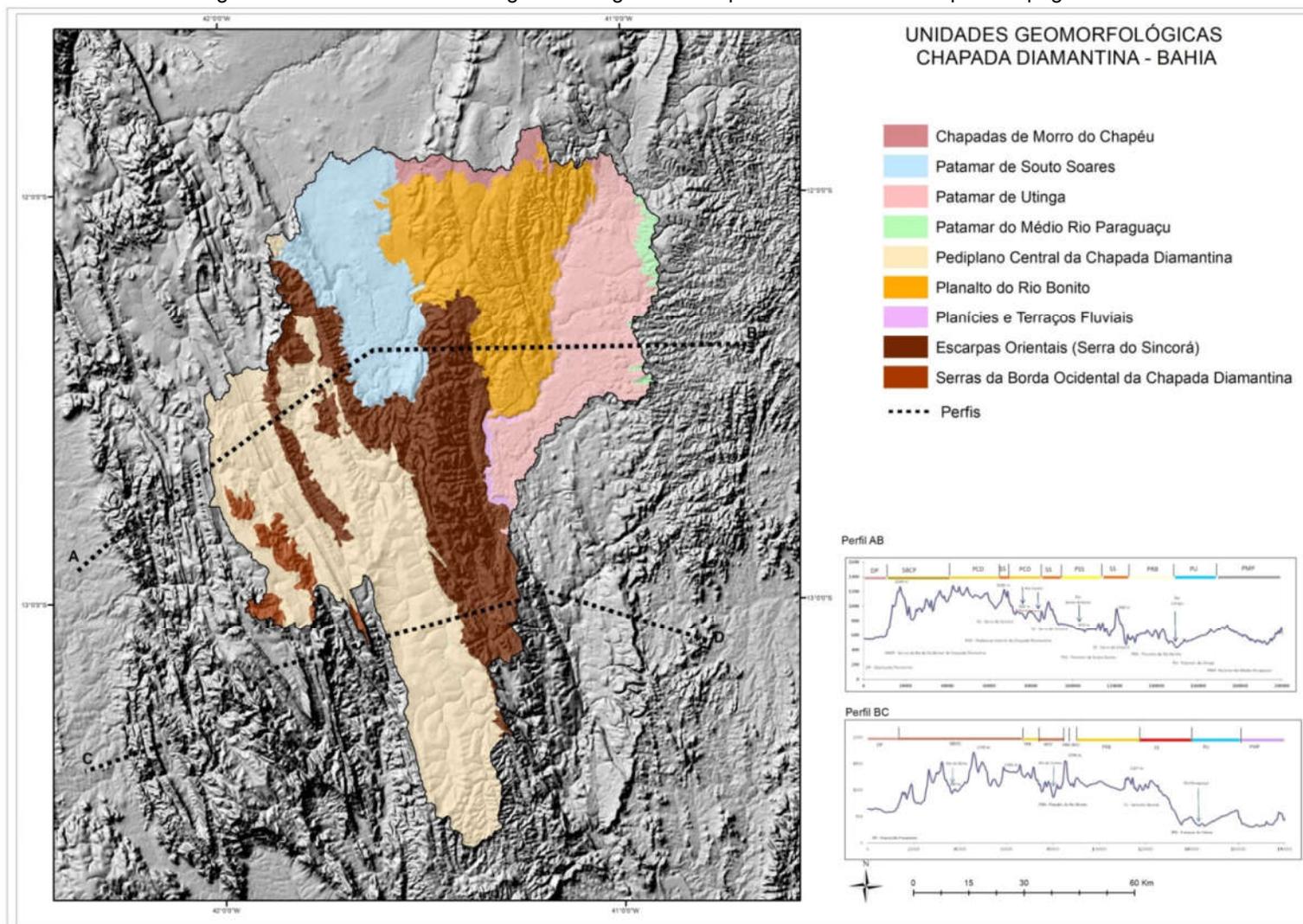
Fonte: Autoria própria.

Figura 7 - Vista do topo do Morro Pai Inácio onde é possível visualizar a anticlinal erodida - Chapada Diamantina/BA.



Fonte: Autoria própria.

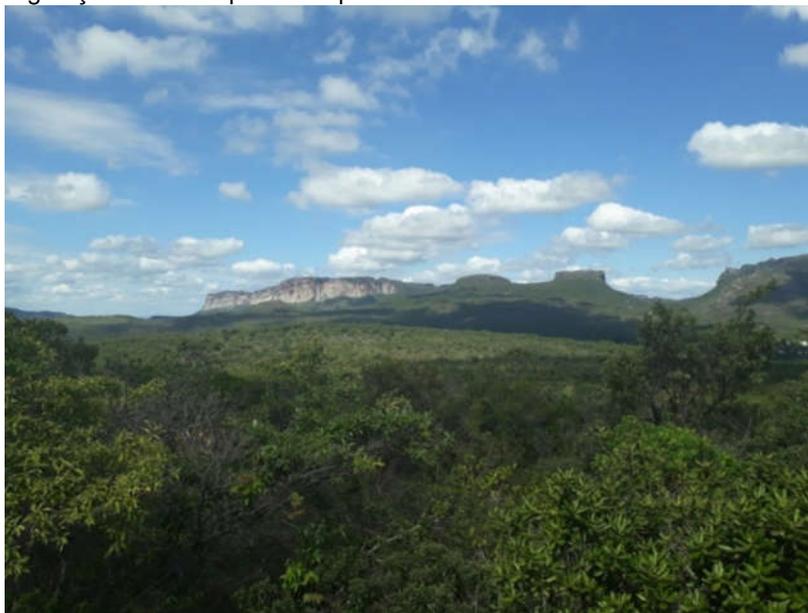
Figura 8 - Unidades Geomorfológicas da região da Chapada Diamantina/BA e perfis topográficos



Fonte: Autoria própria. Carta Geomorfológica RADAMBRASIL, 1981. Escala 1:250.000.

O Planalto do Rio Bonito localiza-se nos contrafortes orientais da Chapada Diamantina e ao norte das encostas orientais e constitui um planalto com setores mais conservados de relevo tabulares e dissecados em intensidades diferentes (Figura 09). As cotas altimétricas variam de 600 a 1200 metros e são formados por quartzitos e conglomerados da Formação Tombador e siltitos com intercalações de arenitos da Formação Caboclo (Grupo Chapada Diamantina). Contém ainda áreas de cobertura detrítica do Neógeno-Quaternário. O relevo possui formas tabulares e de dissecção diferencial, cujas áreas mais dissecadas apresentam formas convexizadas de grande porte, outeiros e morros separados por vales muito profundos (NUNES et al, 1981) - (Figura 9).

Figura 9 - Feições tabulares com dissecção diferencial do Planalto do Rio Bonito mostrando a vegetação de mata que cobre parte dos vales fluviais nesse setor.



Fonte: Autoria própria.

As encostas apresentam forte inclinação e são cobertas por vegetação até as margens dos rios.

O Pediplano Central compreende grandes extensões de planaltos elevados (altiplanos pediplados) de topos extensos, tabulares e uniformes, localizados na parte centro sul e oeste da Chapada Diamantina (Figura 10). A altitude geralmente é superior aos 1000 metros e os relevos residuais alcançam entre 1.200 e 1.400 m de altitude. Morfológicamente destacam-se os chapadões e platôs com relevo suave

ondulado a plano cujas superfícies são dissecadas pelo fluxo intenso dos cursos fluviais sobre as coberturas detrítico-lateríticas. Tal ação escava os vales de fundo achatado com várzeas mais recentes, seccionando a superfície tabular e expondo em alguns trechos rochas de formações subjacentes (Formação Seabra) - (NUNES et al,1981). No norte e no sul os relevos são mais dissecados e na região extremo sul, há uma extensa depressão moldada em sinclinal esculpida nas rochas calcárias do Bambuí, destacando os morros calcários.

Figura 10 - Pediplano Central - Gerais de Mucugê. Ao fundo vista das Serras da Chapada Diamantina Ocidental. Fonte: Autoria própria.



Fonte: Autoria própria.

As serras da borda ocidental compreendem os relevos montanhosos caracterizados por elevações residuais correspondentes aos restos de flancos de dobras antigas e erodidas localizadas a sudoeste e oeste da porção oriental da Chapada Diamantina (Figura 11). Apresenta relevo montanhoso com elevações residuais de anticlinais escavadas e sinclinais suspensas cuja altitude é superior a 1.000 metros. Nessa unidade localiza-se o pico mais alto Bahia/Nordeste, o Pico do Barbado (2.033 metros) e o Pico das Almas (1.958 metros). O relevo caracteriza-se como de dissecação diferencial apresentando cristas assimétricas (*hogbacks*) e morfologia com topografia movimentada e desnivelamentos abruptos.

Figura 11 - Serras da Borda Ocidental da Chapada Diamantina mostrando cristas assimétricas, feições de hogbacks e de morros irregulares.

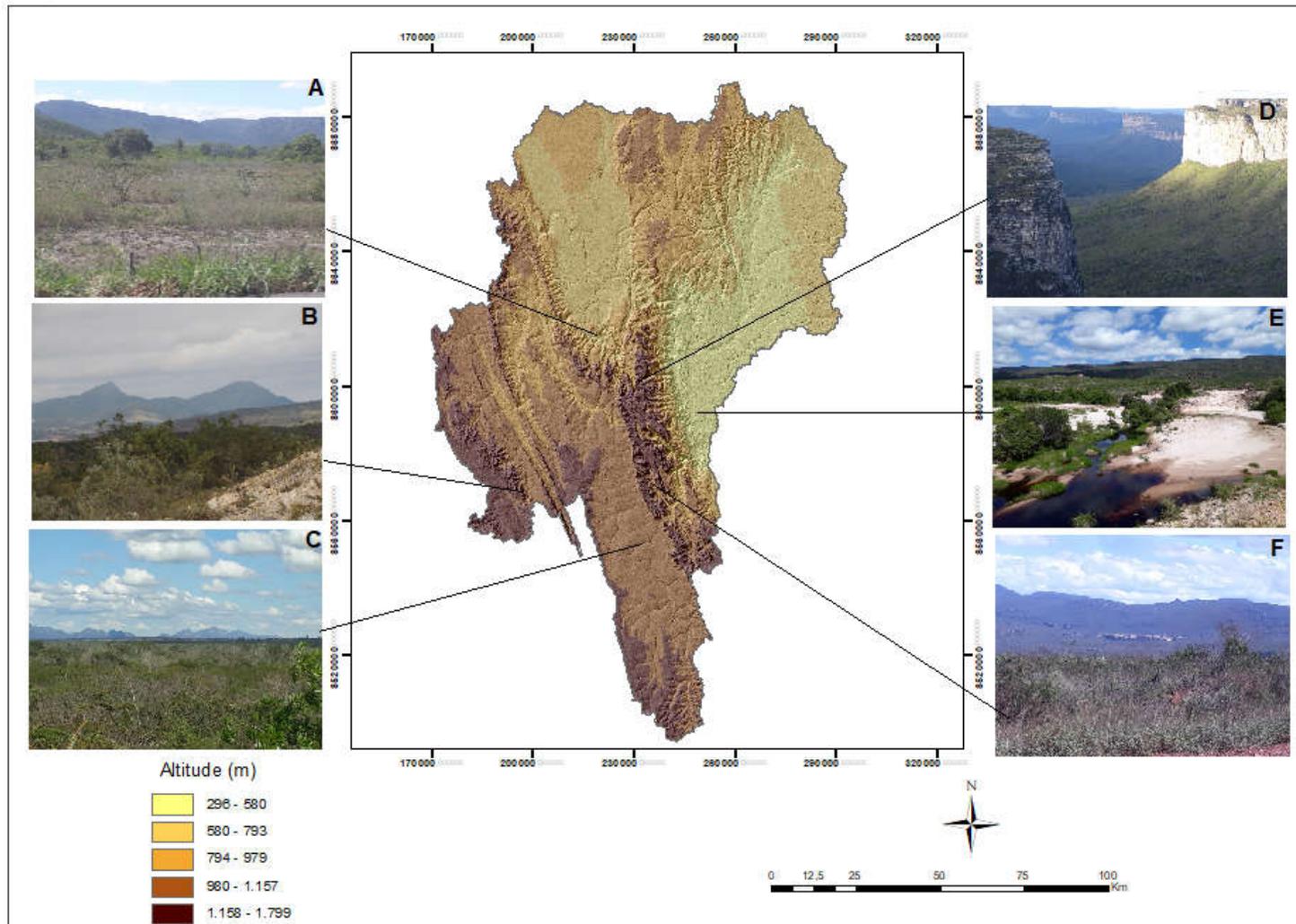


Fonte: Autoria própria.

A paisagem da Chapada Diamantina é marcada por um forte controle litoestrutural, onde o substrato controla as formas do relevo e a organização da rede de drenagem (Figura 12). As porções mais altas correspondem, de modo geral, as cristas quartzíticas e meta-areníticas exumadas ao longo das principais dobras e, as sinclinais, geralmente suspensas na paisagem e os terrenos cársticos preservam as áreas mais planas e os chapadões. Paralelamente, os cursos fluviais aproveitam-se das linhas de fraqueza e tendem, nos contatos estruturais e litológicos, gerar rupturas de declive.

Por fim, os patamares de Souto Soares e o de Utinga são extensas áreas de formação calcária. O primeiro representa uma extensão planície calcária de carste coberto e encoberto onde se localiza a Bacia de Irecê e o segundo é formado por uma superfície inumada predominantemente calcária mas formada em algumas partes (parte norte, principalmente) por intercalações com argilitos, arenitos e pelitos.

Figura 12 – Mosaico com imagens das feições geomorfológicas da área de estudo: A – Platô cárstico – Bacia de Irecê. B – Serras da Borda Ocidental; C – Pediplano dos Gerais de Mucugê e Estiva; D – Serra Sincóra – Anticlinal Pai Inácio; E – Planície cárstica do Leste; F – Escarpas Orientais da Serra do Sincorá.



Fonte: Autoria Própria. Modelo Digital de Elevação ALOS PALSAR (2017).

2.4. Clima, Solos e Vegetação

O clima na região da Chapada Diamantina é caracterizado como Tropical semiúmido e semiárido com manchas de maior umidade na Serra do Sincorá em torno de Lençóis (norte) e Barra da Estiva (sul). As precipitações pluviométricas máximas ocorrem no verão e outono e mínimas no inverno e primavera. As precipitações variam entre 750 e 1000 mm anuais com 4 a 6 meses de estação seca (NUNES et al, 1981, BONFIM e CAVEDON, 1994,).

As condições climáticas são diferentes na região da Serra do Sincorá devido ao efeito da altitude e a condição orográfica da encosta oriental (zona de barlavento para os ventos alísios e outros ventos e massas de ar). Tais fatores, favorecem a abundância de chuvas nessa região com destaque para a área de Lençóis, cuja média pluviométrica é de 1.363 milímetros, com apenas 2 ou 3 meses de período seco. A temperatura média é superior a 18° C e também segue a orientação do relevo: varia de 19,5°C, em Mucugê (a 990 m de altitude) a 23,5° C em Andaraí, no sopé da serra do Sincorá, a 386 metros de altitude. Em função da diferença de altitude, a amplitude térmica anual é de 4°C (SEI, 1999).

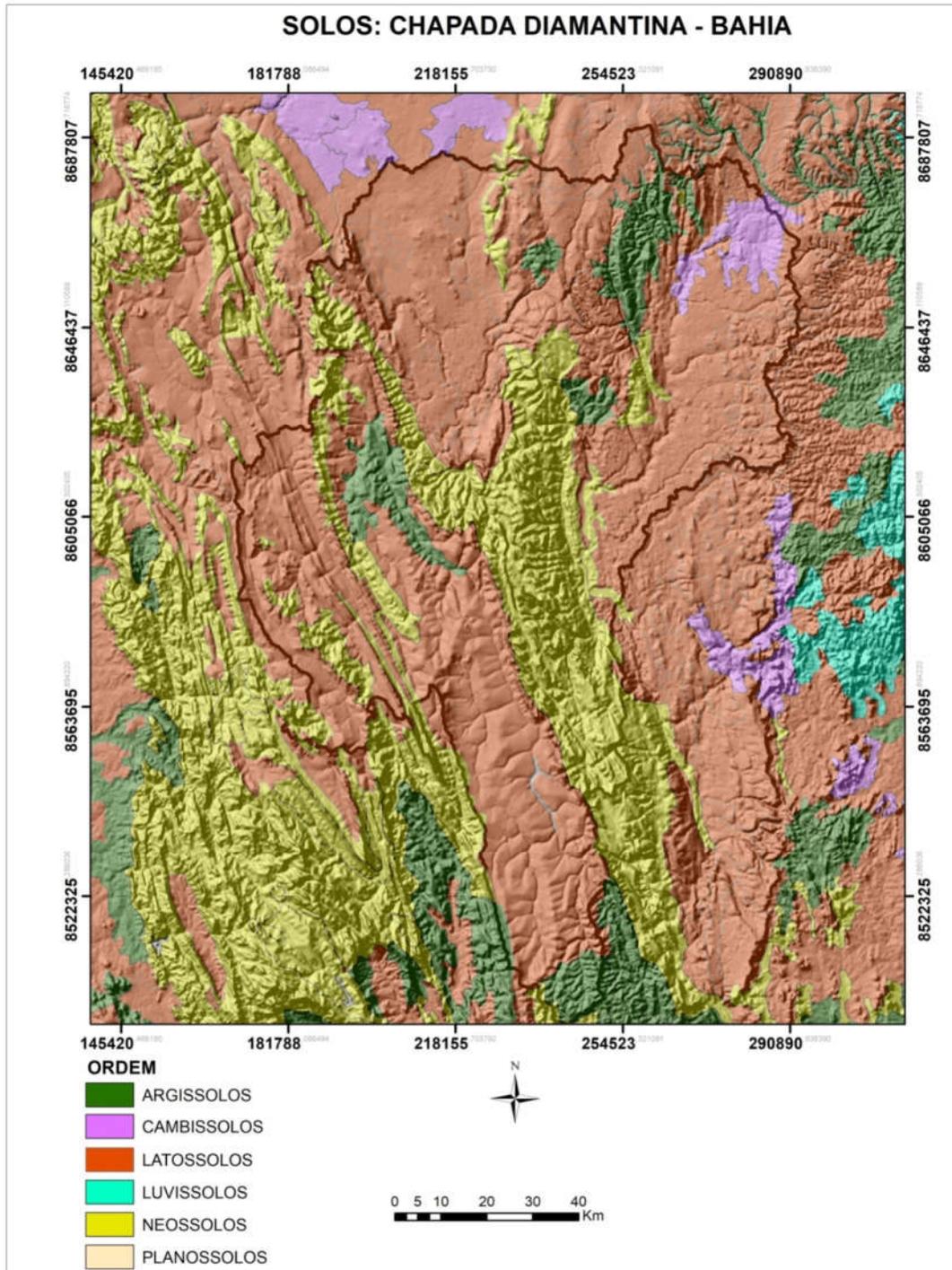
As diferenças na distribuição da pluviosidade, no contexto litológico e do relevo evidenciam diferentes tipos de solos (Figura 13). Nas áreas de domínios dos granitoides e das superfícies aplainadas degradadas predominam os planossolos háplicos eutróficos.

Já nas áreas da depressão interplanáltica os argissolos vermelho amarelo eutrófico são dominantes. E em toda região que circunda as serras da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, tanto nas áreas dos platôs das chapadas quanto nas depressões que bordejam esses sistemas, ocorrem extensas manchas de latossolos vermelho amarelo (Figura 13). O latossolo se diferencia nas áreas calcárias da Bacia de Irecê e da borda leste do Piemonte da Chapada Diamantina. Os neossolos litólicos encontram-se sobre a Serra do Sincorá.

Já a vegetação acompanha o clima e o substrato geológico. Nas áreas mais secas ocorrem manchas de caatinga, nas mais úmidas o cerrado e campos rupestres se instalam sobre os quartzitos e meta-arenitos.

Eventualmente, matas de galeria podem acompanhar as áreas mais úmidas ao longo dos principais cursos fluviais.

Figura 13 - Solos da Chapada Diamantina destaque Alta bacia do Rio Paraguaçu-Bahia



Fonte: Mapa de solos projeto RADAMBRASIL, 1981. Escala 1: 250.000

2.5. Hidrografia/Bacias de drenagem

Na Chapada Diamantina os rios do oeste e norte drenam, em sua maioria, para as bacias do São Francisco (destacando-se aí as bacias dos rios Paramirim, Verde e Jacaré) e os do lado leste (Paraguaçu e Contas, principalmente) para o Leste Brasileiro (Figura 14). O principal curso da área de estudo é o Rio Paraguaçu que flui por toda a região centro-oriental do Estado da Bahia e limita-se pelos paralelos 11° e 13° S e pelos meridianos 39° e 41° W. Tem grande peso na configuração hidrográfica regional por drenar 56.300 km² e possuir um considerável comprimento (direção leste- oeste) de aproximadamente 447 km (NUNES et. al. 1981). A maior parte dos seus afluentes e rios principais nascem na área do Parque Nacional da Chapada Diamantina, estando suas nascentes protegidas por Lei (BONFIM e CAVEDON, 1994).

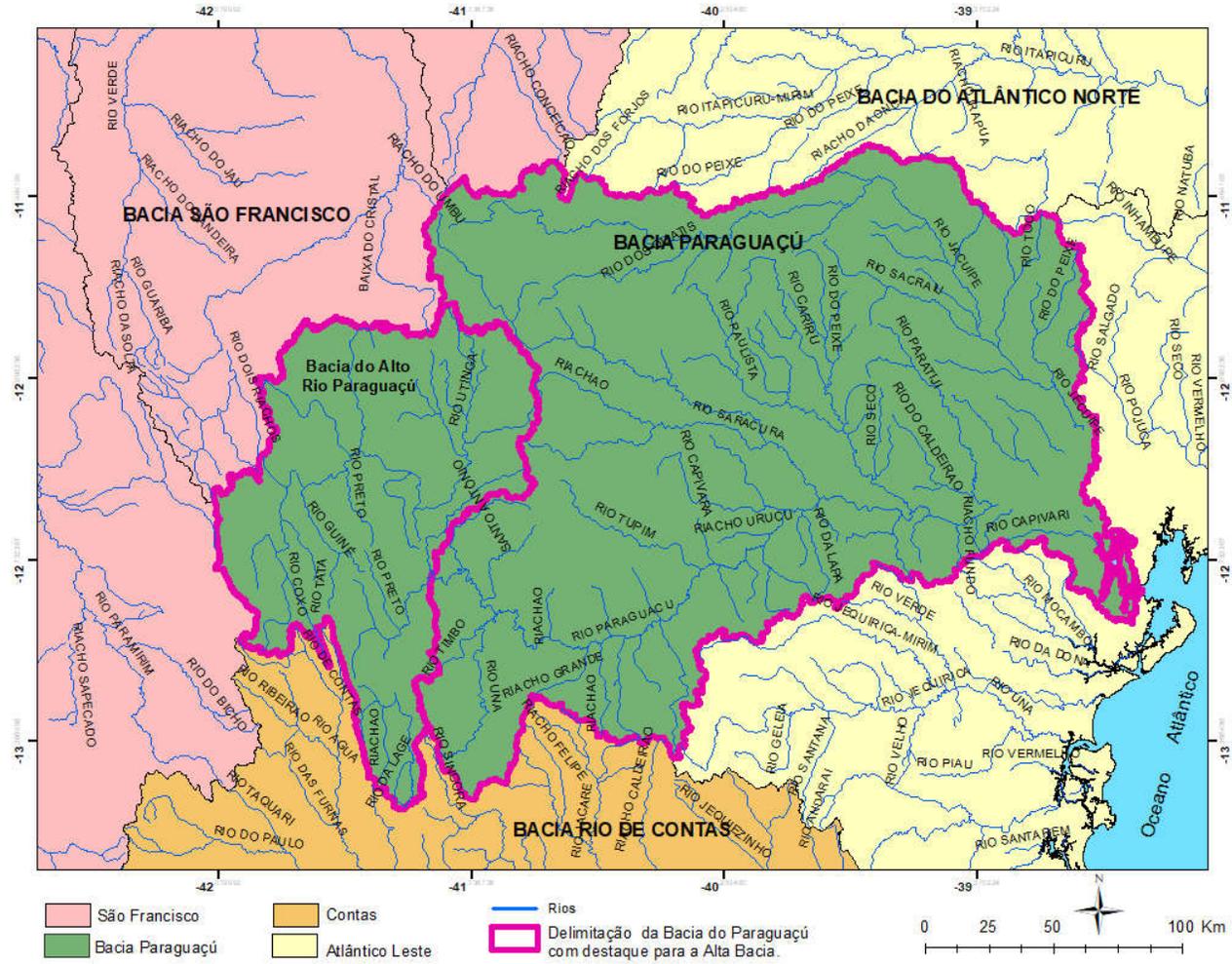
Segundo Nunes et al (1981) o rio Paraguaçu nasce ao norte de Barra da Estiva, no morro do Ouro (Serra do cocal). Segundo os autores o rio segue em direção norte, atravessando os "campos gerais" (Superfície aplainada ou pediplano), onde é reorientado próximo a Andaraí, para sudeste prosseguindo em tal direção até Itaetê. Os tributários nessa região configuram padrão de drenagem básico retangular, o que sugere o possível condicionamento estrutural. Segundo os mesmos autores, a bacia do rio Paraguaçu é marcada por uma notável assimetria da distribuição dos afluentes em relação ao rio principal, não só em relação à extensão destes, como também em termos de densidade e volume de contribuição (superior a 35 m³/h de vazão - RADAMBRASIL, 1981) com destaque para os afluentes que estão em sua margem esquerda.

O Rio Paraguaçu e o seu principal afluente, o Rio Santo Antônio, são perenes com razoável escoamento de base, sustentados por uma boa densidade de drenagem (BONFIM e CAVEDON, 1994). Tal condição é fruto da posição geográfica das nascentes - Serras e chapadões - cuja altitude e efeito orográfico permitem o domínio dos climas úmidos e subúmido cuja média pluviométrica em torno de 1,000 mm anuais (BONFIM e CAVEDON, 1994). Vale ressaltar que o Rio Paraguaçu atravessa o Parque Nacional em sua parte

central poraproximadamente 20 km. Possui um grande desnível - 600 metros - nas escarpas de Mucugê em uma extensão de apenas 15 km apresentando fortes descargas e densas cachoeiras, enquadrando-se, portanto como um rio de alta energia (JESUS et al, 1985).

Já o Rio Santo Antônio corta o Parque Nacional a leste numa extensão inferior a 10 km sem desnível altimétrico significativo. No entanto, seu alto curso (próximo junção com o Rio Cochó) está a 697 metros e sua confluência com o rio Paraguaçu a 329 metros apresentando, nesse caso, um desnível significativo em relação ao nível de base geral: o Rio Paraguaçu (Nunes et al, 1981).

Figura 14 - Mapa hidrográfico destacando a área de estudo e bacias hidrográficas adjacentes. Drenagem cartas topográficas 1:250.000. SEI-BA.



Fonte: Autoria própria.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Rearranjo de drenagem: tipos, processos e fatores associados.

O conceito de rearranjo de drenagem pode ser entendido como a transferência de parte ou de todo um rio (geralmente bem estabelecido) para outro rio (BISHOP, 1995).

Segundo BISHOP (1995) rearranjos de drenagem podem explicar a história de um rio em escalas espaciais de pequenas redes fluviais (inclusive de áreas áridas) até sistemas regionais e subcontinentais de drenagem como o Yangtze e o Rio Vermelho - China.

Processos de rearranjo de drenagem afetam o desenvolvimento de rios e contribui para a história da paisagem uma vez que as mudanças ocasionadas podem influenciar na quantidade e proveniência de sedimentos carregados pelos rios o que ocasiona impactos significantes em sua biota (BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001).

Para BISHOP (1995) três formas de rearranjo de drenagem podem ser identificadas que são captura, desvio e decapitação (Figuras 15, 16 e 17).

Em todas as três formas, o autor salienta a importância em distinguir entre rearranjo de áreas de captação e rearranjo de linhas de drenagem, bem como se os processos ocorrem de cima para baixo (*top down*) ou de baixo para cima (*bottom up*).

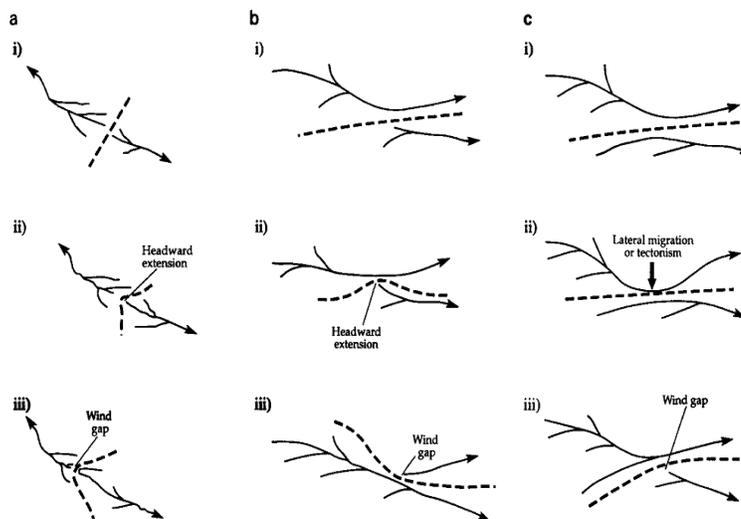
Rearranjos de áreas de captação envolvem a invasão progressiva de um limite de captação na bacia adjacente e resultam na transferência da área de captação de um sistema para outro (Figura 15).

Já o rearranjo das linhas de drenagem envolve a transferência de ambas as bacias hidrográficas e linhas de drenagem com as formas de canais originais pelo menos parcialmente preservadas (Figuras 15 e 16).

Nos processos de “*top-down*” um rio move-se para dentro (“de cima para baixo”) de outra bacia, ou seja, o rio é “empurrado” para outra bacia. Nesse processo pode ocorrer quebra de divisão pelo canal desviado como resultado da migração de canais, tectonismo ou fluxos catastróficos (Figuras 15b, 15c, 16b)

Já os processos de “*bottom up*” (“de baixo para cima”) resultam na interceptação e captação de rios para um sistema adjacente cujo exemplo comum é a captura por erosão regressiva (BISHOP, 1995) - Figuras 15 ae 16 a.

Figura15 Padrões em planta da reorganização da drenagem por pirataria fluvial (captura) segundo BISHOP (1995).



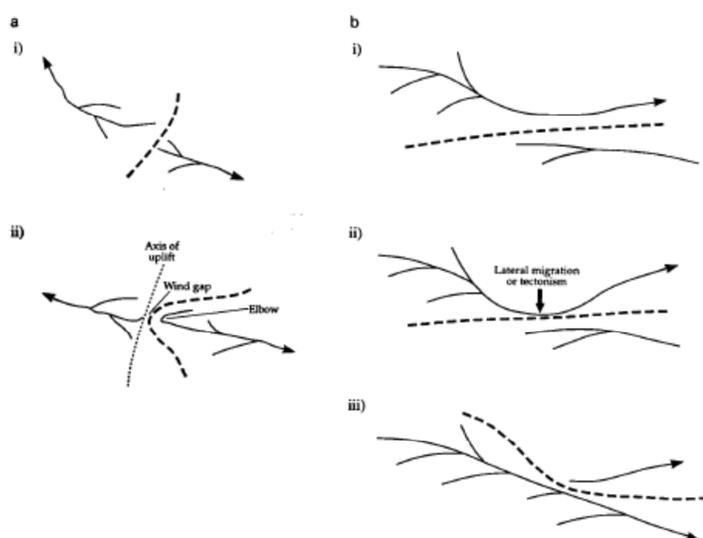
O esquema mostra a preservação de linhas de drenagem e transferência de áreas de drenagem entre bacias hidrográficas. As linhas pontilhadas correspondem ao divisor hidrográfico; (a) ilustra a formação de uma drenagem farpada (curvas em anzol) por extensão das cabeceiras (processos ascendentes); (b) e (c) ilustram capturas por intrusão lateral em uma bacia de drenagem adjacente, tanto por extensão da cabeceira do tributário ou (b) migração lateral de um canal principal que captura um tributário adjacente (c). Note que o rejuvenescimento da cabeceira seria esperado no canal capturado ou acima do ponto de captura (BISHOP, 1995).

O conceito de rearranjo de drenagem vincula-se diretamente a conceito de capturas fluviais (*river capture ou stream piracy*) entendido como o desvio natural das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (CHRISTOFOLETTI, 1975; 1977; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; SILVA et al, 2006; OLIVEIRA, 2010;).

No tipo de rearranjo por captura fluvial segundo Bishop (1995) um dos rios aprisiona o rio adjacente o qual é afetado, geralmente, pela erosão remontante mais agressiva. Segundo ele a ênfase se dá na captura pela corrente a que o fluxo é desviado através de um processo de *bottom-up* (de baixo para cima) e um cotovelo de drenagem (*elbow of capture*) é a evidência mais citada e implica a captura de ambas as áreas da bacia e as linhas de drenagem sobre o cotovelo de captura (Figuras 15a, 16a).

Bishop (1995) define desvio como um equivalente “*top-down*” de captura que envolve o redirecionamento da drenagem em uma bacia adjacente por uma série de mecanismos de rompimento/divisão que incluem: migração do canal, tectonismo ou avulsão catastrófica pela alta magnitude do fluxo. Segundo o autor, o desvio dos rios envolve tanto a transferência inter-bacias da área de captação e a preservação das linhas de drenagem (Figura 16b).

Figura16 Padrões e formas de rearranjo de drenagematravés de desvio de fluxo hídrico e transferência de área de drenagem entre áreas de captação.

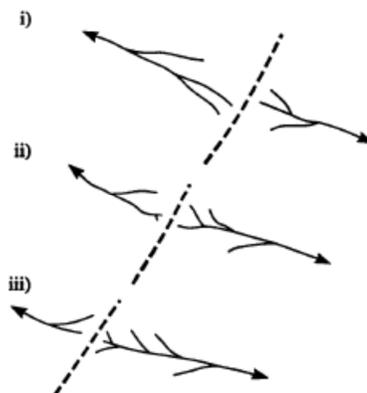


Padrões de projeto de duas formas de rearranjo de drenagem via desvio de fluxo como resultado de migração lateral ou tectonismo (processos *top-down*) e envolvendo a preservação de linhas de drenagem e transferência de área de drenagem entre captações (linha tracejada é a drenagem); (a) ilustra a formação de drenagem farpada (curvas de anzol ou anzol); (b) ilustra o desvio para uma bacia de drenagem adjacente. Observe que uma cabeça de rejuvenescimento pode ou não ser esperada no cotovelo ou acima dele, dependendo da diferença de altura original entre os leitos dos dois rios envolvidos no rearranjo e a mudança na descarga no fluxo que recebe o fluxo desviado (BISHOP, 1995).

No referido processo, um vale seco (*wind gap*) deve ocorrer e uma ruptura de declive (*knickpoint*) pode ou não estar associado com o cotovelo do desvio dependendo da diferença de elevação entre os rios envolvidos no rearranjo e as alterações das descargas associadas ao desvio do rio.

Já a decapitação é definida como a apropriação da área de captação do rio para um rio adjacente sem preservação de linhas de drenagem da área de captação (capturada) BISHOP (1995) - (Figura 17).

Figura17 - Padrões de planos resultantes do rearranjo de drenagem através da decapitação



O processo envolve a transferência da área de drenagem entre as bacias, mas sem a preservação das linhas de drenagem (a linha tracejada é a divisão da drenagem).

Christofolletti (1975, 1980) define cinco tipos de capturas de drenagem por: absorção, transbordamento; aplainamento lateral, subterrânea e recuo das cabeceiras.

Segundo o autor, captura por absorção ocorre quando um rio entalha mais que o vizinho e adentra os cursos laterais. Segundo o autor, um rio capta as águas de outros rios devido à competição que se estabelece ao longo de uma vertente ou superfície. O autor explica que um dos rios entalha mais rapidamente que os outros rios, alarga seu divisor hidrográfico e incorpora os cursos d'água laterais. Para o autor, esse processo é o responsável pela hierarquização dos rios quando os tributários unem-se ao rio principal.

Já captura por transbordamento lateral refere-se à erosão lateral por aumento das águas à montante do curso e o aumento do nível ocasiona uma captura lateralmente e ocorre quando um rio recebe um acúmulo muito elevado de sedimentos que leva ao aumento do nível de água até um dos divisores mais baixos que separam os vales o qual passa a drenar a planície de inundação e os vales vizinhos (CROSBY, 1937; CRHISTOFOLETTI, 1975,1980; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007,2009).

Por sua vez, as capturas subterrâneas referem-se à atuação do nível freático nas rochas cujo potencial de dissolução dos minerais é capaz de capturar no interior da superfície o curso vizinho por erosão regressiva. Ocorre comumente em rochas calcárias ou rochas solúveis. Maior velocidade de dissolução química e o nível

freático em que escoo o curso subterrâneo são os fatores principais para esse tipo de captura (CROSBY, 1937; CRHISTOFOLETTI, 1977, 1981; PEDERSON, 2001).

Por fim, a captura por recuo por cabeceira é a mais citada nos trabalhos sobre o tema (CROSBY, 1937; CHRISTOFOLETTI, 1975, 1980; SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; ZAPROWSKI, 2002; SILVA et al, 2006; OLIVEIRA, 2010).

Christofoletti (1975,1980) a define como a erosão de um canal sobre o divisor mais rapidamente que o canal vizinho até que haja o rebaixamento do divisor e, assim, a captura do fluxo d'água do rio mais fraco.

O autor salienta que dois rios adjacentes precisam estar localizados em altitudes diferentes e assim os tributários do curso mais baixo erodem regressivamente suas cabeceiras de modo rápido, principalmente quando estão entalhando rochas frágeis (CHRISTOFOLETTI, 1975, 1980).

Christofoletti (1980) afirma ser de fundamental importância saber que a ocorrência desse tipo de captura reside na diferença de declividade entre os dois cursos concorrentes, sendo que o de maior declividade é o beneficiado.

Crosby (1937) ao caracterizar os tipos de captura fluvial a denomina de - pirataria de corrente - e diz que o processo pode envolver dois fluxos de superfície, dois fluxos subterrâneos ou um fluxo superficial e um fluxo subterrâneo.

Ainda segundo Crosby (1937) existem três tipos distintos de processos de pirataria/captura fluvial: captura por erosão de cabeceira (erosão remontante); captura de planação ou intercisão (causada por nivelamento de uma paisagem pela erosão) e captura por métodos subterrâneos (Quadro 1).

Segundo o autor, captura por erosão remontante é a mais comum dos dois tipos de captura fluvial na superfície e para ele o ato final para ambos os tipos pode se dá pelo modo subterrâneo (fato pontuado também por PEDERSON, 2001).

Crosby (1937) explica que quando o estado de captação de um rio capturador torna-se iminente a erosão remontante é potencializada pelo aumento do volume devido à infiltração de água subterrânea que extravasa pelo rio capturador e/ou na confluência capturador/capturado. Dessa maneira o rio expande e captura o rio adjacente. O autor destaca o poder desse tipo de erosão para capturar rios em níveis altimétricos mais altos mesmo em rochas resistentes.

Quadro 1 - Tipologias de Capturas fluviais segundo Crosby (1937)

TIPO	CARACTERÍSTICA
Captura por erosão de cabeceira	a) Dois fluxos adjacentes devem estar em níveis marcadamente diferentes por erosão remontante erodem em direção ao fluxo superior, configurando a captura superior; b) O fluxo de menor cota altimétrica rompe a divisão e captura a corrente superior;
Captura por Planação ou Intercisão	a) Refere-se ao nivelamento de uma paisagem pela erosão; b) Refere-se ao corte lateral produzido por um rio no vale do outro rio; c) Não requer diferença altimétrica apreciável;
Captura Subterrânea de Fluxos de Superfície	a) Processo importante e ocorrente em rochas solúveis; b) Os canais captor e capturado encontram-se separados por distância considerável; c) Todo o processo de captura ocorre no subsolo; d) O fluxo de água pode desaparecer em grandes sumidourose reaparecer a pouca distância; e) O ato final da transferência de água do fluxo superior para o fluxo inferior é feita no subsolo; f) Ocorre predominantemente em rochas solúveis; g) Pode desenvolver um vale aberto h) A evidência do tipo de pirataria por ser obscurecida ou destruída.

Esse fato coloca em pauta a importância que o método de captura subterrânea pode desempenhar na captura de corrente (CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001, BECERRIL E DURÁN, 2010; HILL e POLYAK, 2014). Crosby (1937) ao citar Mackin (1936) diz que capturas fluviais sempre ocorrem pelo método subterrâneo.

Crosby (1937) pondera e em parte concorda e diz que é mais provável e comum que o ato final de ambos os tipos ocorra subterrâneo se as condições foram adequadas como a ocorrência do processo em rochas solúveis (menos resistentes).

Além de definir os tipos de captura, Crosby (1937) caracteriza e discute os métodos de captura fluvial que são: os métodos de captura de superfície, método de captura subterrânea em rochas solúveis, método de captura subterrânea em rochas insolúveis/impermeáveis, método de captura subterrânea em rochas permeáveis e método de captura subterrânea em formações inconsolidadas.

No método de captura de superfície a capacidade de um fluxo para capturar outro fluxo depende da sua capacidade de manter seu canal em um nível inferior ao da corrente superior (CROSBY, 1937).

Para o autor, os principais fatores que regem a taxa de erosão mecânica do canal são a quantidade de água, sua velocidade, o caráter e a quantidade das

ferramentas disponíveis para trabalhar (poder erosivo - *stream power*) e a natureza e estrutura da formação sobre a qual o rio flui.

CROSBY (1937) salienta que para as formações relativamente impermeáveis o ato final da captura ocorrerá na superfície quando o fluxo inferior romper o limite e gerar inundação ou transbordamento da água.

No caso de formações não consolidadas, no entanto, a primeira inundação pode superar o divisor e provavelmente completará a captura, muitas vezes com resultados catastróficos (CROSBY, 1937). Segundo o autor, a água, por transbordamento rompe o relevo (por incisão) e invade meandros (CROSBY, 1937; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007).

Já para duas correntes adjacentes em diferentes níveis altimétricos separadas por uma formação permeável, a corrente inferior tenderá a extrair parte do abastecimento de água subterrânea da corrente superior aumentando a capacidade de erosão subterrânea.

Em casos de ocorrência de inundações, o fluxo por infiltração pode aumentar e gerar o processo de pirataria. Em muitos casos, o processo de agradação (acumulação sedimentar/assoreamento) do córrego prestes a ser capturado, por vezes, desempenha um papel importante no ato final de captura (CROSBY, 1937; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007).

Na captura por planação ou intercisão Crosby (1937) destaca que o processo mais importante é a planação lateral de um ou ambos os canais/fluxos envolvidos (CROSBY, 1937; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007), embora o intemperismo químico, deslizamentos, solifluxão e todos os demais processos envolvidos na erosão remontante possam participar em maior ou menor grau desse processo.

No que se refere aos métodos subterrâneos de captura em rochas solúveis Crosby (1937) destaca a participação do calcário como rocha comum para ocorrência desse processo apesar de que, para que o fenômeno ocorra, o calcário tem que conter fissuras capazes de facilitar o processo de infiltração, diferentemente de conglomerados e arenitos cujo fator preponderante seria o tipo de material de cimentação.

Crosby (1937) afirma que se a rocha calcária apresentar um sistema bem desenvolvido de juntas regulares será formado um sistema contínuo de cavernas e a

captura da corrente superior se dará totalmente no subsolo. Se, no entanto, a rocha não possuir um sistema bem desenvolvido, o método subterrâneo pode não ser tão eficaz na promoção da captura.

Para os métodos subterrâneos de rochas insolúveis e impermeáveis o autor destaca que o fluxo de água terá pouco efeito uma vez que a água passará sem efeito direto na degradação da rocha a menos que essas sejam bem fissuradas a ponto de permitir o processo de infiltração.

Já para os métodos subterrâneos em rochas permeáveis insolúveis o autor expõe que a maior parte das capturas subterrâneas fora do calcário ocorre em rochas permeáveis e destaca o arenito como uma das rochas mais comum de ocorrência.

Por fim, os métodos subterrâneos em formações não consolidadas ocorrem se o material for impermeável à água e esta não poderá adentrar a rocha e, dessa forma a erosão subterrânea não participa do processo de captura do fluxo (CROSBY, 1937).

Pederson (2001) ao discutir o papel da erosão da água subterrânea (*sapping*) em eventos de capturas fluviais diz que os processos de solapamento por água subterrânea (*groundwater sapping*) podem estar ligados a maior parte dos casos de capturas superficiais.

O autor ainda diz que a erosão por águas subterrâneas (*sapping*) é efetiva nos processos de erosão de encostas e, portanto passíveis de romper um divisor hidrográfico e gerar processos de pirataria fluvialé a posição da divisão da água subterrânea em comparação com a divisão topográfica, uma vez que a energia das águas subterrâneas são pouco afetadas pelo divisor topográfico em comparação com a energia da água superficial (PEDERSON, 2001).

Dessa forma, os processos de erosão por águas subterrâneas (*sapping*) são igualmente eficazes na presença de águas superficiais, mas se destaca por ser um processo contínuo e persistente ao longo do tempo em comparação com os demais (PEDERSON, 2001).

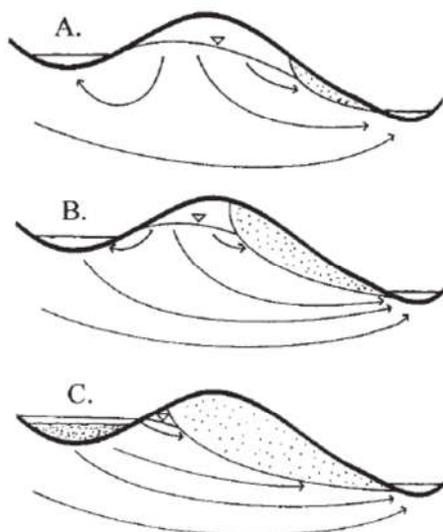
Segundo Pederson (2001) e Crosby (1937) a energia da água superficial geralmente diminui perto do divisor por causa da diminuição da área de captação o que pode levar a diminuição do gradiente de superfície diferentemente da água subterrânea (Figura 18).

No esquema da figura 18 vemos que a ruptura do divisor topográfico se torna possível porque o sistema de fluxo de águas subterrâneas é capaz de manter sua energia e inclusive aumentar esse gradiente de energia à medida que o fluxo pirata se une à extensão do fluxo pirateado (PEDERSON, 2001).

O aumento do acúmulo de sedimentos no fluxo pirateado oferece um aumento de energia no fluxo de águas subterrâneas gerando um *feedback* positivo e por meio de perdas de água do fluxo pirateado há aumento do fluxo/escoamento das águas subterrâneas.

Pederson (2001) diz que o desenvolvimento desses processos em fraturas rochosas ou o desenvolvimento no carste (rocha calcária com “cimento” solúvel) podem causar a pirataria de corrente muito antes de existir uma aparente expressão superficial. O autor destaca que “é apenas uma questão de tempo até que os caminhos de fluxo subterrâneo sejam expressos na superfície”.

Figura 18 - Sequência da captura subterrânea segundo Pederson (2001).



Fonte: Pederson, 2001. Seqüência de seção transversal (A - C) da extensão do canal pirateado e possível quebra do divisor por erosão de corte subterrânea. As setas mostram os caminhos do fluxo das águas subterrâneas e o triângulo invertido mostra a posição do lençol freático. Sedimentação em fluxo pirateado, demonstrado pela maior densidade de pontos. Erosão no canal de pirateamento mostrado pela menor densidade de pontos.

Crosby (1937) ainda expõe que a única conexão entre o rio pirateado e o incipiente pirateador é o sistema de fluxo subterrâneo (Figura 18) e o fluxo pirata incipiente pode gerar fluxo (fonte/fluxo de energia) do/ a partir do córrego pirateado e

causar a acumulação de sedimentos nas suas margens (BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; ZAPROWSKI, 2002; PRINCE, 2011).

De acordo com o autor, esse conceito pode ser aplicado na construção e violação de diques de rios, formação de delta, leques aluviais e processos ligados a movimentos de massa (*hillslope*).

3.2. Capturas Fluviais em Áreas Cársticas

Hill e Polyak (2014) definem pirataria cárstica como um tipo de pirataria de rios onde uma conexão de drenagem subterrânea é feita sob uma divisão topográfica. Segundo os autores, a pirataria cárstica é o mecanismo responsável pela conexão hidrológica de um córrego subterrâneo de um lado do divisor topográfico com o do outro lado.

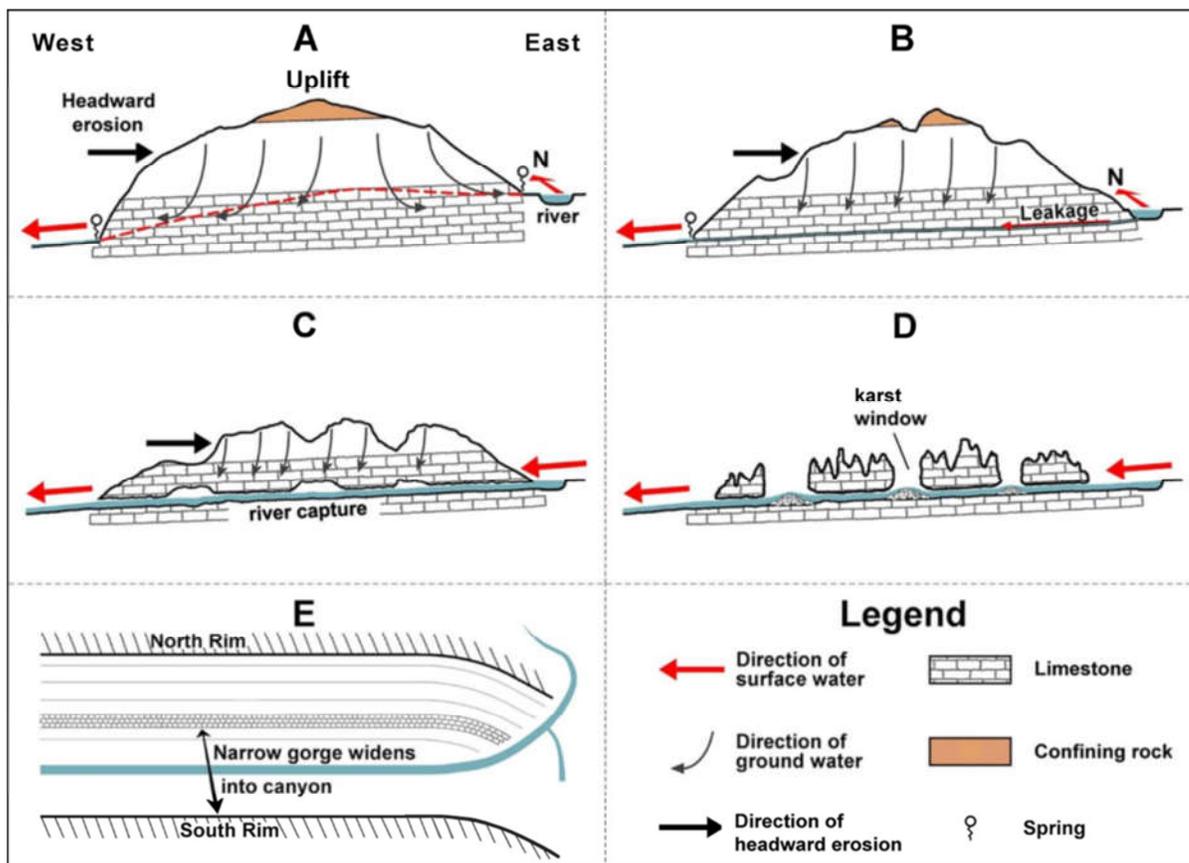
A pirataria cárstica envolve o desenvolvimento de grandes passagens de cavernas que transportam grandes volumes de água sob uma divisão topográfica e também envolve a conexão de duas áreas de diferentes altitudes e superfícies potenciométricas em cada lado da divisão.

Segundo os autores, o processo de pirataria cárstica ocorre através de cinco etapas principais (Figura 19):

- 1) estabelecimento de um gradiente através de uma divisão topográfica devido à erosão remontante no lado baixo da divisão;
- 2) escoamento/dispersão na rocha solúvel ao longo do gradiente mais íngreme;
- 3) expansão da rota de escoamento/dispersão em uma passagem de caverna que é capaz de transportar um volume significativo de água sob o divisor hidrográfico;
- 4) parada e colapso da rocha acima do rio subterrâneo eventualmente formando um estreito desfiladeiro;
- 5) alargamento da garganta com formação de um *canyon*.

Hill e Polyak (2014) estudaram a pirataria cárstica para a área de elevação Kaibab, rio Colorado - Grand Canyon - Arizona - EUA e propuseram um modelo de evolução do processo (Figura 19). Esse modelo, segundo os autores pode ser considerado para explicação de processos ocorridos em outras áreas do mundo.

Figura 19 - Processo de captura cárstica (*Karst Piracy*) na elevação Kaikab - Grand Cânion - conforme Hill e Polyak, 2014.



Fonte: Hill e Polyak, 2014.

O modelo apresentado na Figura 19 mostra que antes de a pirataria cárstica ocorrer, um gradiente hidráulico íngreme é criado de um lado e de outro da elevação; em (A) é iniciado processo de erosão de cabeceira. O alto rochoso apresenta-se perméavel e com grande capacidade de transporte de água subterrânea.

Em (B) ocorre infiltração sob a cabeceira e uma nascente ou série de nascentes surgem em seu lado oeste. O canal ainda é pequeno demais para transportar cascalhos sob a cabeceira. Neste estágio, a descarga da nascente é principalmente proveniente da recarga autogênica do rio.

No estágio (C) o rio no lado leste é capturado e desviado para o subsolo. O volume substancial e/ ou aumento da água não saturada aumenta a passagem da caverna, de modo que o rio flui livremente sob a cabeceira.

Em (D) a descolagem ocorre por solapamento da nascente, parada ascendente, colapso do teto e adição de água mais insaturada através de janelas cársticas (*karst window*) Este processo, eventualmente, forma um estreito desfiladeiro. Nesse estágio, sedimentos detríticos são transportados pelo rio.

Por fim no estágio final (E) o estreito desfiladeiro aumenta e se aprofunda formando um cânion, morfologia típica e que serve de evidência para esse tipo de captura.

Um outro exemplo de provável pirataria cárstica é apresentado por Becerril e Durán (2010) no estudo do papel de condutos ativos no desenvolvimento de formas fluvio-cársticas no Rio Purón, Espanha (Figura 20).

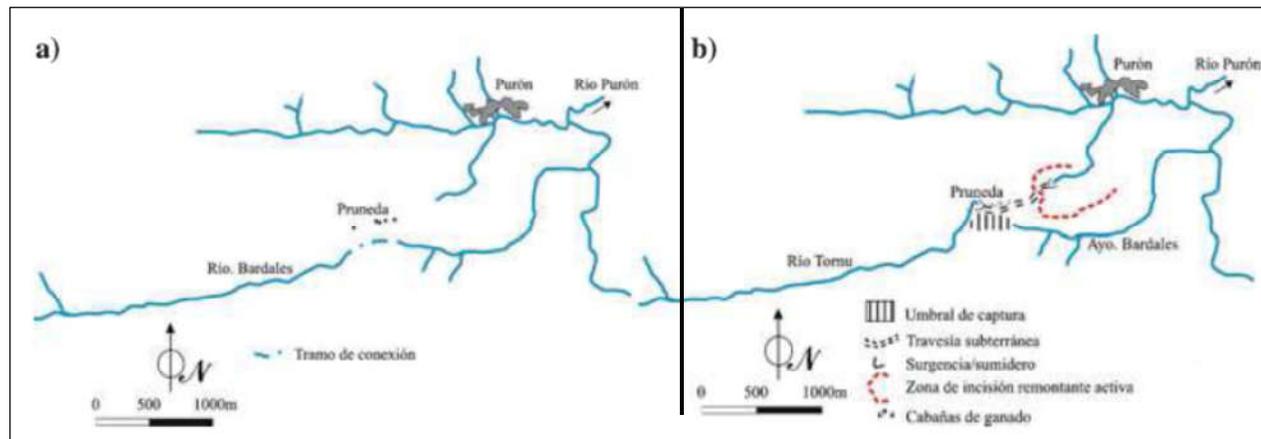
Os autores descrevem que o Vale do rio Purón apresenta uma configuração especial devido à convergência de processos superficiais e subterrâneos em um conduto freático e a captura cárstica ganha relevância na explicação do processo.

Nessa provável captura cárstica foram observadas evidências de captura fluvial onde o Córrego Tornu, afluente do rio Purón mais íngreme, mais estreito e com um canal mais inciso e mais jovem, da nascente de Pruneda, capturou a bacia de Arroyo Bardales (Figura 20).

Os autores salientam que esta área mostra um vale mais amplo e profundo com uma morfologia madura e evoluída, além disso, segundo os autores cotovelos de captura e morfologia de vale linear podem ser vislumbrados e ao descreverem o processo os autores afirmam que o rio Tornu infiltra-se em um vale cego ao invés de escoar em seu caminho natural e dessa forma o Arroyo Bardales é capturado por via subterrânea na nascente do Pruneda e segue assim o rio Purón (Figura 20).

Becerril e Durán (2010) também assinalam que “uma das suposições genéticas sobre a pirataria em zonas permeáveis é que as capturas de corrente não ocorrem na rede de drenagem superficial, mas essencialmente no sistema de águas subterrâneas” (CROSBY, 1937; BECERRIL E DURÁN, 2010, PEDERSON, 2001).

Figura 20 - Evolução da pirataria de riachos através de conduto endocástico.



Fonte: Becerril e Durán (2010). Erosão em direção à cabeceira que captura a corrente superior e produz uma mudança na rede do rio para captar a água subterrânea do conduto; b) Situação anterior à pirataria com fluxo direção W-E de acordo com os alinhamentos preferenciais definidos pelos materiais acumulados.

3.3. Evidências de rearranjo de drenagem

Segundo BISHOP (1995) as evidências de rearranjo de drenagem podem ser geológicas ou morfológicas.

As evidências geológicas partem da análise de materiais e/ou estruturas sedimentares que estão relacionados à paleodrenagem (tais como sedimentos fluviais, sedimentos de preenchimento de vales) e que podem ser datadas. Já os tipos mais comuns de evidência morfológica são os cotovelos de captura (*elbow of capture*), vales secos (*wind gaps*), vales decapitados e padrão de drenagem ortogonal (*barbed*) - (BISHOP, 1995).

De acordo com Pederson (2001) a presença de maiores taxas de erosão observados ao longo de áreas com gradientes mais acentuados de um lado do divisor hidrográfico em relação ao outro também é uma importante evidência morfológica visto que o fluxo com gradiente mais acentuado tende a capturar o fluxo com gradiente inferior.

Outra evidência é a existência de *knickpoints* no córrego/rio capturado à montante do cotovelo de captura bem como a retração de *knickpoints* (BISHOP, 1995; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007; PRINCE et al, 2010, 2011).

Segundo Bishop (1995) *knickpoints* podem ser encontrados no córrego capturado ou a montante do cotovelo de captura e representam a diferença de altura entre os dois rios necessários para que ocorra a captura.

Phillips et al (2010) afirmam que *knickpoints* são características-chave na interpretação de canais fluviais e na evolução de paisagens dissecadas fluvialmente, isso porque a localização desses pontos estão em função da transmissão da energia erosiva que provoca a incisão fluvial (vaga erosiva - *knickzone*) a montante e também do poder de fluxo (*stream power*) da área de drenagem. Os autores destacam vários fatores para a ocorrência de *Knickpoints*, no entanto, salientam que tais fatores não são independentes ou mutuamente exclusivos e dentre eles os autores destacam:

- ✓ As variações na resistência, tipicamente associadas à litologia: causa mais comum da ocorrência de rupturas de declive particularmente nos pontos de cachoeiras do tipo cascata. No caso específico estudado pelos autores, eles associaram os *knickpoints* encontrados no planalto de Cumberland Big South Fork River basin, Kentucky - Tennessee à respostas da incisão quaternária ou variações litológicas que provocaram maior incisão de canais dos rios através de rochas sedimentares estratificadas horizontalmente;
- ✓ Presença de falhas, fraturas ou outras juntas podem resultar em degraus ou cascatas devido à remoção seletiva de blocos rochosos ao longo de juntas verticais ou sub-horizontais;
- ✓ Deformação tectônica de canais também pode resultar em convexidades de perfil, independentemente de quaisquer estruturas de rochas associadas;
- ✓ Entradas de sedimentos de afluentes ou encostas. Nos locais onde essas entradas excedem capacidade de transporte fluvial ou competência, um *knickpoint* pode ser associado com os detritos (DOUGLASS e SMEERKLE, 2007).
- ✓ A erosão localizada em um canal também pode resultar em um aumento de inclinação local. Isso pode estar associado à capacidade de uma corrente para incisar seu leito ou com erosão de canal, como

fluxos de detritos, ou dissolução em sistemas fluvio cársticos (DOUGLASS e SMEERKLE, 2007).

Tais variáveis acima se ligam ao estado de equilíbrio dinâmico dos rios (*steady-state equilibrium* (SSE) e ao tempo de restauração do equilíbrio após a perturbação (*relaxation time equilibrium* - RTE) fatos diretamente relacionados às mudanças morfológicas como respostas à queda do nível de base ou nivelamento das taxas de intemperismo químico (PHILLIPS, 2011).

Outra importante evidência são os vales e rios superdimensionados que podem surgir fruto de processos de rearranjo de drenagem uma vez que as alterações do fluxo da água alteram o tamanho da planície de inundação e cria vales superdimensionados com rios subdimensionados (BISHOP, 1995; ZAWPROSKI et al, 2002).

Os sedimentos fluviais também representam uma importante evidência morfológica no processo de rearranjo de drenagem (BISHOP, 1995; ZAPROWSKI, 2002; PRINCE, 2010,2011). Bishop (1995) diz que as três formas de rearranjo de drenagem (decapitação, captura e desvio) podem gerar impactos no balanço dos sedimentos da bacia. Segundo Bishop (1995), a decapitação é associada a um aumento progressivo no suprimento de sedimentos, refletindo aumento da área de captação e descarga, já a pirataria e o desvio estariam associados a mudanças abruptas no caráter do sedimento, taxa de suprimento e, provavelmente, maturidade e composição textural.

A mudança acentuada da composição da acumulação de sedimentos em deltas, bacias sedimentares, terraços e/ ou distribuições bióticas também podem evidenciar pirataria a montante (BISHOP, 1995; CALVACHE e VISERAS, 1995; PEDERSON, 2001; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007,2009; PRINCE et al, 2011).

Ainda sobre a presença de sedimentos fluviais como evidência de eventos de captura Prince et al (2011) associaram a presença de depósitos de cascalhos preservados no topo de uma divisão de drenagem regional (temporária, transitória) da bacia do Rio Roanoke das Montanhas Apalaches (Estados Unidos) à atuação de captura fluviais.

Os autores mostram que a variabilidade espacial nas taxas de erosão dentro da bacia de Roanoke associadas a detritos fluviais abandonados e um visível processo de erosão interna com recuo de escarpas indicam que uma captura de

fluxo através de uma divisão de drenagem assimétrica gerou uma incisão considerável independente de forçantes externas, como mudança climática ou elevação tectônica. No caso específico, os detritos fluviais, a localização dos *knickpoints* e a correlação elevação/dissecação foram as evidências coletadas e que influenciaram o processo de captura.

Douglass e Smeerkle (2007) também atestaram a presença de sedimentos fluviais da drenagem capturada em experimento que simula a pirataria fluvial e também pontuam o acúmulo de sedimentos por processo de agradação responsável pelo transbordamento e provável captura lateral.

3.4. Influência da tectônica, litologia e estrutura nos processos de desarranjo de drenagem

Whipple et al. (2002) afirmam que a eficácia dos processos de erosão fluvial (remoção, abrasão, cavitação e solução) ocorrem de forma proeminente em função da litologia do substrato rochoso e que o espaçamento das juntas, fraturas e dos planos de acamamento exercem controle mais direto nos processos erosivos e consequentemente na organização da drenagem.

Stevaux e Latrubesse (2017) expõem que a influência da litologia e cobertura pedológica são fatores definidores para a organização do sistema fluvial e que a resistência diferencial das rochas a erosão e a estrutura são fatores fundamentais que influenciam o arranjo da rede de drenagem de uma região.

De acordo com os autores, ainda que o clima seja o fator de controle mais importante do desenvolvimento da rede de drenagem em macroescala, a litologia e a cobertura pedológica determinam a densidade da drenagem considerando-se o mesmo regime de precipitação e evapotranspiração numa dada área.

Twidale (2004) salienta que padrões de rios e arranjos espaciais de canais fluviais na paisagem são determinados por declividade e estrutura e que a maioria dos padrões dos rios é determinada pela estrutura e inclinação. E dessa forma, muitos padrões são determinados por fraturas passivas, mas também por falhas ativas e dobras que causam desvios ou anomalias e os canais retos implicam controle por fraturas expostas ou induzidas por *underprinting* (marcas/registros deixados na paisagem), já rios anômalos ou rios que correm transversalmente através de vãos estruturais ou declividade topográfica implicam em desvio por um evento catastrófico (climático, tectônico, extraterrestre ou humano) - (TWIDALE, 2004).

Calvache e Viseras (1995) dizem que as características geomórficas dos atuais sistemas fluviais são frequentemente o resultado da evolução geológica da região onde estão localizados e que uma combinação de fatores alocíclicos (externos aos sistemas sedimentares) e autocíclicos (causados pelos próprios sistemas sedimentares) determinam qual das duas situações ocorrerá numa determinada paisagem.

Os fatores alocíclicos mais importantes são: clima, que pode causar alterações significativas no suprimento de sedimentos e no nível básico dos sistemas fluviais; fatores geológicos locais como a estrutura e litologia e os materiais que circundam a bacia hidrográfica; movimentos tectônicos recentes, responsáveis por mudanças na inclinação dos canais dos rios e também alteração dos perfis fluviais através da modificação da posição da região em relação ao nível de base (CALVACHE e VISERAS, 1995).

Já os fatores autocíclicos mais importantes são mudanças na posição dos canais fluviais seja por mecanismos de deslocamento repentino (avulsão) ou por migração lateral contínua (CALVACHE e VISERAS, 1995).

Diversos trabalhos abordaram a influência de fatores lito-estruturais na drenagem e em rearranjos de drenagem com destaque para os trabalhos de Stokes e Mather (2002) que mostraram a influência de uma tectônica ativa na Cordilheira Betic, Sudeste Espanha que aumentou o fluxo de energia do rio Almanzora (uma dos maiores sistema de drenagem da Cordilheira), alterou os níveis de base regional/local, potencializou a erosão de cabeceira, aumentou significamente a incisão do canal e possibilitou a criação de rede de drenagem transversa.

Nesse sentido, Calvache e Viseras (1995) constataram que uma diminuição da subsidência com posterior elevação epigenética na Bacia de Guadix, Sudeste da Espanha gerou inclinação (com falhas) para o Norte de um rio da bacia e tal evento gerou diferenças topográficas a ponto de modificar o perfil de fluxos e sedimentos dos rios, possibilitar maior erosão e ainda facilitar uma captura fluvial do rio Guadalquivir, fruto dessa inclinação.

Outros tantos trabalhos relatam o papel das capturas fluviais na retração de escarpas de margem continental passiva como os trabalhos de Prince et al (2010, 2011). No trabalho de 2011 estes autores demonstram que a captura de fluxo pode produzir um grande desequilíbrio na paisagem em ambientes tectonicamente quiescentes. Eles constataram que os cascalhos fluviais preservados em Crab Creek e no topo do Rio New - dividem o rio Roanoke (EUA) e confirmam que a incisão do rio Roanoke é o resultado da captura da bacia do rio New afetada pelo recuo escarpa fruto de dissimetrias topográficas e diferenças de nível de dissecação que geraram um input de energia interno nos vales incisos da escarpa.

No trabalho de 2010 os autores estudaram a evolução da paisagem por recuo erosivo da escarpa Blue Ridge do lado sul dos Apalaches (EUA). Eles identificaram terraços relictos e drenagens decapitadas associadas que indicam o papel de grandes eventos de captura fluvial impulsionados pela contínua retração de escarpas (recuo erosional interno) em direção ao divisor e com subsequente ajuste topográfico.

No Brasil, alguns trabalhos tem destacado os processos de capturas fluviais em áreas de margem continental passiva, dentre eles Ab'Saber (1957), Lisboa e Castro (1998), Gontijo (1999), Almeida Filho et al (2005), Silva et al. (2006), Oliveira (2010), Cherem et al (2013), Salgado et. al, (2014), Cherem, Zancopé e Bayer (2014), Lavarini et al, (2016), Santos (2017), Sordi et al (2018).

Na região sudeste destacam-se o clássico e significativo trabalho de Ab'Saber (1957) que propõe a captura do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul identificada pelo evidente cotovelo de Guararema - São Paulo, o de Oliveira (2003) que estudou a captura fluvial do alto rio Guaratuba em Boracéia, importante região da Serra do Mar - São Paulo. O de Oliveira e Queiroz Neto (2007) que encontraram na mesma área estudada por Oliveira (2003) uma confirmação biológica de captura fluvial através de espécies de peixes no Alto rio Guaratuba que não foram localizadas no seu baixo curso, mas na bacia do alto Tietê, para onde o rio Guaratuba corria antes da sua captura.

Ainda na região sudeste, Silva et al. (2006) estudaram anomalias de drenagem e evolução da paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP) relacionando-os aos fatores lito-estruturais e às variações e a atuação do clima nos sistemas de drenagem e Gontijo (1999) estudou a captura fluvial do córrego Alegre pelo ribeirão Barreiro de Baixo no médio vale do Paraíba do Sul associada à basculamento de blocos e destacou o papel da erosão remontante atrelada a outros processos de rearranjo (decapitação e migração lateral) no rio Barreiro de Baixo.

Cherem et al (2013) pesquisaram o papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil, através do estudo de três grandes capturas - São Vicente, Carandaí e Vilas Boas localizadas entre as quatro mais importantes bacias hidrográficas do Sudeste do Brasil: São Francisco, Doce, Paraná e Paraíba do Sul.

Já Cherem et al (2012) estudaram a evolução de longo-termo das escarpas desnudacionais nos degraus escalonados de Cristiano Otoni e São Geraldo que dividem as Bacias do rio São Francisco, Doce e Paraíba do Sul na região sudeste por meio de datação cosmogênica (10^{Be}) e concluíram que as bacias que drenam as escarpas da região costeira ganham áreas dos planaltos interiores, da mesma maneira que Salgado et al (2014) constaram influência das capturas fluviais na dissecação e compartimentação do relevo associado ao recuo erosivo da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação (isótopo cosmogênico 10^{Be}).

Lavarini et al (2016) estudaram as bacias do Rio do Peixe e Ribeirão da Mata Porcos localizados no Sinclinal Moeda (Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais) e identificaram que os processos de rearranjos de drenagem (capturas, desvios, decapitação) comandados pelo rio Mata Porcos criaram uma onda de incisão que alterou nível de base, inverteu o relevo e reorganizou a drenagem da área do sinclinal, ação estas controladas preferencialmente por fatores neotectônicos e litoestruturais.

Santos (2017) estudou rearranjos de drenagem na tentativa de entender a evolução do relevo e da drenagem na Bacia do Rio Capivari, Reverso da Serra do Mar- São Paulo com o diferencial de ter utilizado na análise dos sedimentos LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada) e os resultados sugerem que pode ter havido uma captura fluvial muito recente (Holocênica) condicionadas por fatores litoestruturais e tectônicos, mas desencadeadas por fatores climáticos.

Ainda na região sudeste, De Sordi et al (2018) estudaram o papel de rearranjos de drenagem na evolução das escarpas da Serra Geral, Sul do Brasil por meio de dados orbitais, índices morfométricos e datação com isótopos cosmogênicos e verificaram também que as taxas de denudação são mais altas nas bacias costeiras em detrimento daquelas voltadas para o interior.

Na região centro-este Cherem, Zancopé e Bayer (2014) analisaram processos de rearranjo na região Nordeste do Planalto Central - cabeceira Rio São Marcos - Bacia do Rio Paraná e constataram que esse rio foi capturado pelo Rio Preto pertencente à Bacia do Rio São Francisco e identificaram que capturas fluviais ocorridas no limite de grandes bacias hidrográficas localizadas no interior do

continente podem ajudar na compreensão dos controles tectônicos e climáticos na organização do relevo.

Na região sul, Lisboa e Castro (1998) identificaram um processo de captura em duas importantes bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul, a bacia do Jacuí e Camaquã. Segundo os autores, essa captura associa-se a abertura da Depressão Periférica Sul- Rio Grandense.

Para a região norte do Brasil, Almeida Filho et al (2005) investigaram processo de captura no rio Negro (a 70 km a oeste da cidade de Manaus) a partir de evidências morfológicas, informações geológicas e geofísicas disponíveis sobre a Amazônia Central sugerindo que o traçado atual do rio Negro na região das Anavilhanas resultaria de uma megacaptura ativa na região (ALMEIDA FILHO et al, 2005).

Por fim, para a região nordeste do Brasil não foram encontrados estudos sistemáticos sobre o tema, embora Valadão (1998) suscite possibilidades de capturas fluviais ao discutir o reordenamento da drenagem na área que abrange a região geográfica da Chapada Diamantina.

3.5. Rede de drenagem transversa e capturas fluviais

As drenagens transversais são padrões de rio discordantes com a estrutura geológica e cujas direções de fluxo atravessam estruturas geológicas como falhas, dobras e o tecido tectônico regional de cinturões de montanhas (Oberlander, 1965, 1985 apud STOKES et al, 2008). Tais drenagens podem formar características geomorfológicas proeminentes como desfiladeiros estreitos, gargantas e cânions profundamente dissecados que cortam barreiras topográficas proeminentes (STOKES et al, 2008).

De acordo com Stokes e Mather (2002) uma drenagem transversal consolidada forma uma importante ligação entre bacias sedimentares através de altos topográficos estruturalmente controlados e, de acordo com Stokes et al (2008), tal fato atua como um dos principais condutores de fluxos de sedimentos-água dos cinturões de montanha para bacias adjacentes.

Os mecanismos de desenvolvimento de rede de drenagem transversa podem ser explicados por meio de diversos fatores ligados aos mecanismos de

antecedência, superposição, transbordamento e pirataria fluvial (TWIDALE, 2004; DOUGLASS e SMEERKLE, 2007, 2009; STOKES et al, 2008; LARSON et al, 2016).

Esses mecanismos são controlados por fatores internos (por exemplo, limiares geomórficos) ou externos (mudança climática, movimentos eustáticos, tectonismo) ao sistema fluvial (STOKES e MATHER, 2002; LAVÉ, 2018).

Controle estrutural liga-se aos mecanismos atuantes na drenagem transversal que é configurada principalmente em relevos dobrados (SUMMERFIELD, 1991; DOUGLASS e SCHMEEKLE, 2007; LARSON et. al, 2016) e ocasionam uma série de processos na estruturação do relevo conforme pode ser observado no quadro 02.

Stokes (2008) expõe que drenagens transversais podem ser criadas por uma combinação de controles tectônicos ativos e passivos, particularmente dentro de região de dobramentos de cunho orogênicos. O autor destaca que a natureza heterogênea do leito de rocha e estruturas associadas pode exercer um importante controle sobre padrões de incisão fluvial e, quando combinadas com tectônica ativa, controlam o posicionamento da rede de drenagem e a evolução subsequente da drenagem transversal e da garganta do rio associada a esse desenvolvimento.

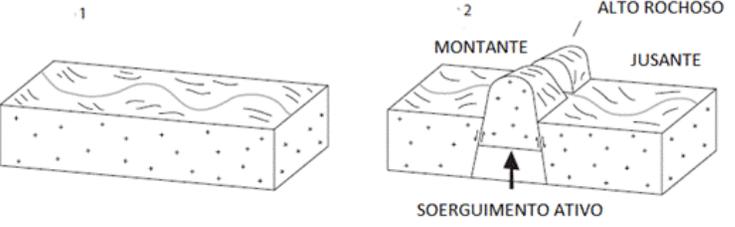
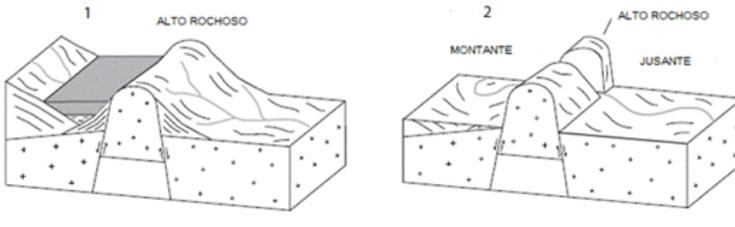
Summerfield (1991) ao discutir os controles tectônicos passivos descreve o papel das capturas fluviais na formação de drenagem transversa e, conseqüentemente do relevo dissecado da área e insere a drenagem transversal como uma variante do mecanismo de captura fluvial, uma vez que um rio ao cortar através de um cinturão de montanhas (em geral, relevos dobrados) intercepta as drenagens do lado oposto ao divisor discordante à organização estrutural das camadas.

Douglass e Smeerkle (2007) ao estudarem o mecanismo de pirataria fluvial via modelagem para formação de rede de drenagem transversa através de 15 experimentos montados em uma mesa de fluxo, pontuam que a pirataria de drenagem causada notadamente pela erosão remontante ou pela combinação de agradiação (assoreamento), erosão lateral e erosão subterrânea (*sapping*) é um vetor para o desenvolvimento dessa morfologia.

O quadro 02 mostra as principais evidências ligadas à formação de rede transversa segundo Douglass e Smeerkle (2007, 2009).

Quadro 2 - Mecanismos ligados à formação de drenagem Transversa e prováveis evidências segundo Douglass e Smeerkle, 2007,2009. Os critérios em negrito foram testados com sucesso ou inferidos indiretamente as experiências testadas no trabalho dos autores que testaram cada mecanismo através de 15 experimentos

PIRATARIA	<p>(a) Um possível cotovelo de captura, direção de paleo fluxo e sedimentos (da drenagem capturada) ao longo de uma divisão de drenagem a montante do leito rochoso alto (substrato alto);</p> <p>(b) (b) evidências sedimentológicas a jusante que registram a chegada de água e sedimentos da drenagem a montante; (c) possivelmente mais controle estrutural a jusante do que a montante do leito rochoso alto; (d) controle topográfico da posição da drenagem transversal; e (e) drenagens transversais múltiplas possíveis ao longo do leito de rocha alta (substrato alto).</p>	
SUPERIMPOSIÇÃO	<p>a) Evidência de uma massa de cobertura a montante e a jusante</p> <p>b) do leito de rocha alta; (b) sedimentos fluviais a jusante do leito de rocha alta que registram a sedimentação a partir da incisão de base elevada e escavação da massa de cobertura;</p> <p>c) (c) possíveis vales secos ao longo do leito rochoso alto;</p> <p>d) (d) geralmente pouco controle estrutural da drenagem transversal;</p> <p>e) (e) nenhum controle topográfico claro da posição da drenagem transversal; e (</p> <p>f) f) drenagens transversais múltiplas possíveis ao longo do leito rochoso</p>	

MECANISMO	EVIDÊNCIAS ESPERADAS	MODELO
ANTECEDÊNCIA	<p>a) Evidência de elevação recente dos terraços elevados, flexionados ou deslocados do leito de rocha (deposicional ou de trilha) ao longo do leito de rocha alta;</p> <p>b) possíveis vales secos ao longo do leito de rocha elevada,</p> <p>c) possíveis depósitos de baixo nível e tributários desviados a montante do leito de rocha alta;</p> <p>d) (sedimentos fluviais no topo do leito de rocha alto em paleo-canais;</p> <p>e) (e) sedimentos fluviais a jusante que registram a chegada de cascalhos erodidos do leito de rocha alta, potencialmente significativo controle estrutural da drenagem transversal;</p> <p>f) provavelmente sem controle topográfico da posição da drenagem transversal; e</p> <p>g) múltiplas drenagens transversais em todo o leito rochoso (substrato).</p>	
TRANSBORDAMENTO.	<p>(a) depósitos lacustres, meandros incisos, indicação topográfica de paleo-bacia e paleo-margens a montante do leito de rocha alto a altitudes abaixo do sela mais baixo;</p> <p>(b) (b) evidências sedimentológicas que registram a água da bacia de drenagem a montante, alcançando a jusante do leito de rocha antes do sedimento;</p> <p>(c) (c) maior controle estrutural a jusante do que a montante do leito rochoso alto;</p> <p>(d) d) controle topográfico da posição da drenagem transversal; e (e) apenas uma drenagem transversal possível em todo o leito rochoso</p>	

Diversos trabalhos identificaram relação entre fatores lito-estruturais e tectônicos em processos de organização drenagem e no desenvolvimento de redes transversa tais como os de Stokes e Mather (2002) que apontaram origem tectônica na evolução de uma drenagem do rio Almanzora, Cordilheira Bética, sudeste da Espanha e constataram que um abaixamento induzido tectonicamente do nível de base regional foi o responsável para produzir grande incisão do canal, erosão de cabeceira e expansão da rede de drenagem que resultou na criação do rio Almanzora como uma drenagem transversal.

Já Stokes et al (2008) estudaram a interação entre a tectônica ativa, a litologia e a configuração estrutural (tectônica passiva) do leito de rocha para a criação de drenagem transversal e os afloramentos associados no rio Dades - montanhas do Alto Atlas, Marrocos. Os autores relatam uma combinação de fatores responsáveis pela formação de rede transversa dentre elas elevação tectônica e os desníveis provocados pela erosão frente a um novo nível de base, influência litológica e capturas fluviais controladas por áreas argilosas além de influência estrutural passiva de rocha no desenvolvimento da drenagem, ou seja, uma combinação de atuação de fatores tectônicos ativos e passivos.

Larson et al (2016) baseado nos critérios metodológicos (árvore de decisão) amostrados e aplicados por Douglass e Smeerkle (2007, 2009) sobre os mecanismos de formação de drenagem transversa concluem que um dos maiores exemplos de drenagem transversa do mundo - o Grand Cânion (EUA) - o provável processo de desenvolvimento dessa geoforma passa também por um processo de transbordamento fluvial. Neste caso, numerosas drenagens transversais foram criadas pelo rio Colorado à jusante do Grand Cânion, atestadas pela presença de sedimentos que corroboram a hipótese de transbordamento como principal fator.

Sobre a evolução de rede transversa do Grand Cânion, Pelletier (2010) sugere que uma pirataria fluvial impulsionada pela erosão de cabeceira que flui da borda do Platô do rio Colorado tenha formado o grande cânion e o desfiladeiro associado, apesar das taxas de denudação quantificadas por meio de isótopos não confirmarem a assertiva. Ambos os autores, Larson et al (2016) e Pelletier (2010) aceitam o fato de poder haver mais de um mecanismo no processo de formação de redes de drenagem transversa.

3.6. O papel da drenagem em relevos dobrados: relevo Jurássico e Apalachiano.

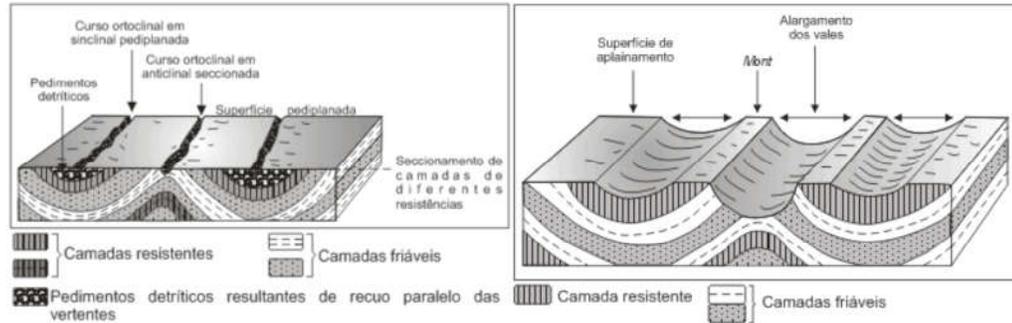
Gutierrez (2013) apresenta a evolução dos relevos dobrados como um processo resultante da erosão hídrica em estruturas simples de anticlinais e sinclinais que formam um “estilo congruente” parafraseando a nomenclatura da Escola Germânica e da Escola Anglo Saxônica. De acordo com o autor, a combinação entre as áreas de anticlinais (*mont*) e sinclinais (vales) formam uma “topografia congruente” que sob a ação erosão hídrica iniciada na *combe* (porção superior do anticlinal) cria outras feições como cristas paralelas (*ruz*) até formar a *cluse* (passagem estreita formada pela incisão dos rios entre as estruturas). A esse conjunto de estruturas ele chama de relevo Jurássico.

O relevo do tipo Jurássico (do nome Jura, região dobrada da França) é o resultado da evolução morfológica de uma estrutura dobrada, onde a intercalação de camadas de diferentes resistências e as atividades morfogenéticas em diferentes condições climáticas responderam pela inversão do relevo, ou seja, as anticlinais são arrasadas, por corresponderem o material friável, enquanto as sinclinais ficam alçadas, por serem individualizados por rochas duras (CASSETI, 2005, GUTIERREZ, 2013) - Figura 21.

Após dobramento em estrutura sedimentar com arqueamento de camadas de resistências diferenciadas, as anticlinais, que constituem as saliências topográficas, podem ser submetidas a recuo paralelo por desagregação mecânica sob a ação do clima seco, tendo as sinclinais como níveis de base.

Em períodos climáticos úmidos a drenagem se instala e forma cursos inicialmente ortoclinais, ocupando indistintamente eixos de sinclinais pedimentadas ou anticlinais seccionadas. Efeitos epirogenéticos positivos geram o entalhamento dos talwegues e a conseqüente erosão diferencial.

Figura 21 - Relevo dobrado submetido à pediplanação em clima seco, com posterior entalhamento de talvegues em clima úmido e processo de entalhamento do talvegue por esforço epirogenético em clima úmido

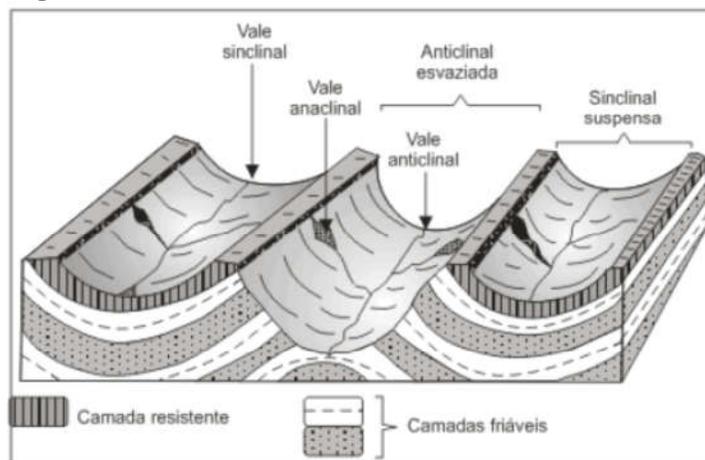


Fonte: Caseti (2005).

Após entalhamento significativo dos talvegues, a área pode novamente ser submetida à morfogênese mecânica (clima agressivo), causando desde simples reafeiçoamento das vertentes por recuo paralelo, com abertura lateral de vales, até o desenvolvimento de pediplanos intermontanos, dependendo apenas da duração do período seco (Figura 22).

Com o retorno ao clima úmido, verifica-se tendência de reorganização da drenagem, onde novos tributários dos paleocursos ortoclinais aparecem. Tem-se assim, a inversão do relevo, com sinclinais alçadas, mantidas por resistência litológica, se comportando como cornijas estruturais e anticlinais entalhadas, por corresponderem a sequências de materiais fráveis.

Figura 22 - Inversão do relevo, caracterizando o relevo Jurássico



Fonte: Caseti (2005).

Se o relevo planado sofrer soerguimento generalizado, a rede de drenagem erode as camadas inferiores e as camadas resistentes são localizadas em posição elevada deixando toda a zona mais alta na mesma elevação formando relevos do Apalachianos (GUTIERREZ, 2013). Dessa maneira, o relevo do tipo Apalachiano se caracteriza pelo paralelismo de cristais e vales, originados a partir de total aplainamento de estrutura dobrada (CASSETI, 2005).

Para compreender a evolução do relevo Apalachiano devem ser consideradas as seguintes premissas segundo Casseti, 2005:

a) O material dobrado e aplainado deve ser heterogêneo, para expor seqüências paralelas, representadas por camadas duras efriáveis;

b) Organização de drenagem, associada a efeito epirogenético positivo, responsável pela retomada erosiva.

Pode existir também sinclinais suspensas ao lado de anticlinais arrasadas, normalmente isoladas ou integrando um conjunto caracterizado por sucessão de cristas. As cristas são constituídas por rochas resistentes enquanto os vales identificados por rochas friáveis (CASSETI, 2005; GUTIERREZ, 2013; HUGGET, 2011). A morfologia resultante, a exemplo das sinclinais alçadas da Chapada dos Veadeiros se enquadra no conceito genético de relevo do tipo Apalachiano.

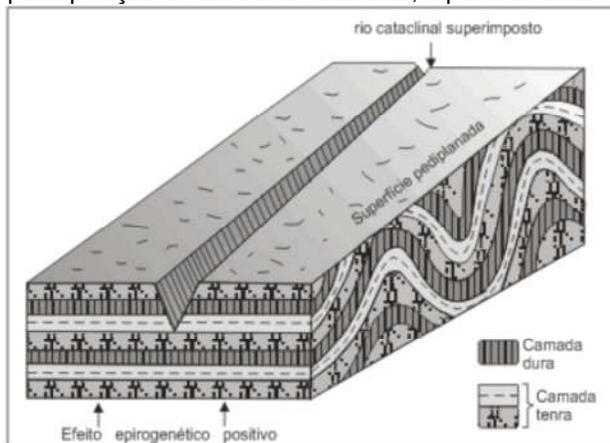
Para se compreender o processo evolutivo do relevo Apalachiano segundo Casseti (2005), que praticamente obedece aos mecanismos descritos no relevo jurássico, admite-se que:

a) Após processo de pediplanação, que gerou extensa superfície de erosão, houve um período de umedecimento climático, no qual se organizou o sistema hidrográfico, comandado por curso cataclinal que se superimpôs e entalhou progressivamente seus talvegues, cortando camadas de diferentes resistências (Figura 23).

b) À medida que o curso cataclinal definiu o seu leito, rompendo camadas de resistências diferentes, começaram a aparecer tributários ortoclinais, orientados pelas camadas de menor resistência, paralelos à direção das dobras. Formou-se, portanto, uma drenagem do tipo retangular, com confluências ortogonais.

Segundo o autor, uma fase erosiva mais agressiva intermediária pode ocorrer assim favorecer o alargamento de vales, com elaboração de níveis de “embutimento pediplanados”.

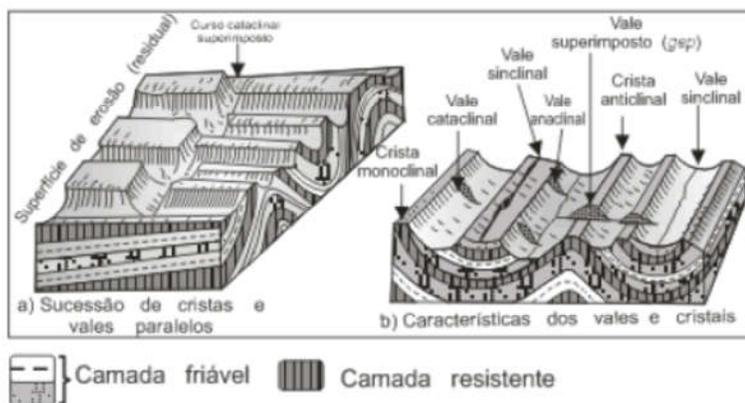
Figura 23 - Processo de superimposição de um curso cataclinal, a partir de uma superfície aplainada



Fonte: Casseti (2005).

A continuidade da evolução da morfologia, comandada pelo sistema hidrográfico, proporciona a caracterização tipológica do relevo Apalachiano, configurando a sucessão de cristas e vales paralelos, com as respectivas denominações (Figura 24).

Figura 24 - Aspectos gerais do relevo Apalachiano



Fonte: Casseti (2005).

Cristas monoclinaes, anticlinaes ou sinclinaes são mantidas por camadas resistentes, e vales anaclinaes, cataclinaes e sinclinaes, por camadas tenras, com possibilidade de inversão de relevo (CASSETI, 2005).

Na Chapada Diamantina o relevo Apalachiano estrutura cristas paralelas que configuram o planalto denominado Serra do Sincorá que abrange um conjunto de relevos maiores estruturados no Anticlinal do Pai Inácio. Representa um relevo em estruturas dobradas e subhorizontais, já muito intemperizadas e que correspondem as anticlinais erodidas e esvaziadas nas quais originam vales alargados do tipo alvéolos. Parte desse planalto constitui uma superfície subhorizontal típica de chapadão, formadas por importantes escarpas em quase toda sua extensão (BONFIM e CAVEDON, 1994).

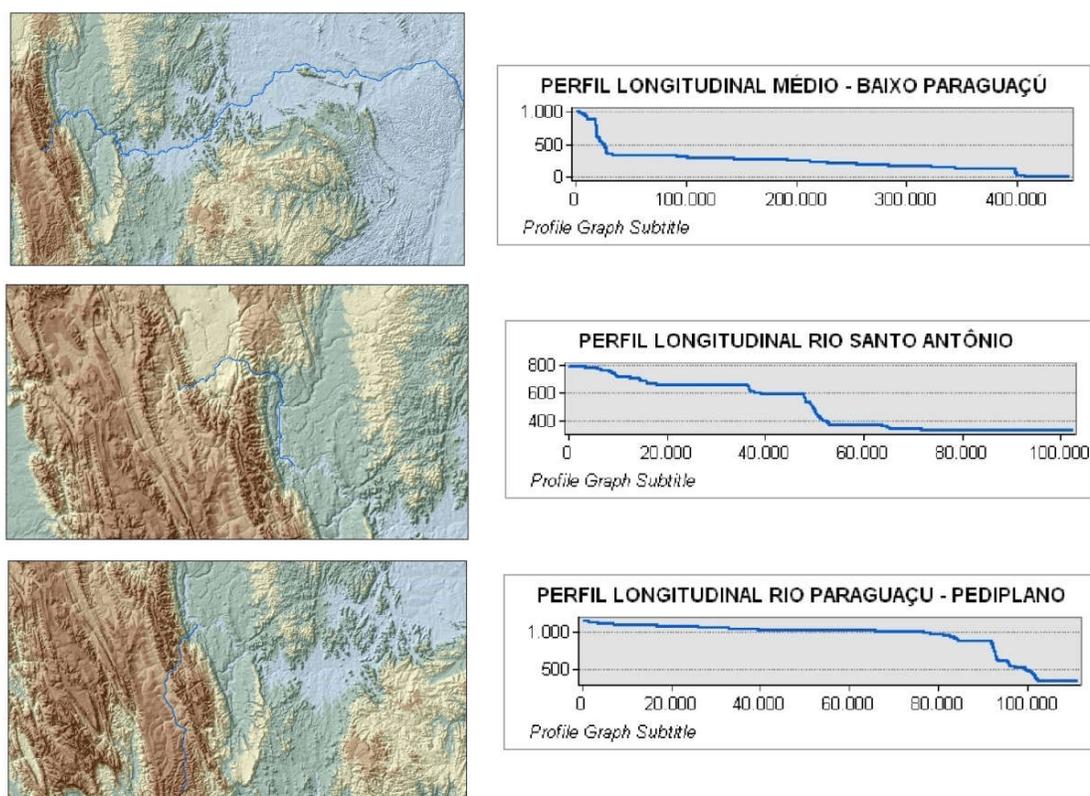
O Rio Paraguaçu e seu principal afluente, o rio Santo Antônio formam “*water gaps*” (rede de drenagem transversa) em dois pontos da Serra do Sincorá (Anticlinal do Pai Inácio) configurando-se como rios cataclinais superimpostos e em ambos os “*water gaps*” se associam vales superimpostos. Na porção oriental do flanco do antilclinal Pai Inácio os rios anticlinais predominam (formando em muitos casos, vales anticlinais) e no flanco ocidental e área dos sinclinais, rios anaclinais se instalam e formam os vales de mesmo nome.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1. Critérios para seleção da área de estudo

A bacia do alto rio Paraguaçu- Chapada Diamantina - BA foi selecionada por apresentar indícios de desajustes fluviais em áreas coincidentes com o grande escapamento da Chadada Diamantina representado pela Unidade de relevo da Serra do Sincorá estruturada no Anticlinal Pai Inácio (Figura 25).

Figura 25 - Perfis dos cursos d'água do Rio Paraguaçu (Medio/ Baixo Curso e Pediplano) e do Rio Santo Antônio.



Fonte: Autoria própria.

A mesma área configura-se em um sistema fluvial cujos indícios morfológicos presentes podem indicar que mecanismos de rearranjos de drenagem ocorrentes em rede de drenagem transversa podem ser os elementos indutores de um processo mais competente de erosão capaz de degradar a barreira orográfica da

Serra do Sincorá, romper gradativamente a escarpa e erodí-la a ponto de culminar em processos de capturas fluviais.

4.2. Revisão de Literatura

Para a fundamentação teórico-metodológica foi utilizado, num primeiro momento a base de dados SCOPUS (língua inglesa) via VPN FLUP e nela foram selecionados os artigos a partir dos seguintes termos de pesquisa:

- *Stream piracy*
- *River capture*
- *River piracy*

Após a seleção de todos os artigos que apareceram segundo esses termos foi compilada uma planilha no Software Excel com os referidos campos: nome dos autores, título, número de citação, ano de publicação, nome revista.

Foram inseridos no total 157 autores/títulos ligados diretamente aos termos acima e os dados foram tabulados separadamente e inseridos no WorldClouds.com (Gerador de palavras online na nuvem) - Figura 26.

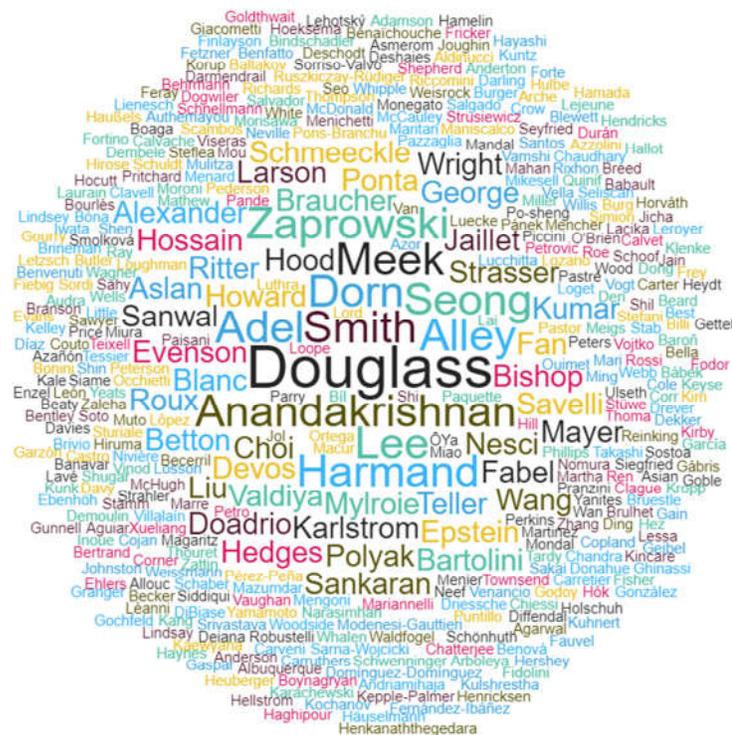
Um filtro foi passado antes no Excel e depois no WorldClouds.com para agrupar os dados de acordo com maior frequência/importância bem como inserir uma seleção de zoom médio de forma que a distribuição visual dos dados fossem equitativas e visualmente compreensíveis (dado à quantidade excessiva de alguns dados). Foram pesquisadas as seguintes variáveis: número de publicações por revista, número de citação por ano de publicação, autores mais citados, nome de títulos mais frequentes relacionados ao tema.

Os autores que tiveram maior frequência da lista geral da tabela Scopus e que se relacionavam diretamente com o tema capturas fluviais e evolução de relevo compõem a fundamentação dessa tese conforme pode ser visto na Figura 26.

Esses autores foram Douglas e Smeerkle (2007, 2009), Bishop (1995), Zaprowski et al (2001), Larson (2016), Calvache e Viseras (1995).

Além da base Scopus, outros autores e artigos científicos relevantes no Brasil e no Mundo sobre o tema foram utilizados como base bibliográfica tais como Crosby (1937), Pederson (2001) que complementaram a fundamentação de tipologias e processos de capturas fluviais.

Figura 26 - Gráfico Autores mais citados gerado a partir do Software WORDLCLLOUD (Junho de 2018)



. Fonte: Autoria Própria.

4.3. Montagem/organização de bancos de dados Cartográfico

4.3.1. Dados raster

- Modelo Digital de Elevação do Sensor ALOS PALSAR reamostrado 12,5 m - 2017, sensor ASTER DEM 30 m de resolução - 2016 - Fonte: Earth Explorer - USGS e sensor SRTM 30 metros de resolução, 2 Arc Second. Fonte: Earth Explorer - USGS.
- Imagem e Recursos do Google Earth (NASA) para caracterização e análise das características fisiográficas da área e na identificação das evidências de cotovelos de captura e outras anomalias, construção de perfis amostrais e construção de perfis topográficos. Essas imagens auxiliaram nos trabalhos de campo e de gabinete tendo em vista a possibilidade do uso do recurso 3D integrado e do recurso basemap (ArcGis 10.3).

4.3.2. Dados vetoriais

- a) Cartas topográficas IBGE (compiladas pela SEI- BA) escala 1:100.000 folhas Utinga, Lençóis, Mucugê, Palmeiras, Morro do Chapéu, Rio de Contas, Canarana, Itaetê, Ituaçu, Seabra.
- b) Cartas geomorfológica e geológica do Projeto RADAMBRASIL folhas SD 24, SD 23, SC 24 e SC 23 escala 1:250.000 e cartas geológicas do Programa de Levantamentos Básicos Geológicos - DNPM/CPRM: Carta Lençóis (BONFIM e PEDREIRA, 1990), Mucugê (PEDREIRA e MARGALHO, 1990) e Utinga (GUIMARÃES e PEDREIRA, 1990).
- c) Base cartográfica em formato vetorial - shp (*shapefile*) - escala 1:100.000, compilado a partir das cartas do RADAMBRASIL, com escala original de 1:250.000 de Geologia, Geomorfologia, Solos e Vegetação.
- d) Base geológica Geodiversidade da Bahia - escala 1:1.000.000 com adequação cartográfica em escala 1:500.000. CPRM, 2010 (CARVALHO e BARRETO, 2010).

Foi montado um banco de dados em ArcGis 10.3. No mesmo software foram feitos os procedimentos para geração de novos mapas vetoriais e raster e as análises.

O software SAGA GIS foi utilizado para construção do Índice de Convexidade, realce e melhoramento dos perfis topográficos e o módulo Arcscene do pacote Arcgis para geração de modelo 3D.

Gráficos e perfis foram confeccionados no Microsoft Excel 2010.

O software Bizage Modeler foi utilizado para criação dos fluxogramas de processos para análise crítica dos métodos aqui aplicados.

4.4. Mapeamento do relevo, extração de drenagem e criação/edição de mapa temático para análise das anomalias de drenagem

Foi confeccionado Modelo Digital de Elevação ALOS PALSAR 12.5 m de resolução reamostrado (ano 2017) e SRTM 30 metros (ano 2017) e a partir desses

produtos e das várias ferramentas de análise e edição do ArcGis 10.3 foi possível realizar a extração automática da drenagem, de delimitação das bacias hidrográficas, mapas de declividade, relevo sombreado e índices morfométricos (convexidade, densidade de drenagem, hierarquia de drenagem). Os dados SRTM 30 metros foram usados para o mapeamento da Bacia do Rio Paraguaçu e os sensor ALOS PALSAR para o mapeamento da área da Bacia Alto rio Paraguaçu. O mapa de declividade foi gerado em graus e porcentagem. Utilizou-se a ferramenta *3D Analyst - Surface Analyst - Slope*. O critério para classificação seguiu o método EMBRAPA (2006).

Para a confecção do mapa de relevo sombreado foi usada ferramenta *3D Analyst* na opção hillshade. Foi estabelecido exagero de 2x para destacar as diferenças altimétricas (exagero vertical).

Foram utilizados para extração da drenagem limiares de 500 e 1000 e foi definido a unidade de 1000 para o trabalho tendo em vista a obtenção mais adequada dos canais ao modelo. Quanto menor for o valor utilizado maior a quantidade de rios gerados.

Após a extração da drenagem foi feita a extração das bacias hidrográficas do Paraguaçu e da Sub-bacia do Rio Antônio. O procedimento foi feito na ferramenta *Spatial Analyst Tools - Hydrology - Watershed*.

De posse desses mapas foi efetuado análise visual das evidências morfológicas e geológicas considerando os MDEs (classificado e em nível de cinza) com dados hipsométricos, de declividade, sombras e a base de rios gerados para os dois modelos.

O mapa de geologia e geomorfologia RADAMBRASIL (1:250.000) e de rios base IBGE (1:100.000) foram utilizados na análise.

Prodeceu-se a análise visual e seleção de áreas que apresentavam evidências de capturas: desvios bruscos, cotovelos de captura. Os pontos selecionados foram correlacionados com Imagem de satélite disponíveis no Google Earth. Foi gerado um mapa prévio com prováveis pontos de captura para checagem em campo e definição da área de trabalho.

4.5. Mapeamento temático para escolha da área de estudo e áreas amostrais das possíveis capturas

Foram realizadas duas campanhas de campo. A primeira etapa de campo ocorreu entre os dias 21 a 27 de agosto de 2016 e abrangeu o Vale do Paramirim (zona limite sudoeste e oeste do Espinhaço Setentrional) até a cidade de Piatã (Espinhaço Setentrional). A segunda campanha ocorreu entre os dias 7 a 9 de maio de 2017 na região de Seabra/Lençóis e Mucugê.

Foi realizado o georreferenciamento *in loco* das áreas identificadas previamente no mapa e caracterização da paisagem. A figura 27 mostra a distribuição dos 147 pontos visitados em campo e que serviram de base para caracterização e escolha de áreas para o estudo.

Do Vale do Paramirim (13° 25'30'' S, 42° 10'51''O) até o anticlinal de Curralinho (13° 18'49'' S, 42° 01'039''O), não foi constatada a presença de prováveis capturas, uma vez que os indícios de cotovelos encontrados estavam frequentemente associados com fatores estruturais (fahamentos de grande extensão e fraturas).

Outros fatores importantes como desníveis altimétricos antes e pós-desvios bruscos da drenagem associam-se à geformas das Serras e relevo de dissecção diferencial dessa porção do Espinhaço Setentrional. Contudo, o fator limitador observado nessa área é a predominância de quartzitos, rocha resistente que limita a ação erosiva dos rios dessa bacia.

Na porção sudoeste e leste das cidades de Rio de Contas e Piatã (rebordos do Sinclinal da Tromba) foram encontradas algumas evidências de capturas, no entanto, os eventos se tornam significativos na região da serra do Sincorá - correspondente a Chapada Diamantina Oriental- Alta Bacia do Rio Paraguaçu.

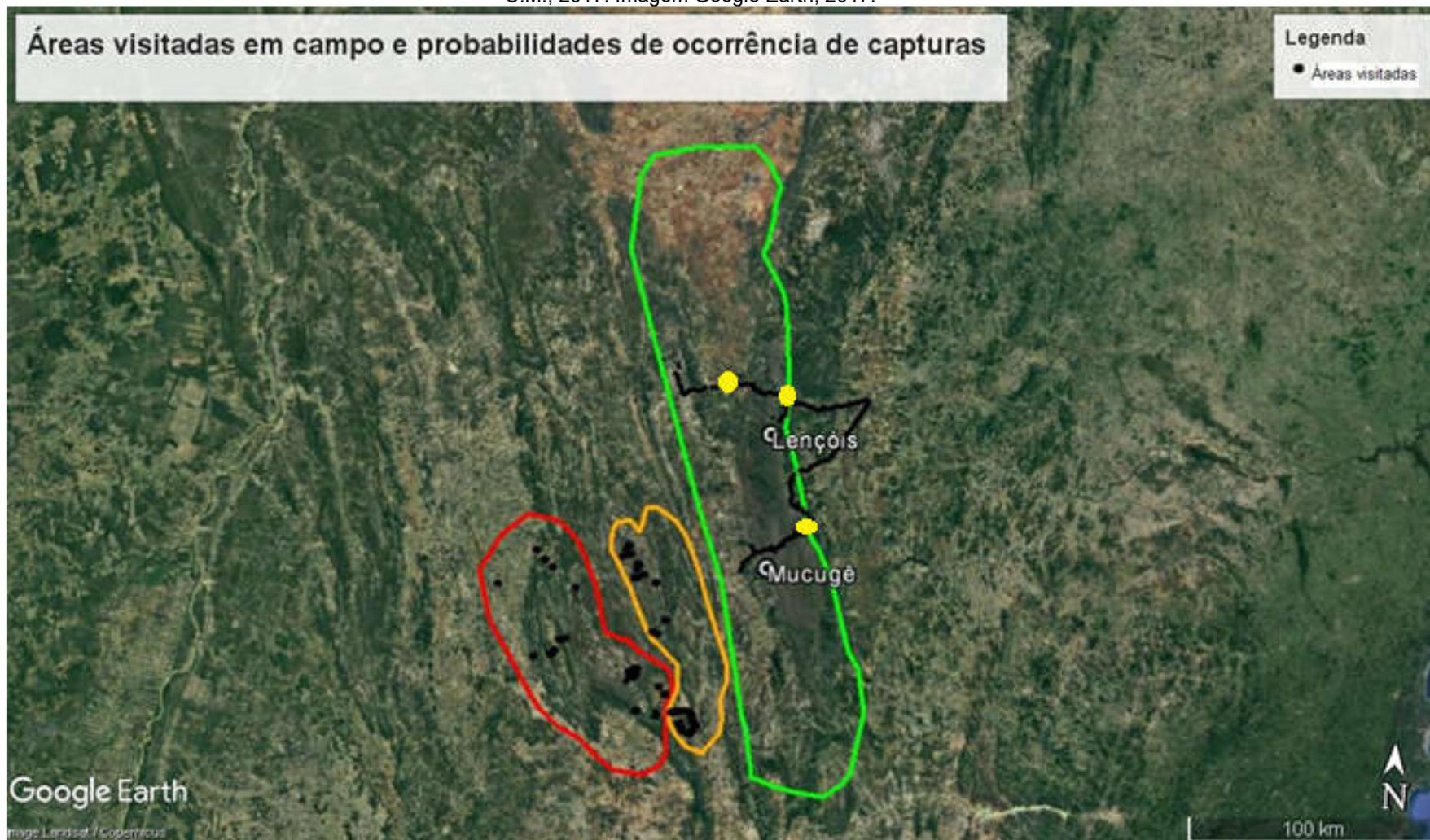
As áreas que apresentaram evidências morfológicas e geológicas de rearranjo de drenagem correspondem justamente os locais onde os rios Santo Antônio e Paraguaçu formam “*gaps*” e rompem a montanha (drenagem transversa).

Foram selecionadas três áreas representativas para estudo (em amarelo), conforme pode ser visualizado no mapa geral de densidade de cotovelos e prelúdios de captura para a Bacia do alto Rio Paraguaçu.

Para seleção das áreas amostrais foram considerados os seguintes critérios (i) Trechos retilíneos; (ii) Desvios bruscos; (iii) Cotovelos de captura; (iv) Captura em curso e prelúdio de captura; (v) Associação com litologia; (vi) Morfologia dos vales e; (vii) Diferença altimétrica; (vi) baixos divisores; (vii) vales superdimensionados (CROSBY, 1937; BISHOP, 1995; CRHISTOFOLETTI, 1979).

A planície localizada a leste da Serra Sincorá foi excluída devido a não probabilidade de ocorrência de capturas na área.

Figura 27 Mapa da distribuição dos pontos visitados em campo na região da Chapada Diamantina ocidental e oriental nas duas campanhas de campo realizadas em agosto de 2016 e maio de 2017. Círculo VERMELHO indica baixa probabilidade de ocorrência de capturas fluviais; LARANJA = média e VERDE = alta probabilidade. Fonte: Cordeiro, C.M., 2017. Imagem Google Earth, 2017.



Fonte: Autoria própria.

4.6. Geração de índices morfométricos

4.6.1. Metodologia para o cálculo do Índice de dissecação do relevo

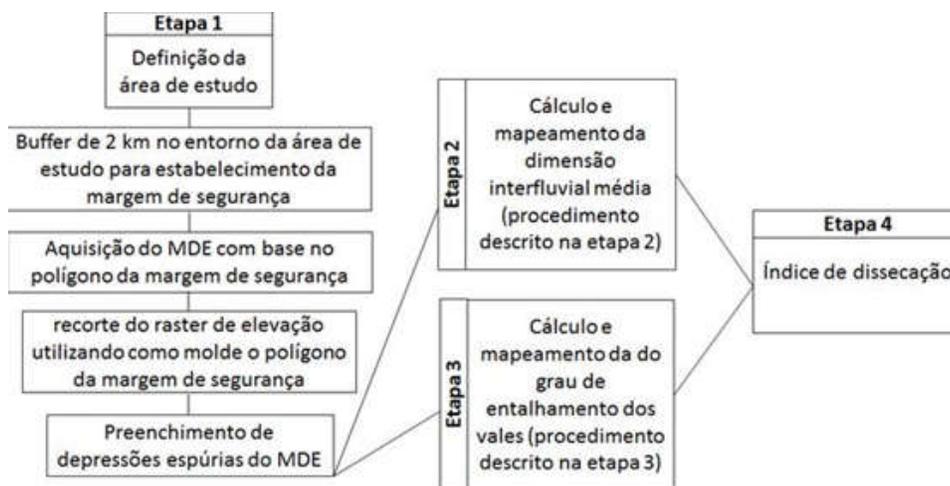
O índice de dissecação do relevo é uma análise morfométrica que considera o grau de entalhamento do vale e a dimensão interfluvial média. Ross (1992 e 1994) formalizou este índice, o qual possui diversas aplicações, tais como: segmentação do relevo, fornecer bases para o mapeamento geomorfológico, estudos de morfogênese, pedogênese e vulnerabilidade ambiental.

O cálculo e mapeamento do índice de dissecação, de forma analógica, é extremamente trabalhoso além de estar sujeito a erros humanos e diferentes interpretações. Até 2017, não existia um método para realizar, através de modo automático, o cálculo do índice de dissecação, o qual considere ambas as variáveis propostas por Ross (grau de entalhamento dos vales e dimensão interfluvial média).

Guimarães et al (2017) desenvolveram uma rotina de automatização do cálculo do índice de dissecação do relevo que além da ganho de tempo pode detalhar mais as classes de dissecação. O artigo que detalha esse método encontra-se no anexo B.

O método para geração do índice de dissecação é dividido em quatro etapas principais, a saber: o tratamento do modelo digital de elevação, o mapeamento do grau de entalhamento dos vales, o mapeamento da dimensão interfluvial média para cada bacia e a integração destes dois últimos produtos (Figura 28).

Figura 28 Metodologia para Cálculo do Índice de Dissecação do relevo conforme Guimarães et.al (2017).



4.6.2. Cálculo do Índice de Hack, ICR - Índice de Concentração de Rugosidade e Convexidade do relevo.

O Índice de HACK (1973) expressa a relação declividade x extensão dos rios (canal principal e tributários). Esta relação foi denominada por Hack (1973) de *Stream Lenght-Gradient Index* (SL Index). No Brasil ela é também conhecida como Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE et al. 2006). Este índice permite a identificação de setores gradualmente “anômalos” ao longo do perfil do(s) rio (s) analisados sendo os valores aumentados ou diminuídos em função da litologia ou estrutura mais ou menos resistente.

O Cálculo do índice é feito com base na equação:

$$SL = (h/ I).L$$

Onde

SL indica o índice (Stream-Lenght)

h a diferença entre a altura máxima e a mínima do trecho do canal estudado,

I é a projeção horizontal do trecho a ser estudado

e L é o comprimento do ponto mais a jusante do trecho estudado à cabeceira da bacia em linha reta.

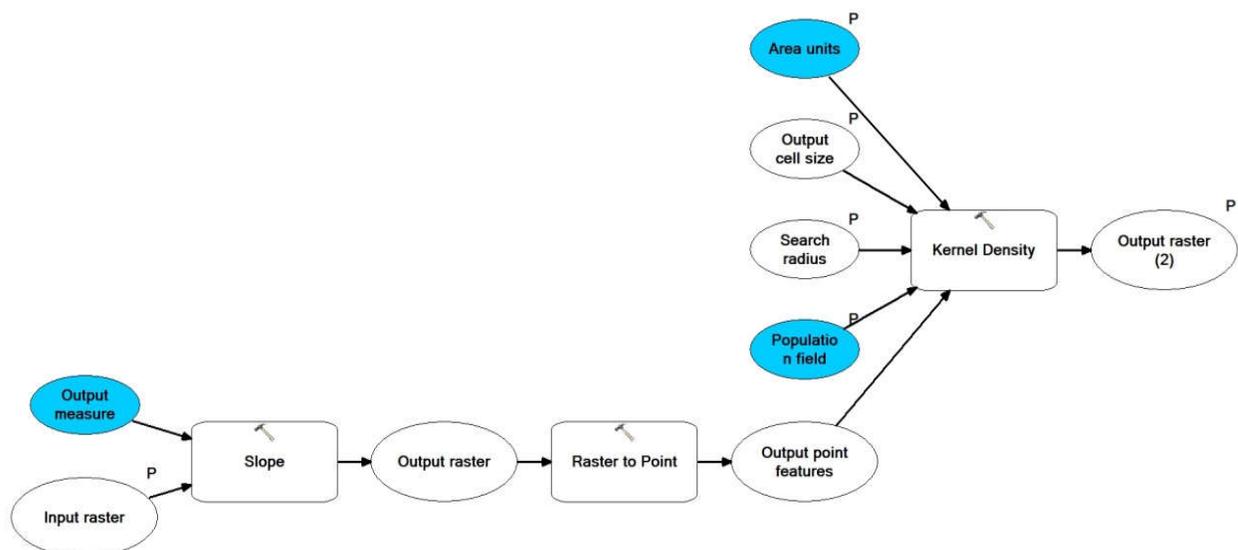
Nesse estudo foi aplicado o índice de HACK por canal dos rios principais ligados ao evento de provável rearranjo. Na projeção do gráfico por canal é possível calcular os valores logarítmicos que além de indicar a adequação da curva côncava de um provável rio equilibrado também informa sobre prováveis efeitos de neotectonismo presentes na área.

O ICR (Índice de Concentração de Rugosidade) conforme Sampaio (2008) e Sampaio e Augustin (2014) além de indicar o grau de dissecação do relevo, indica zonas de interferência tectônica e permite a localização das áreas de maior e menor incisão fluvial, além de mapear bem as formas de relevo ligadas ou não a falhas e fraturas (FLORES E OLIVEIRA, 2016) - Figura 29. O mapa do ICR encontra-se no anexo A.

Nesse trabalho o ICR foi gerado com raio de 250 metros compatível com a escala do modelo digital de elevação Alos Palsar que é 1:62.500.

Há compatibilidade entre o Índice de dissecação do relevo e o ICR e isso pode permitir maior detalhamento das formas de relevo e dissecação nas áreas de captura.

Figura 29 Rotina para o cálculo do ICR no software ArcGIS 10.3. Fonte: Guimarães, 2017



Input raster = Raster de entrada, Output measure = medidas de entrada, Slope= mapa de declividade, Output raster = raster de saída, Raster to point = Converter raster para pontos, Output point features = Feições de ponto (saída), Kernel Density = Densidade Kernel (Population Field = Campo, Search radius= raio pesquisa, Output Cell size = tamanho células de saída, Area Units = unidades de área).

O índice de Convexidade da superfície do terreno é um índice programado no SAGA conforme metodologia de Iwahashi & Pike (2007) e mostra o número de células com curvatura positiva (células convexas) para o número total de células da imagem. Ao mesmo tempo permite a identificação das áreas côncavas possibilitando a identificação das incisões de canais fluviais e a visualização de fluxos de água e de anomalias drenagem com destaques para os cotovelos de captura e outros (re) arranjos.

Segundo Watkins (2015), Convexidade tem sido descrito como curvatura de superfície que produz valores positivos em áreas convexas para cima, valores negativos em áreas côncavas e zero em declives planares. Cada valor de célula de grade representa a porcentagem de células convexas para cima dentro de um raio constante de dez células (IWAHASHI e PIKE, 2007). Cada célula é comparada a todas as outras células dentro da janela de raio constante.

4.6.3. Cálculo densidade de drenagem

A densidade de drenagem correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O cálculo da densidade de drenagem foi confeccionado no ArcGis de acordo com a seguinte fórmula:

$$Dd = LT(Km) / \text{Área} (Km^2)$$

Onde : Dd = Densidade de drenagem

LT = extensão total dos rios da bacia ou sub-bacia hidrográfica considerada

4.7. Geração de *Knickpoints*, construção de perfis geológico e topográficos

4.7.1. Geração de *Knickpoints*

O mapa de knickpoints foi gerado no software *knickpointfinder*- software programado em Python para uso em Sistemas de Informação Geográfica criado pela Universidade Federal do Paraná e para o mapa de densidade de *Knickpoints*, utilizou-se Estimador Kernel, da ferramenta Geoestatistical Wizard - Arcgis 10.3.

4.7.2. Procedimentos para confecção dos perfis geológicos e vetorização dos perfis.

- 1) Georreferenciamento da carta geológica da área de estudo;
- 2) Utilização da ferramenta *CrossSectionTool* do ArcGis para extrair a topografia com o exagero vertical de 5x.
- 3) Junção Shapefile de litologia confeccionado com a base vetorial de geologia da CPRM (CARVALHO e BARRETO, 2010) 1:1000.000 (com detalhes 1:500.000) e adequação à topografia extraída no item anterior.
- 4) O Shapefile gerado foi adicionado ao mapa e o perfil foi traçado atentando-se para as relações de contato entre as unidades geológicas e estruturas.
- 5) Elaboração dos perfis utilizando-se de ferramentas de desenho do ArcGis 10.3.

4.8. Geração de lineamentos estruturais

Os lineamentos estruturais foram fotointerpretados a partir do MDE sensor ALOS PALSAR 12.5 m de resolução de acordo com o método de Gomes, 2008 (com algumas modificações) que sugere:

- 1) curso de água com traçado retilíneo e de grande extensão;
- 3) vários cursos de água, ou partes de cursos de água que se encontram no mesmo alinhamento;
- 4) um conjunto de vales encaixados, retilíneos e paralelos;
- 5) situações em que se combinem as características anteriores.

Os dados litológicos, base de falhamentos do RADAMBRASIL (escala 1:250.000) foram utilizados para correlação e identificação dos prováveis padrões de drenagem aí presentes: padrão dendrítico, retangular e treliça.

4.9. Procedimentos para confecção dos perfis transversais e longitudinais do Relevo e perfis dos cursos d'água.

4.9.1. Elaboração dos perfis dos Cursos d'água.

Os perfis dos cursos d'água dos rios Paraguaçu e Santo Antônio, Água de Rega, Almas e Cerco foram construídos e editados manualmente (coleta de pontos de interseção do canal do rio x cota altimétrica). Foram utilizadas as curvas de nível geradas no modelo digital de terreno Alos Palsar com equidistância de 10 metros. A tabulação dos dados e geração dos perfis foram feitos no Excel 2010.

4.9.2. Elaboração de perfis longitudinais e transversais

Os perfis transversais e longitudinais topográficos foram gerados com a ferramenta *3D Analyst - Interpolate line - Profile Graph*.

As áreas foram selecionadas por meio de análise multicamadas com uso de MDE em variações de 10 a 30 paletas de cores altimétricas, imagens do *Google Earth* para checagem padrões diferenciáveis, características paisagem coletadas em campo, mapa de litologia, domínios geológicos e relevo quando necessário. Os perfis foram editados em Excel.

Os perfis dos rios principais seguiram método manual de confecção de perfil topográfico gerado por meio da sobreposição canal rio x curvas de nível geradas no sensor ALOS PALSAR com equidistância de 10 m.

4.10. Mapa de Densidade e fotoanálise dos padrões de drenagem, hierarquia de drenagem e drenagem transversa.

Para criação do mapa de densidade de lineamentos, de *knickpoints* foi utilizado o Estimador Kernel, da ferramenta Geostatistical Wizard - Arcgis 10.3.

O procedimento para delimitação do mapa dos padrões de drenagem seguiu os conceitos de padrões de drenagem básicos e modificados segundo Zernitz (1932), Howard (1967), Deffontaines and Chorowicz (1991) e Lima (2002).

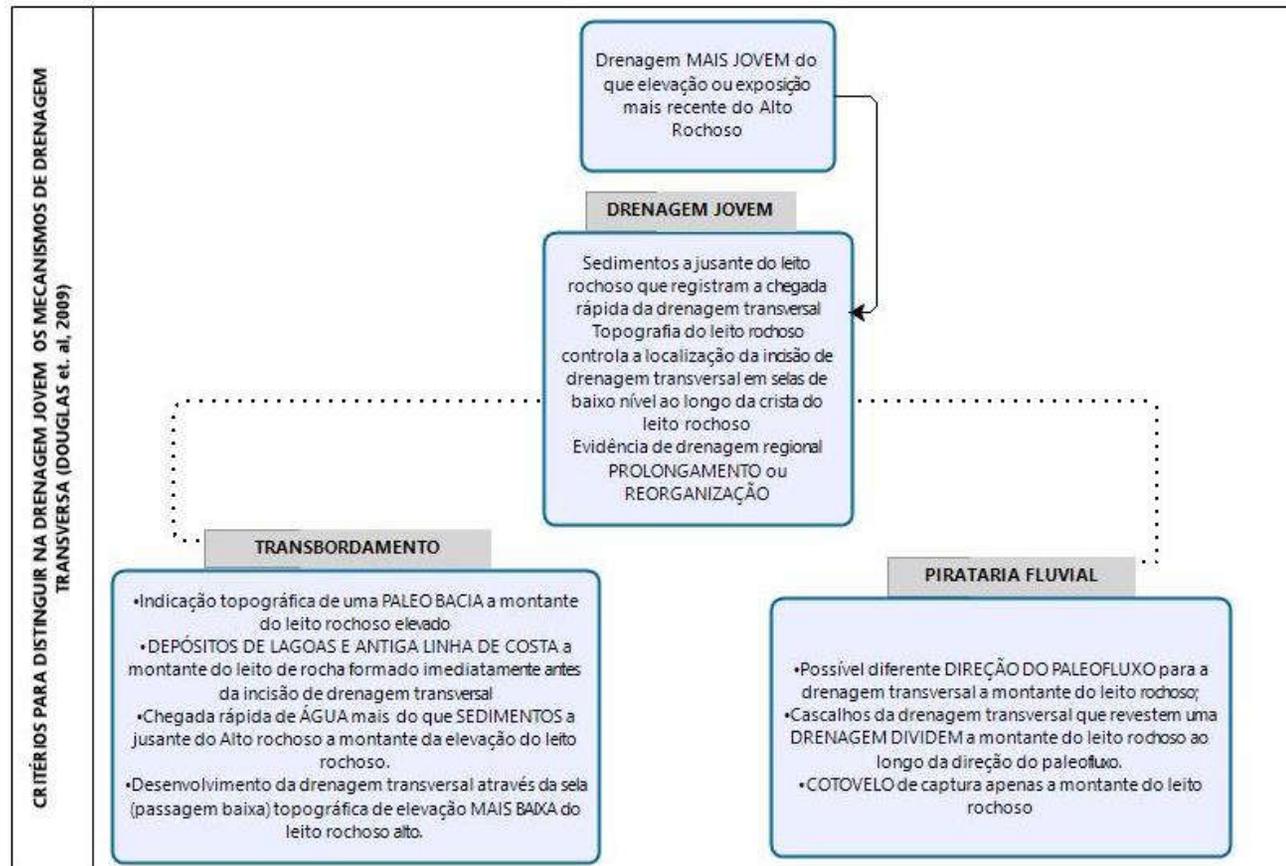
Foi gerado hierarquia de rios seguindo o método de Strahler (1952) a partir da drenagem extraída do sensor ALOS PALSAR 12.5 metros reamostrado.

4.11. Método para análise de mecanismo de drenagem transversa segundo Douglass et al (2009)

O método de mapeamento de indícios de drenagem transversa utilizou os critérios apresentados por Douglass et al (2007,2009) para distinguir entre os quatro mecanismos de drenagem transversa conforme, os que mais se adequaram às características fisiográficas da área.

Dessa forma, foram utilizados apenas dois critérios - transbordamento e pirataria, correspondentes à formação de rede transversa em drenagens jovens, ou seja, método que se relaciona ao contexto da área de estudo (Figura 30).

Figura 30 - Mecanismos de desenvolvimento de drenagem Transversa segundo Douglass et al, 2007,2009



4.12. Construção de mapas integrados e modelos de evolução para análise e interpretação da evolução geomorfológica da área de estudo.

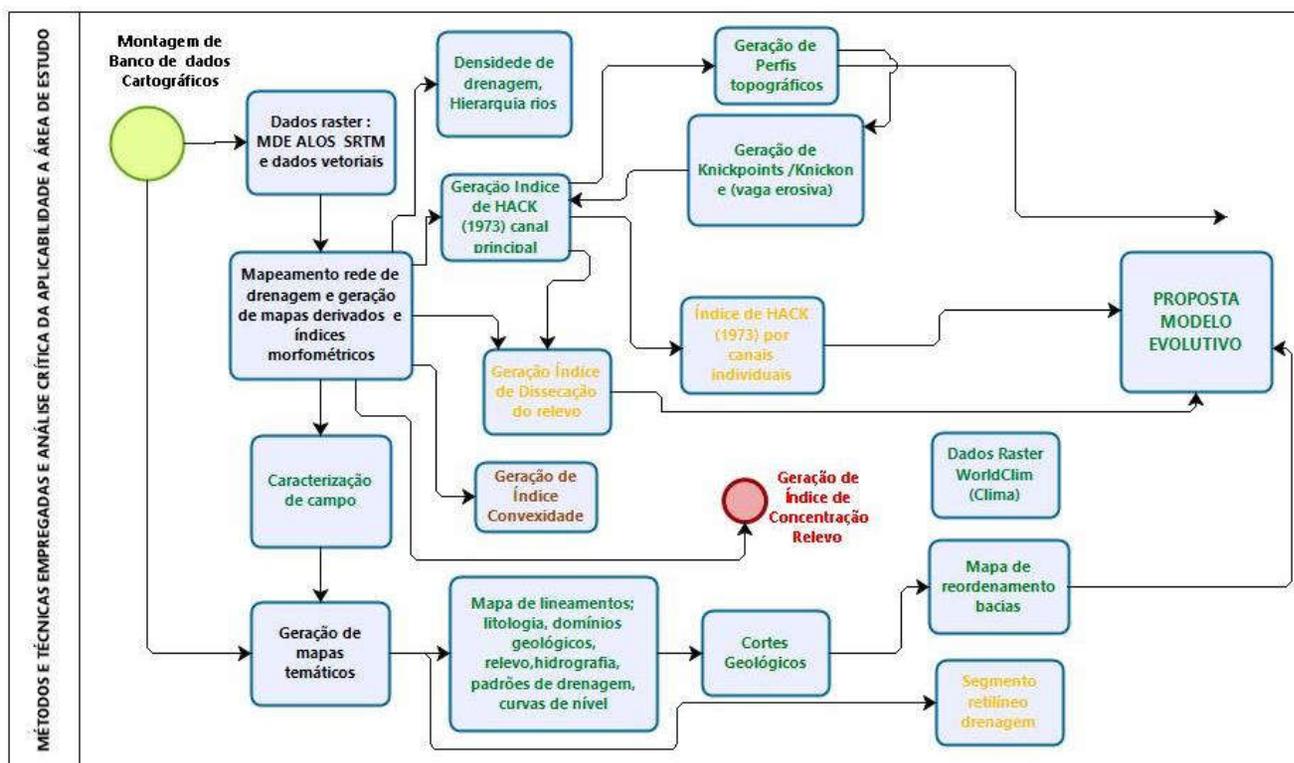
Foram feitas análises multicamadas e outras correlações entre mapas temáticos usando a sobreposição simples de *layers* no ArcGis em associação com imagens *Basemap Server* (ArcGis 10.3) e do *Google Earth*.

Todos os resultados obtidos com os métodos e técnicas acima expostos foram transpostos para blocos diagramas relacionais desenhados primeiramente à mão considerando todos os resultados obtidos e, posteriormente editados em *Corel Draw*.

Os blocos diagramas apresentam uma proposta de modelo evolutivo para a área considerando todas as variáveis encontradas e objetiva a visão integral dos processos aí mapeados passíveis de serem postulados como uma premissa para entendimento da evolução do relevo na Chapada Diamantina - BA.

Por fim, no intuito de organizar o raciocínio sobre os principais procedimentos e técnicas aqui aplicadas e, ao mesmo tempo, ponderar sobre a utilidade dessas técnicas foi construído um fluxograma contendo os procedimentos e uma análise crítica sobre a aplicabilidade para esse estudo - Figura 31.

Figura 31 Fases de cada método aplicado e Análise crítica: Em VERDE(métodos mais viáveis - que obtiveram melhor resultados, em LARANJA = média aplicação do estudo, em MARROM = aplicação moderada e em VERMELHO = pouca aplicação no estudo.



5. RESULTADOS

5.1. Organização de drenagem e capturas fluviais na Alta Bacia do Paraguaçu: contexto regional

A Bacia Hidrográfica do Rio Paraguaçu configura-se pela assimetria entre as suas margens na distribuição dos afluentes em relação ao rio principal, não só em relação à extensão destes, como também em termos de densidade e volume de contribuição (IBGE, 1999). Tal assimetria revela-se também na forma da bacia que exhibe em um padrão quadrado retangular na porção centro-oeste e afunilada na porção leste (Figura 32).

Os dados obtidos a partir da análise do mapeamento da rede de drenagem associado ao uso de MDEs, relevo sombreado, hipsometria (altitude - declividade) e dados de caracterização de área e campo, sugerem importantes evidências de irregularidades fluviais que podem estar relacionadas à atuação de processos de rearranjo de drenagem da Alta Bacia do Paraguaçu, na Chapada Diamantina, Bahia, e bacias adjacentes (Sub-bacias do Rio São Francisco no norte e oeste e a do Rio de Contas ao sul) com prováveis reflexos na morfogênese do relevo da Chapada Diamantina.

Tais proposições surgem baseadas nas análises evidências morfológicas de rearranjo de drenagem (BISHOP, 1995; PRINCE, 2011; CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001; DOUGLASS; SMEERKLE, 2006) encontradas para a Alta Bacia do rio Paraguaçu. Quais sejam: cotovelos de captura, vales decapitados superdimensionados, presença de baixos divisores, padrão de drenagem *barbed* (ortogonal), presença de *knickpoints* pós-cotovelos de captura (Figura 33).

A análise desses dados permitem elucidar (Figura 33):

- ✓ Influência direta da disparidade do nível de base geral - Rio Paraguaçu (localizado a 323 m) com relação aos seus principais tributários (a exemplo de parte do Rio Santo Antônio localizado a Norte/Noroeste da calha principal do Paraguaçu - a 500 metros até 900 metros) com provável influência regional;
- ✓ Desnível altimétrico associado ao forte gradiente hidráulico advindo de uma densa rede de drenagem que flui sob as rochas de fácil

escoamento e funciona como elemento catalisador para o avanço da drenagem nas áreas escapadas (Serra do Sincorá), cujo avanço se dá pelo setor leste;

- ✓ Atuação de uma provável janela erosiva comandada pela sub-bacia do Rio de Contas (sul) que avança controlada por um nível de base mais baixo (407 m) que o da bacia do Rio Paraguaçu nas circunvizinhanças do limite das bacias; e a leste pelo Rio Paraguaçu;
- ✓ No altiplano, os baixos divisores hidrográficos presentes nos limites das bacias e nas áreas aplainadas são responsáveis pelo avanço do caudal de tributários do Rio Paraguaçu e podem facilitar a ocorrência de processos de rearranjo de drenagem;
- ✓ Contiguidade de linhas de drenagem interbacias que podem evidenciar antigos caminhos fluviais e serem, portanto, indicadoras de processos de rearranjo de drenagem;
- ✓ Vales superdimensionados próximos às áreas de cotovelos de captura e densa presença dessas feições em áreas cujo padrão de drenagem destoia da geometria predominante e oferece elementos para que o processo ocorra;
- ✓ A direção da drenagem atual sugere alterações na morfologia e no sentido que, outrora, poderia fluir (norte rumo à Bacia do São Francisco).

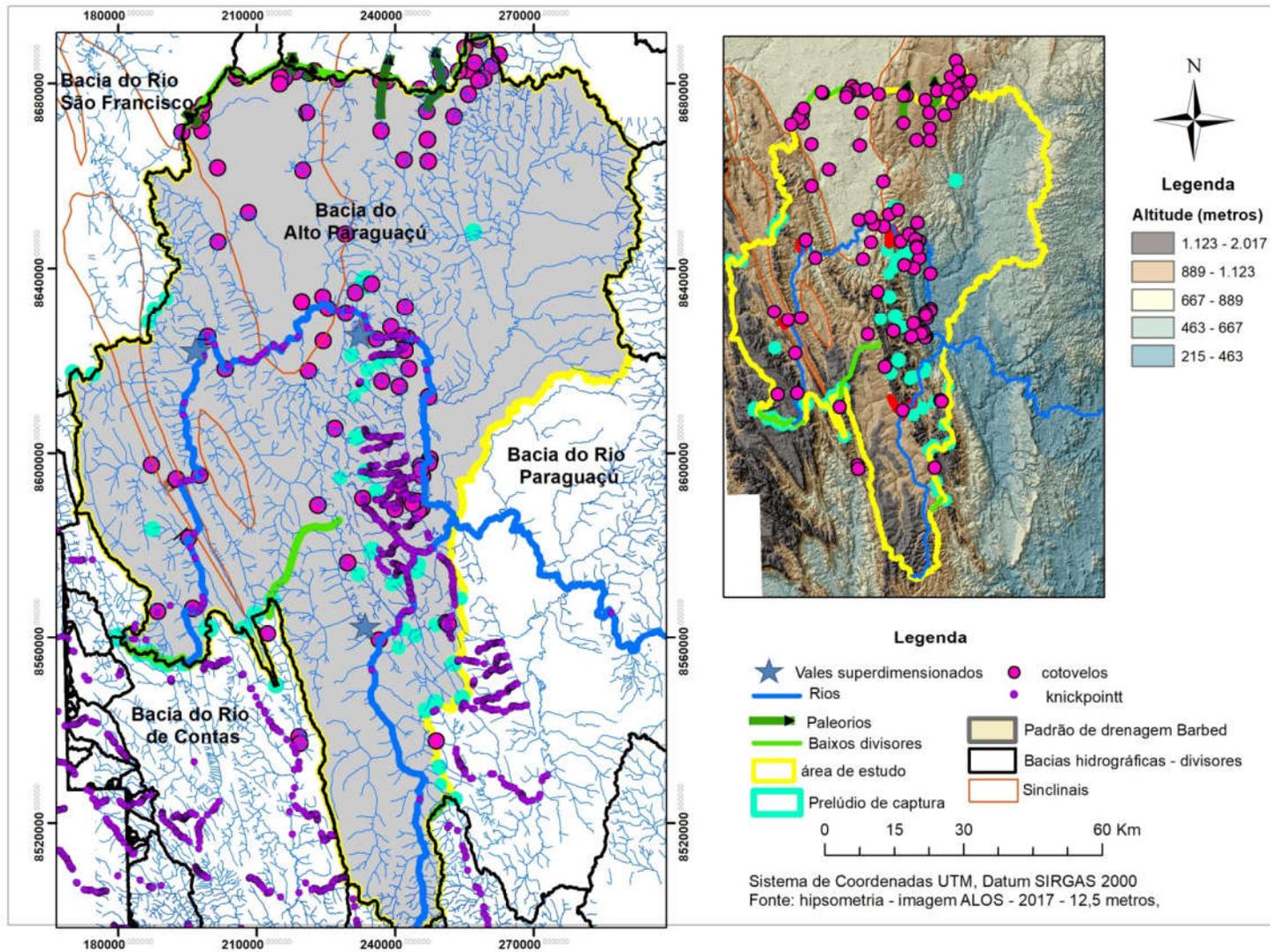
Conforme já foi dito, o perfil longitudinal do Rio Paraguaçu apresenta curva irregular incompatível com a linha côncava e indicadora de um canal de drenagem ajustado e isso pode indicar que rearranjos de drenagem condicionados por fatores geológicos e por capturas fluviais tenham ocorrido e aberto vales profundos na Serra do Sincorá (Anticlinal do Pai Inácio) adentrado, assim, nos chapadões dos gerais e nos calcários da Bacia de Irecê).

Isso permite inferir que processos fluviais típicos de áreas em desequilíbrio têm ocorrido nessa área o que pode remeter aos rearranjos de drenagem e outros eventos de anomalias de drenagem e supostamente terem formado redes transversas, por meio de tais processos, cortadas a norte e sul pelos rios Santo Antônio e Paraguaçu, respectivamente. Os cotovelos de captura e protocapturas se

localizam em um dos rebordos da Serra do Sincorá, no limite norte da bacia, área central do Sinclinal de Irecê e alguns pontos na área sul e oeste (Figura 33).

Foram selecionadas para estudo três áreas cuja ocorrência de diversas evidências de rearranjo de drenagem são notáveis: a área de ruptura do Rio Santo Antônio na Serra do Sincorá (denominada de captura Pai Inácio); a área da bacia de Irecê (provável captura cárstica) e a área onde o Rio Paraguaçu rompe a escarpa, ao sul (provável captura Mucugê).

Figura 33 - Evidências de rearranjo de drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu com destaque para os divisores das principais Bacias Hidrográficas.



Fonte: Autoria própria.

5.2. Indicadores litoestruturais

A área denota forte influência estrutural comandada pelos arranjos do tipo de estrutura (anticlinal erodida), de como o relevo aí se instalou e pelas diferentes litologias que promovem níveis diferenciados de erosão das rochas nas áreas percorridas pelo rio. A forma, a estrutura, a diferença litológica, a disposição geográfica do anticlinal e as discontinuidades geológicas concorrem para a ocorrência de anomalias de drenagem, configurando pontos de rede transversa e feições fluviais anômalas.

Morfologicamente, o Anticlinal do Pai Inácio possui larguras diferentes na sua disposição norte-sul. O resultado das medições ao longo dessa estrutura mostrou que os primeiros 40 km sentido norte/sul é menos largo e mais erodido. Em média, possui uma largura mínima de 5 km (na porção final a norte do anticlinal) e máxima variando de 10 a 13 km ao longo da estrutura. Já na parte sul, a largura média é de 20 km.

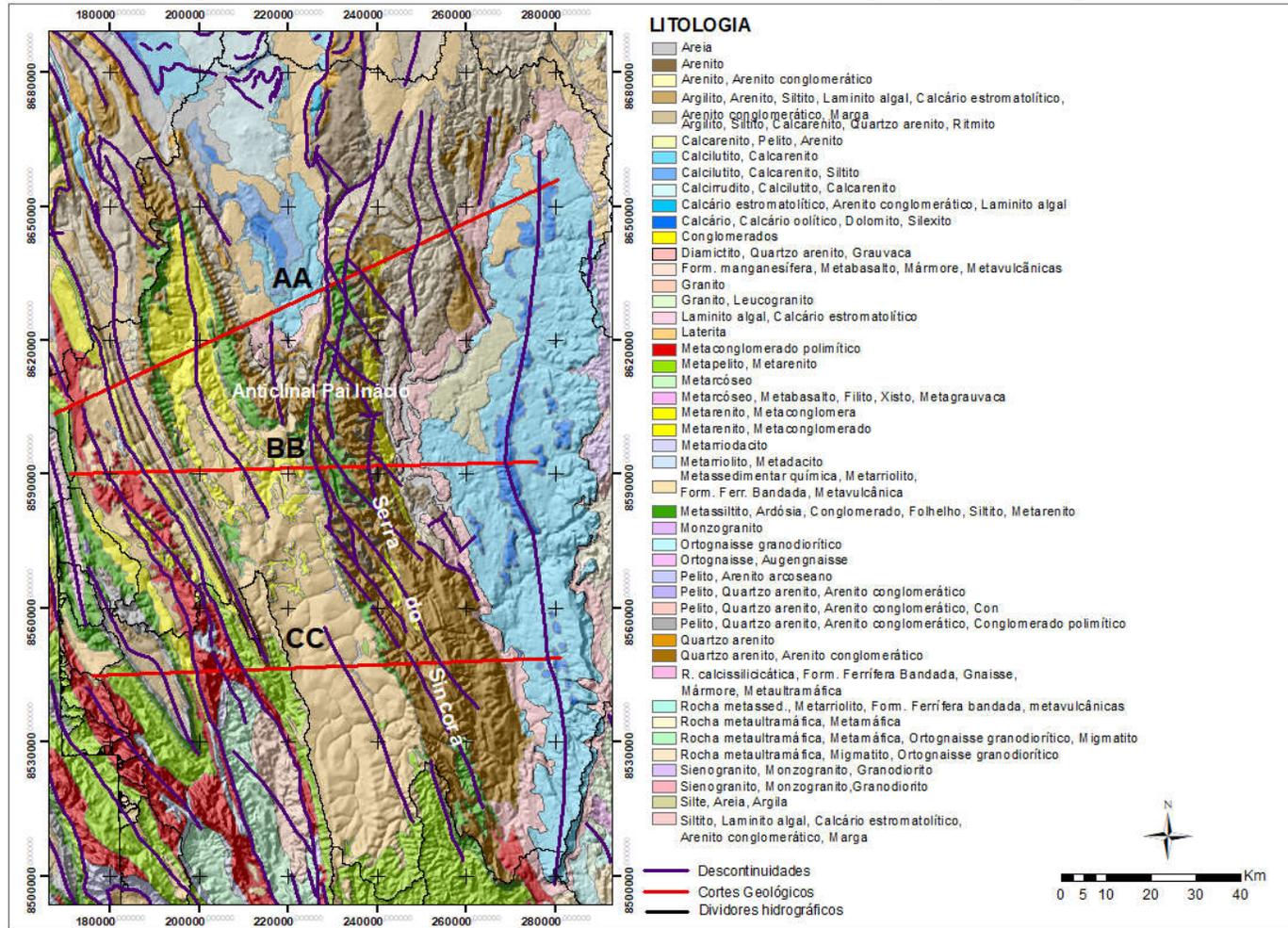
Além da largura diferenciada, a porção sul, mais extensa, possui uma homogeneidade litológica fruto da predominância de rochas quartzo-areníticas com menores áreas de abertura erosiva se comparada com a estrutura da parte norte do anticlinal (Figuras 34, 35, 36 e 37). Neste sentido, a porção norte apresenta uma área maior de exposição de metassiltito, ardósia, conglomerado, folhelho, siltito, metarenito, rochas de menor resistência erosiva se comparadas com as demais rochas que compõem o compartimento. Esse agrupamento rochoso possui uma área de 466.781 km² em contraste com a porção sul que detém 181.409 km². Além disso, na porção norte, a área de exposição se localiza ao que tudo indica, na antiga combe¹ (hoje janela erosiva) e na porção centro-oeste do anticlinal o que pode favorecer a vaga erosiva dos rios ali presentes (Figuras 34, 36 e 37).

A parte sul abarca 1.381.363 km² de quartzo-arenito em detrimento da parte norte que apresenta uma distribuição de 583.687 km², enquanto a porção norte não apresenta forma contígua e homogênea como a porção sul. Ao contrário, apresenta-se descontínua com uma distinta janela erosiva que já expõe litologias dos metassiltitos e rochas associadas. Nessa área se encontra a janela erosiva (alvéolo) de Caeté-Açu (Vale do Capão/Paty) (Figuras 34 a 37).

¹ Depressão cavada no topo de um anticlinal. O termo vem do latim *cymba* (barca). (PENTEADO, 1975).

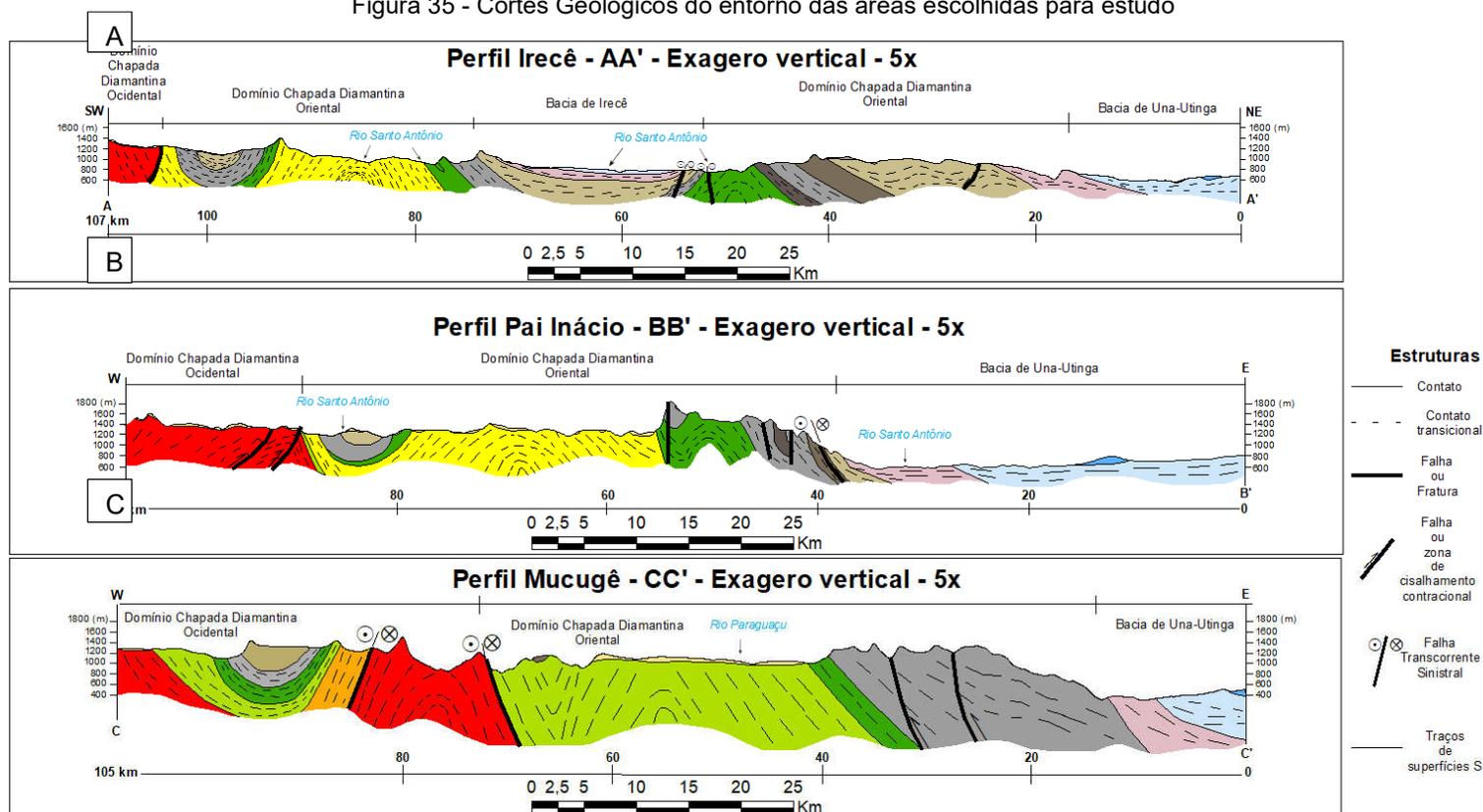
Observa-se no mapa do índice de dissecação do relevo que as áreas dos metassiltitos e associações correspondem às áreas mais dissecadas apresentando valores altos a muito altos (Figura 36).

Figura 34 - Influência litoestrutural do Anticlinal do Pai Inácio na organização da drenagem



Fonte: Autoria própria.

Figura 35 - Cortes Geológicos do entorno das áreas escolhidas para estudo



TERCIÁRIO / QUATERNÁRIO		MESOPROTEROZOICO		PALEO/MESOPROTEROZOICO			
LEGENDA	N1dl Laterita	MPc4	Formação Caboclo: Argilitos, Siltitos, Calcarenitos, Quartzos arenitos, Ritmitos.	P4M1pa	Formação Açurua/Guiné: Metassiltitos, Ardósias, Conglomerados, Folhelhos, Siltitos, Metarenitos.		
	NEOPROTEROZOICO	MPc	MPc: Argilito, Arenito, Siltito, Laminito algal, Calcário estromatolítico, Arenito conglomerático, Margas.	P4M1pm	Formação Mangabeira: Metarenitos, Metaconglomerados.		
	NP2sa Formação Salitre: Calcilitos, Calcarenitos.	Formação Tombador	MPt	Pelitos, Quartzos arenitos, Arenitos conglomeráticos, Conglomerados polimíticos.	P4M1pl	Formação Lagoa de Dentro: Metapelitos, Metarenitos.	
	NP2sn Formação Nova América: Calcilitos, Calcarenitos.	MPt1	Conglomerados.	MPt2	Quartzos arenitos, Arenitos conglomeráticos.	PP4pe	Formação Ouicuri do Ouro: Metaconglomerados polimíticos.
	NP2snf Formação Nova América: Calcários, Calcários oolíticos, Dolomitos, Silexitos.	MPt3	Arenito.				
	NP2be Formação Bebedouro: Diamictitos, Quartzos arenitos, Grauvacas.						

Fonte: Autoria própria.

Figura 36 - Distribuição das Litologias ao longo do Anticlinal do Pai Inácio e Índice de Dissecação do Relevo para a área de estudo

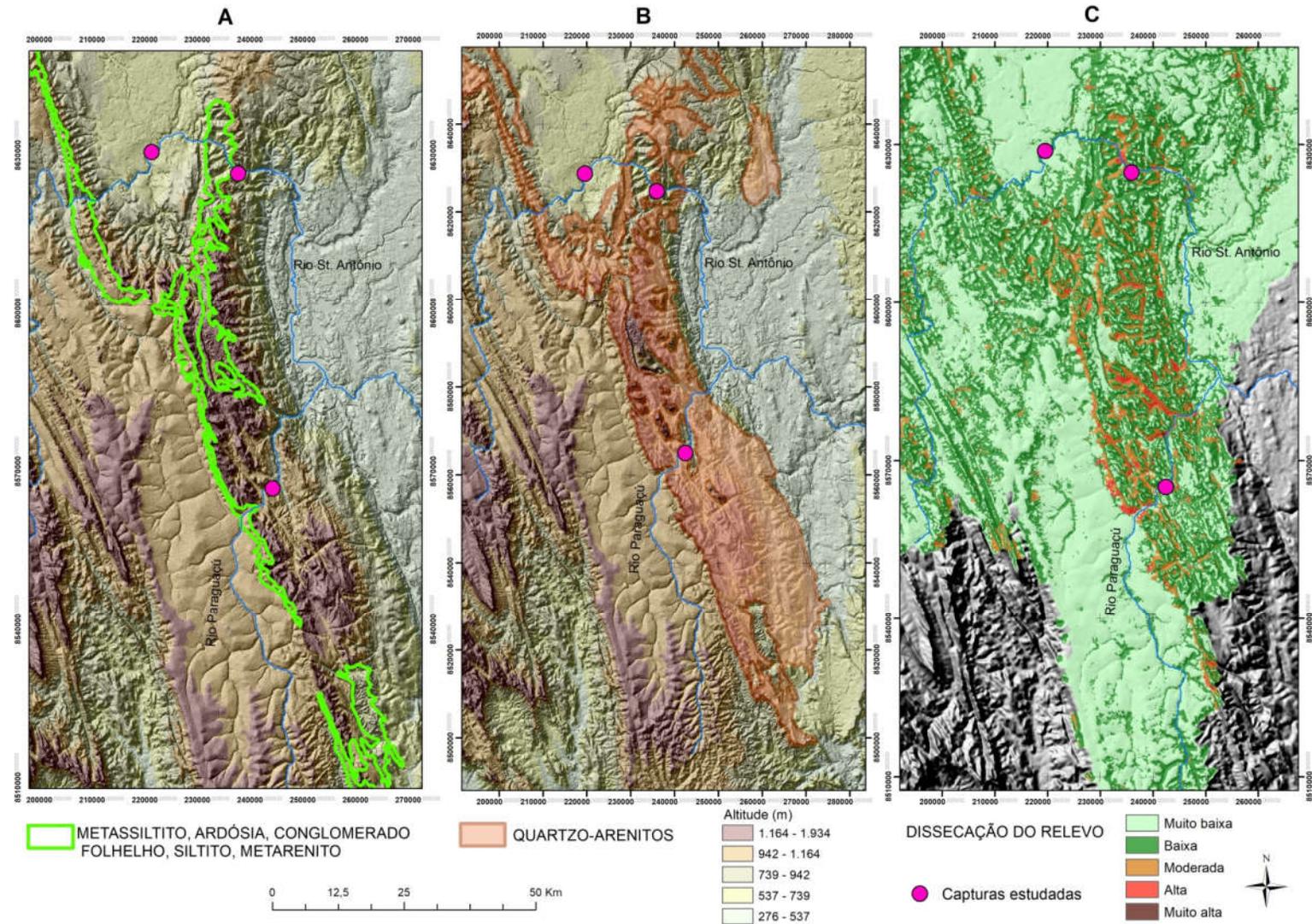
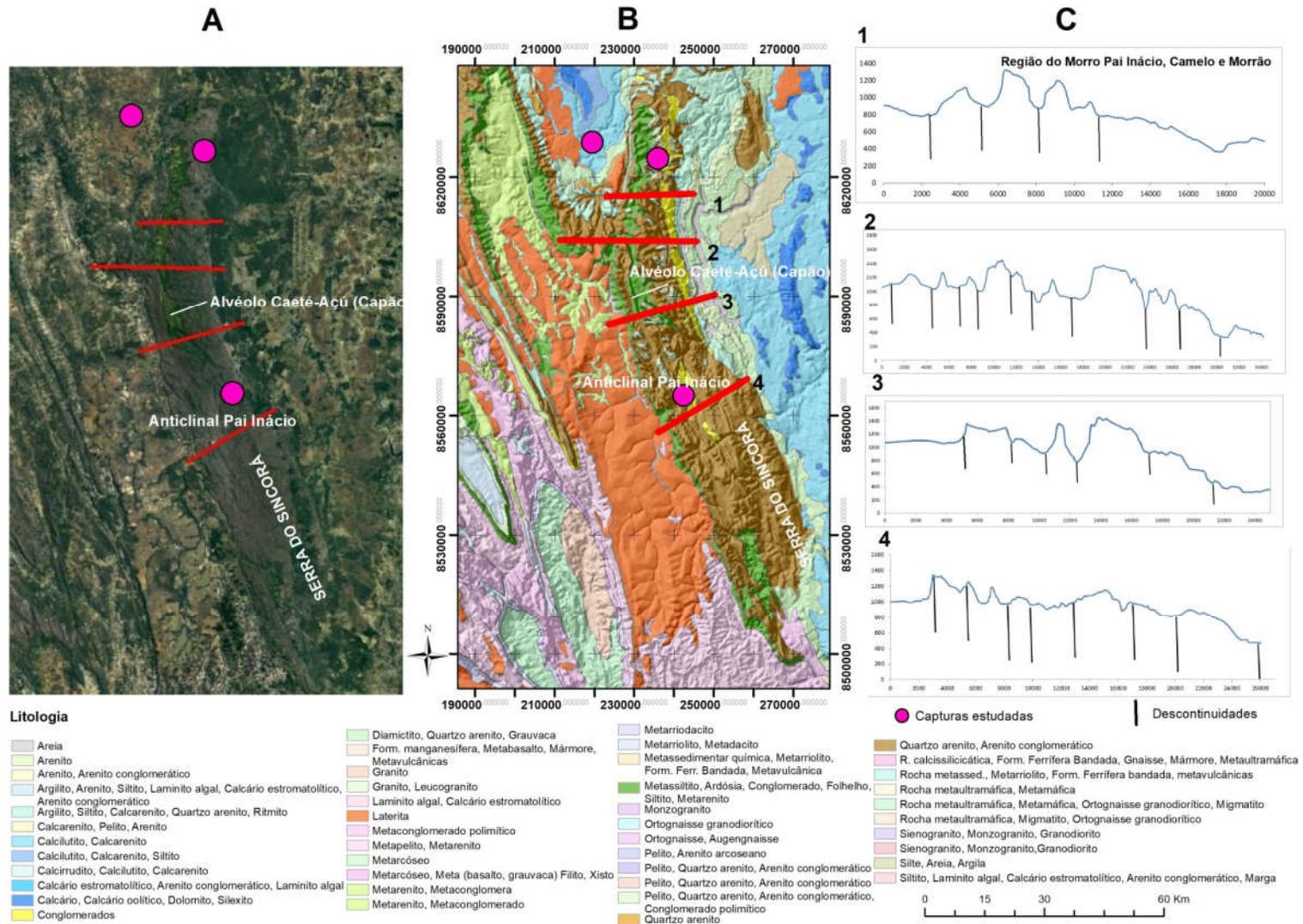


Figura 37 - Litologia da área de estudo e perfis transversais ao Anticlinal do Pai Inácio que mostram a diferença na sua estrutura e influência de lineamentos estruturais na paisagem.



Fonte: Autoria própria.

A análise conjunta dos mapas permite elucidar:

- ✓ A ocorrência de rochas menos resistentes em toda a porção leste do Anticlinal o que pode indicar maior potencial erosivo aliado à diferença altimétrica entre a planície e a Serra do Sincorá (Figuras 34, 35, 36 e 37b);
Nas áreas localizadas a leste predominam os calcários da Formação Salitre e rochas da Formação Bebedouro compostos por uma mescla de diamictitos, quarto-arenitos e grauvacas. A distribuição mais ampla na porção norte é de argilito, silito, arenitos e conglomerados - rochas menos resistentes do que os quartzo-arenitos dominantes na porção sul do anticlinal.
- ✓ Presença de discontinuidades ao longo de todo o anticlinal e sinclinais adjacentes com destaque para as falhas contracionais e sinistrais a leste. Tais áreas coincidem com os *gaps* na Serra Sincorá e com as áreas com evidências de cotovelos de captura (Figura 35 - cortes geológicos AA, BB);
- ✓ A porção central do Anticlinal apresenta-se mais erodida e com maior presença de discontinuidades (Figura 35 - perfis geológicos AA, BB);
- ✓ A forma do anticlinal a partir do setor centro/sul (Figuras 35a, b, c e 37) mostra maior erosão das rochas da Formação Mangabeiras: metarenitos e metaconglomerados, isto pode indicar que um desmonte erosivo possa ter sido iniciado na combe e no flanco oriental (erosão típica de relevos apalachianos). A superfície aplainada se localizada nesse compartimento o que indica processo anterior de erosão, mas pode ter sido facilitado pela entrada de uma rede de drenagem transversa controlada pelo Rio Paraguaçu via uma provável captura fluvial.
- ✓ A zona de transição entre a Chapada Diamantina Oriental e Ocidental ao sul possui uma alternância de rochas de alto a médio grau de intemperização (metaconglomerados e metapelitos) (Figuras 34 e 35 - corte geológico BB). Esse fato associado ao contraste com as rochas do sinclinal ao sul da área (cujo embasamento já está exposto - Figura 35 - perfil geológico CC) aliado ao desnível altimétrico (740 metros em relação 1.200 da Superfície aplainada - pediplano da Bacia Paraguaçu) pode facilitar a vaga erosiva ao sul comandada pelo Rio de Contas. Nota-se ampla distribuição dos metapelitos nessa região.

- ✓ A morfologia mais desenvolvida do anticlinal ao sul mostra as diferenças e complexidades dos dobramentos aí ocorridos, bem como a atuação diferenciada dos processos erosivos (Figuras 35c, 36 e 37).

O mapa de distribuição e densidade de lineamentos (Figura 39) mostra a grande concentração de descontinuidades na porção leste e extremo norte do anticlinal destacando-se que toda a estrutura possui descontinuidades distribuídas no sentido noroeste/sudeste e nordeste/sudoeste conforme o diagrama de rosetas apresentado no mapa de lineamentos (Figura 39). Há uma grande densidade de lineamentos na área das prováveis capturas.

A distribuição, a quantidade e os tipos de descontinuidades (falhas, juntas e fraturas) ao longo do anticlinal afetam em maior e menor grau a drenagem essencialmente no setor Leste onde tais elementos, além de terem menor inclinação do flanco do mergulho do anticlinal (5° a 15°), apresentam geometria de dobras em forma de *kink* (*kink* ou *kinke folds*²) com uma grande concentração de descontinuidades nas bordas do anticlinal (MAIA, 2011). Maia realizou um estudo das caracterizações estrutural, geométrica e cinemática das formações Tombador e Açuruá na região do Anticlinal do Pai Inácio (Figura 39) e afirma que na fase de deformação estrutural 1 (Figura 38):

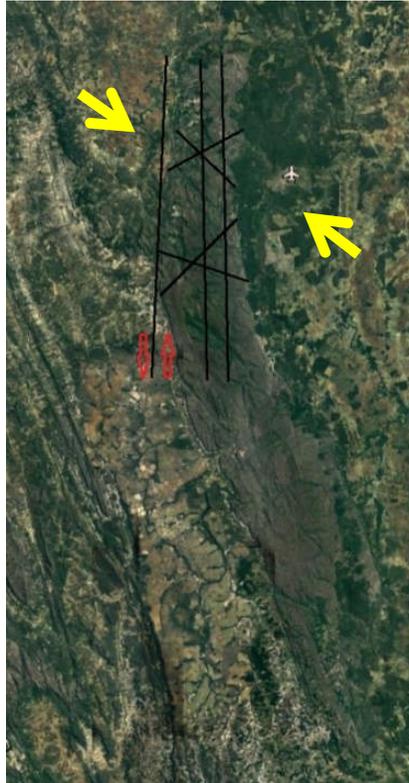
Ao longo do flanco oriental do anticlinal do Pai Inácio desenvolveram-se dobras subsidiárias em *kink* (ou *kinke*) assimétricas e falhas reversas com mergulho de 45° e ENE e juntas de tração que ocasionaram fraturas longitudinais e diagonais ao eixo do anticlinal do Pai Inácio (MAIA, 2011, p. 25).

Na fase de deformação estrutural 2 houve, de acordo com Maia (1998), um movimento de transcorrência sinistral³ e de direção NNE a NS que originou falhas de direção sinistral nas porções leste e oeste, além de uma extensa falha denominada de Falha do Rio São João que bordeja a Serra do Sincorá de norte a sul até as imediações do Vale de Caeté-Açu (sul da área e quase coincidente com a área final de exposição dos metassiltitos). Esse sistema de falhas, segundo o autor, estruturou os vales segundo as direções NNW-SSE (Vales do Paty, Capão e Caeté-Açu) área da janela erosiva correspondente aos metassiltitos e derivados.

²Dobras onde os elementos são retos e a flexão é fortemente localizada como uma dobradiça (pode ser chamada de dobra de torção) e se formam em rochas com camadas regulares, tanto em camadas sedimentares regulares quanto na foliação tardia. Universidade Fernando Pessoa, 2018.

³Refere-se aos movimentos de falhas transcorrentes direcionais provocados por eixos de maior compressão (tensão) e maior alívio (tração) na horizontal (FOSSEN, 2012).

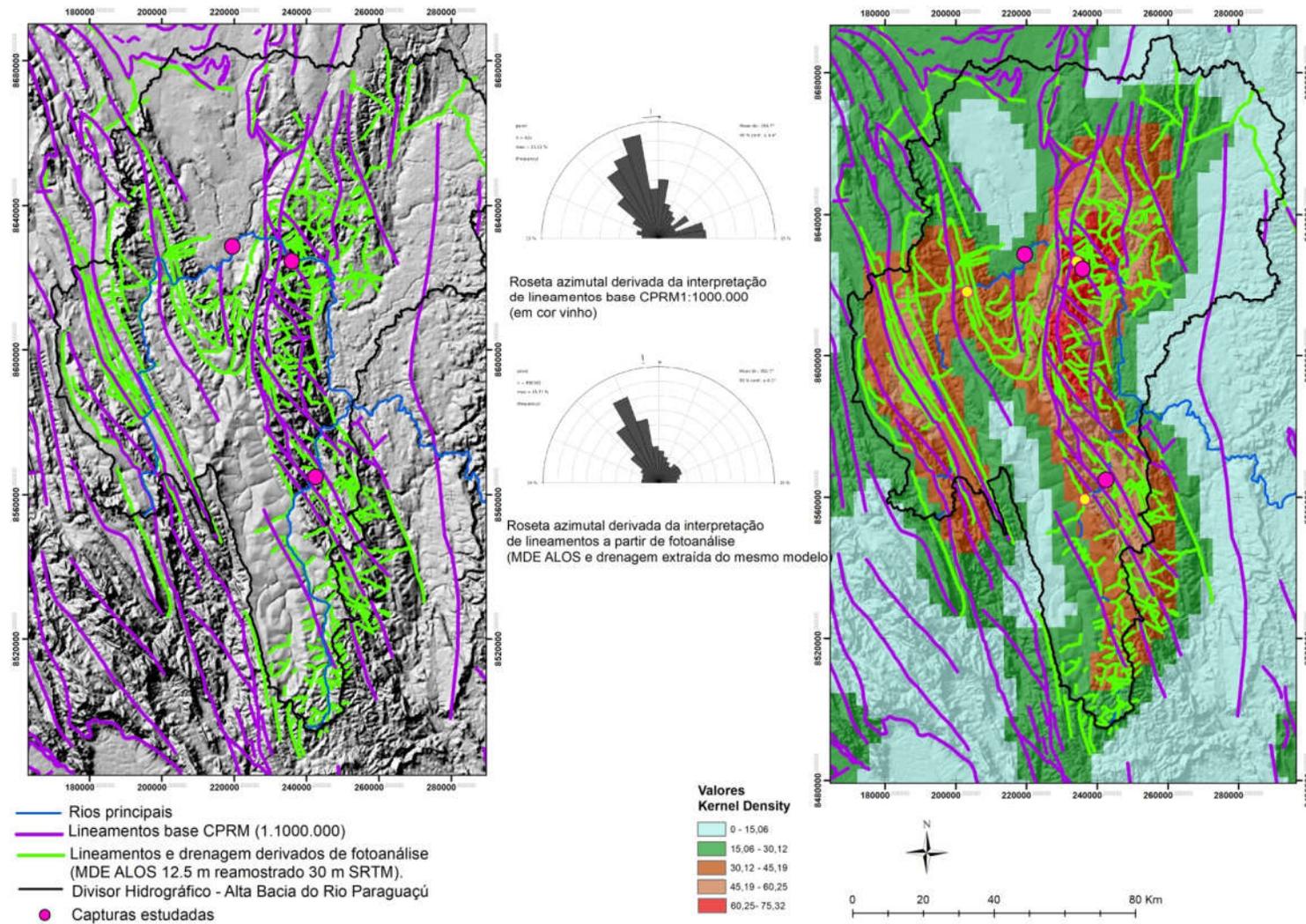
Figura 38 - Esquema dos movimentos deformacionais do Anticlinal do Pai Inácio.



Fonte: Aatoria própria.

A presença de dobras em *kink* (*kink fold*) pode ser um elemento facilitador de erosão, dada a sua geometria formadora de degraus (muitos deles com sulcos que podem ser preenchidos por sedimentos de rochas mais friáveis facilitando também o processo de percolação de água). Esses fatores litoestruturais associados ao significativo desnível altimétrico entre a Serra do Sincorá e as áreas rebaixadas a leste podem ter possibilitado a introdução de uma importante vaga erosiva sentido leste/oeste que, supostamente, permitiu capturas fluviais do Rio Paraguaçu e seu principal afluente, o Rio Santo Antônio, na porção leste do flanco oriental norte e sul do Anticlinal do Pai Inácio, Serra do Sincorá.

Figure 39 - a) Lineamentos área de estudo; b) Densidade de lineamentos.



5.3. Padrões de Drenagem, Densidade de drenagem e Dissecação do relevo na Alta Bacia do Rio Paraguauçu

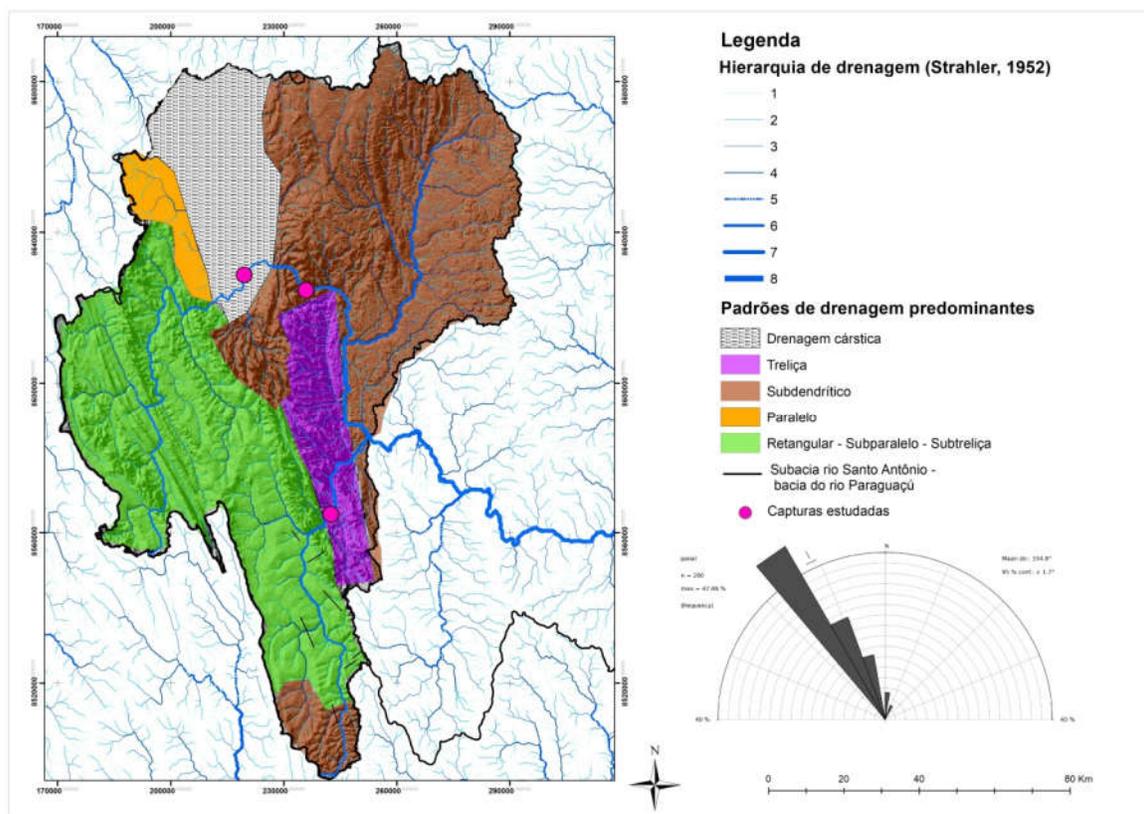
Verifica-se que, nas áreas de ocorrência dos prováveis processos de captura, há padrões de drenagem básico e modificado, conforme Zernitz (1932), Howard (1967) e Deffontaines e Chorowickz (1991). Os pontos de prováveis capturas, geralmente, estão localizados em zonas de transição de tipologias de padrões de drenagem do tipo básicos modificados. Nesse caso, seriam pontos (anômalos) diferenciados dos padrões ligados à homogeneidade litológica (subdendrítico) predominantes na área e aos influenciados por falhas/fraturas (treliça e retangular) como pode ser visto na Figura 40. Destaca-se que os cotovelos de captura encontram-se em canais de maior posição hierárquica.

A análise sobre a densidade de drenagem, declividade e índice de dissecação (Figuras 41 e 42) para a área mostra que:

- ✓ A Alta Bacia do Paraguauçu possui uma boa densidade de drenagem confirmada pela distribuição ampla dos valores alto a muito alto. Tal fato permite pontuar o bom armazenamento de água no subsolo, bem como de escoamento superficial (Figura 41 a);
- ✓ Em geral, há influência direta da declividade onde as áreas escarpadas possuem valores mais baixos de densidade de drenagem. No entanto, o efeito das águas nas vertentes aumentam a incisão dos canais (vales, fundos de vale) e a erosão fazendo com que a densidade de drenagem seja elevada nessas áreas (Figura41b).
- ✓ Influência da litologia onde áreas com rochas de mais fácil intemperização/percolação de água possuem maior densidade de drenagem. Essa condição está presente na porção leste, nas planícies de inundação dos rios que cobrem parte da bacia calcária de Irecê e da superfície aplainada ao sul, onde da mesma maneira as mais altas densidades de drenagem concentram-se nas áreas de calhas e planície de inundação dos rios (Figura 41a).
- ✓ A disseção do relevo é alta nas áreas de duas prováveis capturas (capturas Pai Inácio - Rio Santo Antônio e Captura Mucugê) e baixa na bacia de Irecê o

que corresponde aos terrenos calcários com boa infiltração de água. A densidade de drenagem é alta para a área da bacia (figuras 42 b 1,2,3).

Figura 40 - Padrões de drenagem da Alta Bacia do rio Paraguaçu Padrões de drenagem da Alta Bacia do Rio Paraguaçu.

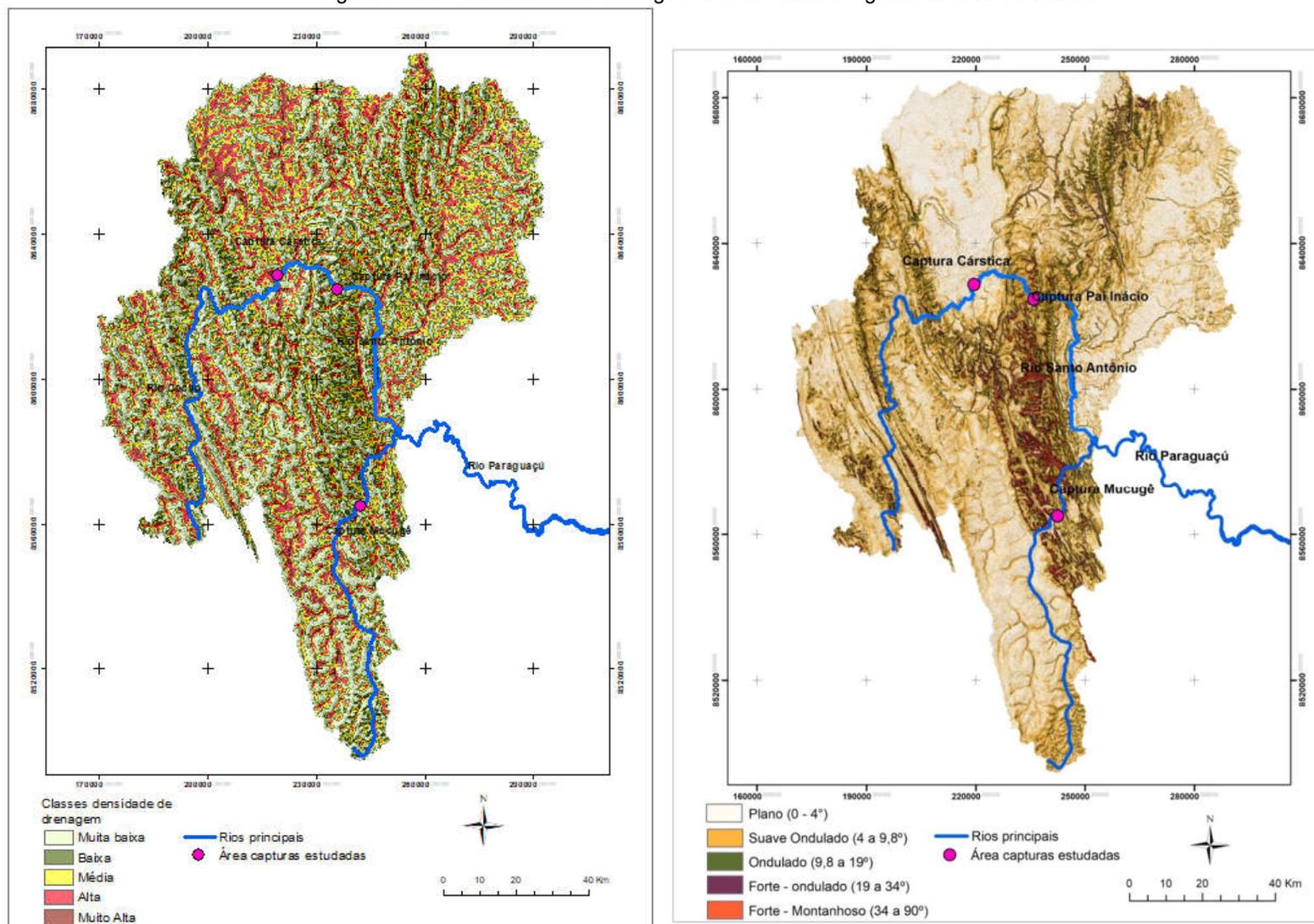


Padrão de drenagem	Área (km ²)	%
Subdendrítico	5.314,44	42,23
Drenagem Cárstica (Endorreica)	1.488,96	11,83
Paralelo	364,10	2,89
Retangular – Subparalelo - Subtreliça	4.436,28	35,26
Treliça	979,22	7,80

Fonte: Autoria própria.⁵

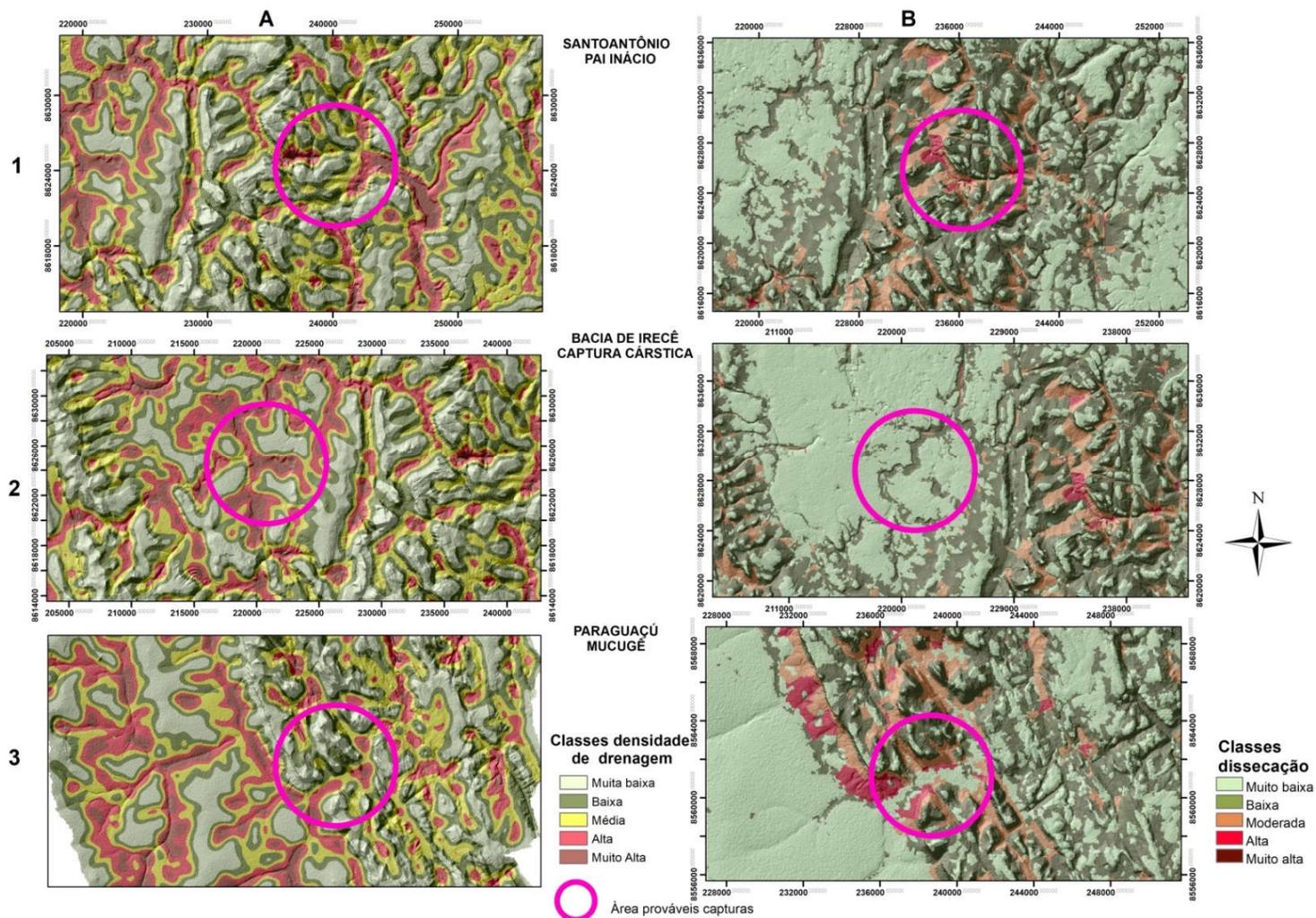
⁵ A tentativa de mapear esses padrões para a área, conforme assinala a Figura 79, está sujeita a muitos erros devido à subjetividade do processo, o qual apenas indica o contexto geral desses padrões e mostra que nas áreas dos prováveis eventos de captura há, de fato, um desarranjo entre os padrões configurando-se no que é chamado, segundo Howard (1967), de anomalias.

Figura 41 a-b - Densidade de drenagem e declividade em graus da área de estudo.



Fonte: Autoria própria.

Figura 42 a-b - Densidade de drenagem e Índice de Dissecação para área prováveis de capturas



5.4. Resultado Índice de Hack

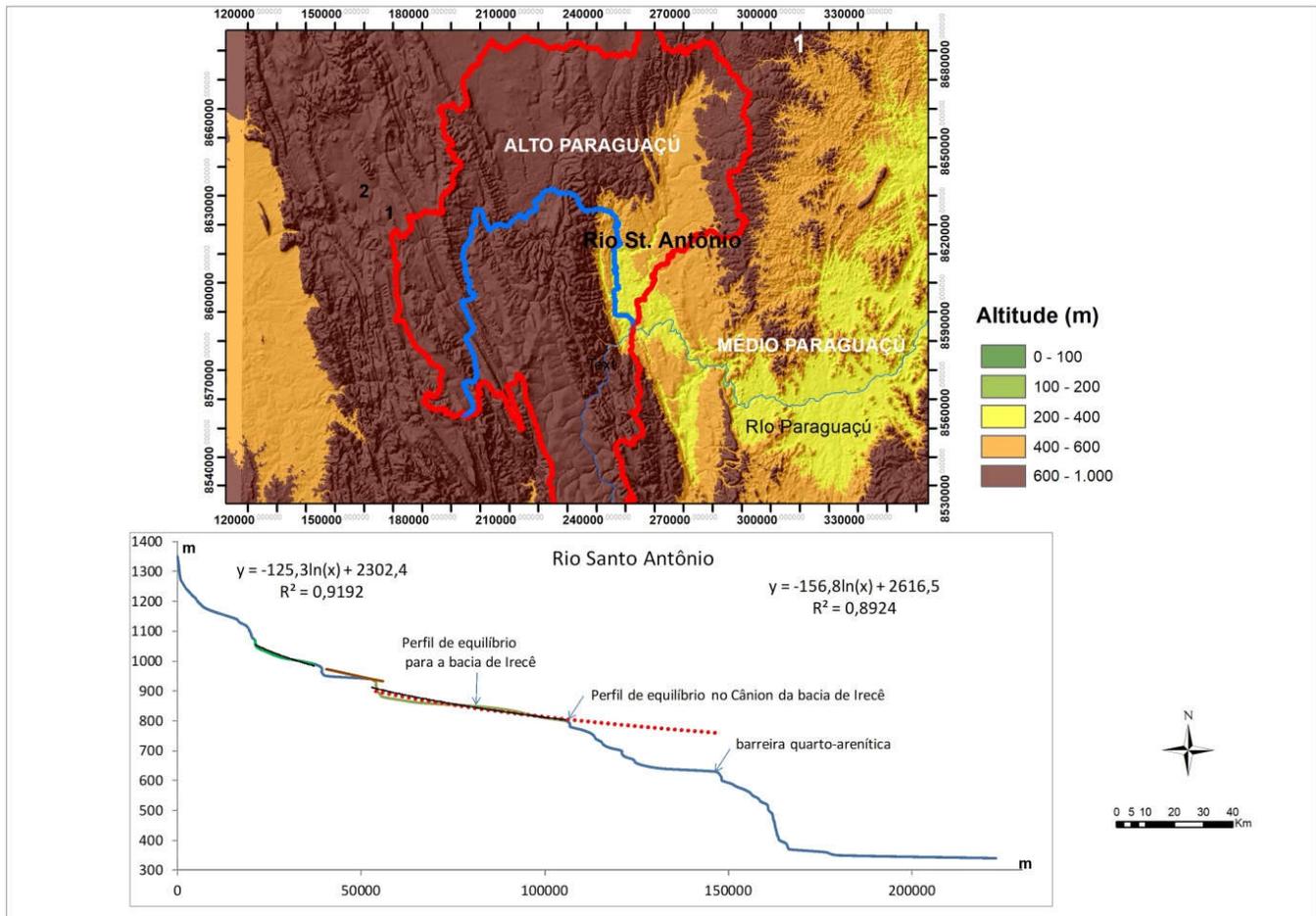
Os resultados do Índice de Hack para o Rio Santo Antônio atual⁶ indicam estado de desajustes, visíveis na projeção da curva logarítmicas projetada. As áreas cujas irregularidades são mais proeminentes ocorrem tanto no anticlinal de leste (área da provável captura Pai Inácio) e oeste (rebordos do anticlinal em área de encontro com os rios Cochó e Guiné) e em parte da Bacia de Irecê (Figura 43). Na área do Anticlinal do Pai Inácio, os desajustes são expressos pelo considerável número de *knickpoints*. Além disso, uma barreira quartzo-arenítica é exposta demarcando também um ponto de ruptura. Tais *knickpoints* se ligam à própria estrutura do anticlinal que gera uma diferença altimétrica de 400 metros de declive que permitiu, conforme já discutido anteriormente, a ocorrência desse evento com o rompimento da estrutura por suposta erosão regressiva.

No perfil é possível observar (linha tracejada vermelha) a projeção do poderia ter sido o antigo nível de aplanamento da bacia antes dos eventos de provável capturas, situado aproximadamente a 800 metros e, assim, inferir que, hipoteticamente, toda a bacia nivelava-se nessa cota e controlava o fluxo que outrora desaguava ali.

As áreas onde se localizam os rios Cochó e Guiné e a Bacia de Irecê apresentam perfis em ajuste fluvial evidenciado pela curva mais próxima do modelo de equilíbrio idealizado. Isso sugere que outros fatores anteriores aos eventos de captura tenham atuado nessa porção da bacia agora influenciada pelo evento da captura Pai Inácio até a vaga erosiva dos 800 metros (cota altimétrica até onde o rio avança).

⁶Considera-se como Rio Santo Antônio atual o traçado do rio formado pela junção do Rio Cochó localizado na porção oeste do anticlinal, onde os dois confluem, até a junção com o Rio Paraguaçu do lado leste, sul da área da bacia.

Figura 43 - Índice de Hack do Rio Santo Antônio



Fonte: Autoria própria

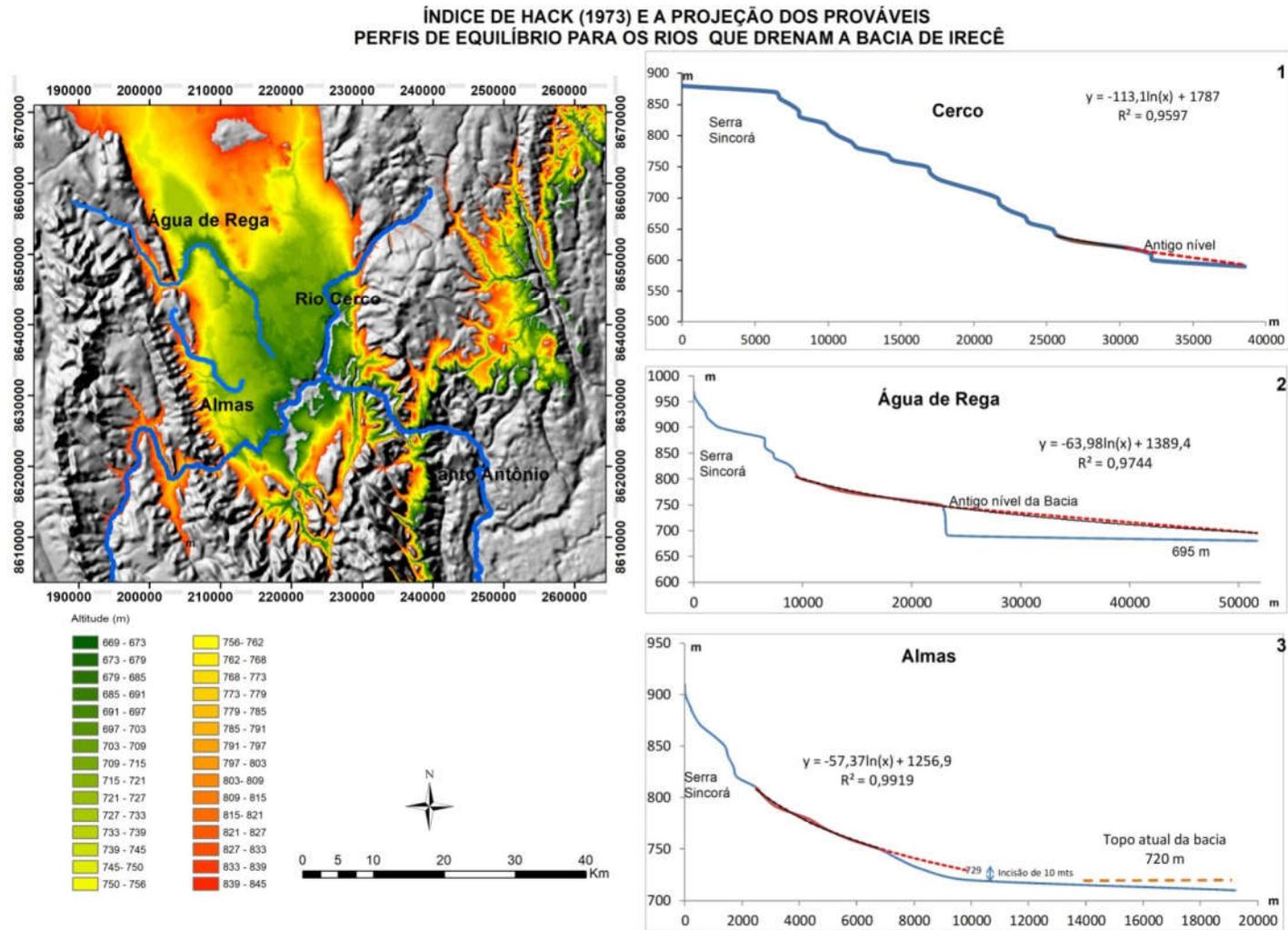
Um desses eventos pode ter sido um captura fluvial demarcada por um proeminente cotovelo de captura que se localiza no Rio Cochó. A análise das geformas presentes revelam vales mais alargados e é possível vislumbrar o aplainamento da superfície próxima a essa área de possível captura (Figura 44). Por sua vez, os valores de Hack para os rios da Bacia (Figura 44) reforçam os argumentos aqui apresentados e mostram as áreas em desajuste dos riachos Água de Rega, Almas e Cerco com os seguintes destaques:

- ✓ O Rio Cerco é o que apresenta mais *knickpoints* devido ao fato de cortar os contrafortes oeste da Serra do Sincorá. O rio apresenta vales fechados e incisão mais agressiva fruto tanto de sua posição geográfica como por receber água dos afluentes da serra (Figura 44 - 1);

- ✓ O Riacho de Rega apresenta uma área de rupturas de declive mais próximo à nascente e, na parte que adentra o anticlinal de oeste, possui muitos *knickpoints* e apenas em uma parte do canal mostra uma curva de maior equilíbrio, localizada já na área central da bacia. No entanto, essa área, no contexto geral da rede de drenagem, não atua como fator controlador, haja vista que as áreas de desequilíbrio são mais representativas principalmente em termos de diferença altimétrica presente nos declives (Figura 44- 2).

O Riacho de Água de Rega é o rio que apresenta o maior desnível altimétrico (projetado para o que seria o antigo nível de ajuste hidrográfico) evidenciado no perfil de Hack sendo da ordem de 200 metros. Isso pode indicar que a provável captura teria gerado um desmonte erosivo de parte dessa planície que avança erodindo rumo ao norte. Além disso, pode-se aventar que esse rio pode ter oferecido no interior as melhores condições de fluxos e de conduto cárstico subterrâneo, o que permitiu a presumível captura cárstica do Rio Santo Antônio e a reordenação da drenagem da bacia, convertendo-a de uma bacia endorreica para uma bacia de fluxo superficial controlada pelo novo nível de base, o Rio Santo Antônio capturado.

Figura 44 - Índice de Hack para os principais rios que drenam o Sinclinal de Irecê (1973)



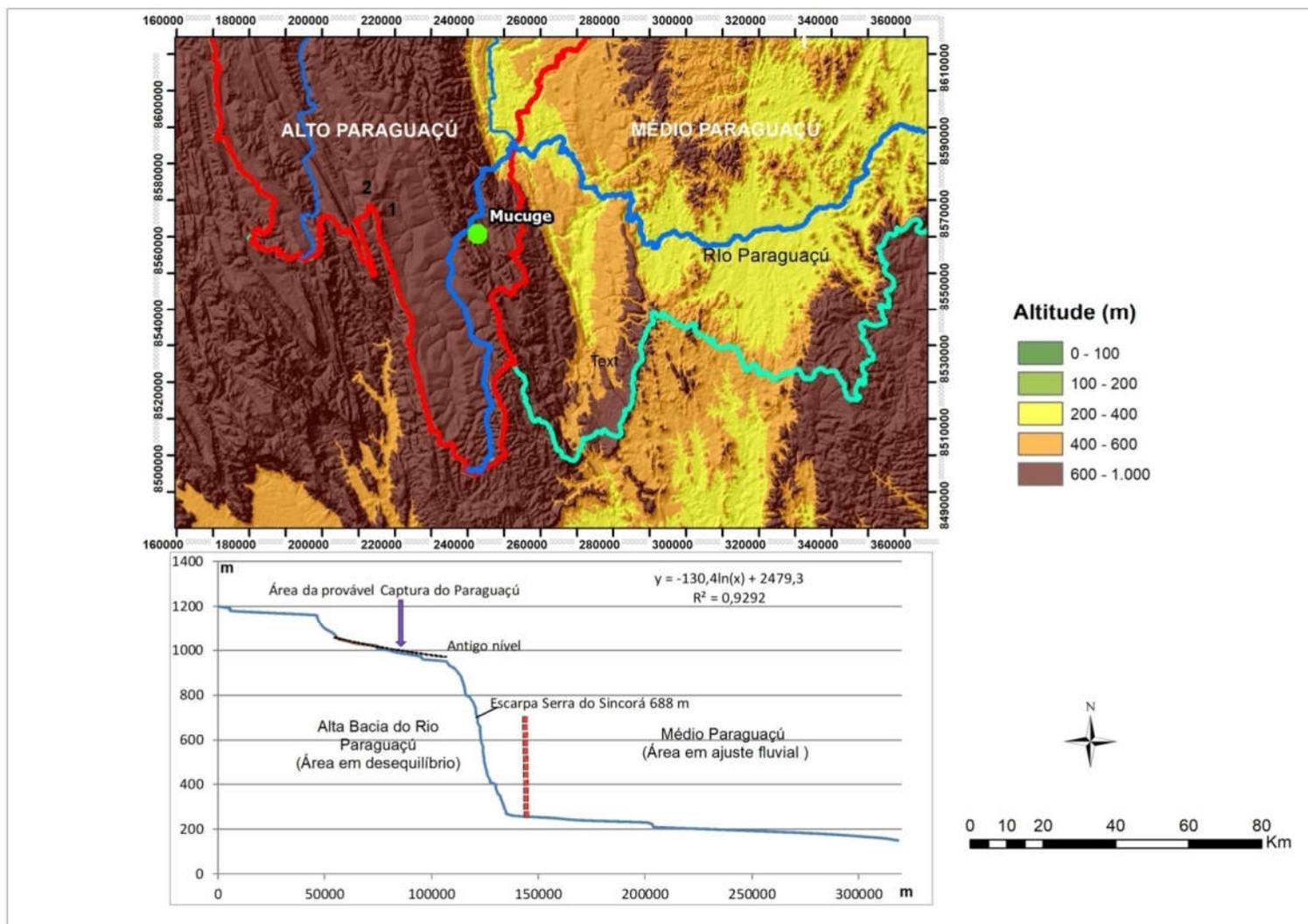
Fonte: Autoria própria.

O resultado do Índice de Hack para o Rio Paraguaçu o mostra em desajuste em grande parte, salvo pequenas porções a montante do cotovelo de captura (Figura 45). Toda a área do Anticlinal por onde avançou a erosão regressiva a partir da escarpa da Serra do Sincorá representa uma área em desequilíbrio. As áreas de equilíbrio só se configuram em dois setores: a) jusante da escarpa do Anticlinal do Pai Inácio, pois o anticlinal retardou os avanços da erosão regressiva e, por isso, a parte leste (planície) da bacia do Paraguaçu é uma área aplainada; e, b) a montante do Anticlinal quando o rio desaguava endorreicamente na bacia de Irecê. Na figura 45 essa parte é mostrada na curva em vermelho.

Além disso, a presença da barragem na zona em que está em equilíbrio a jusante cria um grande nivelamento na paisagem e, desse modo, reordena o fluxo a montante. É notável o desnível altimétrico na escarpa da Serra do Sincóra (Anticlinal do Pai Inácio) ao sul que possui mais de 700 metros enquanto que a parte da escarpa cortada pelo Rio Santo Antônio ao norte é de pouco mais de 300 metros.

Dessa maneira, o *input* de energia e de vaga erosiva no Santo Antônio é intensificada ao sul não só pela posição hierárquica do Rio Paraguaçu, rio principal, oitavo na ordem hierárquica, mas também pela influência do desnível altimétrico da escarpa que impulsiona uma potente frente erosiva capaz de erodir as rochas quartzo-areníticas e transpor grande parte dos flancos e serras do anticlinal.

Figura 45 - Índice de Hack (1973) para o rio Paraguaçu



Fonte: Autoria própria.

5.5. Evidências da Captura Fluvial do “Pai Inácio”- Rio Santo Antônio.

A Alta Bacia do Paraguaçu é formada no setor montanhoso pela Serra do Sincorá (localizada no Anticlinal do Pai Inácio), áreas de sinclinais, áreas pediplanares e residuais de serras de relevo dobrado (cristas quartzíticas) e uma extensa bacia instalada sobre o sinclinal de Irecê (Bacia de Irecê). Tais diferenciações morfológicas configuram diversos padrões de drenagem e englobam desde o padrão subdendrítico ao retangular, treliça e paralelo moldados em uma tipologia de drenagem transversal esculpida em relevo apalachiano.

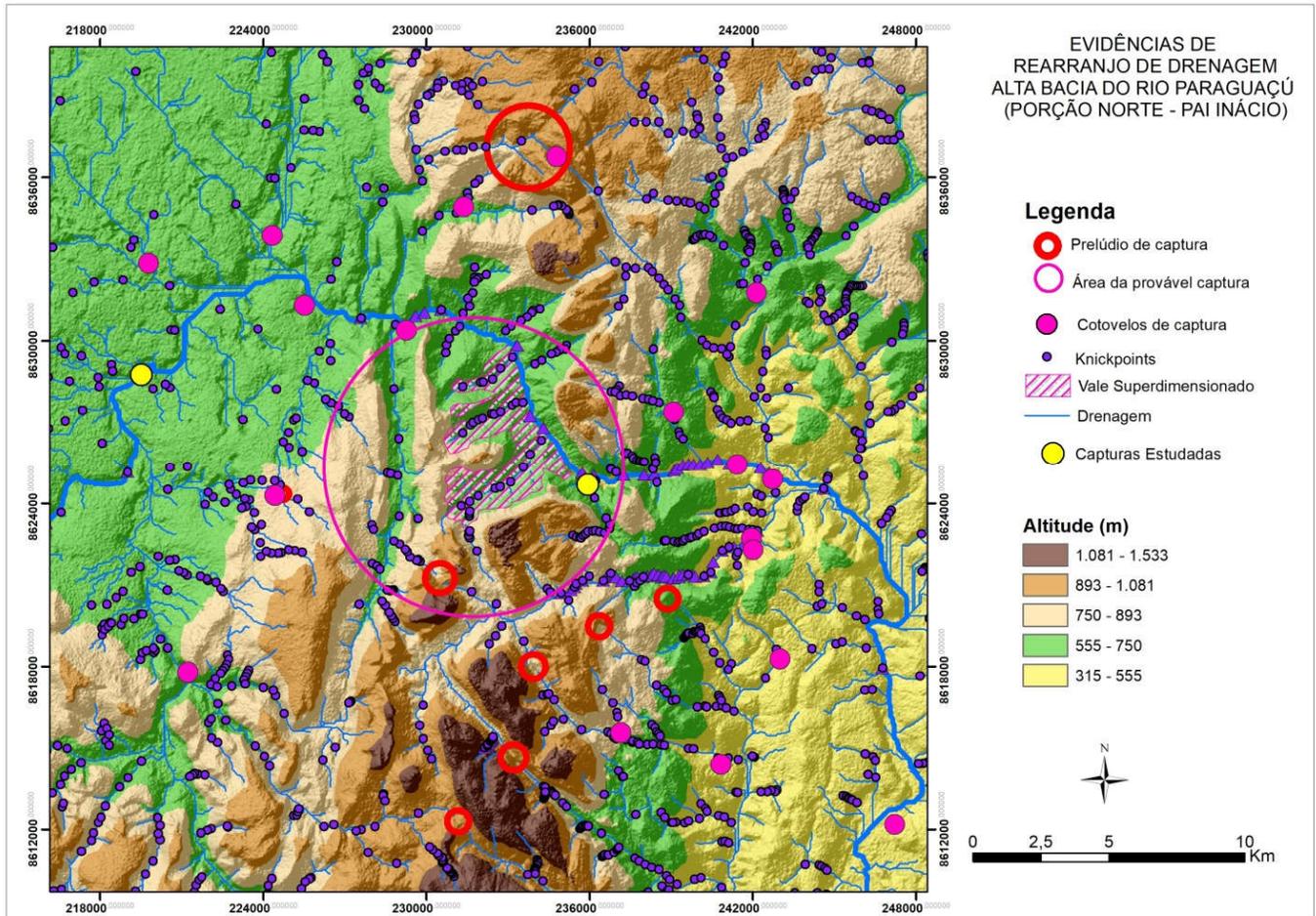
O setor apontado como sítio Pai Inácio corresponde à porção do grande anticlinal erodido homônimo e está cortado de leste a oeste pelo Rio Santo Antônio, principal afluente do Rio Paraguaçu, a norte, e pelo rio Paraguaçu, a leste. O nível de base local do Rio Santo Antônio no sopé da Serra está a 392 m de altitude e a 542 metros de altitude existe um proeminente cotovelo de captura (Figura 46). O Rio Paraguaçu está a 343 m de altitude e apresenta-se como nível de base regional.

Na parte norte onde o Rio Santo Antônio adentra a Serra Sincorá (Anticlinal do Pai Inácio) foram encontradas as seguintes evidências de rearranjo de drenagem (captura fluvial) na área (Figura 46):

- ✓ Presença de proeminente cotovelo de captura no médio curso do Rio Santo Antônio;
- ✓ Vale superdimensionado posterior à área de captura;
- ✓ Desnível altimétrico entre a área captora e a área capturada;
- ✓ Presença de *knickpoints* pré e pós-área da provável captura;
- ✓ Evidências geológicas ligadas a fatores estruturais e litológicos facilitadores do processo;
- ✓ Protocotovelos de captura no entorno da área.

O cotovelo de captura (*elbow of capture*) presente no Rio Santo Antônio e que indica uma provável captura se encontra em um vale encaixado em drenagem transversal na Serra Sincorá (Figura 46).

Figura 46 - Evidência de rearranjo de drenagem na área do Anticlinal do Pai Inácio.



Fonte: Autoria própria.

Na área pós-cotovelo de captura, um vale superdimensionado pode ser identificado e os rios da margem direita e esquerda apresentam-se configurados, em alguns pontos, com um padrão de drenagem ortogonal (*barbed*). Além disso, poucos afluentes drenam a margem direita do rio. Esse vale é bem conhecido por separar os relevos residuais do Morro do Pai Inácio, o Morrão e o Morro do Carmelo, famigeradas paisagens da geodiversidade local (Figura 47a, b e c, respectivamente).

Figura 47 - Fotos da região da provável Captura Pai Inácio que mostram respectivamente: a) Morro do Anticlinal do Pai Inácio; b) Morrão; e c) Morro do Camelo (área dos vales superdimensionados).



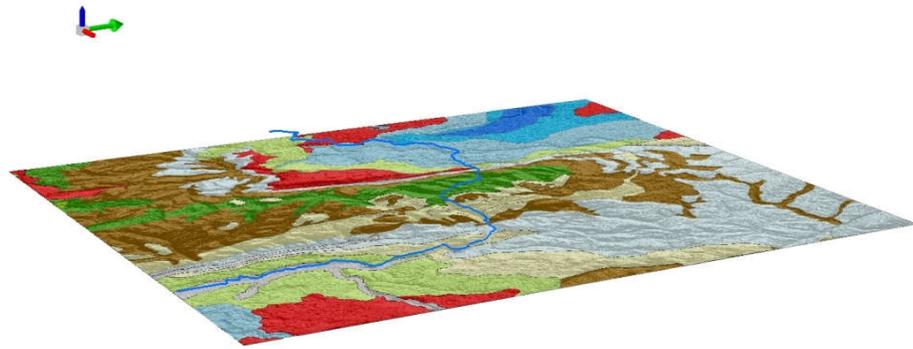
Fonte: Autoria própria.

Tais evidências mostram que, supostamente, o grande gradiente energético dado pela diferença nível de base regional possa ter gerado um aumento significativo da erosão. Neste caso de erosão remontante (erosão regressiva) que avançou sobre as áreas do antigo divisor, capturou o que era um canal que vertia para o interior do Sinclinal de Irecê e, assim, avançou a Serra/altiplano do Sinclinal de Irecê e, posteriormente, para outras partes da bacia.

Possíveis fatores estruturais tais como a presença de falhas longitudinais e transversais e a direção dessas falhas (coincidente com o fluxo do rio - leste/oeste/nordeste/oeste) podem ter facilitado o estabelecimento de um *input* de energia no rio capaz de romper de forma agressiva os arenitos da Formação Tombadores no dorso da Anticlinal (Figuras 48 a,b) criando, desse modo, uma drenagem transversa e a provável captura, dando a configuração atual do curso do Rio Santo Antônio.

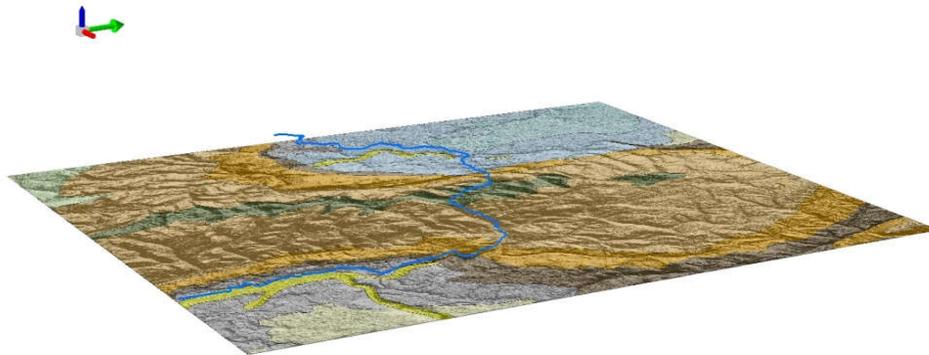
A área na qual a provável captura possa ter ocorrido é formada essencialmente por rochas da Formação Tombador constituídas essencialmente por quartzo arenito, arenitos conglomeráticos (Formação Tombador) - (Figuras 48a, b). Nessa área, predominam areníticos e conglomerados, no entanto, a área da planície é coberta por calcários, argilitos, siltitos rochas de menor resistência se comparada aos quartzo-arenitos.

Figura 48 - Formações Geológicas e Litologia da Área da Provável Captura Pai Inácio (Rio Santo Antônio).



A

- Areia
- Laterita
- Arenito
- Conglomerados
- Quartzito arenito
- Quartzito arenito, Arenito conglomerático
- Argilito, Siltito, Calcarenito, Quartzito arenito, Ritmito
- Calcilituto, Calcarenito
- Calcilituto, Calcarenito, Siltito
- Calcário, Calcário oolítico, Dolomito, Silexito
- Diamictito, Quartzito arenito, Grauvaca
- Metarenito, Metaconglomerado
- Metassiltito, Ardósia, Conglomerado, Folhelho, Siltito, Metarenito



B

- Aluviões Holocênicos
- Cobertura Detrito-Laterítica Neo-Pleistocênica
- Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica
- Formação Bebedouro
- Formação Morro do Chapéu
- Formação Salitre
- Formação Tombador
- Formação Caboclo
- Formação Mangabeira
- Formação Ouricuri do Ouro
- Formação Seabra
- Unidade Jussara
- Unidade Nova America

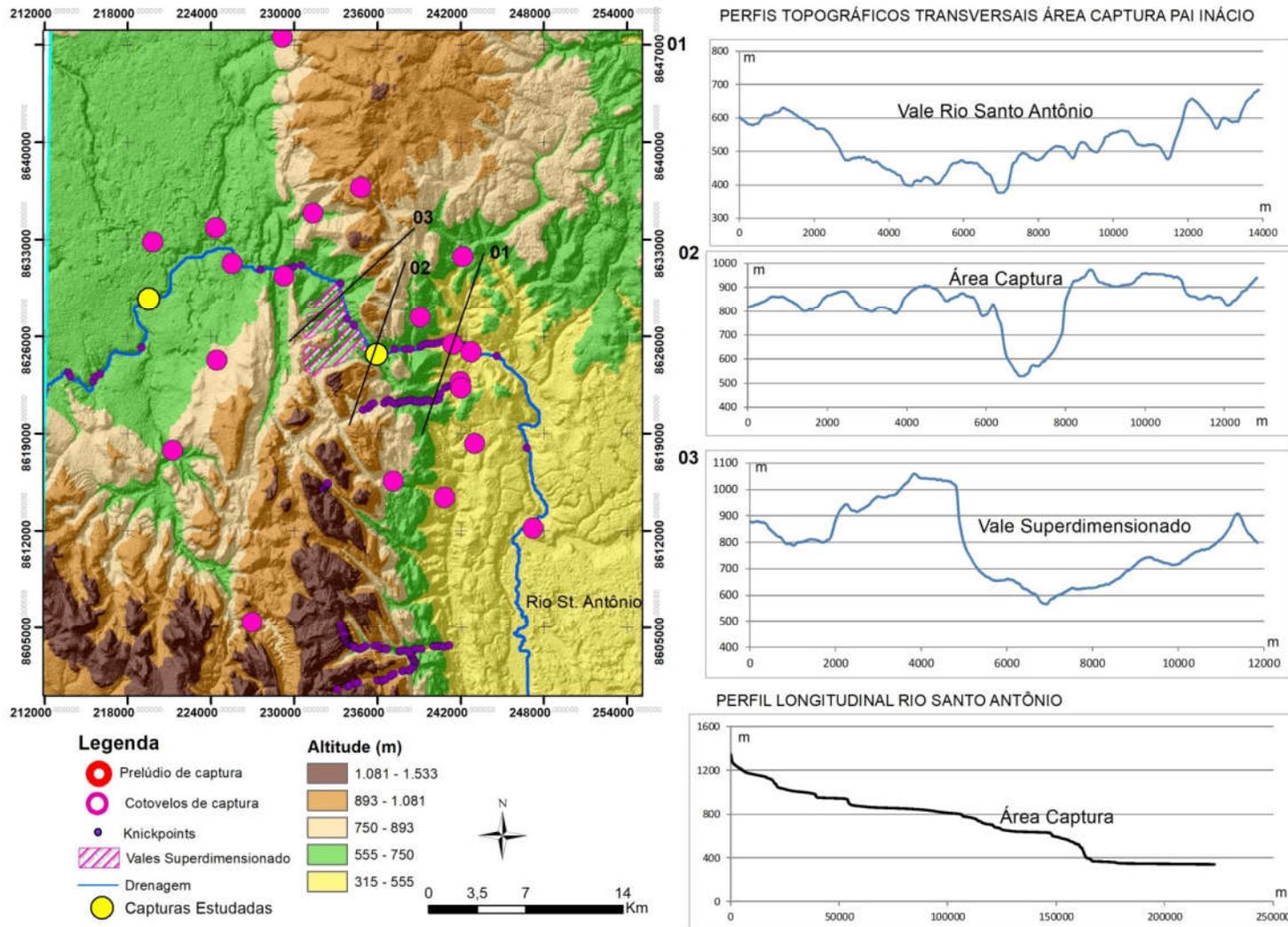
Fonte: Autoria própria.

Esse *input* pode ter gerado um pulso de energia de grande dimensão a seus tributários possibilitando o entalhe mais agressivo da serra em locais cujos canais já estavam adaptados a outros elementos morfológicos e geológicos (falhas, rochas de menor resistência). Além disso, essa captura conseguiu avançar pelo Sinclinal de Irecê, de formação calcária, embora tenha conseguido uma vantagem erosiva devido à presença de rochas menos resistentes.

Na área de confluência do Rio Santo Antônio com outros rios no Sinclinal de Irecê (bacia de Irecê) podem ser observadas evidências de outros cotovelos e protocotovelos de captura. No entanto, a morfologia de destaque, além dos cotovelos, é o expressivo cânion que margeia o canal do Rio Santo Antônio na altura da captura Pai Inácio. Além disso, nessa área encontram-se janelas erosivas e uma dissecação mais intensa, a litologia dos metassiltitos e as associações mostram que, aliadas a fatores estruturais, houve uma melhor condição litológica para o avanço erosivo.

Nessas condições, o rio da porção superior do anticlinal (paleo Santo Antônio) que, provavelmente, vertia para oeste pode ter sido capturado e passado a se constituir São Antônio e, assim, ter deixado como herança um vale superdimensionado e, junto com o processo erosivo em curso a longo termo, ter formado as feições geomorfológicas ali presentes, tais como os vales mostrados nos perfis da Figura 49. Essas evidências indicam presumivelmente a possibilidade de que uma significativa captura do Rio Santo Antônio pode ser o fator controlador, na porção norte do Anticlinal do Pai Inácio (Serra do Sincorá), de uma frente erosiva de grande *input* energético capaz de coordenar processos de rearranjo de drenagem em toda a área do Anticlinal do Pai Inácio (estrutura dominada pelo relevo da Serra do Sincorá) e comandar o sistema erosivo desse setor do anticlinal do Pai Inácio com possíveis rebatimentos em toda a bacia hidrográfica do Alto Rio Paraguaçu.

Figura 49 - Perfis Topográficos transversais área provável captura Pai Inácio e Perfil longitudinal do Rio Santo Antônio.



Fonte: Autoria própria.

5.6. Evidências de Pirataria Cárstica pelo Rio Santo Antônio na Bacia de Irecê.

A Bacia de Irecê (assentada sobre o sinclinal de Irecê) recebe três rios ou riachos ora perenes ora intermitentes. Os riachos Água de Rega, Almas e rio São José rios intermitentes e o rio Cerco perene. Em virtude de conterem nascentes nas partes altas das vertentes escarpadas do Anticlinal do Pai Inácio a nordeste, noroeste, leste, oeste e sul da área, esses rios possuem grande competência de fluxo quando passam pelo período das cheias, o que pontua o papel significativo do aporte de água para a manutenção do fluxo subterrâneo destes até mesmo em períodos de seca.

Evidências como diferenças altimétricas na bacia cujo gradiente de elevação entre a calha do rio Santo Antônio e os demais rios (Água de Rega e Almas) se encontrarem um desnível significativo (aprox. 50-70 metros); a presença de cânions associados aos canais desses rios, dois deles de dimensão consideráveis (cânions Santo Antônio e Água de Rega) e a própria configuração de uma pequena frente declivosa que recua rumo ao norte a partir da planície de inundação do Rio Santo Antônio até o patamar de aproximadamente 820 metros, sugerem um processo de captura fluvial, nesse caso de uma captura cárstica (Figura 50, a, b).

Essa provável captura pode ter criado uma grande vaga erosiva capaz de retroalimentar os condutos subterrâneos já ativos dos riachos de Rega e Almas e pode ter gerado um novo processo de captura e, agora, de uma possível captura subterrânea. Presumivelmente quando o Rio Santo Antônio adentra a bacia calcária pode promover um *input* energético capaz de produzir a captura de um canal subterrâneo (conduto subterrâneo), ampliar seu fluxo e, conseqüentemente, maximizar a erosão interna, captar o fluxo de água interior e aumentar a sua competência para prosseguir seu novo caminho erosivo rumo a oeste.

As feições topográficas e geomorfológicas indicam que o cânion do Rio Santo Antônio está a 70 metros de profundidade nivelando o atual e o novo nível de base local criado possivelmente com a entrada do rio fruto de um presumível processo de rearranjo de grande significado (figuras 50 a e b, 51). Esse rio ao adentrar a bacia e encontrar rochas calcárias facilmente erodíveis recebe um aporte considerável de chuvas (período chuvoso), pode ter o seu fluxo de água aumentado e isto pode ter iniciado um processo de captura subterrânea como bem define Crosby (1937) ao

mencionar a captura subterrânea em rochas calcárias como o melhor mecanismo para ocorrência do processo de erosão em sub-superfície e na superfície.

O *input* de energia gerado com o primeiro evento da provável captura Pai Inácio pelo Rio Santo Antônio, quando rompeu a barreira da Serra do Sincorá e atingiu os calcários do Sinclinal de Irecê (Platô de Irecê ou Chapada de Irecê), pode ter aumentado a vaga erosiva do rio principal e dos rios adjacentes ali presentes.

O sinclinal de Irecê, composto essencialmente por rochas calcárias nas suas diversas variações (calcilutitos, calcarenitos, calcissiltitos) caracteristicamente mais friáveis do que as rochas do entorno, possui um aporte fluviométrico alto vindo das nascentes localizadas nos rebordos do Anticlinal do Pai Inácio (Serra do Sincorá), que bordeja o sinclinal a leste, sul, nordeste e oeste da área. Em face disso, pode manter, inclusive em períodos secos, uma dinâmica de fluxo hídrico perene em alguns desses rios e abastecer a superfície calcária com um depósito de água subterrâneo constante.

Os canais superficiais dos três rios que compõem a bacia, riachos Água de Rega, Almas, Cerco sugerem sutis, mas significativas, anomalias de drenagem que podem estar relacionadas ao primeiro (provável) evento de captura aqui denominado de captura Pai Inácio. A primeira evidência claramente mapeada é a presença de um cânion de grande expressão regional que margeia o Rio Santo Antônio hipoteticamente capturado ao longo de toda a superfície calcária da bacia de Irecê (figuras 50 a, b e 51d).

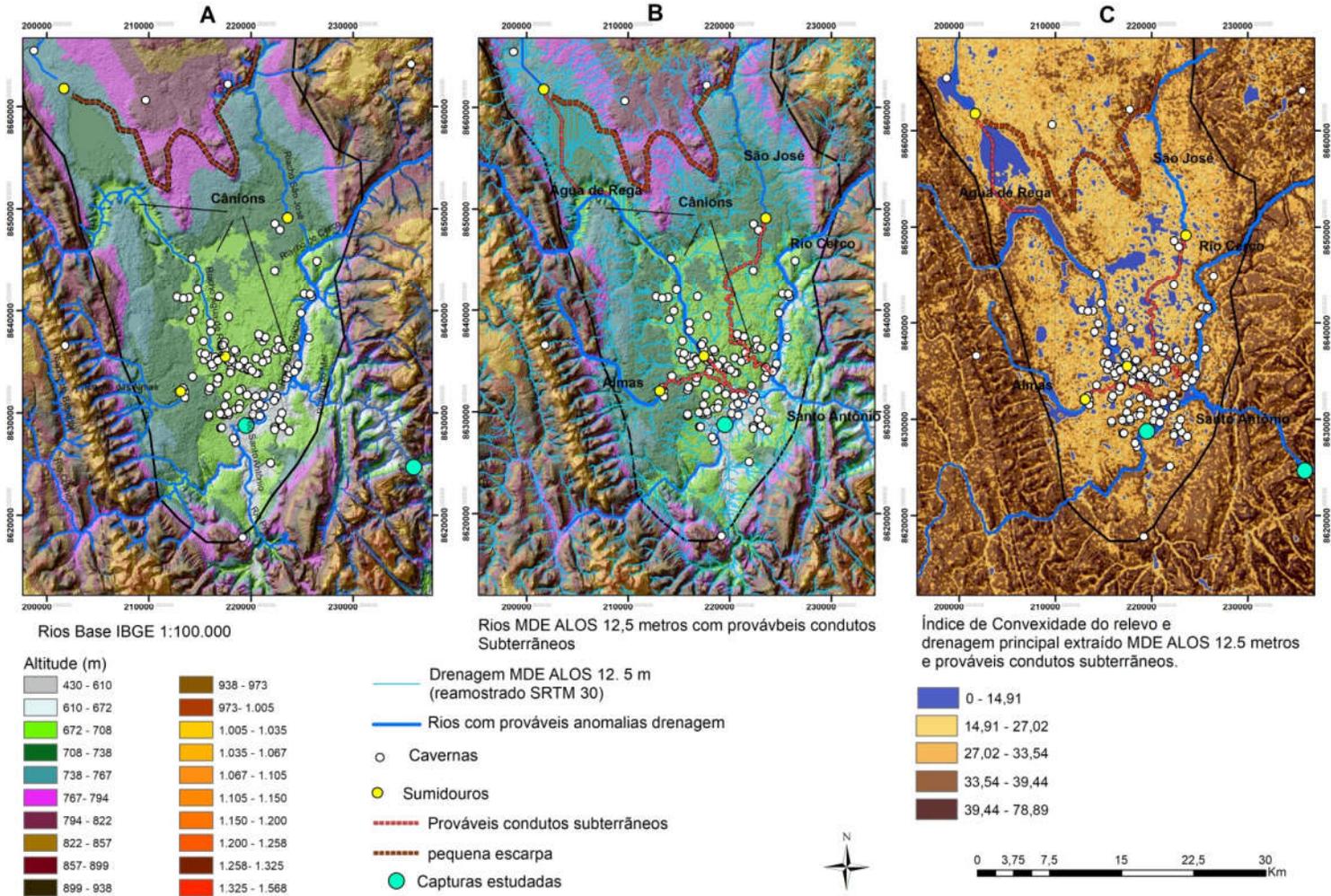
O cânion apresenta desnível altimétrico atual de 70 metros de profundidade em relação ao relevo circundante, fato que sugere um processo de rearranjo de drenagem típico de áreas cársticas e rochas solúveis (calcários). Essa morfologia associada à presença de um platô cárstico bem fissurado (caráter das rochas calcárias e presença de muitas dolinas) e aos desníveis altimétricos de valores médios presentes no platô e valores altos no sopé da Serra do Sincorá podem indicar que a vaga erosiva do evento anterior permitiu uma incisão maior do paleo Rio Santo Antônio (rio capturado), o que, em terrenos cársticos, pode ter facilitado, numa primeira fase, capturas e/ou desvios dos rios em nível subterrâneo.

O avanço e aumento do escoamento subsuperficial e subterrâneo pode ter gerado capturas já bem próximas à entrada do rio no platô o que, por consequência, impulsionou o fluxo dos rios interiores e, principalmente, dos poucos que mantêm/mantinhm um fluxo superficial como os de Água de Rega e Almas.

Na análise dos mapas (figuras 50 e 51) pode-se notar que três rios possuem partes dos seus trechos perenes sobre o platô calcário: os riachos Água de Rega, São José, Almas, Cerco e um rio a oeste e outro a norte (sem denominação no mapeamento) (BAHIA, 2000; IBGE, 2015, 2016). Os dados extraídos da hidrografia da base oficial do IBGE foram associados ao MDE, mapa de sombra, índice de convexidade e drenagem extraída do ALOS PALSAR. Observou-se que o mapeamento gerado pelo sensor ALOS gera uma diversidade de rios que, superficialmente, não existem com exceção dos cursos principais destacados na figura 50 b. Contudo, tais rios, indicam caminhos onde prováveis incisões de talwegues existiriam se houvesse condição para que os fluxos ocorressem em superfície.

Figura 50 - Evidências de Pirataria Cárstica (*karst Piracy*) na região da Chapada Irecê (Sinclinal de Irecê)

PROVÁVEIS CAPTURAS CÁRSTICAS NO SINCLINAL DE IRECÊ - CHAPADA DIAMANTINA -BAHIA -BRASIL



Fonte: Autoria própria.

Evidências morfológicas mostram que há desníveis altimétricos consideráveis entre a base do cânion, nível de base local do platô, e as áreas norte, noroeste e nordeste do rio, indicando que pode já ter ocorrido nessa área um processo de captura subterrânea que, em seguida, impulsionou a erosão remontante subterrânea para os três rios próximos: Água de Rega, São José e Cerco. Contudo, com uma possível atuação hidrodinâmica diferenciada em cada um dos canais, mas com o mesmo rebatimento na dinâmica hidrográfica da bacia: aumento do escoamento do fluxo de cada canal e do Rio Santo Antônio capturado, conseqüentemente.

O exame minucioso dos dados do mapeamento apresentado nas figuras 50 e 51 permite vislumbrar que:

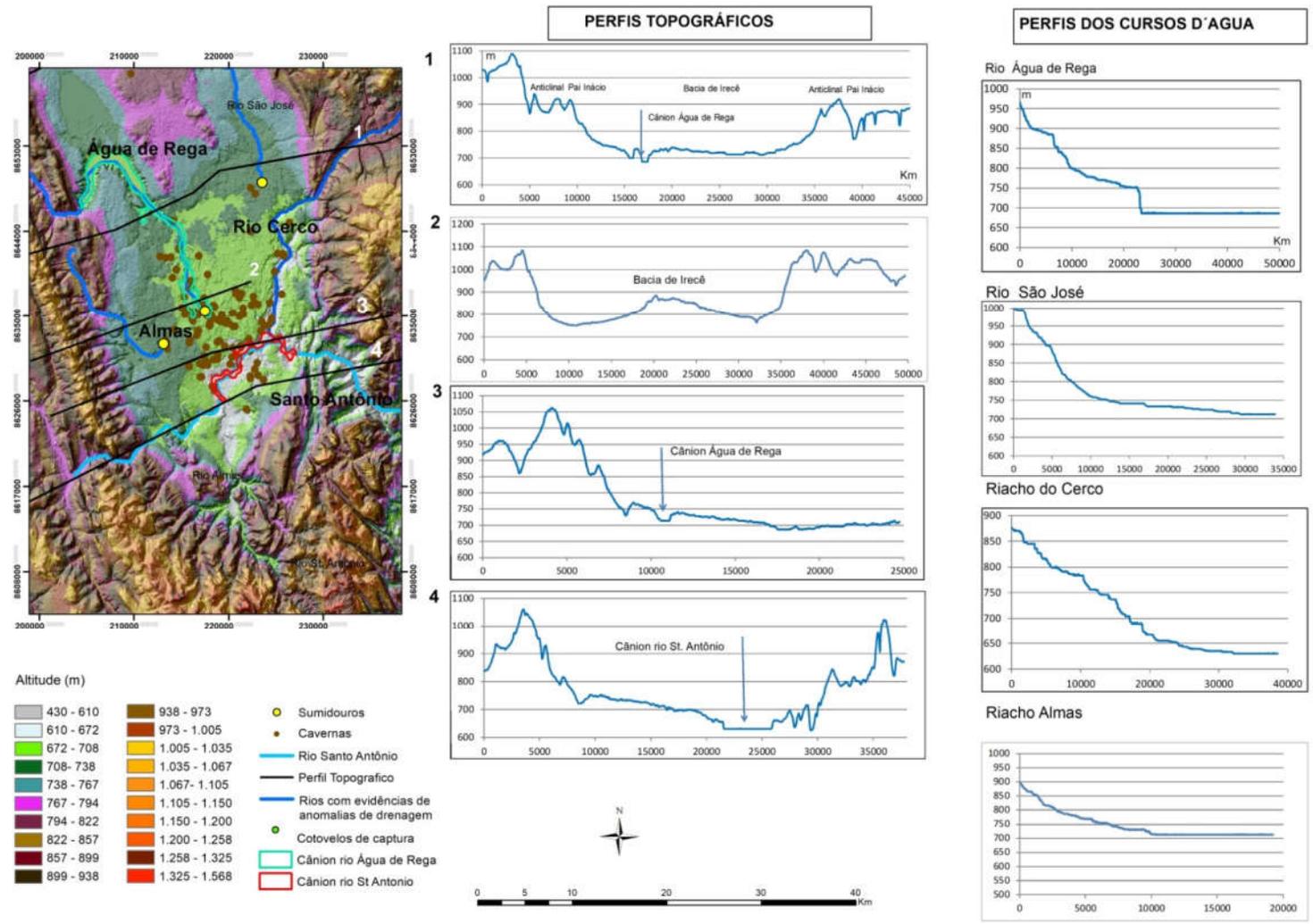
- ✓ Há desníveis altimétricos entre a base do cânion e os sumidouros dos três rios superficiais;
- ✓ Tais elementos podem indicar existência de dolinas e outras feições cársticas que permitem a percolação de água (infiltração) com provável aumento do fluxo interno dos rios soterrâneos;
- ✓ Há uma grande densidade de cavernas em áreas que hipoteticamente podem ser os trajetos subterrâneos de tais rios. Essas áreas (de prováveis caminhos) apresentaram valores baixos do Índice de Convexidade do relevo indicando maiores possibilidades de infiltração da água subterrânea. Algumas áreas formam polígonos maiores sinalizando possíveis áreas de fraqueza para a infiltração. Os valores do Índice de Convexidade variam de 0% a 14%. Visto que valores próximos de zero indicam convexidade negativa isto pode sugerir um caminho de fluxo preferencial tanto para as águas superficiais quanto subterrâneas.
- ✓ A presença de grande número de cavernas e pequenos desníveis interpretados como dolinas e outras feições cársticas podem estar a facilitar o processo de intemperização e infiltração da água no sistema, sobretudo se considerar que a maior parte da área é composta por diferentes tipos de rochas calcárias, calcarenito, calcissiltito e calciculito, que permitem maior ação erosiva passível de manter um fluxo de água subterrânea com canais competentes a ponto de propiciar a ocorrência de capturas.

O contexto dessa morfologia assinala também que uma estrutura de relevo bem desenvolvida com fissuras é capaz de manter o sistema dinâmico em termos de

fluxo hídrico e, deste modo, formar um sistema regular de cavernas com rios densos e muitas interligações internas, onde a captura da corrente pode ser concluída essencialmente no subsolo.

O Rio Água de Rega também possui cânion ao longo do seu traçado, bem como parte dos rios São José e Cerco, embora de menor dimensão. Além desses elementos, o resultado dos perfis longitudinais e transversais apresentado na Figura 51 mostra que os três rios se encontram em desequilíbrio hídrico, sobretudo, Água de Rega e Riacho das Almas, indicando uma atividade erosiva capaz de alterar de maneira proeminente as rochas, manter ativos os fluxos subterrâneos e, eventualmente, criar as condições topográficas para a ocorrência de capturas fluviais subterrâneas.

Figura 51 - Perfis Topográficos e dos Cursos d'água da região das prováveis capturas cársticas e capturas superficiais do Sinclinal de Irecê



A análise do perfil topográfico longitudinal projetado para a bacia de Irecê foi confeccionado no sentido norte-sul da área, a alguns metros antes da linha do divisor hidrográfico/norte até parte do Anticlinal do Pai Inácio ao sul (Figura 52). Essa escolha baseou-se em traçar um esboço ampliado que propiciasse a visualização da morfologia da bacia a fim de compreender sua configuração em conexão com o relevo local (da área da Chapada Diamantina) e as bacias hidrográficas adjacentes.

O desenho longitudinal permitiu ver, além da morfologia da bacia, suas diferenciações altimétricas que podem ser significativas não só para a análise do relevo e os processos morfológicos atrelados, bem como o papel que um provável evento de captura ou capturas fluviais possa ter ocasionado nesse compartimento de relevo da Chapada Diamantina. A porção da bacia de Irecê demonstra um desequilíbrio fluvial impulsionado pela provável captura que teria causado uma retomada erosiva na hipotética bacia endorreica que funciona como depocentro de sedimentos que vinham das Serras íngremes do anticlinal, antes, provavelmente em equilíbrio.

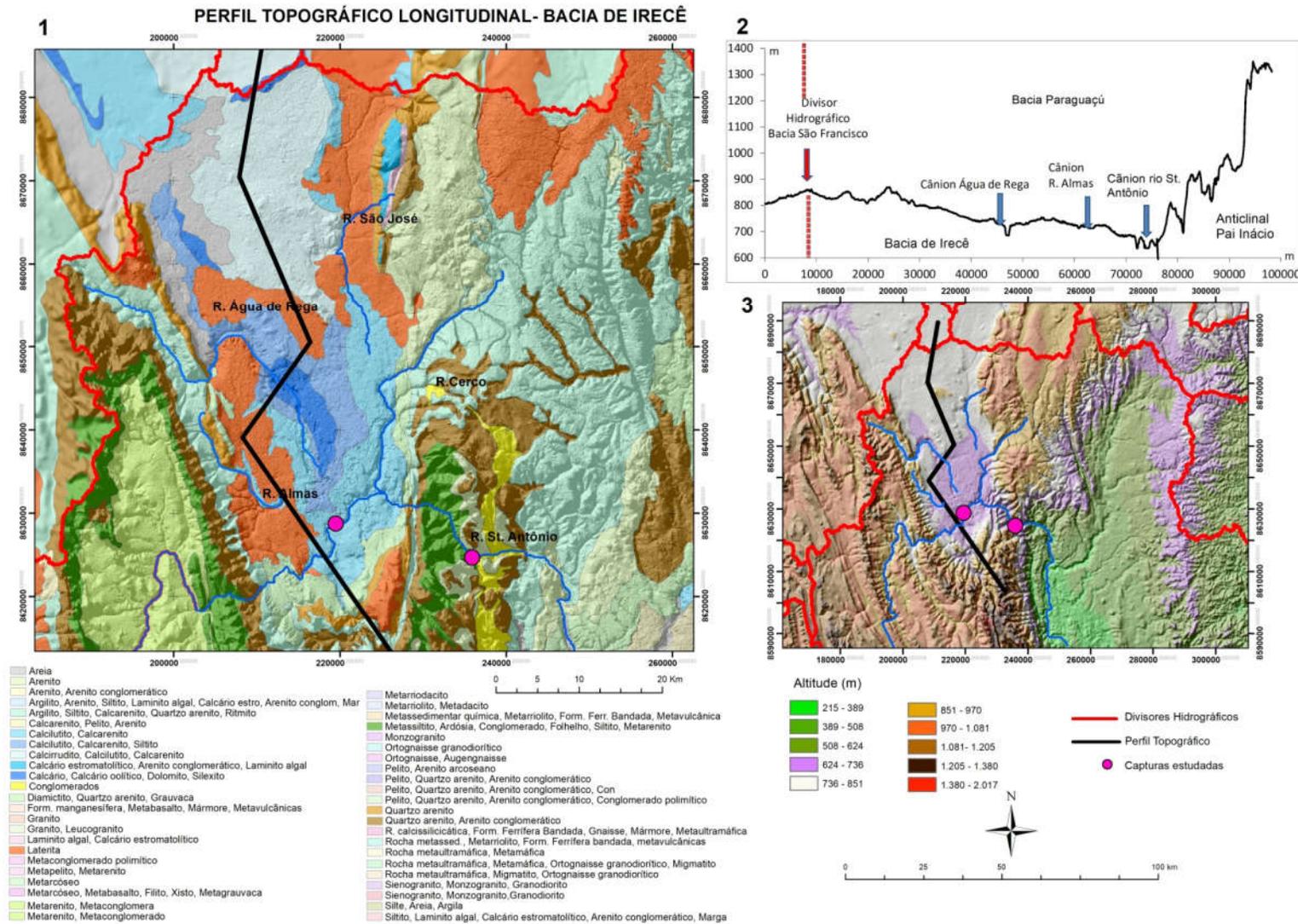
A hipótese de captura subterrânea pode ser aventada baseada nos seguintes indícios observados nos perfis topográficos e no mapeamento temático (litologia, relevo, modelo de elevação, hipsometria, convexidade do relevo):

- ✓ A presença e a dominância de rochas carbonáticas de mais fácil erosão, tais como: calcilutito e calcarenito, rochas que facilitam o processo erosivo do rio (Figura 521);
- ✓ A existência de um cânion de grande dimensão na calha do Rio Santo Antônio atrelado a sua forma larga e profunda, corroborando com a fase final de uma provável captura cárstica, quando a partir da total destruição das janelas cársticas (*karst window*) o cânion é formado. Destaca-se, novamente, a sua profundidade de 70 metros (Figura 52 1 e 2);
- ✓ A existência de caminhos de possíveis conexões cársticas entre o Rio Santo Antônio e os riachos Água de Rega e Almas (a presença e mapeamento de estudos recentes. Neste sentido, Laureano (2014) atestam a presença de sumidouros e cavernas com condutos cársticos ativos;

- ✓ O desnível altimétrico existente (20 a 40 metros) entre o Rio Santo Antônio e os riachos Água de Rega e Almas (Figura 52 2) é admissível para que ocorra uma captura subterrânea (CROSBY, 1937; PEDERSON, 2001);

Esse outro provável processo de captura, agora de uma captura subterrânea, pode ter gerado uma diferenciação erosiva interbacia modelando uma pequena frente escarpada que recua do nível de 700 metros rumo ao norte no atual patamar de 820 metros (Figura 52 1 e 3). Na região onde provavelmente o rio adentrou no Riacho Água de Rega pode ter ocorrido uma retroalimentação das águas subterrâneas desse riacho, cujo processo pode ter gerado uma forte corrente subterrânea e capturado, também, na superfície da bacia, um rio que drenava a partir da escarpa do Anticlinal do Pai Inácio do lado oeste (Figura 52 1).

Figura 52 - Perfil Longitudinal da Bacia de Irecê



Fonte: Autoria própria

Tal fato pode ser discutido a partir de um proeminente cotovelo de captura existente a nordeste da bacia margeando a parte oeste do Anticlinal do Pai Inácio. Pode-se presumir que esse rio poderia verter direto para a bacia e com a captura e o aumento do fluxo, houve intensificação do processo erosivo primeiramente subterrâneo e posteriormente superficial com a culminância na captura fluvial, que, nesse caso específico, pode ter acelerado a erosão e a formação do significativo cânion que acompanha o Riacho Água de Rega (figuras 50 e 51).

Observa-se que o rio ainda adentra um sumidouro mais ao sul e forma aí o maior conjunto de cavernas catalogadas no país formado pelas grutas Lapa Doce e Torrinha (LAUREANO, 2014). Esse pode muito provavelmente ter sido o caminho que, na zona ao sul o rio Santo Antônio capturado, recapturou um fluxo de água subterrâneo e iniciou o seu novo percurso superficial quando, posteriormente, houve o abatimento das janelas cársticas (*karst window*) ali possivelmente formadas.

Nesse contexto, além de prováveis capturas subterrâneas, uma proeminente captura superficial pode ter ocorrido quando o Rio Água de Rega avançou sobre uma franja do flanco ocidental da Serra do Sincorá (Oeste) e, assim, capturou um rio que também drenava para a Bacia do Oeste (São Francisco). O cotovelo de captura localiza-se bem próximo ao divisor hidrográfico e se constitui em um elemento importante de análise de como essas anomalias podem ter reestruturado a drenagem da Bacia do Alto Paraguaçu e da bacia vizinha, a Bacia do São Francisco (Figura 52a, b e c).

O perfil topográfico do rio e do relevo mostra que esse rio se encontra em maior situação de “desequilíbrio dinâmico” seguido pelo rio Cerco e Almas, conforme já apresentado. Do lado nordeste, a força das águas comandadas pelo rio Cerco, que nasce nas vertentes do Anticlinal, também envia grande quantidade de águas para o Rio Santo Antônio, aumentando-o significativamente, o que pode também ter provocado esse efeito logo após o provável primeiro evento de captura, aqui denominada de captura Pai Inácio.

O desenho da morfologia da bacia apresentado no perfil (Figura 52a e b) permite elucidar que tal área se configurava antes da entrada do Rio Santo Antônio capturador como uma bacia nivelada em torno de aproximadamente 800 metros. A atuação do rio com agressiva retirada erosiva redefiniu o nível de base hoje instalado no Rio Santo Antônio que está a 638 metros (figuras 51 1 e 52 2) do local onde se formou o cânion e que representa o nível de base local da bacia controlando todo o sistema de drenagem

dessa porção que antes deveria fluir, presumivelmente, para o interior da bacia e para a bacia do Rio São Francisco.

A análise da forma da bacia observada nos perfis permite-nos por em discussão de que parte da área poderia ter funcionado antes do processo de captura como uma bacia endorreica.⁷ Supostamente, essa depressão endorreica forçosamente captava parte da água de drenagem perene (advinda dos quartzitos da chapada) e intermitente dos três rios da bacia que ali fluem. Muito provavelmente, essa água deveria evaporar (dada a condição semi aridez do clima) e se infiltraria mais rapidamente graças à natureza das rochas calcárias (fissuradas) ali presentes dominadas pelos tipos de maior friabilidade: calcilutito, calcarenito, siltito, calcários oolíticos e dolomíticos (em menor quantidade) todos com cimentação lamítica (Figura 52a). Os calcários da porção centro norte foram cimentados por calcita e não por matriz lamítica como ocorre no sul. Já os calcirruditos são cimentados por calcita diferentemente dos calcários presentes na porção sul e, portanto, apresentam uma maior resistência erosiva (CARVALHO; BARRETO, 2010).

Fatores estruturais e tectônicos relacionados aos eventos de soerguimento Cenozóico também podem ter afetado a morfologia da bacia. A existência de um alto estrutural gerado por movimentos tectônicos contracionais provavelmente ligado ao primeiro pulso tectônico de soerguimento epirogenético ocorrido no Mioceno Médio (10,8 Ma) ocasionou, nessa região, a abertura das depressões interplanálticas do São Francisco (VALADÃO, 1998). Este fato pode ter reativado o conjunto de falhas contracionais (CARVALHO; BARRETO, 2010) que formou e modelou um bloco alto ao norte (alto estrutural com caimento para o norte) até o atual divisor da bacia do Rio São Francisco configurando, provavelmente, um baixo divisor hidrográfico ali presente.

É possível que esse baixo divisor remodelou as zonas deprimidas da bacia, a destacar a área de maior expressão e profundidade de deposição, a parte sul por onde naturalmente o Rio Santo Antônio ocupou com maior facilidade pós-captura e ruptura do anticlinal.

Neste contexto, pode-se pontuar que, provavelmente, parte das águas que drenavam para a bacia eram retidas endorreicamente e o fluxo vertia diretamente para a bacia do Rio São Francisco. Essa circulação se fazia por via interior e, às vezes, superficialmente, uma vez que alguns rios poderiam ter tido os seus caudais vertendo para o sentido norte, pois os grandes depósitos de sedimentos da Formação Caatinga e

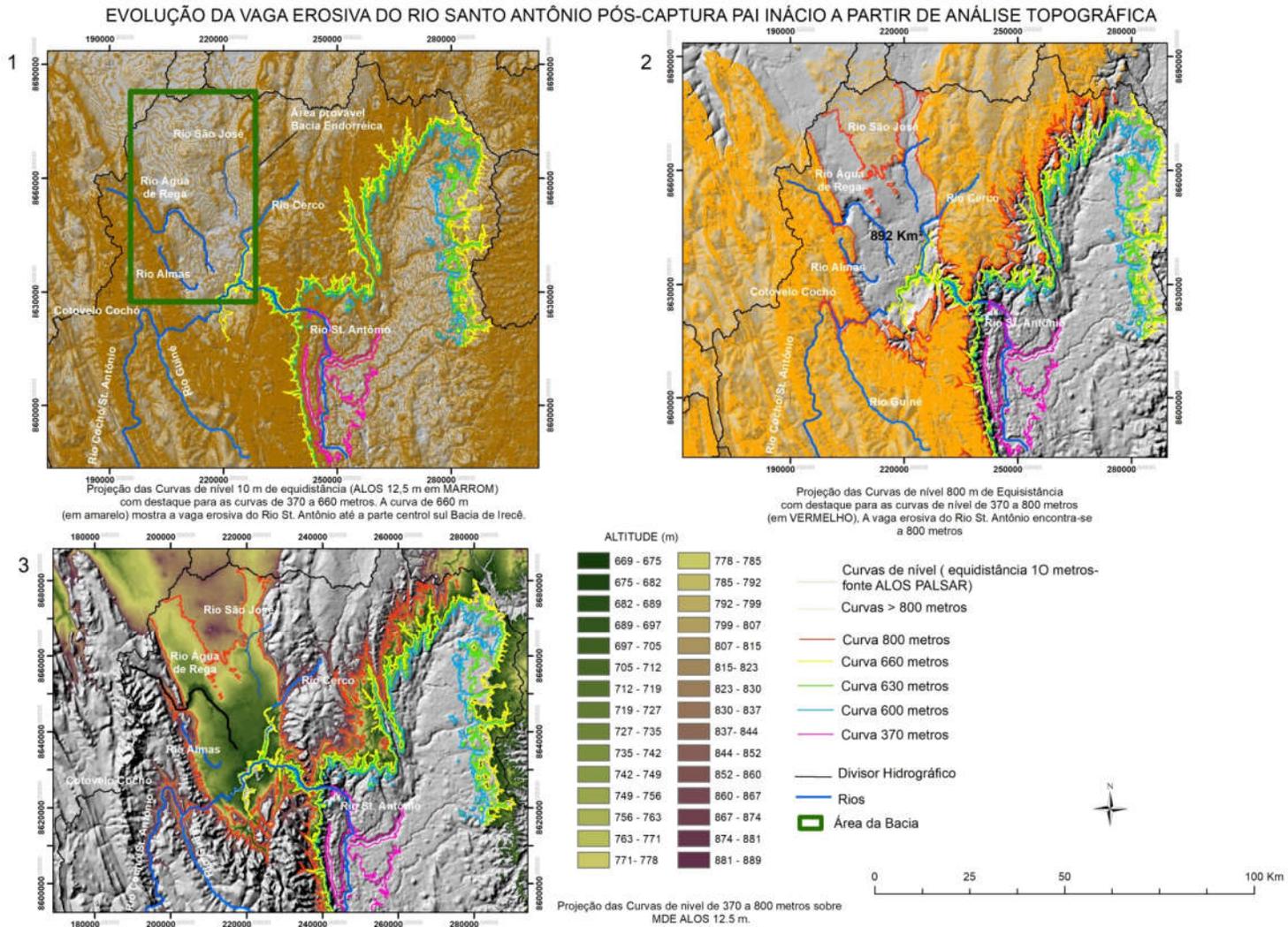
⁷Drenagem interna na qual a água não tem saída para a superfície.

de coberturas residuais (lateritas) encontram-se ali presentes. Estes últimos só foram gerados, provavelmente, no evento de soerguimento regional como possíveis vertedouros hídricos.

O expressivo conjunto de falhas presentes ao norte mostra que a região sofreu reativações neotectônicas com prováveis ajustes morfológicos nesse alto estrutural. Isso somado aos efeitos erosionais produzidos pela captura ao sul promoveram o rearranjo de drenagem dos rios que ali passavam a criar suas nascentes, como, por exemplo, o Rio São José, em o novo divisor hidrográfico que se redefine com a provável captura subterrânea ocorrida e com a influência agora de um novo nível de base local, Rio Santo Antônio, e o regional, Rio Paraguaçu.

O fenômeno das prováveis capturas, uma por interceptação e outra subterrânea, insere um novo *input* energético capaz de redefinir o padrão das drenagens superficial e subterrânea da bacia que antes vertia para a bacia do São Francisco. Estima-se que 892 km² de área da Bacia de Irecê foram pirateadas da Bacia do Rio São Francisco nesse provável processo de captura fluvial. Na figura 53 é possível analisar o avanço da vaga erosiva do Rio Santo Antônio.

Figura 53 - Vaga Erosiva dos rios Santo Antônio e Paraguaçu na área da provável Captura Pai Inácio



Fonte: Autoria própria

Os 200 metros de declive que separam o cânion do Rio Santo Antônio e o divisor hidrográfico sugerem que toda essa bacia pode ter estado nivelada a aproximadamente 700 metros antes da captura fluvial do Pai Inácio e, apesar da existência do alto estrutural em uma cota mais elevada (média 800 metros), toda a água dos quatro rios drenam endorreicamente para a bacia São Francisco, dada a predominância de fluxo subterrâneo na planície cárstica (Figura 53 1). Conforme visto, mesmo os três rios principais sendo subordinados a uma condição de intermitência de chuvas, eles possuem um débito fluvial positivo considerando suas nascentes em áreas de vertentes das Serras do Anticlinal, que são sempre abastecidas pelas águas das chuvas durante quase todo o ano. Tal fato é confirmado pelo grande número de cavernas e que afirma a capacidade de fluxo a circular nesses condutos.

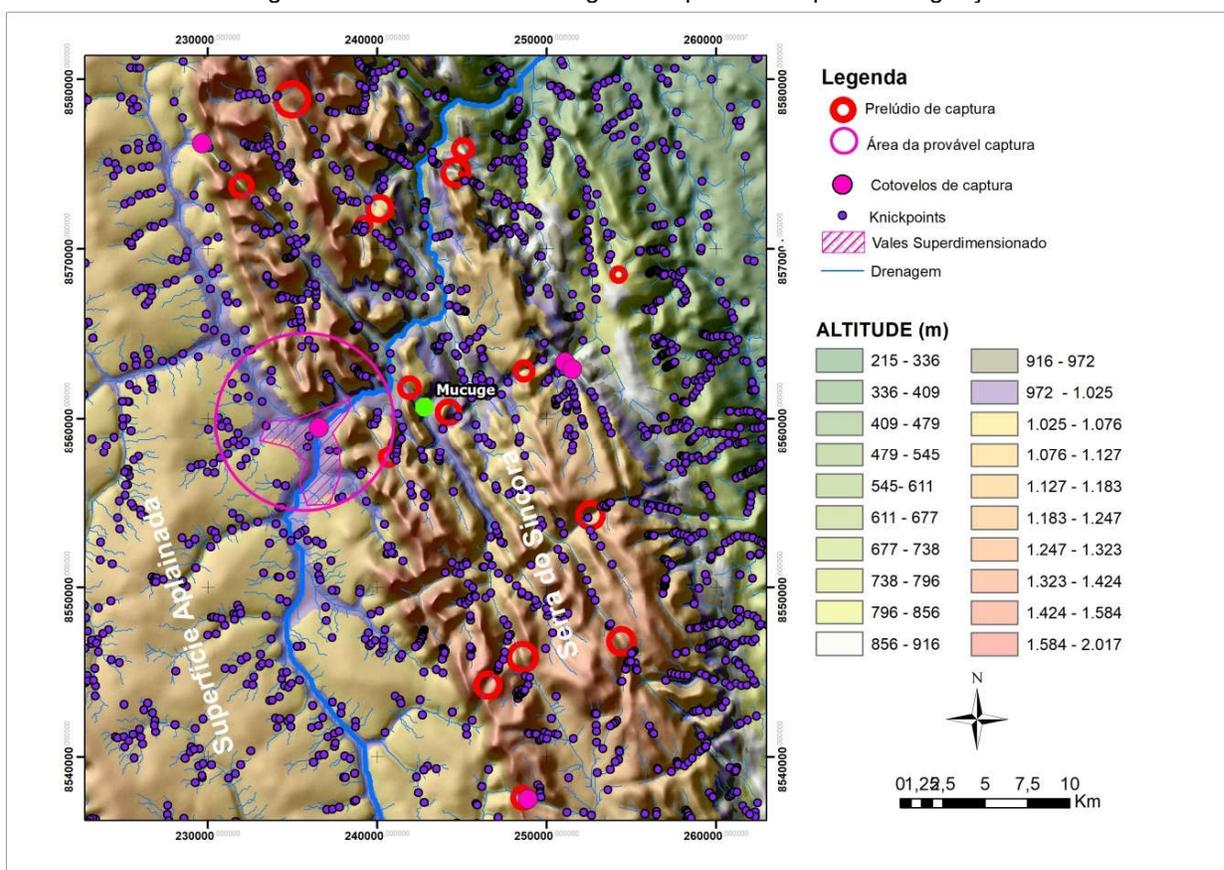
Essa hipótese acentua o papel que a captura comandada pelo rio Paraguaçu (nessa sub-bacia dirimida pelo rio Santo Antônio, seu principal afluente) pode ter tido em termos de reorganização da drenagem, ou seja, de uma pirataria que capta águas de uma das maiores bacias hidrográficas do Brasil, a bacia do São Francisco, e as rearranja para a Bacia do Leste (via Bacia do Rio Paraguaçu) e, desse modo, cria um provável evento de pirataria com rebatimento regional.

Hipoteticamente, esses prováveis eventos de captura do Anticlinal do Pai Inácio e captura cárstica podem ter tido um efeito para além da Bacia do lado oeste uma vez que se verifica outro rompimento da escarpa do anticlinal na porção oeste pelo Rio Santo Antônio. Nesse ponto, o rio rompe os rebordos do Anticlinal do Pai Inácio a oeste e se liga a dois rios de grande representatividade na bacia que são os rios Guiné e Cochó, ambos os rios nascem nas serras elevadas dos anticlinais, Pai Inácio e Seabra, respectivamente, mais ao sul da área. Neste sentido, a linha vermelha que representa a curva altimétrica de 800 metros de altitude onde provavelmente o rio está avançando e pode ser o ponto atual da sua vaga erosiva pós-capturas (Figura 53 2). Em termos de reorganização da drenagem nessa importante confluência desses três rios, pode-se vislumbrar um cotovelo de captura de expressão regional no Rio Cochó ainda nivelado na zona de 800 metros de altitude (Figura 531, 2 e 3).

5.7. Evidência de Captura do Rio Paraguaçu - “Captura Mucugê”

Evidências morfológicas de processo de rearranjo de drenagem (captura fluvial) também foram registradas ao sul da bacia no Rio Paraguaçu, no nível de base regional. Notam-se o cotovelo de captura (*elbow of capture*), grande desnível altimétrico antes e pós-área da provável captura, vale superdimensionado, morfologias de canal dos rios em “V” confinados e parcialmente confinados, *knickpoints* antes e pós-zona de provável captura podem ser indicativos de um processo de rearranjo provavelmente em curso nessa região (Figura 54).

Figura 54 - Evidências morfológicas de provável captura Paraguaçu



Fonte: Autoria própria

Esse provável evento pode tanto impulsionar uma frente erosiva que, degrada as rochas mais resistentes da Serra do Sincorá, no anticlinal, como erode a extensa superfície aplainada conhecida como “gerais” ou “pediplano”, com potencial para coordenar o processo de modelagem do relevo dessa porção da Chapada

Diamantina e todo o compartimento, tendo em vista o fato do fenômeno atuar diretamente relacionado ao nível de base regional que é o Rio Paraguaçu localizado a 320 metros de altitude.

A área da provável captura localiza-se na região onde o Rio Paraguaçu adentra a superfície aplainada (entre os 970 e 1.025 metros) (Figura 55a, b, c). Sendo que isso pode ter ocorrido nos altos do platô da Serra do Sincorá no Anticlinal do Pai Inácio beneficiada por um conjunto de fatores entre os quais é possível identificar a presença de falhas e fraturas e o significativo desnível altimétrico existente entre a planície a leste e a área da Serra e a superfície aplainada e a própria competência do rio em erodir, devido à alta fluidez propiciada pela litologia “lisa” dos quartzos-arenitos predominantes na região da Serra do Sincorá. Essas características permitem a passagem rápida e agressiva desse fluxo de água e a geração de uma proeminente erosão regressiva e, por conseguinte, o acúmulo de sedimentos a jusante (Figura 55 a, d).

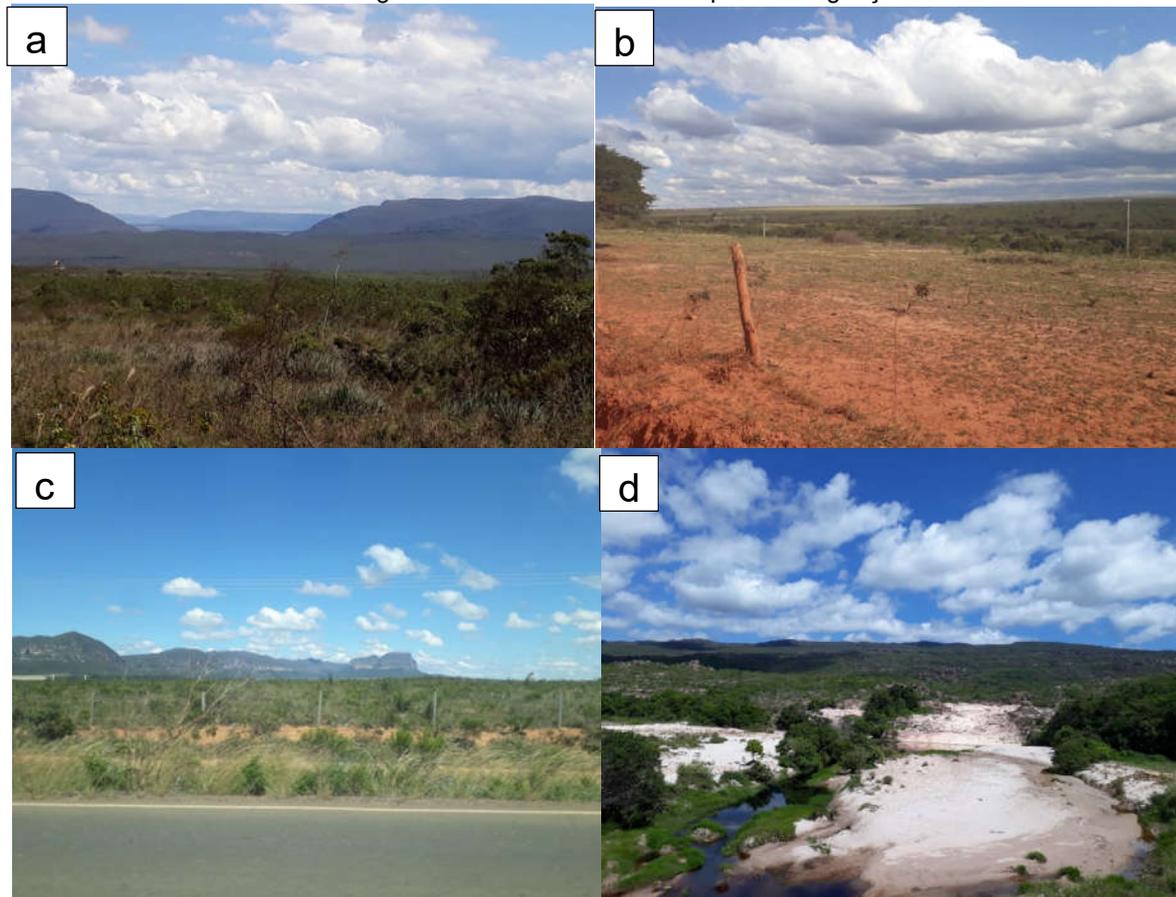
A região do Anticlinal nessa área é cortada por grandes sistemas de falhas transcorrentes longitudinais N/S e algumas transversais. Tais discontinuidades coincidem e, muitas vezes, seccionam, com a calha principal do atual Paraguaçu e esse fator pode ter beneficiado a entrada competente do rio na Serra mesmo em terrenos quartzo-areníticos, facilitando a incisão do curso de água e a progressão da erosão regressiva (Figura 55).

O flanco leste do anticlinal da Serra do Sincorá é cortado por falhas formadoras de grandes gargantas e um relevo muito escarpado de vales com incisões profundas. Uma delas possui um proeminente desnível de 688 metros na escarpa da Serra do Sincorá, localizado nas proximidades da cidade de Mucugê (Figura 56).

Cabe destacar que a área da divisa do alto para o médio Paraguaçu (figura 55 a e d), (principalmente nas cidades de Mucugê, Andaraí, Palmeiras e Lençóis) foram áreas de intensa atividade mineradora – ciclo do diamante que ao longo de 200 anos de exploração transformou consideravelmente essas paisagens - permitindo-nos assinalar que nem todos os sedimentos registrados ao longo dos rios e a jusante da Serra do Sincorá, a exemplo do rio Paraguaçu, (Figura 55 d) são frutos de reorganização da paisagem, podendo ser resultado de ação antropogênica, fruto da atividade mineradora (NOLASCO, 2001). Nolasco (2001) identificou na Região das

Lavras Diamantinas depósitos fluviais correspondentes a sedimentos grossos presentes nas margens, canais e confluência de rios (destaque para o rio São José) referente ao primeiro ciclo da atividade garimpeira e os caracterizou como depósitos tectogênicos fluviais.

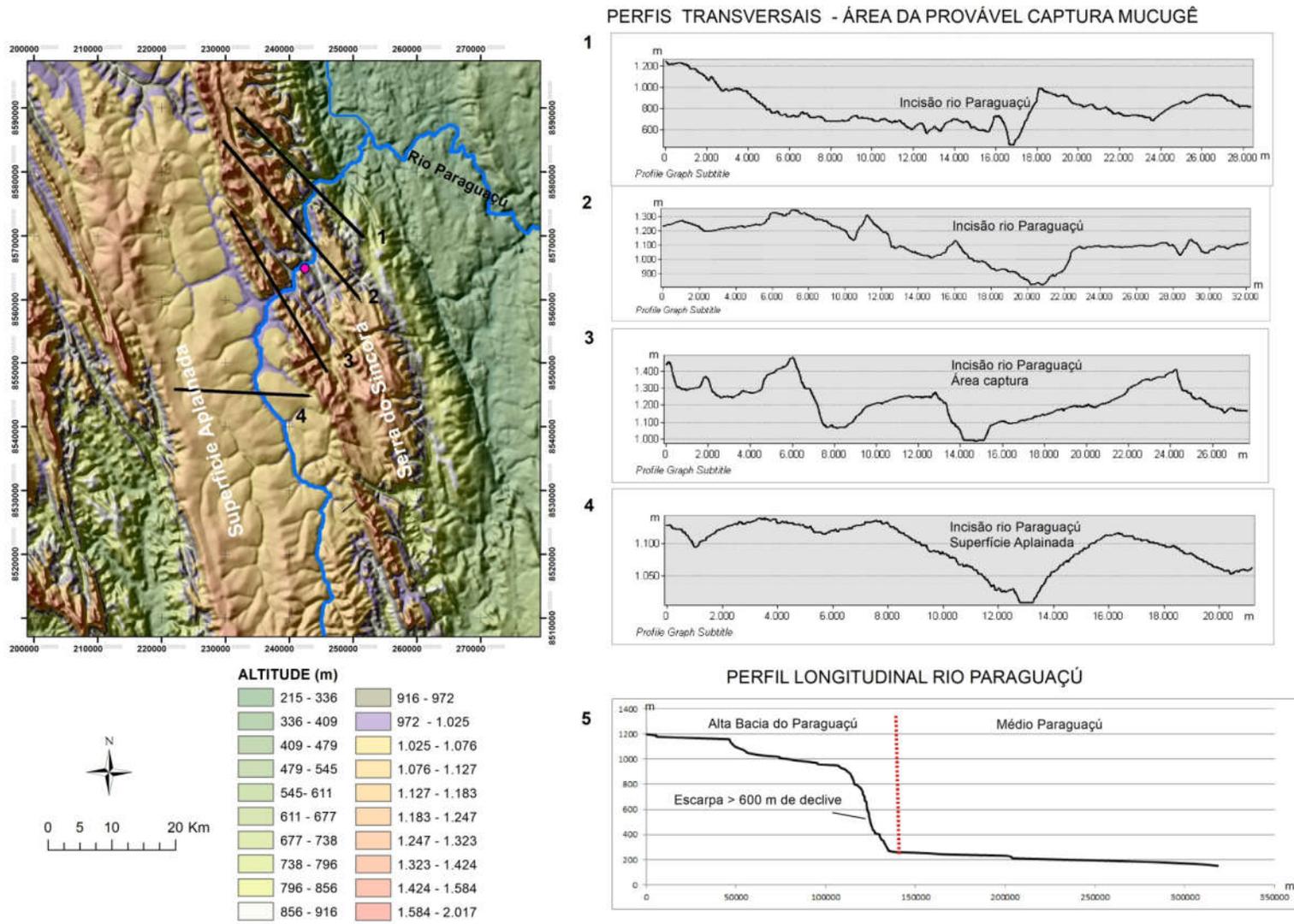
Figura 55 - Fotos da área da Captura Paraguaçu



Fonte: Autoria própria. Em a) visão paisagem área do *gap* erosivo do Rio Paraguaçu na Serra Sincorá; b) visão da área da provável captura; c) visão da superfície pediplanada; d) sedimentos a jusante da área captura.

Fonte: Autoria própria

Figura 56 - Perfis Topográficos Transversais e Perfil Longitudinal do Rio Paraguaçu



Fonte: Autoria própria.

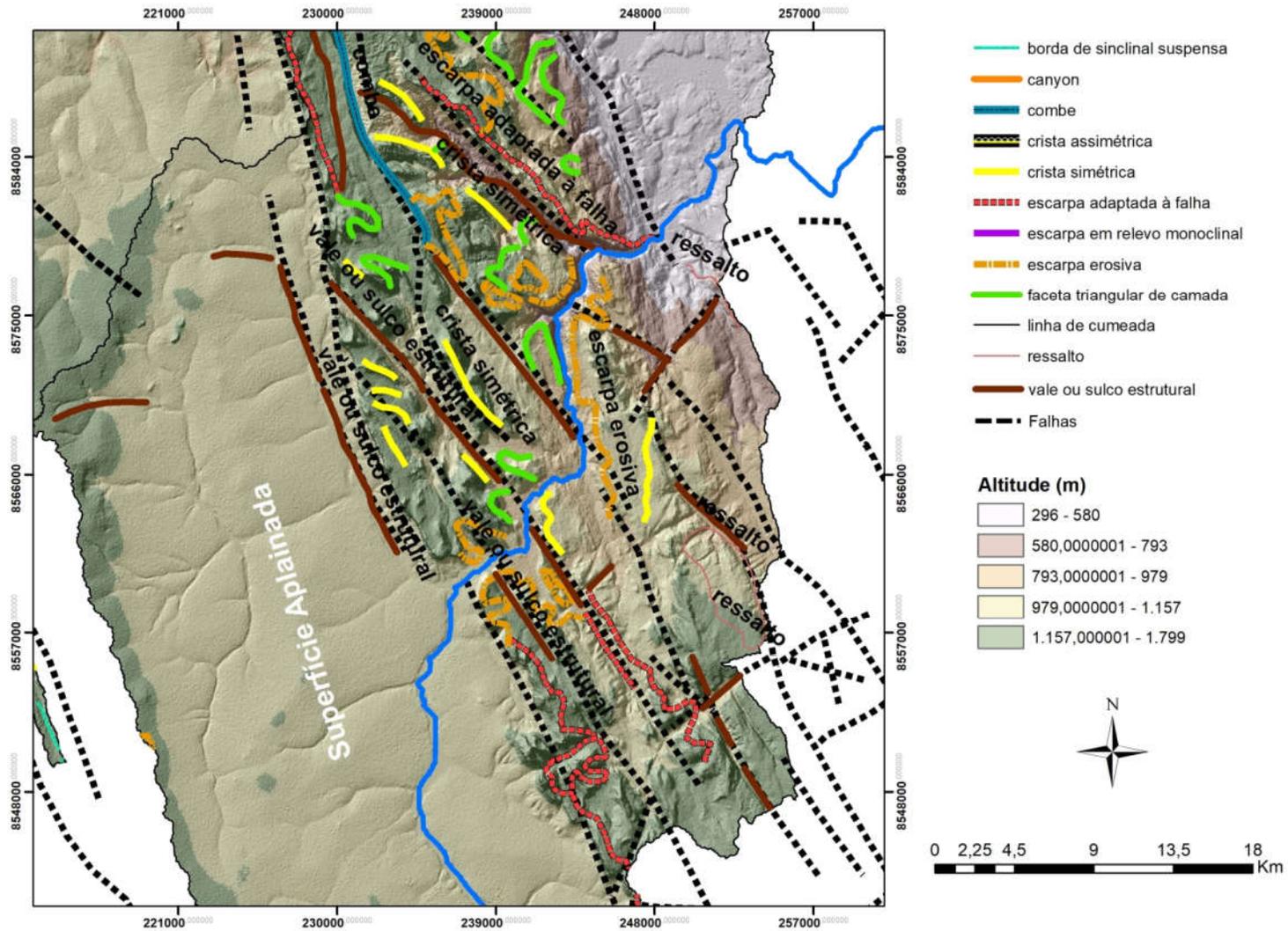
Esse conjunto de descontinuidades, diferentemente das localizadas próximo à área da provável captura Pai Inácio são caracterizadas por: Presença de falhas e fraturas de maior dimensão (comprimento), posição e tipologias (transcorrentes e falhas normais). No sul, elas são maiores e cortam o Anticlinal de leste/oeste/nordeste/oeste e em maior quantidade (Figura 57). As falhas que predominam no sul e seccionam o anticlinal são as de maior dimensão. Diversas falhas dessa tipologia cortam o anticlinal de leste a oeste e nesses locais é possível vislumbrar feições geomorfológicas típicas de falhas transcorrentes, tais como:

- Escarpas de falhas com morfologia mais retilínea, as quais são mais proeminentes no flanco oeste;
- Presença de alguns vales retilíneos e vales estruturais (em muitos locais acompanhados pela drenagem linear);
- A própria configuração do relevo de montanhas (nesse caso, a Serra do Sincorá, na qual as falhas cortam juntamente com o rio e seus tributários);
- Uma grande falha de mais de 50 metros bordeja o anticlinal a oeste de norte a sul e pode estar diretamente relacionada com a vaga erosiva ali presente. Outras falhas se distribuem dispostas sentido norte/sul/leste/oeste do anticlinal conforme se pode observar no diagrama rosetas inserido no mapa de lineamentos (Figura 39, pág. 77).
- A análise do corte geológico permite inferir que há sete falhas distribuídas nessa região de Mucugê (cinco diretamente sobre a parte por onde o rio Paraguaçu flui) - (figuras 34 e 35) são longas, profundas e facilitam a apropriação das águas do Rio Paraguaçu, fato visível pela exposição de litologias menos resistentes como os pelitos laminados; siltitos com laminação plano paralela, arenitos finos com estratificação cruzada e também pelas feições estruturais como escarpas erosivas, vales e sulcos estruturais (Figura 57).

Esses dados permitem vislumbrar que, mesmo na área onde a estrutura do anticlinal é composta de litologia mais resistente e a estrutura possui maior dimensão se comparada com a parte centro norte do anticlinal, pode ter ocorrido um fenômeno de rearranjo típico de captura fluvial mais recente do que o provável processo descrito para a área norte beneficiado pelo contexto litológico, estrutural e hipsométrico do relevo na área.

Tal processo ao sul pode ter reordenado canais que antes também poderiam fluir para o norte e se conectar ao que são hoje tributários do Rio Santo Antônio e outrora vertiam para a bacia do Rio São Francisco.

Figura 57 - Estruturas e feições estruturais presentes na área de Captura Mucugê



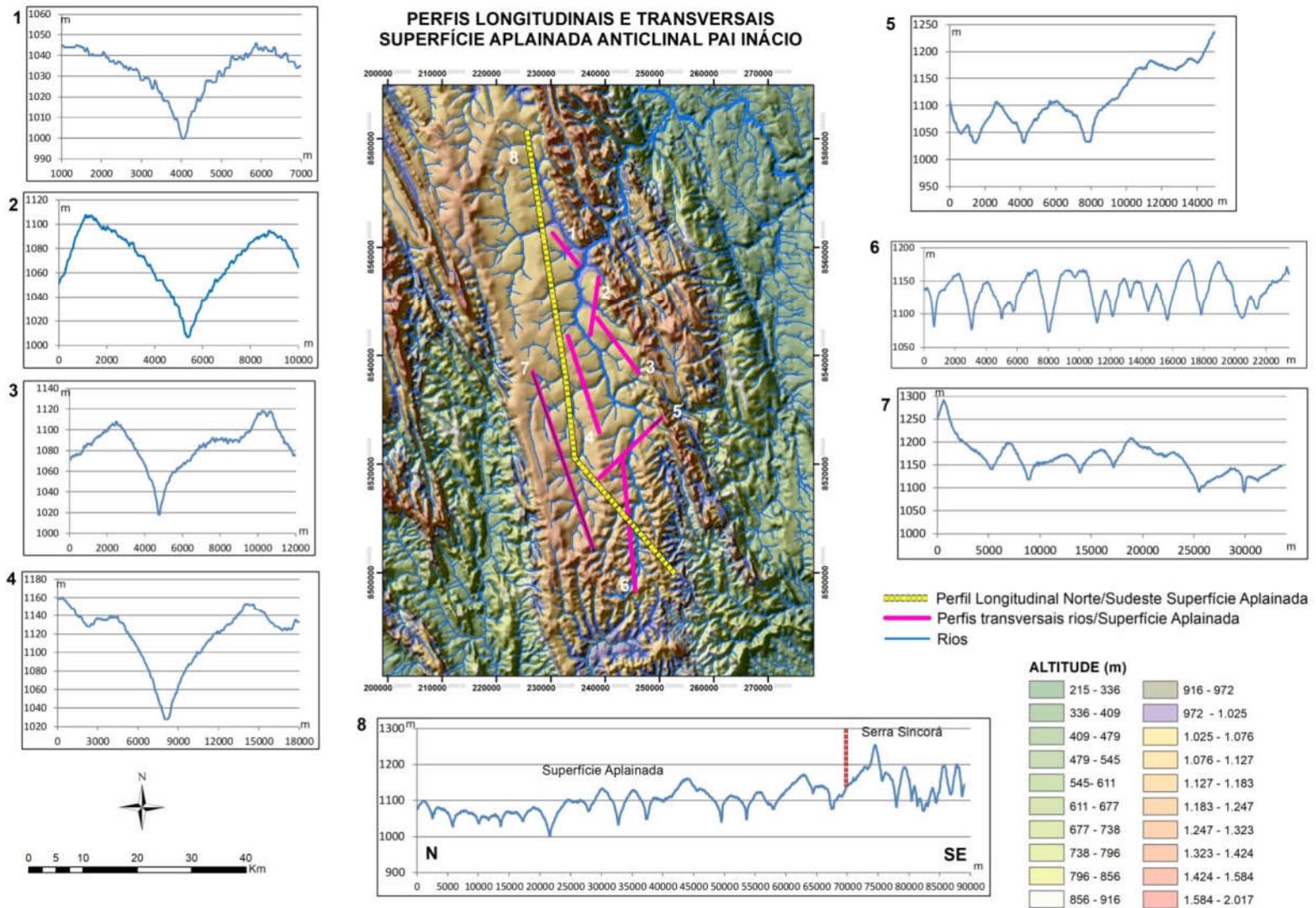
Fonte: Autoria própria

Observa-se também que, apesar do predomínio de litologia mais resistente nessa porção do anticlinal, existem porções de rochas de menor resistência também no percurso do Rio Paraguaçu e afluentes, fator que favorece a vaga erosiva dos cursos de água. O percurso por onde o rio flui está próximo a ocorrência de xistos, os quais mais ao norte formam os alvéolos de Caeté-Açu e Capão já descritos como janelas erosivas influenciadas provavelmente pelas capturas Pai Inácio, comandadas pelo Rio Santo Antônio, já descritas.

A análise digital do relevo da superfície aplainada revela incisões dos rios em “V”. Embora a visualização desses vales em campo não seja nítida, esse fato exemplifica que esses cursos podem estar sendo modelados no último milhão de anos, agora sob a provável influência de uma captura fluvial (Figura 58 1, 2, 3, 4).

Na área do altiplano, há um nível de base local, antrópico, uma pequena barragem, que também pode ter afetado o equilíbrio dos rios a montante e no fluxo do Rio Paraguaçu no platô já que aumentou a sua planície de inundação. Por ser uma ação recente (tecnógeno) a alteração no fluxo de água não possui influência direta no processo de captura, apenas assinala a ruptura de declive significativa na superfície aplainada no perfil topográfico.

Figura 58 - Perfis topográficos longitudinais e transversais dos afluentes do Rio Paraguaçu - área da Superfície Aplainada

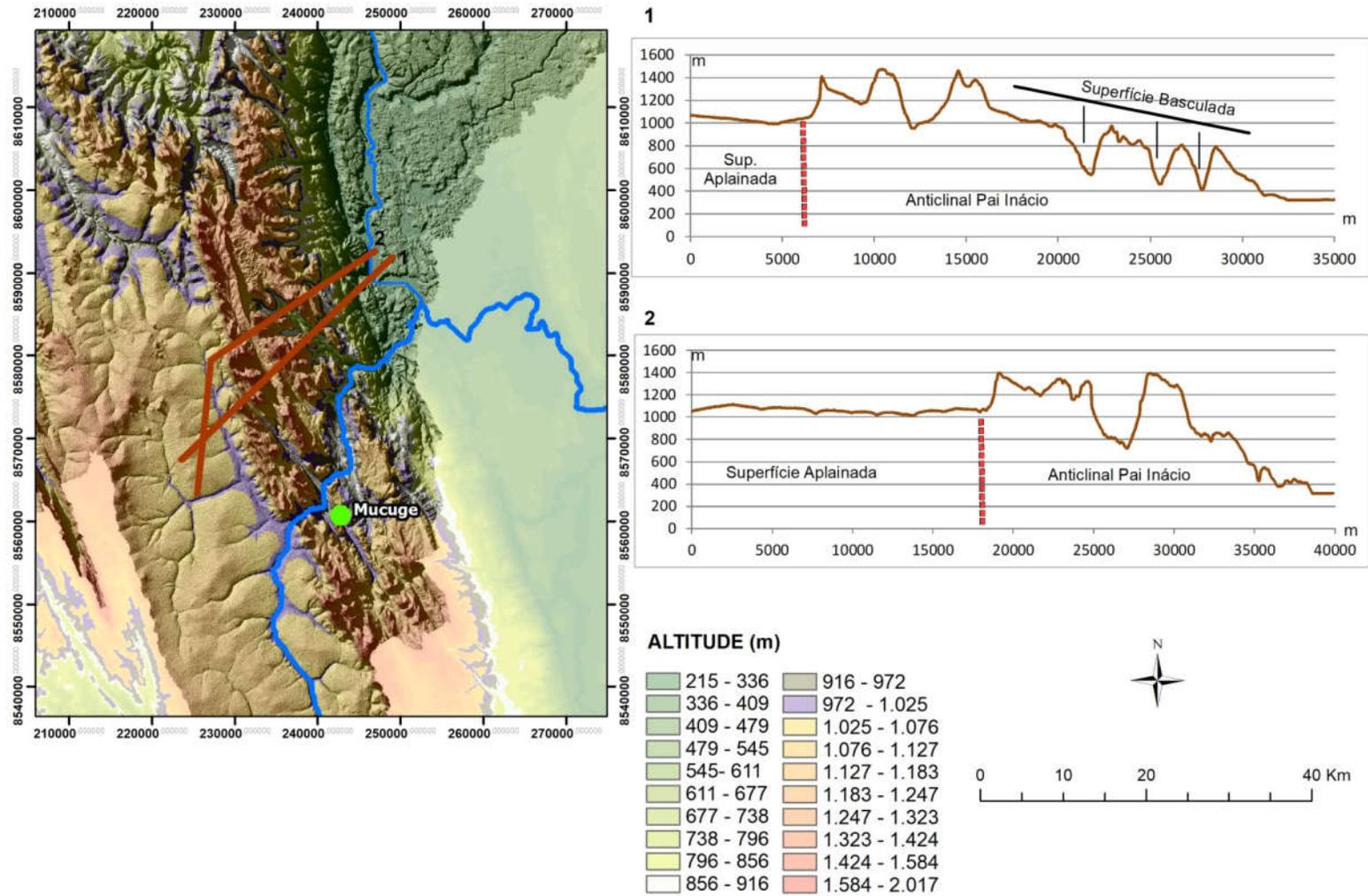


Fonte: Autoria própria

Pequenas incisões na superfície aplainada revelam que a erosão promovida pelo atual Rio Paraguaçu tenha adentrado mais recentemente no platô, fato observável pela morfologia dos canais em “V” com vales parcialmente confinados (Figura 59a - área basculada).

No setor oriental, supõe-se que basculamentos ocorridos no passado remoto (provavelmente Brasiliano e depois com reativações no Cenozóico - principalmente no primeiro pulso de soerguimento (10.8 Ma) que afetou a porção sudoeste - Valadão, 1998) legaram um maior número de incisões na parte leste desse compartimento de relevo (Serra do Sincorá) e tais feições criam vaga erosiva controlada pelos rios ao se apropriarem dessa condição geomorfológica (Figura 59).

Figura 59 - Perfil Topográfico área próxima ao canal do Rio Paraguaçu mostrando morfologias ligadas a basculamentos na porção leste da área



Fonte: Autoria própria

Além disso, a área apresenta falhamentos que condicionam diretamente a drenagem (padrão retangular e retilíneo) e o avanço do processo erosivo advindo da provável captura do paleoparaguaçu. Do lado oeste, a morfologia do anticlinal revela que a superfície aplainada corresponde ao que seria a linha de cumeada e combe do Anticlinal do Pai Inácio. No perfil topográfico e corte geológico, pode-se não só visualizar o desenho, assim como projetar a morfologia anterior ao longo do processo erosivo ocorrido. A Figura 57 mostra, ao norte, parte da combe ainda passível de mapeamento.

A erosão durante o Cenozóico revelou um processo de desgaste típico de relevos dobrados e muito provavelmente se apropriou de falhas que ali definem nitidamente o padrão retilíneo e retangular dos rios. Supostamente os sedimentos da erosão das bordas do Anticlinal foram depositados numa bacia endorreica que ali se formou e, após diversos eventos, apresenta-se, atualmente, composta, em sua grande parte, por depósitos detríticos lateríticos, os quais chegam a 70 metros de profundidade, e separam sutilmente a área de toda a superfície aplainada numa microbacia. A pirataria reverte o fluxo d'água que no ato da captura foi interceptado, aumentando o fluxo e a competência do Rio Paraguaçu que abre o vale na provável área de captura, superdimensionando-o. A provável captura aqui denominada de Captura Paraguaçu pode ter criado um reordenamento da drenagem dos rios que vertiam para o norte, criando atualmente um baixo divisor, que rearranjou os rios para fluírem para o leste conectando-se ao Rio Paraguaçu.

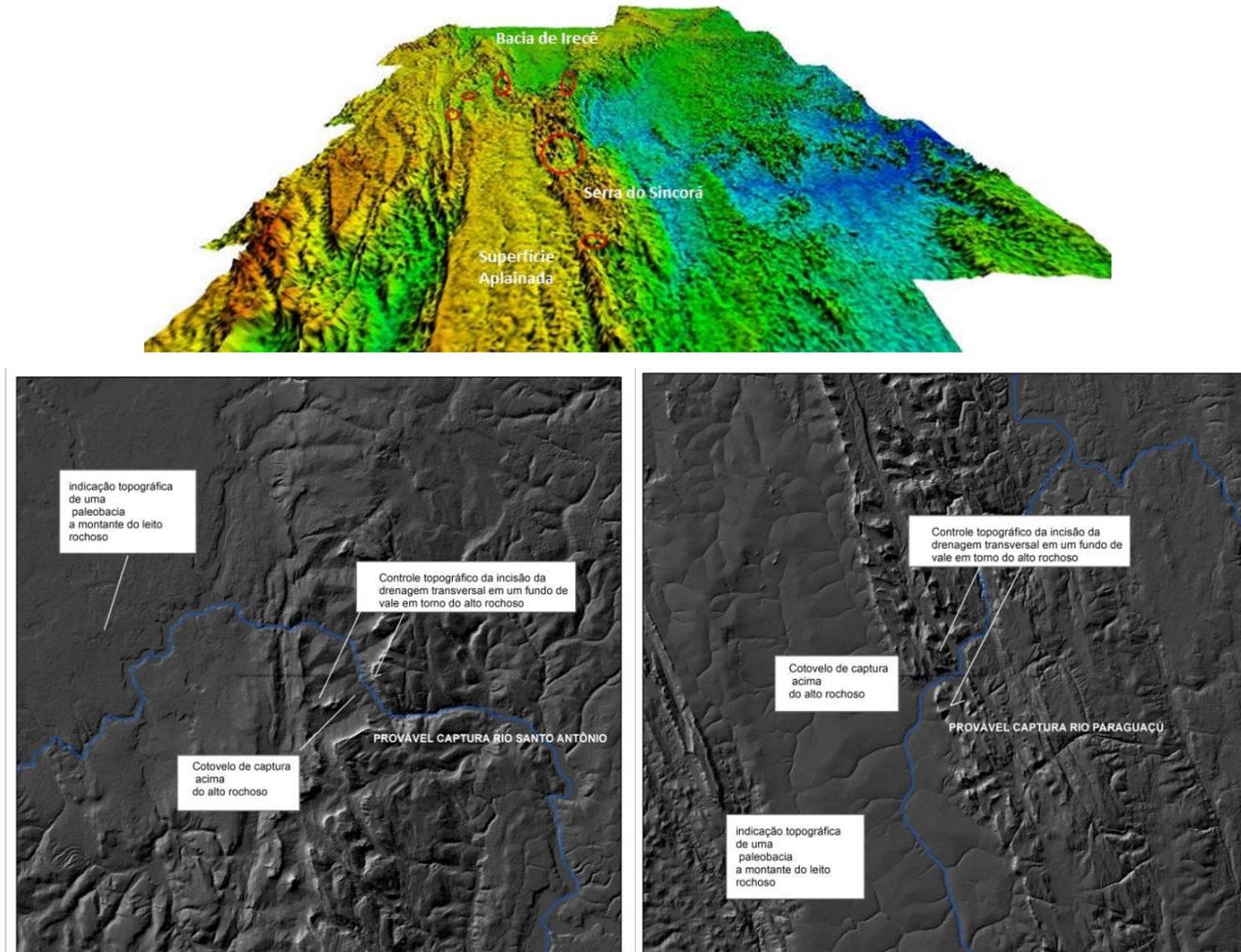
Essa provável bacia deveria unir-se aos rios Guiné e Cochó, mas com a interceptação ao sul, estes passaram a verter mais rapidamente para o leste cortando de forma abrupta a Serra do Sincorá e, assim, maximizaram a competência do Rio Paraguaçu, atualmente com duas áreas de abastecimento hídrico, resultado de supostas capturas fluviais.

5.8. Modelo Evolutivo dos Prováveis Processos de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu e Discussão dos Resultados

A partir da análise conjunta dos resultados, pode-se inferir sobre a ocorrência de rearranjos de drenagem típicos de capturas fluviais na Alta Bacia do Paraguaçu, as quais são, possivelmente, responsáveis pela configuração de redes transversa (*water gaps*) ocorrentes em compartimentos de relevo da Chapada Diamantina, Bahia. Douglass et al. (2007, 2009) consideram a captura fluvial um dos mecanismos para a existência de processos de organização de drenagem transversa em rios “jovens” e em rios que sofreram processo de superimposição (drenagem superimposta). Os referidos pesquisadores também salientam que a pirataria fluvial pode, inclusive, criar múltiplas drenagens transversas. Esse fato pode ser observado antes e pós-rompimento da primeira barreira, a Serra do Sincorá, localizada no Anticlinal do Pai Inácio. Outros pontos da Alta bacia reforçam que o fenômeno da captura pode transpor, gradativamente, por erosão regressiva, barreiras montanhosas e, assim, criar rios transversos até em áreas de montanhas de maior resistência litológica, como é o caso das rochas quartzo-areníticas ali presentes.

Assim como os eventos de prováveis capturas fluviais aqui propostas, a drenagem transversa, nesse caso, pode ter se apropriado do contexto estrutural (falhas, fraturas, dobras) ali presentes, o que facilita a transposição das áreas mais altas e permitiu o entalhe de vales que acompanham as estruturas. Houve uma correlação entre as evidências de rearranjo de drenagem e os mecanismos de drenagem transversa. A rede transversa se desenvolveu na mesma região onde foram identificados os prováveis cotovelos de captura, supondo-se que o mecanismo de captura fluvial possa ser o responsável pela formação desse tipo de drenagem (Figura 60).

Figura 60 - Principais áreas de desenvolvimento de rede transversa e de prováveis capturas fluviais de acordo com evidências de Douglass e Smmeerkle (2007, 2009) e Larson (2016) - (em vermelho) e assinaladas no MDE para as duas áreas de prováveis capturas - Captura Pai Inácio e Captura Mucugê



Fonte: Autoria própria.

As evidências de captura fluvial aqui apontadas apresentam morfologias concordantes com o fenômeno conforme esclarecem Crosby (1937), Summerfield (1991), Bishop (1995), Pederson (2001), Douglass e Smeerkle (2007) e Prince (2011), tais como: a) cotovelos de captura, principalmente por estarem associados com os vales superdimensionados (nesse caso, presentes em dois deles, na Captura Pai Inácio e na Captura Paraguaçu); b) diferença altimétrica antes e pós-captura com a presença de *knickpoints* (principalmente *knickpoints* pós-captura que tendem a equalizar o gradiente hídrico); c) drenagem ortogonal bem delimitada no cotovelo captura Pai Inácio); e d) presença de sedimentos de maiores dimensões (cascalhos) a jusante da área de captura.

Outras características que convergem para que o fenômeno de capturas fluviais possa ter ocorrido segundo os autores citados dizem respeito à similaridade com premissas teóricas já testadas quando expõem que a pirataria de drenagem pode ocorrer quando um rio avança o divisor por erosão remontante ou por processos de erosão subterrânea. Dessa forma, a erosão remontante é aumentada quando o volume de água subterrânea extravasa no rio capturador ou na confluência do rio capturador/capturado, isto faz com que o rio capturador expanda e capture o outro rio (PEDERSON, 2001; DOUGLASS; SCHMEECKLE, 2007, 2009; CROSBY, 2012;).

Essas informações fortalecem a atuação da erosão regressiva que pode ter atuado na parte leste da bacia e iniciado o seu processo pelo flanco oriental do Anticlinal (Figura 63 a). Portanto, o processo de infiltração ocorreu, sobretudo nas rochas sedimentares dobradas de menor resistência, tais como os argilitos e calcários presentes na planície do leste e, posteriormente, apropriou-se da exposição de um conjunto de falhas de direção NW-NNW, E/W, cujo direcionamento similar à direção da erosão facilitou o processo de erosão remontante. Assim, configura-se um provável processo de captura típico de recuo de cabeceira, com suposta interceptação na combe do anticlinal de um paleorio que vertia para a Bacia de Irecê (Figura 63a, b, c).

A partir da evolução da erosão hídrica em relevos do tipo apalachiano, a área de cumeada da combe inicia a fissuração inicial e, desse modo, expõe rochas tenras e, no caso analisado, a exposição de metassiltitos e derivados em parte da área em

estudo, tendo sido, portanto, um fator maximizador da erosão que facilitou a captura e a transposição da montanha.

As prováveis capturas Pai Inácio (Rio Santo Antônio) e Mucugê (Rio Paraguaçu) ocorreram sobre rochas da Formação Tombador, cujas sequências alternam arenitos-pelitos-arenitos, propensas a processo erosivo mais acelerado. Este processo é naturalmente retroalimentado, uma vez que a dinâmica de erosão em relevos apalachiano já se estrutura numa dinâmica erosiva iniciada na combe e nos flancos do anticlinal até atingir superfícies mais tenras, a ponto de permitir a formação de rios obsequentes (ou, nesse caso, insequentes) e de rede de drenagem transversa.

Pederson (2001) reforça o papel preponderante do intemperismo químico nas rochas impermeáveis e salienta que, ainda com o acúmulo menor de água nos poros, a absorção ocorrida pode facilitar a atuação de diversos processos como fluxo de detritos e deslizamentos que não só aumentam o escoamento da água, bem como aceleram o processo de erosão. Tal assertiva abre espaço para o entendimento de como a erosão regressiva, um processo de ocorrência lenta consegue avançar em rochas de maior resistência como as que ocorrem no compartimento da Serra do Sincorá.

Destaca-se que a quantidade de chuvas elevadas na área serrana, o processo erosivo associado às falhas ali presentes e ao tipo de dobras (dobras em *kink*) que devido a sua natureza (geometria e características internas - fissuras) permitem maior percolação de água. Da mesma maneira, os processos descritos na fase de provável captura cárstica (Figura 50) assemelham-se de forma mais proeminente aos processos de *sapping - undercut water* (solapamento por água subterrânea) propostos por Crosby (1937), Pederson (2001) e Douglass e Schmerckle (2007).

Crosby (1937) relata, ao discutir a tipologia e os fatores responsáveis por capturas fluviais, que o ato final para capturas fluviais por erosão remontante ou por intercisão ocorre de forma subterrânea se as condições forem adequadas como as que ocorrem em rochas solúveis (menos resistentes). O poder da captura subterrânea definida por Crosby (1937) e Pederson (2001) evoca o seu poder de atuação nas rochas de menor resistência como as rochas calcárias, onde haja um

sistema bem desenvolvido de interligações como é o caso da possível captura cárstica apresentada para a Bacia de Irecê.

Nesse contexto, os autores expõem que os arenitos são as rochas de maior ocorrência de processos de captura depois das rochas calcárias, devido a sua grande permeabilidade que causa rebaixamento da água do fluxo superior privando-o de parte desse fluxo de água beneficiando, assim, o rio capturador. Convém salientar que na área de estudo são encontradas arenitos, metarenitos distribuídas ao longo das prováveis áreas de capturas, especialmente na Serra do Sincorá.

Pederson (2001) afirma também que a energia das águas subterrâneas é pouco afetada pelo divisor topográfico em comparação com a energia da água superficial. Essa afirmação fortalece a compreensão do avanço da erosão remontante nas duas prováveis capturas Pai Inácio e Mucugê (Figura 63b, c, d, e) uma vez que vencida a primeira camada de rochas mais resistentes o rio encontra camadas mais tenras e prossegue um caminho mais potente de erosão regressiva.

A existência de uma captura cárstica (Bacia de Irecê) pode ter facilitado a erosão de todo o compartimento tendo em vista que a junção com outros rios aumentou o *input* energético beneficiando, por isso, o aporte de água para o rio Paraguaçu, nível de base regional, ao mesmo tempo em que oferece a esse um aumento erosivo que permite a provável captura Mucugê (Rio Paraguaçu) de ocorrer de forma pujante.

Esses dois prováveis eventos de captura Captura Pai Inácio e Captura cárstica, podem ter consolidado os caminhos para a evolução do compartimento do relevo da Chapada Diamantina, pois ao confluir com os rios Cocho e Guiné, pós-capturas cársticas, o Rio Santo Antônio captura e fecha um ciclo de dinâmica fluvial agora beneficiado pelo tripé: desnível altimétrico (fluxo intermontanha), drenagem em rochas calcárias (fácil caminho escoamento), aumento da competência hídrica e densidade de drenagem (Figuras 63 b, c e Figura 64).

O desenho de provável captura cárstica apresentado (Figura 63b, c) possui coerência aos modelos teóricos propostos por Hill e Pollyak (2014) nos quais a existência de cânion em áreas de rochas calcárias com presença de cavernas consiste em uma feição geomorfológica identificadora no processo. Os mapeamentos dos prováveis condutos cársticos com ocorrência de cânions nos principais rios da Bacia de Irecê mostram a probabilidade desse processo ter

ocorrido e, assim, acelerado o reordenamento da drenagem, conforme pode ser visto na Figura 63.

Nesse caso, o processo identificado para a bacia calcária de Irecê se assemelha a parte do evento ocorrido na modelagem do Grand Cânion (HILL; POLLYAK, 2014) com o diferencial de, no evento aqui proposto, ter havido previamente a captura intermontana (captura Pai Inácio) seguida de suposta captura cárstica. A presença de baixo divisor na superfície aplainada, ao sul, indica uma escala temporal mais recente para a possível captura Mucugê que pode ter se realizado no período Quaternário, enquanto os eventos anteriores podem se enquadrar como pertencentes ao período Cenozóico. A morfologia dos vales (em “V” na superfície aplainada e em vales mais largos nas outras áreas), além das evidências já apresentadas, robustece esse argumento.

Os padrões de drenagem atuais mostram uma configuração dinâmica desses rios que agora vertem para leste, comandados pelo Rio Paraguaçu. A predominância do padrão subdendrítico mascara as anomalias ali presentes, em especial, nas áreas com maior evidência de cotovelos, tornando a classificação dos padrões como um inequívoco indicador da relação entre a atuação da drenagem e os contextos estrutural e litológico que as direcionam.

Todavia, se examinados concomitantemente as evidências de rearranjo e os padrões de drenagem presentes, a relação entre eles torna-se aplicável, tendo em vista o predomínio dos padrões tipo treliça em áreas onde houve uma reconfiguração da drenagem. A geometria desse padrão favorece a atuação de processos de rearranjo de drenagem, dada a sua relação com a questão estrutural (LIMA, 2000; HOWARD, 1967).

No que se refere à influência das chuvas na manutenção do gradiente hídrico dos rios que formam a bacia e que apresentam atualmente boa densidade de drenagem, foi produzida uma série climática que quantifica a média pluviométrica para o ano de 2018 conforme modelagem feita por Otto-Bliesner et al, 2008 do programa WorldClim. A partir série pluviométrica anual foi feito um mapasíntese e é possível vislumbrar valores pluviométricos de médio a alto para a Bacia Rio Paraguaçu e as áreas onde mais chove localizam-se na Alta Bacia (Figura 62).

Não foi possível correlacionar, de forma categórica, os marcadores paleoclimáticos existentes para a região com os fenômenos aqui propostos. Os

estudos já realizados centram-se, em sua maioria, em eventos do Quaternário tardio, embora Auler e Smart (2001) ao estudarem paleoclima quaternário no semiárido nordestino, a partir da datação por meio de técnicas de ^{230}Th em fósseis de calcários travertinos em suspensão e ^{234}U em elevação de lençol freático de espeleotemas em cavernas da região de Lage dos Negros e Abreu (caverna Toca da Boa Vista) inferiram, a despeito da indicação de um melhor controle cronológico, um período mais úmido em torno de 145.000 anos B.P. O fato foi identificado a partir de aumento do lençol freático detectado em uma área restrita na caverna.

Segundo os autores esse evento possivelmente pode estar relacionado ao penúltimo máximo glacial, contudo, um período ainda mais antigo de aumento de precipitação pode ser aferido pelo método. Foi constatado um aumento de precipitação em torno de 400.000 anos B.P. indicado pelas idades de depósitos de travertinos mais antigos encontrados na área. Os dados sugerem que período mais úmido poderia ser tentativamente atribuído a um dos períodos glaciais do Pleistoceno Médio (AULER e SMART, 2001).

Auler et al (2004) também constaram por meio de datação com espectrometria de massa ^{230}Th de espeleotemas e travertinos que eventos úmidos ocorreram durante a maior parte do Pleistoceno na região Nordeste.

Laureano et al (2016), ao estudarem a influência da agradiação dos rios e cavernas da Bacia Irecê, Rio Santo Antônio e dois afluentes (Água de Reega e Riacho da Alma) nos últimos dois milhões de anos, usando datação por isótopo cosmogênico indicaram que a agradiação fluvial esteve ativa desde $1,91 \pm 0,12$, estendendo-se até $0,36 \pm 0,08$ My.

Os autores ainda informaram ter havido eventos intensos de degradação de cavernas e vales entre $0,78 \pm 0,10$ (LD02) e $0,44 \pm 0,12$ (SI9), dos quais resultaram no preenchimento das grutas de Torrinha e Lapa Doce. Esse fato foi atestado pela presença de tampões de lama intercalados nos depósitos arenosos dessas cavernas.

Laureano e colaboradores (2016) interpretaram que os tampões de lama que se sobrepuseram aos depósitos fluviais encontrados nas duas cavernas estudadas são produtos de subida e descida sucessivas do nível da água (nível estático) e as idades radiométricas dos *flowstones*⁸ de areias interstratificadas mostram que as

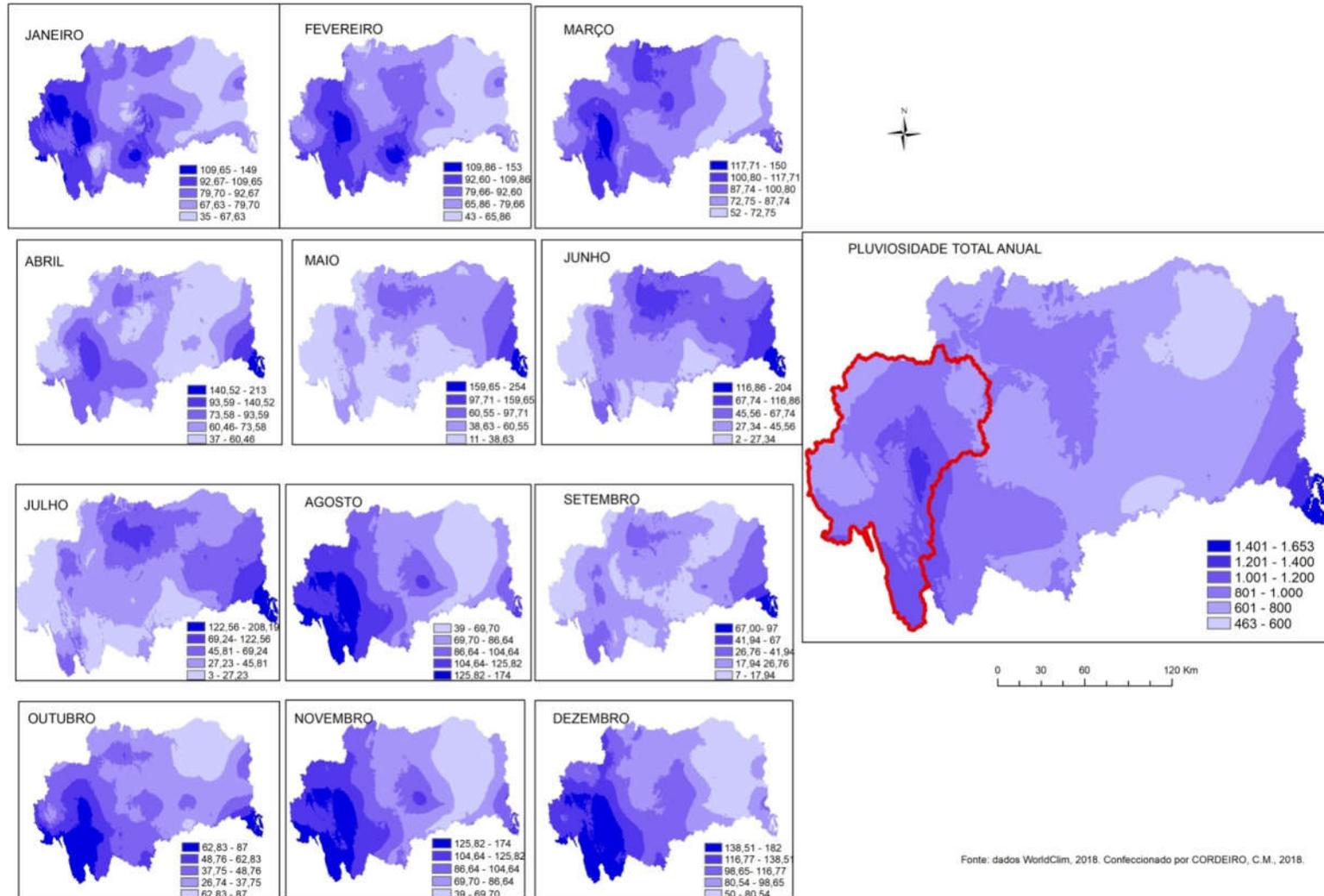
⁸Rochas finas depositadas por precipitação de água de fluxo.

oscilações estavam ativas, pelo menos, desde há 115 ky e cessaram por volta de 12 ky atrás. A atuação da provável captura cárstica somada as prováveis captura Pai Inácio podem ter permitido a reorganização da drenagem do sinclinal. Os rios que vertiam para o norte rumo à Bacia do São Francisco passam a verter para leste agora como parte dos rios da Bacia do Rio Paraguaçu (Figura 63 e).

Esses dados afirmam a tese de que, além do evento das capturas, o processo de erosão fluvial na área manteve-se em tempos hodiernos assegurando, assim, a competência dos rios, a incisão contínua dos canais e vales e, principalmente, o reposicionamento de níveis de base local, o que afeta em longo prazo o controle da morfogênese regional. Pode-se deduzir ter havido um desmonte gradativo da Serra do Sincorá comandada pela captura do Rio Paraguaçu que agora apresenta maior poder de fluxo e pode minimizar a competição interna com a Bacia do Rio de Contas ao sul. Além de poder ampliar a sua bacia ainda mais rumo ao norte, pirateando mais área da Bacia do Rio São Francisco.

Figura 61 - Precipitação anual da Bacia Paraguaçu - Ano 2018

ÍNDICE PLUVIOMÉTRICO MENSAL E ANUAL (ANO 2018) DA BACIA DO PARAGUAÇU - BAHIA - BRASIL



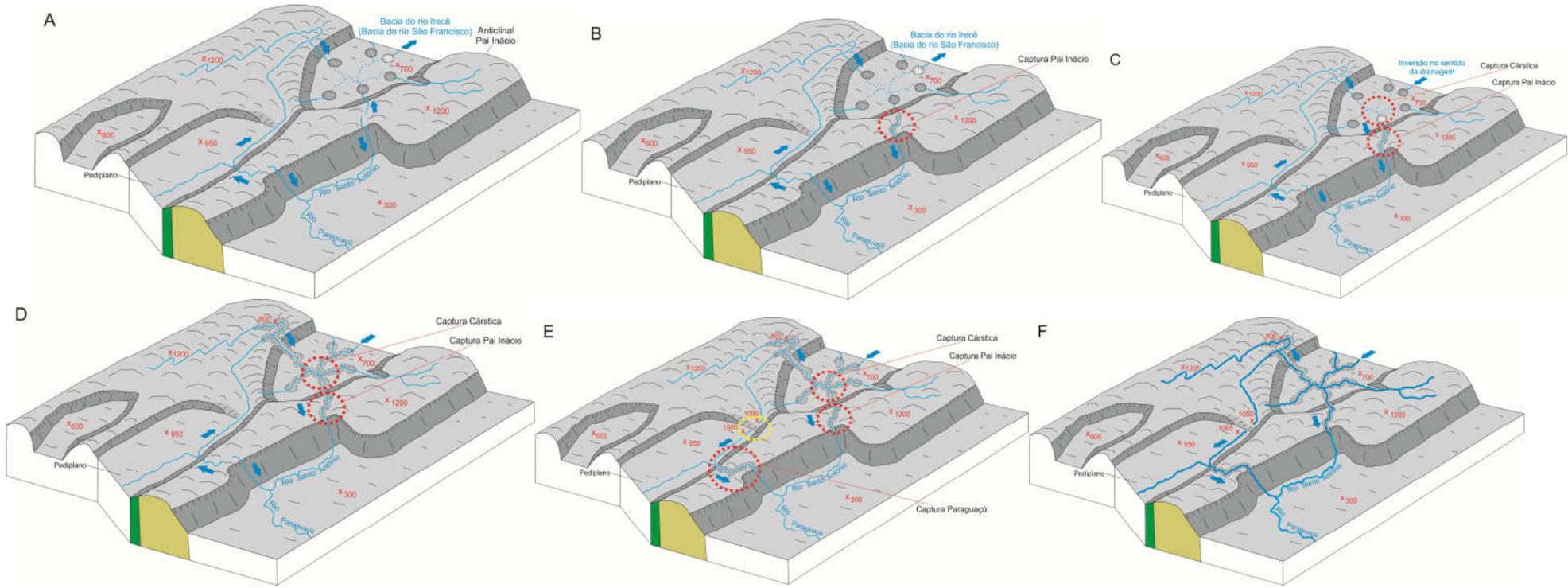
Fonte: dados WorldClim, 2018. Confeccionado por CORDEIRO, C.M., 2018.

Fonte: Otto-Bliesner et al., 2008 - Com dados Radar WORLDCLIM, março de 2018. Elaborado pela Autora.

Estima-se que mais de 2.000 km² de área da bacia na qual a drenagem que antes vertiam para a Bacia do São Francisco agora verta para a bacia do Rio Paraguaçu, conforme bem demonstrado nos blocos de diagramas das figuras 63e, f e 64. A seguir, os modelos de evolução criados para ilustrar as fases dos possíveis processos de rearranjo de drenagem que ora se certifica ter probabilidade de terem ocorrido e aqui são apresentados sequencial e temporalmente; e ilustram em três dimensões a atuação da erosão fluvial no relevo e, desse modo, projetam os possíveis processos de rearranjo de drenagem que teriam ocorrido (desmonte erosivo, prováveis capturas fluviais e reorganização dos rios) e estarem a reconfigurar os rios da Alta Bacia do Paraguaçu e bacias adjacentes (Figuras 63 e 64).

A figura 63 A ilustra cenário sem eventos de rearranjo e/ou mecanismos de ruptura da montanha (formação rede transversa) e com a drenagem do setor oeste da montanha ainda pertencente a bacia do Rio São Francisco. A figura 63 B mostra o evento da provável captura Pai Inácio, flanco oriental norte da Serra do Sincorá. Já na figura 63 C e D o destaque é para a suposta captura cárstica e seus processos de erosão associados e na 63 E, o último evento de captura aqui chamada de captura Paraguaçu. A figura 63 F mostra a configuração da paisagem hoje capturada.

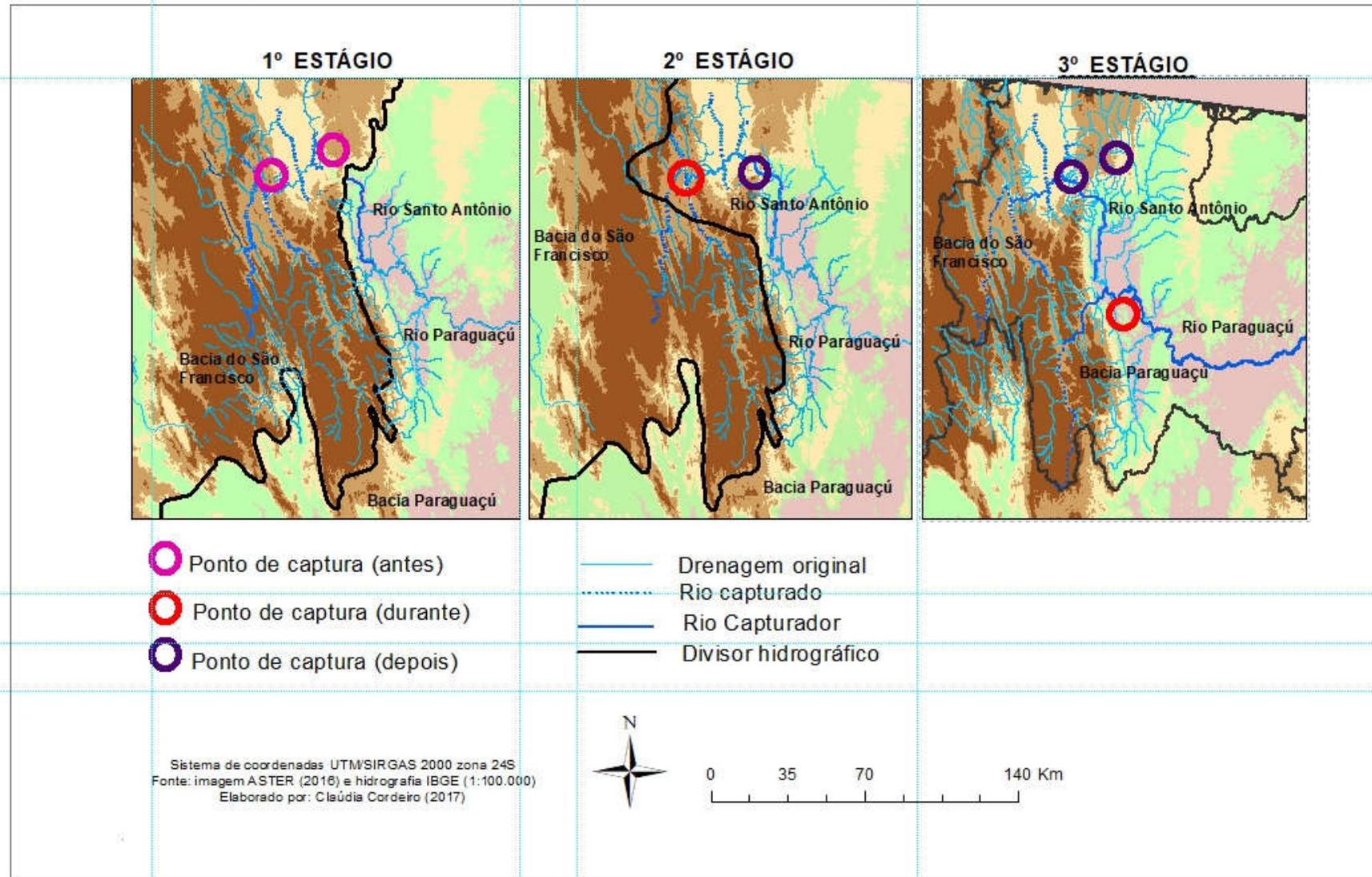
Figura 62 - Modelos de Evolução dos prováveis processos de Rearranjo de Drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu.



- Quartzo arenito, arenito conglomerático
- Metasiltito, ardósia, conglomerado, folhelho
- Sumidouro
- Ressurgência
- Drenagem superficial
- Drenagem subsuperficial (cárstica)
- Sentido da drenagem
- Captura fluvial
- Drenagem decaptada
- Ponto cotado (em metros)

Fonte: Autoria própria.

Figura 63 - Simulação da influência das prováveis capturas fluviais no rearranjo da drenagem nas bacias do Paraguaçu e São Francisco



Fonte: Autoria própria.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS e CONCLUSÃO

O estudo se pautou na hipótese de que os processos de rearranjo de drenagem na Alta Bacia do Rio Paraguaçu, supostamente de capturas fluviais, podem ser os principais responsáveis pelo desenvolvimento de drenagem transversa da Chapada Diamantina, Bahia, e que esses processos podem influenciar a dinâmica fluvial das bacias adjacentes, bacias São Francisco e Bacia do rio Contas, com possíveis alterações da rede de drenagem nessas bacias e, por consequência, na conformação do relevo em geral.

Tais postulados foram construídos mediante uma série de evidências identificadas durante a análise do relevo, e, em especial, nas evidências de como a drenagem atuou na configuração deste e na existência de drenagem transversa pré e pós-montanha (Serra do Sincorá - Anticlinal do Pai Inácio e outros anticlinais distribuídos na parte oeste da Alta Bacia Paraguaçu). A escolha pela técnica baseou-se na identificação de processos de rearranjo de drenagem com ênfase nas prováveis capturas fluviais. Este se tornou quase que um procedimento obrigatório tendo em vista a correlação direta do sistema de formação de rede transversa com a geometria da drenagem ali instalada que mostra ainda a principal evidência de capturas fluviais: os cotovelos de captura (*elbow of capture*).

As capturas fluviais correspondem a um dos mecanismos para instalação de drenagem transversa e a pré-análise das formas de relevo que compõem o compartimento da Chapada Diamantina - Bacia do Alto rio Paraguaçu revelou elementos que se concatenaram para que esses eventos pudessem ter ocorrido ou estejam atuando na área. Algumas evidências significativas para a existência de processos de rearranjo de drenagem típico de capturas fluviais, tais como: cotovelos de captura, áreas mais dissecadas próximas a esses cotovelos, prelúdios de captura, rios do sinclinal que drenam para fora da área do sinclinal (Sinclinal de Irecê - Bacia de Irecê) foram identificados e algumas delas (área provável: capturas Pai Inácio e Paraguaçu) com a presença de mais de um desses elementos. Essas áreas tornam-se, portanto, áreas representativas e podem indicar a ocorrência de tais processos, inclusive com certa conexão espaço-temporal.

Os resultados obtidos indicam que as três prováveis capturas fluviais identificadas são de suposta idade Neógeno/Quaternária (vestígios morfológicos ainda presentes) mais especificamente Plioceno/Pleistoceno, quando áreas antes pertencentes à bacia hidrográfica do Rio São Francisco foram pirateadas para a do Rio Paraguaçu: a captura do Rio Santo Antônio (Captura Pai Inácio); a captura do Rio Santo Antônio na Bacia de Irecê (Captura Cárstica); e a captura do atual Paraguaçu (Captura Mucugê).

O Rio Santo Antônio é influenciado pelo nível de base regional do Rio Paraguaçu, que apresenta significativo desnível altimétrico entre seu baixo/médio curso (planície calcária de leste) e o provável interflúvio capturado na Serra (de 300 metros a 500/600 metros como a presença de falhamentos cuja direção coincide com o canal leste/oeste e o tipo de dobramentos presentes, dobras em *kink*). Em face disso, conseguiu romper a Serra do Sincorá presumivelmente por meio de uma típica captura por erosão regressiva.

Tanto a forma como a estrutura do Anticlinal nessa porção podem representar fatores decisivos para a aceleração do processo, uma vez que iniciado o desmonte erosivo pelo flanco oriental (menos largo) e ao se aproveitar das linhas de fraqueza oferecida pelas falhas e fraturas e por litologias mais friáveis (argilitos/metassiltitos) a erosão pode ter ocorrido de forma mais competente e, então, atingido rochas mais friáveis maximizando o processo.

Os trabalhos realizados de fotoanálise e aplicação de índices de Hack, dissecação, convexidade, densidade e hierarquização de drenagem resultaram em informações capazes de elucidar que tais eventos de captura fluvial atuaram sequencialmente, conforme apresentados na síntese evolutiva exposta na Figura 59. Isso se deve precipuamente ao fato de terem sido encontrados elementos definidores, além das evidências morfológicas descritas, tais como:

- ✓ Identificação de áreas de desequilíbrio fluvial mapeados no Índice de Hack (1973) na área dos cotovelos das três capturas indicando relação direta com áreas de desarranjo fluvial;
- ✓ Forte indicio de redirecionamento da drenagem assinalada por meio da premissa de que tanto o sinclinal de Irecê como parte da superfície aplainada, ao sul, podem ter funcionado como uma bacia endorreica até a entrada do evento de captura 1 - Captura Pai Inácio e evento 3 - Captura Mucugê.
- ✓ A não relação com eventos neotectônicos, uma vez que a curva logarítmica projetada para os rios analisados (Índice de Hack) não apresentaram desvios significativos que indiquem eventos neotectônicos.

A hipótese de bacia endorreica referindo-se à Bacia de Irecê foi aventada por ser relevante ao contexto de modelagem do relevo e à organização da drenagem, pois permite inferir tanto sobre a morfogênese atual quanto pretérita, embora não tenham sido encontrados na literatura dados que confirmem que tais áreas poderiam ter funcionado como uma bacia endorreica. Essa hipótese ganhou força a partir da junção das análises dos resultados dos perfis topográficos transversais e longitudinais e do Índice de Hack por canal. Nestes foi possível constatar e mapear o antigo nível do que seria a bacia (aproximadamente nivelada em 800 m), as zonas em desequilíbrio dos três rios da bacia que mostram a dinâmica de ajuste fruto de um evento que

pode ter desorganizado a estrutura dos canais (nomeadamente as capturas fluviais) e a própria densidade de cavernas associadas a desníveis altimétricos em relação ao Rio Santo Antônio. Todos esses fatores reúnem não somente as condições para a existência de tal morfologia, como também para a provável ocorrência de captura cárstica.

A suposta captura cárstica liga-se diretamente ao *input* de energia trazido pela captura Pai Inácio, a qual o Rio Santo Antônio pode ter promovido por meio da injeção de uma carga densa de água nos condutos formadores das diversas cavernas presentes na Bacia de Irecê. Nesse caso, as maiores evidências morfológicas são o cânion do rio que possui 70 metros de profundidade, os cânions dos outros rios principais da Bacia: Rega, Almas e Cerco e uma já mapeável frente escarpada que recua a partir do canal do Rio Santo Antônio ao norte.

A existência de um baixo divisor nessa bacia mostra que, supostamente esses cursos d'água vertiam de forma semi endorréica para a bacia de Irecê e os quatro rios principais da bacia (Rega, Almas, Cerco, São José) fluíam parte subterrânea, parte superficialmente para a bacia do São Francisco. Provavelmente na fase pós-evento de captura cárstica, o que era uma bacia semi-endorréica converteu-se em uma bacia de fluxo superficial com fluxo reordenado para leste, tendo sido o Rio Santo Antônio o receptor dessas águas.

Esses dois eventos, provavelmente, manifestados no final do Neógeno e início Quaternário aumentaram o fluxo de água do Rio Paraguaçu que, posteriormente, pode ter capturado um paleorrio na Superfície Aplainado ao sul (hoje o atual Paraguaçu) e, assim, aberto outro significativo ponto de drenagem transversa, cujo mecanismo de captura pode ter sido o fator responsável pela sua formação. Presume-se que essa captura seja mais recente, visto que o mapeamento dos canais dos rios mostra vales em "V" em detrimento dos canais que margeiam o Santo Antônio que se apresentam mais alargados e, portanto, sugere-se que a provável captura seja mais recente supostamente do Período Quaternário.

A conjectura de que as capturas possam ser as responsáveis pela formação de rede transversa e pirataria fluvial (LARSON et al, 2016) tem como base evidências de caráter relacional, tais como:

- ✓ Sedimentos a jusante da montanha e que registram a chegada rápida da drenagem transversal (drenagem jovem); Salientamos que esses sedimentos tem significativa origem antropogênica cabendo, em estudos futuros, seleção entre feições aluviais formadas por depósitos diamantíferos e dos depósitos fruto de modificação processos fluviais;

- ✓ A topografia da montanha controla a incisão da drenagem transversal em “selas/reentrâncias” abaixo do nível ao longo da crista do leito rochoso (drenagem jovem);
- ✓ Evidência de reorganização da drenagem regional;
- ✓ Presença de vales secos e drenagens transversas múltiplas em todo o leito rochoso (drenagem antiga).

Outro dado remete a uma análise importante, refere-se à área sul definida como pediplano nos mapeamentos oficiais e aqui chamada de superfície aplainada de Mucugê dos “gerais”. Na verdade, enquadra-se numa geoforma com tipologia de bacia (ou de uma depressão de anticlinal) que pode ter sido resultado de erosão da combe do Anticlinal do Pai Inácio já historicamente erodido e não apenas uma superfície que muitos podem pretensamente interpretar como um sinclinal suspenso.

Nos perfis geológicos e no mapa de feições estruturais da área de Mucugê é possível identificar a continuidade (projeção) do anticlinal, através da análise das camadas, na área da superfície aplainada, dada a sua posição no compartimento e, desse modo, concluir que, em menor grau, esse processo erosivo típico de relevos dobrados pode ter auxiliado a erosão e a deposição de uma espessa camada que, atualmente, apresenta processo de laterização. Tal superfície uma vez apropriada pela captura Paraguaçu consegue reordenar a drenagem e, em poucos milhares de anos, piratear os rios da sua própria sub-bacia, a do Rio Santo Antônio (Figura 63 e).

Esse fato, uma vez concretizado, propicia um maior índice de pirateamento nas bacias adjacentes tanto no norte (São Francisco) quanto no sul, salienta-se, contudo que, ao norte, os baixos divisores apresentam média de apenas 8 metros. Do centro ao norte da bacia é possível observar uma frente escarpada que recua rumo ao norte (divisor das bacias Paraguaçu e São Francisco).

Dada à dimensão da área provavelmente capturada, as águas que hipoteticamente vertiam para o São Francisco, cujo fenômeno aqui analisado podese considerado como um dos principais mecanismos para a formação de rede transversa e de evolução do relevo na Alta Bacia do Paraguaçu, Chapada Diamantina, Bahia passaram a verter para a bacia do Paraguaçu.

Foram identificadas três prováveis capturas fluviais que, interligadas, seriam as responsáveis pelo processo de reorganização da drenagem na área de estudo: Captura Pai Inácio, Captura Cárstica e Captura Mucugê.

O processo teve início com a Captura Pai Inácio, que originou a drenagem transversa do Rio Santo Antônio sobre a Serra do Sincorá. Este rio promove a captura cárstica sobre a Bacia

de Irecê, responsável pela pirataria da bacia do São Francisco, ao norte. Sequencialmente, o aumento do volume de água no rio Paraguaçu promove a Captura Paraguaçu, mais recentemente, responsável pela reorganização fluvial da drenagem do seu Alto Curso.

No entanto, em virtude do caráter mais regional do estudo e considerando as capturas fluviais como um tema complexo e até mesmo de difícil comprovação, cabe um estudo mais detalhado e que considere não só o contexto dos sedimentos dispostos pré e pós-captura, bem como um mapeamento pormenorizado do padrão de drenagem da área das prováveis capturas. Para a área de possível captura cárstica, sugere-se um mapeamento ou análise de mapeamento de condutos internos com respectivo estudo geomorfológico para comprovar de fato outras evidências do evento. Estudos paleoclimáticos feitos na área sugerem uma dinâmica hídrica ativa nos últimos 350 mil anos, o que pode ter facilitado a atuação desses rios na erosão dos relevos da bacia.

Ademais, este estudo, além de levantar uma hipótese relevante para os estudos geomorfológicos da região, organiza uma importante base cartográfica e hidrográfica em escala de melhor detalhe (principalmente para o mapeamento hidrográfico) para uma área pouco mapeada e estudada, embora a escala para os mapas temáticos (geologia, geomorfologia) apresente limitações escala.

Oportuno mencionar que a síntese evolutiva aqui proposta pode auxiliar nos modelos de estudos em capturas fluviais, sobretudo nos modelos de estudos de capturas cársticas (*karst piracy*) tema pouco publicado no mundo. Esse tópico requer mais estudos e indica a necessidade de aprofundamento, ao mesmo tempo em que o presente trabalho permitiu identificar que a área pode servir de laboratório viável para estudos futuros de mensuração desses processos (tendo em vista a grande densidade de cavernas presentes).

O reordenamento da drenagem observado neste trabalho apresenta indícios de grande potencial para a ocorrência de fenômenos de capturas fluviais e outros processos de rearranjo, podendo ser utilizados em estudos geomorfológicos na área, dada a importância dos rios na Chapada Diamantina. Por sua vez, o Rio Paraguaçu por ser um rio historicamente inserido no contexto socioeconômico e em intensa dinâmica fluvial, pode adquirir mais relevância em termos de estudos e mapeamentos específicos, paralelamente esses dados de reordenamento da drenagem interbacias pode contribuir com o conhecimento da evolução por intermédio de uma melhor identificação da interação entre os elementos estratigráficos.

Por fim, os resultados obtidos sinalizam que esse conjunto de capturas fluviais teve por consequência um *input* de energia (competência hídrica) no sistema fluvial da região leste da Chapada Diamantina/BA, Serra do Sincorá, que causou a dissecação do relevo da Superfície

Aplainada conhecida como “Gerais” ou Pediplano Central e da Bacia de Irecê, reconfigurou a drenagem e alterou a morfogênese regional.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Os problemas das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tiete. **Revista dos Tribunais**, n. 26, p. 38-49, 1957.

AB'SÁBER, A. N. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste oriental brasileiro. **Boletim Geográfico**, v. 15, p. 459-464, 1957.

ALKMIM, F. F. Serra do Espinhaço e Chapada Diamantina. **Geologia do Brasil**. Beca, São Paulo, p. 236-244, 2012.

ALMEIDA FILHO, R.; MIRANDA, F. P.; BEISL, C. H. Evidência de uma megacaptura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia: INPE, p. 1.701-1.707, 2005.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: DNPM, 1967.

ANTÓN, L. et al. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.

BACCARO, C. A. D; FERREIRA, I. L; ROCHA, M. R; RODRIGUES, S. C. Mapa geomorfológico do triângulo mineiro: uma abordagem morfoestrutural - escultural. **Sociedade & Natureza**, n. 13, v. 25, p. 115-127, 2001.

AULER, Augusto Sarreiro. **Karst evolution and paleoclimate of eastern Brazil**. 1999. Tese de Doutorado. University of Bristol.

AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, v. 55, n. 2, p. 159-167, 2001.

AULER, Augusto S. et al. Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 7, p. 693-701, 2004.

BARBOSA, G. V. et al. Evolução da Metodologia para Mapeamento Geomorfológico do Projeto Radambrasil. **Boletim Técnico Projeto Radambrasil**. Série Geomorfologia, n. 1, p. 3-26, 1984.

BARBOSA, J. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Geologia da Bahia**: texto explicativo. Governo do Estado da Bahia, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1996.

BONFIM, L. F. C.; CAVEDON, A. D. **Projeto Chapada Diamantina**: Parque Nacional da Chapada Diamantina – BA, Informações Básicas para Gestão Territorial: Diagnóstico do Meio Físico e da Vegetação. Salvador: CPRM/IBAMA, v. 104, 1994.

BONFIM, L. F. C.; PEDREIRA, J. A. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil**, Folha SD 24V-AV (Lençóis), escala 1: 100.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1990.

BECERRIL, J. A. O.; HEYDT, G. G.; DURÁN, J. J. The role of sculpted forms along endokarstic active conduits in the development of fluviokarstic canyons. The Rio Puron cave conduit (Spain). **Advances in Research in Karst Media**, p. 387-392, 2010.

BEZERRA et al. **Plano de Manejo**: Parque Nacional da Chapada da Chapada Diamantina - BA. Brasília: ICMBio/MMA, 2007.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BRAZÃO, J. E. M.; ARAÚJO, A. P. Folha SD. 24 Salvador; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Cidade: Rio de Janeiro, 1981.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 14.03.2017

CALVACHE, M. L.; VISERAS, C. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in Southeast Spain. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group**, v. 22, n. 2, p. 93-105, 1995.

CARVALHO, L. M. **Geodiversidade do Estado da Bahia**. CARVALHO, L. M.; RAMOS, M. A. B. (Org.). Salvador: CPRM, 2010. 184 p.; 30 cm + 1 DVD.

CHEREM, Luis Felipe Soares et al. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173, p. 118-127, 2012.

CHEREM, L. F. S. et al. O Papel das Capturas Fluviais na Morfodinâmica das Bordas Interplanálticas do Sudeste do Brasil. The Hole of River Captures in the Morphodynamics of the Stepped Plateaus in the Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 299-307, 2013.

CHEREM, L. F. S.; ZANCOPÉ, M. H. C.; BAYER, M. Macrocaptura Fluvial No Nordeste do Planalto Central: Resultados Preliminares. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 17, p. 86-91, 2014.

CIRILO, J. A.; MENDES, C. A. B. **Geoprocessamento em recursos hídricos**: princípios, integração e aplicação. Porto Alegre: ABRH, 2001. 535p.

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.P. Evolução Morfoestrutural do Relevo da Margem Continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 8, n. 20, 2007.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Chapada Diamantina:** Parque Nacional da Chapada Diamantina. Informações Básicas para a Gestão Territorial: Diagnóstico do Meio Físico e da Vegetação. Salvador: CPRM/Ibama, 1994. 104 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geodiversidade do Estado de Minas Gerais.** Belo Horizonte: Programa Geologia do Brasil-Levantamentos da Geodiversidade, 2010.

COTRIN, et al. Análise de Parâmetros Fluviomorfológicos na Região do Parque Nacional da Chapada Diamantina (BA) para detecção de possíveis deformações neotectônicas em estruturas antigas. **Revista Geociências**, v. 9, n. 1, 2010.

CHRISTOFOLETTI, A. Capturas fluviais. **Enciclopédia Mirador Internacional**, v. 5, p. 2.049-2.051, 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2.246-2.259, 1967. 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal. **Geografia**, v. 2, n. 4, p. 81-102, 1977.

CHRISTOFOLETTI, A. A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas. **Geografia**, v. 4, n. 8, p. 23-42, 1979.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S.; AZEVEDO, L. G.; DUARTE, V.; HERNANDEZ, P.; FLORENZANO, T.; BARBOSA, C. **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico Econômico e ao Ordenamento Territorial.** São José dos Campos: INPE, 2001.

CROSBY, I. B. Methods of stream piracy. **The Journal of Geology**, v. 45, n. 5, p. 465-486, 1937.

DANDERFER FILHO, A. **Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (BA).** 1990. 119 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1990.

DANDERFER FILHO, A. **Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia.** 2000, 498 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2000.

DATA. WorldClim-Global Climate. Free climate data for ecological modeling and GIS. 2013. Disponível em: <<http://www.worldclim.org/tiles.php>>. Acesso em: 23 .08.2018 e 15.02.2018.

DEVICARI, L. F. **O modelado de dissecação do relevo como fator topográfico na equação universal de perda de solo aplicado ao município de São Pedro do Sul - RS.** 2009. 127 f.

Dissertação (Mestrado em Geografia e Geociências). Centro de Ciências Humanas e Naturais - Universidade Federal de Santa Maria, 2009.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, n. 3, p. 237-263, 1991.

DE 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: análise da rede hidrográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, 2015.

DE SORDI, M. V. et al. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.

DOMINGUEZ, J. M. L. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: **O Cráton do São Francisco**. Salvador EditoraSBG/NBA-SE, 1993.

DOUGLASS, J.; SCHMEECKLE, M. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. **Geomorphology**, v. 84, n. 1-2, p. 22-43, 2007.

DOUGLASS J., M. N., DORN, R. I., SCHMEECKLE, M. W. A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v.121, n. 3-4, p. 586-598, 2009.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Súmula 10**. Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro: Embrapa, 1979. 83p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de **Pesquisas de Solos**. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2. ed. Brasília, DF: Embrapa Produção de Informação, 2006. 306 p.

ETCHEBEHERE, M. L. et al. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão-RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP, Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**,v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

FERREIRA, C.; GOMES, A.; ANTÓN, L. Knickpoints na bacia hidrográfica do Douro: análise da sua distribuição e implicações estruturais. In: SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA II SEMINÁRIO IBERO-AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 6., 2010. Coimbra. **Anais...** Coimbra: Universidade de Coimbra, 2010.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

FLORES, D. M.; OLIVEIRA, D. Aplicação do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) para análise de bacias hidrográficas e para traçado de lineamentos estruturais. **Geografia Ensino & Pesquisa**, v. 20, n. 3, p. 125-139, 2016.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina dos textos, 2012.

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, **Manual técnico de geomorfologia / Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009, 182 p.

GOERGEN, L. C. G.; SCHUH, M. S.; PEREIRA, R. S. Comparação entre a delimitação manual e automática da Bacia do Arroio Corupá, RS, Brasil. **Rev. Elet. em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental**, n. 8, v. 8, p.1777-1784, 2012.

GOMES, A. **Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda**. 2008. 344 fl. Tese (Doutoramento em Geografia Física) - Faculdade de Letras do Porto Universidade do Porto, Portugal, 2008.

GONTIJO, A. H. F. **Morfometria do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 1999. 259f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

GUEDES, I. C. et al. Análise de Perfis Longitudinais de Drenagens da Bacia do Rio Santo Anastácio (SP) para Detecção de Possíveis Deformações Neotectônicas. **Revista Geociências-UnG**, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUIMARÃES, F. S. et al. Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, 2017.

GUIMARÃES, J. T.; PEDREIRA, A. J. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia. Folha Utinga. In: GUIMARÃES, J. T.; PEDREIRA, A. J. (Orgs.). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Utinga (Folha SD. 24-VA-II) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1990.

GUIMARÃES, J. T. et al. **Projeto Ibitiara-Rio de Contas**. Salvador: Editora CPRM/CBPM, 2005.

GUIMARÃES, J. T.; SANTOS, R. A.; MELO, R. C. Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara - Rio de Contas). Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM. Salvador. Série Arquivos Abertos, v. 31, 2008.

GUIMARÃES, J. T.; ALKMIN, F. F.; CRUZ, S. C. P. Supergrupo Espinhaço e São Francisco. In: BARBOSA, J.S.F. (Org.). **Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização**. Série Publicações Especiais. Salvador: CBPM, 2012.

GUIMARÃES, J. T. et al. **Geologia da Chapada Diamantina** - Projeto Ibitiara-Rio de Contas. Salvador: CBPM/CPRM. 2005.

GUIMARÃES, J. T.; SANTOS, R. A.; MELO, R. C. **Geologia da Chapada Diamantina Ocidental**. Salvador: CBPM/CPRM. 2008.

GUTIÉRREZ ELORZA, Mateo. **Geomorphology**. CRC Press . 2013.

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

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M., MIOTO, J. A., MELO, M. S. **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna**. São Paulo: IPT, 1982. 149 p.

HILL, C. A.; POLYAK, V. J. Karst piracy: A mechanism for integrating the Colorado River across the Kaibab uplift, Grand Canyon, Arizona, USA. **Geosphere**, v. 10, n. 4, p. 627-640, 2014.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **AAPG bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2.246-2.259, 1967.

HOWARD, A. D. Simulation model of stream capture. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 5, p. 1.355-1.376, 1971.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA.

Mapas: **bases e referenciais**: bases cartográficas: municipal 2016.2017. Disponível em: <<http://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais>>. Acesso em: 10 nov. 2018.

IWAHASHI, J.; PIKE, R. J. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. **Geomorphology**, v. 86, n. 3-4, p. 409-440, 2007.

JARDIM-DE-SÁ, E. F. et al. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, Bahia. **SBG, Congr. Bras. Geologia**, v. 29, p. 205-227, 1976.

JESUS, E. F. R. et al. Caracterização geográfica e aspectos geológicos da Chapada Diamantina, Bahia. Salvador: **Centro Editorial e Didático da Bahia**, 1985. 50p.

LARSON, P. H. et al. How Rivers Get Across Mountains: Transverse Drainages. **Annals of the American Association of Geographers**, v. 107, n. 2, p. 274-283, 2016.

LAVARINI, C et al. Neotectonics, River Capture and Landscape Evolution in the Highlands of SE Brazil. **Mercator**, v. 15, n. 4, p. 95-119, 2016.

LAVÉ, J. Earth science: Landscape inversion by stream piracy. **Nature**, v. 520, n. 7548, p. 442, 2015.

LAUREANO, F. V. **O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, Município de Iraquara, Chapada Diamantina (BA)**. 1998. 99 fl. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

LAUREANO, F. V. **Idades de Soterramento $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo e o assoreamento de sistemas de cavernas na região de Iraquara (BA)**: 2 milhões de anos de registro sedimentar no Quaternário. 2014. 132 fl. Tese (Doutorado em Geociências) – Unidade, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

LAUREANO, F. V. et al. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. **Geomorphology**, v. 273, p. 63-77, 2016.

LEITE, E. F. **Caracterização diagnóstico e zoneamento ambiental: o exemplo da bacia hidrográfica do Rio Formiga - TO**. 2011. 228 fl. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2011.

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

LIMA, C. C. U.; NOLASCO, M. C. Chapada Diamantina: A Remarkable Landscape Dominated by Mountains and Plateaus. In: **Landscapes and Landforms of Brazil**. Netherlands: Springer, 2015.

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

LISBOA, N. A.; CASTRO, J. H. W. Captura do sistema fluvial Camaquã pelo sistema fluvial Jacuí-São Gabriel, RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9. 1998. Santos. **Anais...** Santos: INPE, 1998, p. 415-424.

LOUREIRO, H. S. C. et al. **Geologia e Recursos Minerais da Parte norte do Corredor de Deformação do Paramirim**: Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. Salvador: CBPM, 2009.

MAIA, C. M. **Caracterização Estrutural, Geométrica e Cinemática, das Formações Tombador e Açuruá na região sul do Município de Lençóis, Chapada Diamantina - BA**. 2010. 101f. Trabalho (Conclusão de Curso) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 1998.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de Evolução do Relevo de Margens Passivas em Regiões com Grande Escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, p. 235-240, 2014.

MARTINS, F. P.; SALGADO, A. A. R. Chapadas do Brasil: Abordagem Científica e Conceitual. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, p. 163-175, 2016.

MEDEIROS, L. C; FERREIRA, N. C; FERREIRA, L, G. Avaliação de modelos digitais de elevação para delimitação automática de bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 61 v. 2, p. 137-151, 2009.

NEUENDORF, Klaus KE. **Glossary of geology**. Springer Science & Business Media, 2005.

MUÑOZ, V. A; VALERIANO, M. M. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delineamento de manchas de solo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009. Natal. **Anais...** Natal: INPE, 2009, p. 7.741-7.748.

INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia**: Escala 1: 1 000 000. Salvador: Secretaria das Minas e Energia, 1978.

NETTO, A. S. T. Bacias Paleozóicas e Mesozóicas. In: BARBOSA, J.S.F. et al (Orgs). **Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização**. CBPM/UFBA: Publicações Especiais, v. 2, p. 517-562, 2012.

NUNES, B. T. A., RAMOS, V. L. S., DILLINGER, A. M. S. **Projeto Radambrasil**. Folha SD. 24. Salvador: Geomorfologia. Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral, 1981.

NOLASCO, M. C; MEDEIROS, R. ÁVILA; OLIVEIRA, A. M. Depósitos diamantíferos garimpáveis das lavras diamantinas, BA: A geologia do olhar garimpeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 4, p. 457-470, 2001.

NOLASCO, M. C. **Registros geológicos gerados pelo garimpo, Lavras Diamantinas, BA**. 2002. 316p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

OLIVEIRA, D. A **captura do Alto Rio Guaratuba**: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boraceia - SP. 2003. 105f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P. Evolução do Relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma Captura Fluvial. **GEOUSP: Espaço e Tempo** (Online), n. 22, p. 73-88, 2007.

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, G. C.; FERNANDES FILHO, E. I. Automated mapping of permanent preservation areas on hilltops. **Cerne**, v. 22, n. 1, p. 111-120, 2016.

OLIVEIRA, G. O. **Precisão de modelos digitais de terreno, mapeamento automático de APPs em topos de morros e a eficácia do novo código florestal**. 2015. 139 p. Dissertação (Mestrado em Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2015.

OLIVEIRA, P. C. A.; RODRIGUES, S. C. Cartografia do relevo: um estudo aplicado a região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, v. 8, p. 37-44, 2007.

OLIVEIRA, P. E. de et al. Paleoclimas da Caatinga brasileira durante o Quaternário tardio. **Paleontologia: cenários da vida-paleoclimas**, v. 5, p. 638, 2014.

OTTO-BLIESNER, B. L. et al. Modeling and Data Syntheses of Past Climates: Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase II Workshop; Estes Park, Colorado, 15–19 September 2008. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 90, n. 11, p. 93-93, 2009.

PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: A Groundwater-Sapping Solution. **GSA Today**, v. 11, n. 9, p. 4-10, 2001.

PEDERSON, J. L.; MACKLEY, R. D.; EDDLEMAN J. L. Colorado Plateau uplift and erosion evaluated using GIS. **GSA Today**, v. 12, n. 8, p. 4-10, 2002.

PEDREIRA, A. J.; MARGALHO, R. S. F. X. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Mucugê). **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Mucugê (Folha SD. 24-VC-II). Brasília: DNPM/CPRM, 1990.

PEDREIRA, A. J. C. L. **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia**: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. 1994. 186f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1994.

PELLETIER, J. D. Numerical modeling of the late Cenozoic geomorphic evolution of Grand Canyon, Arizona. **Bulletin**, v. 122, n. 3-4, p. 595-608, 2010.

PEREIRA, R. G. F. A. **Geoconservação e desenvolvimento sustentável na Chapada Diamantina (Bahia-Brasil)**. 2010. 318f. Tese (Doutorado em Ciências Especialidade em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade do Minho, Minho, 2010.

PHILLIPS, J. D. et al. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee. **Geomorphology**, v. 114, n. 3, p. 188-198, 2010.

PHILLIPS, J. D. Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology. **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 319-326, 2011.

PINHEIRO, H. S. K. et al. Modelos de elevação para obtenção de atributos topográficos utilizados em mapeamento digital de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, n. 9, v. 47, p. 1384-1394, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2012000900024>>. Acesso em: 8 mar. 2016.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, n. 123, n. 3-4, p. 305-319, 2010.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, n. 9, p. 823-826, 2011.

RADAMBRASIL. **Projeto. Folha SD. 24**, Salvador. Rio de Janeiro: IBGE, 1981.

RAFFAELLI, J. A; WELANG, M. K. Mapeamento das feições de dissecação do relevo da folha topográfica de São Sedro do sul-RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROÇÃO GOIÂNIA (GO), 7., 2001. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Instituição, 2001.

REN, J. et al. Tectonic controls for transverse drainage and timing of the Xin-Ding paleolake breach in the upper reach of the Hutuo River, north China. **Geomorphology**, v. 206, p. 452-467, 2014.

REZENDE, E. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. 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**, v. 19, p. 483-501, 2018.

ROSS, J. L. S. **O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo**. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 6, p.17-30, 1992.

ROSS, J. L. S. **Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados**. **Revista do Departamento de Geografia**, n.9, p.63-74, 1994.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 5. ed. São Paulo: Ed. Contexto, 2000.

SÁ, E. F. J. et al. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. **Anais**, v. 4, p. 205-227, 1976.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade. In: ENCONTRO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7., 2008, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sinageo, 2008.

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

SANTOS, A. H. B. **Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP)**: uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio tropical úmido. 2017. 393 fl. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

SALGADO, A. A. R. et al. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.213-222, 2012.

SALGADO, A. A. R. et al. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced Be^{10} concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 311-319, 2014.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA - SEI. Base cartográfica digital. CDRom. 10 v. ISBN 85-240-3169-7 (obra completa) CD-ROM, 2008.

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

SCHOBENHAUS, Carlos et al. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984.

SCHOBENHAUS, C. **O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste**: uma revisão. 1993. 166 fl. Tese (Doutorado) – Freiburg, Freiburg University, Alemanha, 1993.

SCHOBENHAUS, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 4, p. 265-276, 1996.

SCHOBENHAUS, C. et al. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. v. 1. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002.

SILVA, T. M. et al. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.

SILVA, T. M.; SANTOS, B.P. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. **Revista Geográfica Acadêmica**. v.4, n.1vii.2010.

SORDI M. V. et al. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, v. 306, p. 155-169, 2018.

SPÖRL, C. (**Metodologia para Elaboração de Modelos de Fragilidade Ambiental Utilizando Redes Neurais Artificiais**). 2007, x fl. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923-938, 1952.

STOKES, M.; MATHER, A. E. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. **Geomorphology**, v. 50, n. 1-3, p. 59-81, 2002.

STOKES, Martin et al. Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 2-20, 2008.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Oficina de textos, 2010. 408 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Nova York: John Wiley & Sons, 1991. 537p. 1991.

SUPERINTENDÊNCIA, DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS. **Balço hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 1999.

SUPERINTENDÊNCIA, DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS. **Mapas digitalizados do Estado da Bahia: base de dados**. Salvador: SEI, 2012.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA. **Cartogramas**. 2000. Disponível em: <<http://www.sei.ba.gov.br>>. Acesso em: 25.08.2018

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 3-4, p. 159-218, 2004.

UCHÔA, C. C. NOLASCO, M. C. Chapada Diamantina: A Remarkable Landscape Dominated by Mountains and Plateaus. In: VIEIRA, B. C. et al (Eds.). **Landscapes and Landforms of Brazil. World Geomorphological Landscapes**. Springer Science-Business. Media Dordrecht, 2015.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. 1998. 243f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 1998.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

WANG, X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, n. 7018, p. 740, 2004.

WANG, X. et al. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 23, p. 1-5. 2007.

WATKINS, R. L. **Terrain Metrics and Landscape Characterization from Bathymetric Data**: SAGA GIS Methods and Command Sequences. Honolulu: Ecospatial Information Team, 2015.

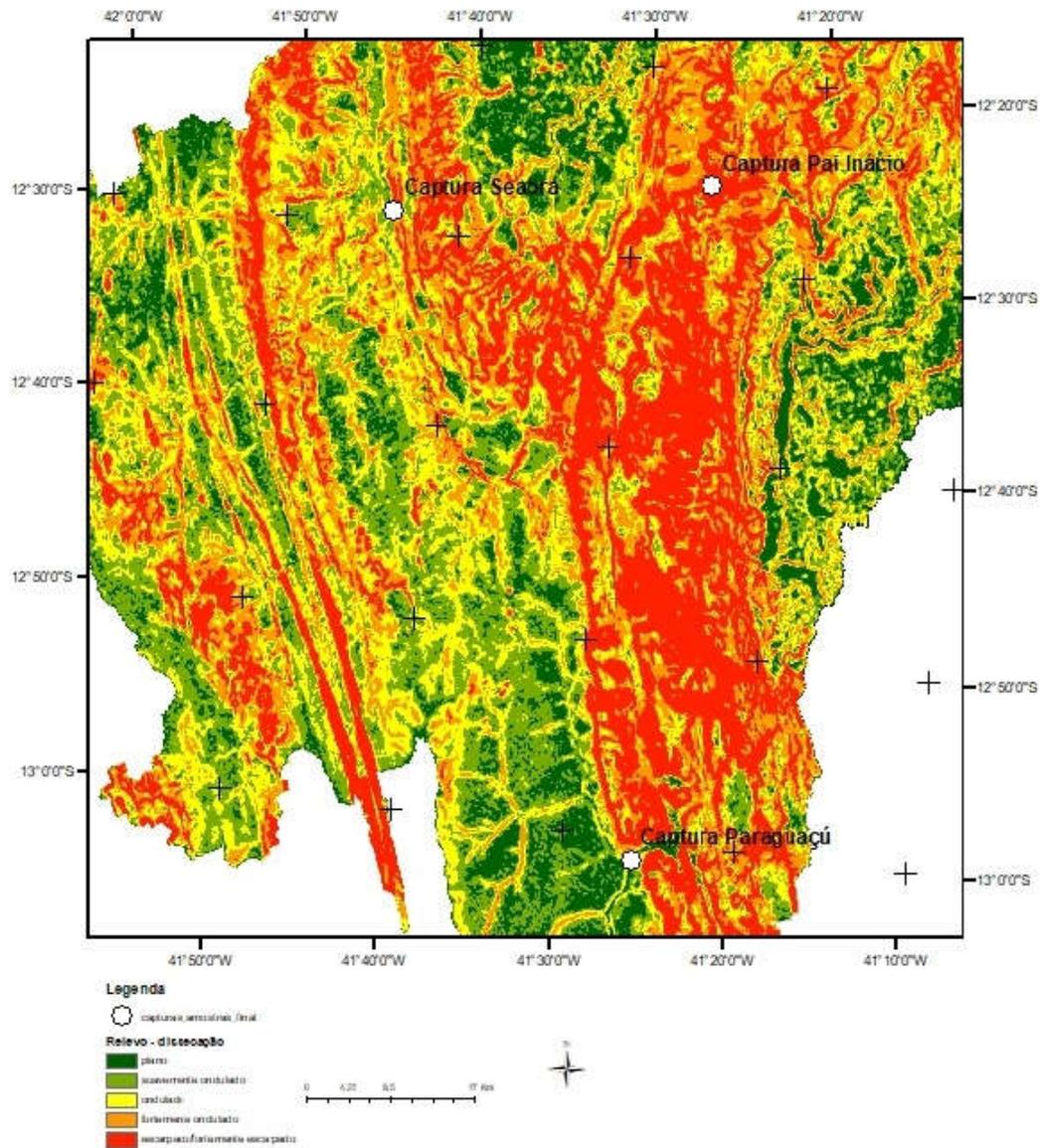
WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B2, p. ETG 3-1-ETG 3-20, 2002.

ZAPROWSKI, B. J.; EVENSON, E. B.; EPSTEIN, J. B. Stream piracy in the Black Hills: a geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education**, v. 50, n. 4, p. 380-388, 2002.

ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. **The Journal of Geology**, v. 40, n. 6, p. 498-521, 1932.

ANEXO A: ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE.

MAPA DE ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE ÁREA DE CAPTURAS FLUVIAIS - CHAPADA DIAMANTINA - BA



ANEXO B: ARTIGO ÍNDICE DE DISSECAÇÃO DO RELEVO.



UMA PROPOSTA PARA AUTOMATIZAÇÃO DO ÍNDICE DE DISSECAÇÃO DO RELEVO

A PROPOSAL FOR AUTOMATION OF RELIEF DISSECTION INDEX

Felipe Silva Guimarães

Departamento de Geoprocessamento, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais Av. Itaú,
505, Belo Horizonte, Minas Gerais, CEP: 31.270-901, Brasil
Email: felipeecologia@yahoo.com.br

Claudia Mendes Cordeiro

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais Av.
Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. Brasil
Email: mendesclaudia@hotmail.com

Guilherme Taitson Bueno

Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás Av.
Esperança, s/n, Goiânia, Goiás. CEP: 74.001-970. Brasil
Email: gtaitsonbueno@gmail.com

Vilma Lúcia Macagnan Carvalho

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais Av.
Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. Brasil
Email: Vilmageografia97@gmail.com

Marcelo Antônio Nero

Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais Av.
Antônio Carlos, 6.627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31.270-901. Brasil
Email:

Marcelo.nero@gmail.com

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):
10/10/2016

Aceito (Accepted):
07/03/2017

Palavras-chave:
Automatização; Índice de
Dissecação; Geoprocessamento.

Keywords: Automation; Relief
Dissecting Index;
Geoprocessing.

Resumo:

O índice de dissecação do relevo é uma análise morfométrica que considera o grau de entalhamento do vale e dimensão interfluvial média. Ross (1992 e 1994) formalizou este índice o qual possui diversas aplicações, como segmentação do relevo, fornecer bases para o mapeamento geomorfológico, estudar a relação morfogênese - pedogênese e vulnerabilidade ambiental. O cálculo e mapeamento do índice de dissecação de forma analógica é extremamente dispendioso além de estar sujeito a erros humanos e a diferenças de interpretação. Atualmente não existe um método para realizar de forma totalmente automatizada o cálculo do índice de dissecação e que considere ambas as variáveis propostas por Ross (grau de entalhamento dos vales e dimensão interfluvial média). O objetivo deste artigo é apresentar uma rotina de automatização do cálculo do índice de dissecação para

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

cada pixel a partir de um modelo digital de elevação. O método é dividido em quatro etapas principais, sendo elas o tratamento do modelo digital de elevação, o mapeamento do grau de entalhamento dos vales, o mapeamento da dimensão interfluvial média para cada bacia e a integração destes dois últimos produtos. De acordo com a proposta de Ross (1994), ao final do mapeamento deve-se classificar os valores de dissecação em função de uma escala que varia de muito fraca a muito forte. Ao comparar o mapa resultante da proposta de classificação de Ross a um modelo tridimensional, ao mapa de declividade da área e da rede de drenagem notou-se alguns problemas, como a classe de dissecação muito forte ocorrer em regiões planas e com grau de entalhamento da drenagem extremamente baixo. Então foram sugeridas e testadas mais três propostas de classificação dos valores de dissecação.

Abstract:

The relief dissection index is a morphometric analysis which considers the valley's depth and the interfluvial average size. Ross (1992, 1994) formalized this index which has several applications, such as relief segmentation, provide bases for the geomorphological mapping, study of the morphogenesis x pedogenesis balance and environmental vulnerability. The analog form of calculation and mapping of the dissection index is extremely costly as well as being subject to human error and differences of interpretation. Currently there is no method to perform fully automated calculation of dissection index which considers both variables proposed by Ross (valley's depth and interfluvial average size). The goal of this paper is to present an automation routine calculation of dissection index for each pixel from a digital elevation model. The method is divided into four main stages: the digital elevation model treatment, the mapping of the valley's depth degree, the interfluvial average size mapping for each watershed and the integration of these two last products. According to the Ross (1994) proposal, in the end of the mapping, the dissection values must be classified following a scale that ranges from very weak to very strong. When the resulting map of Ross classification was compared to the three-dimensional model of the area, to the slope map and the drainage network we noted some inconsistencies, such as the strong dissection class occurring on flat regions and places where the valley's depth degree is extremely low. Three other proposals for the dissection values were then suggested.

Introdução

O índice de dissecação do relevo tem sido utilizado no Brasil desde o projeto RADAM (BARBOSA et al, 1984), iniciado na década de 1970. Desde então, vários trabalhos têm utilizado este índice, a exemplo de Crepani et al. (2001) Baccaro et al. (2001), Raffaelli e Werlang (2001), Oliveira e Rodrigues (2007), IBGE (2009), Devicari (2009) e Leite (2011). Ross (1992 e 1994) apresentou uma matriz que integra as variáveis grau de entalhamento do vale (no eixo y) e dimensão interfluvial média (no eixo x), sendo que a dissecação do relevo é diretamente proporcional à primeira variável e inversamente proporcional à segunda.

O índice de dissecação do relevo pode ser utilizado para diversas finalidades, como contribuir para o melhor entendimento da distribuição espacial de processos morfogenéticos, segmentação do relevo e de unidades de paisagem que serve como base para o trabalho de mapeamento geomorfológico (ROSS, 2000; BACCARO et al., 2001; OLIVEIRA E RODRIGUES, 2007; IBGE, 2009;); estudo do balanço entre pedogênese e morfogênese (ROSS, 2000; CREPANI, 2001) e avaliação da vulnerabilidade ambiental

sobretudo a processos erosivos (CREPANI, 2001; SPORL, 2007; DEVICARI, 2009; LEITE, 2011,).

Um dos desafios no estudo do relevo é o mapeamento das feições de maneira a possibilitar uma interpretação clara dos quatro elementos básicos para sua análise: morfoestrutura, morfoescultura, morfogênese e morfo-cronologia (ROSS, 1992). Segundo as determinações da União Geográfica Internacional (UGI), um mapeamento geomorfológico deve representar as formas de relevo nos seus aspectos morfológicos, morfométricos, morfocronológicos e morfogenéticos.

Os aspectos morfométricos destacam-se nesse contexto por oferecer um conjunto de parâmetros quantitativos que além de explicar melhor os processos, servem de base para o planejamento do espaço, tendo as geoformas como indicadores (ROSS, 1992; 1994).

O cálculo e o mapeamento analógicos de variáveis morfométricas é extremamente dispendioso, especialmente quando aplicado a grandes áreas, além de estar sujeitos a erros humanos e a certo grau de subjetividade. Com evolução dos hardwares, softwares e das geotecnologias, vários estudos (a exemplo de Valeriano (2008), Sampaio

& Augustin (2008), Sampaio e Augustin (2014), Oliveira (2015) têm se dedicado a desenvolver e aplicar métodos automatizados para análise do relevo utilizando técnicas de geoprocessamento, através dos modelos digitais de elevação (MDE).

Apesar do índice de dissecação do relevo apresentar grande importância e aplicabilidade, atualmente não existe um método para realizar de forma totalmente automatizada o cálculo do índice de dissecação e que considere ambas as variáveis propostas por Ross (grau de entalhamento dos vales e dimensão interfluvial média) para seu cálculo, o que acaba por inibir a sua utilização. Nesta perspectiva, esse trabalho tem como objetivo apresentar uma rotina para automatização do cálculo do índice de dissecação para cada pixel.

Área de estudo

A área de estudo está situada na porção oriental da Chapada Diamantina - BA, localizada nos municípios de Lençóis, Andaraí, Mucugê e Palmeiras, totalizando uma área de 400 km² (figura 01). Quanto ao contexto hidrológico, está inserida na bacia do rio Paraguaçu. A área foi escolhida por apresentar grande heterogeneidade litológica e geomorfológica, representados pelo Grupo Chapada Diamantina constituído pelas formações Tombador, Caboclo, Morro do Chapéu e sedimentos do Grupo

Una (Supergrupo São Francisco).

As rochas da formação Tombador representam o mais importante marcador estratigráfico do Supergrupo Espinhaço na Bahia e localizam-se de norte a sul (Sobradinho à Ituaçu) e de Leste a Oeste (de Lençóis a Rios de Contas) e são formadas por três litofácies siliciclásticas

- metaconglomerado, metarenito e metaquartzarenito que dominam o planalto semitabular típico de chapadão, ladeadas de importantes escarpas, serras alongadas e estreitas com médias de altitude de 1.000 a 1.200 metros. Destaca-se aí a Serra do Sincorá como feição geomorfológica mais importante da Chapada Diamantina e o Morro do Pai Inácio como principal testemunho de uma expressiva janela erosiva do anticlinal de mesmo nome (GUIMARÃES et al, 2005; 2008; GUIMARÃES; ALKMIN & CRUZ, 2012).

A formação Caboclo distribui-se no centro-leste da Chapada e são formadas por rochas siliciclásticas e carbonáticas, a saber: mataquartzarenito associado a matarenito argiloso, metargilito, metasiltito, metacalcarenito e metarenito. Configuram planaltos preservados em estruturas dobradas e morros residuais (calcários silicificados ou dolomitizados). Além desses planaltos, há uma zona de planície e depressão bem marcada no lado leste identificada pela área pediplanar que abriga as planícies dos rios Rios Santo Antônio e São José constituídas, no geral, por rochas calcárias do Grupo Una (CPRM, 1994).

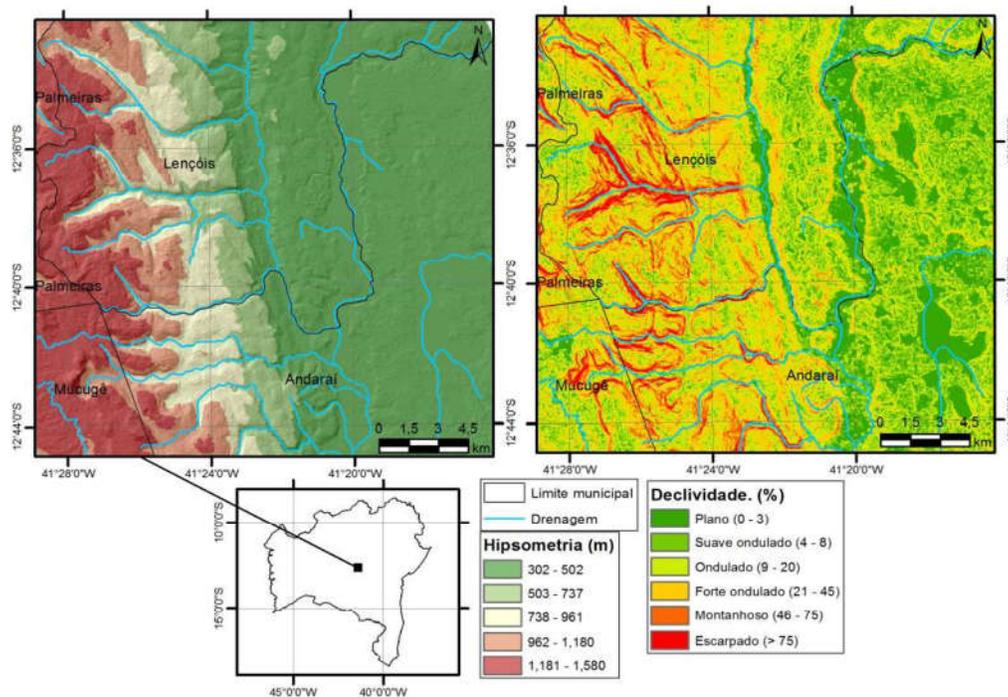


Figura 1 - Localização, hipsimetria e declividade da área de estudo

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

Materiais e métodos

O procedimento descrito a seguir foi executado no software ArcGis 10.2. No entanto, todas as funções utilizadas podem ser encontradas também em outros softwares de geoprocessamento, estando assim o método passível de ser aplicado em outros softwares. O modelo digital de elevação utilizado no mapeamento do índice de dissecação do relevo foi o ASTER II, disponível na

página da National Aeronautics and Space Administration (NASA) com resolução espacial de 30 m.

O procedimento foi dividido em quatro etapas sendo elas: 1. tratamento e preparação do MDE; 2. mapeamento do grau de entalhamento dos vales; 3. mapeamento da dimensão interfluvial média e 4. cálculo dos valores de dissecação do relevo conforme a matriz proposta por Ross (1994) (Figura 2).

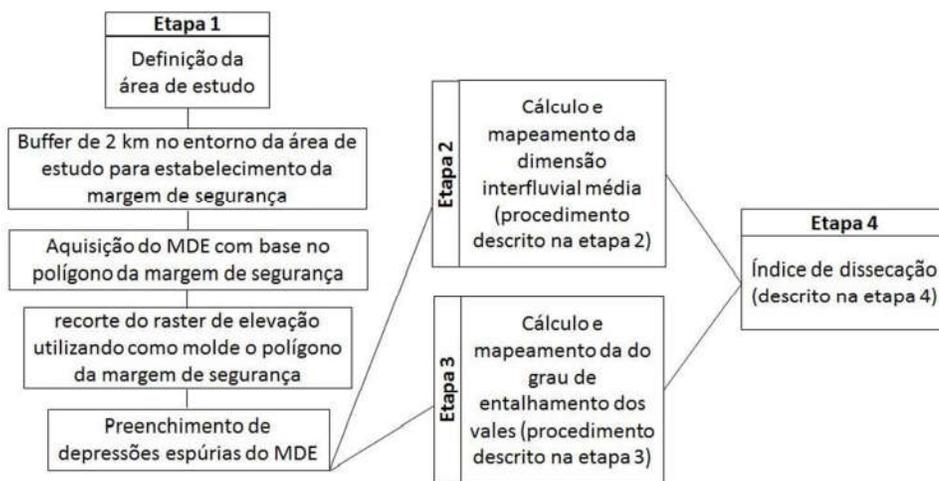


Figura 2 - Fluxograma sintetizando as etapas de mapeamento do índice de dissecação

1. Tratamento e preparação do MDE

Inicialmente deve-se estabelecer o polígono que representa o recorte espacial. Posteriormente recomenda-se aplicar a este polígono um buffer de 2 km que tem a finalidade de funcionar como uma margem de segurança. Isto deve ser feito, pois alguns dos algoritmos utilizados no processo, a exemplo da direção de fluxo e acumulação de fluxo necessitam dos valores dos pixels adjacentes para serem efetuados. Assim as áreas situadas nas margens de segurança se encontram mais próximas às bordas da imagem e estão, portanto, mais sujeitas a erros e ruídos. Adianta-se que após o cálculo dos valores de dissecação (final da etapa 4), o raster resultante deve ser recortado de modo a excluir a área da margem de segurança.

As depressões espúrias devem ser preenchidas utilizando a função "fill". Estas são definidas como áreas completamente circundadas por pixels com valores de cota mais altos. Muitas vezes, estas depressões representam falhas nos MDEs que prejudicam a aplicação de análises relacionadas à direção e à acumulação do fluxo, portanto, estas imperfeições devem ser eliminadas

(CIRILO e MENDES, 2001; MEDEIROS et al., 2009; GOERGEN et al., 2012; PINHEIRO et al., 2012).

2. Mapeamento do grau de entalhamento dos vales

Em termos topográficos o grau de entalhamento dos vales "pode ser definido como a distância vertical entre os pontos da superfície topográfica e sua projeção numa superfície de referência arbitrária, conformada pelos pontos de altitudes máximas dentro de uma área de medição unitária" (MUÑOZ e VALERIANO, 2009). Para a execução desta etapa considerou-se a superfície de referência igual ao limite de cada elevação. O valor de cada superfície é igual ao valor altimétrico do pixel mais alto (pico) contido dentro dos limites da superfície de referência. O grau de entalhamento de cada pixel é a diferença altimétrica entre a superfície de referência e o valor de cada pixel. Em outras palavras, o grau de entalhamento de cada pixel representa quantos metros o referido pixel está abaixo do pico situado na mesma região altimétrica (mesmo morro). Assim, é necessário calcular o grau de entalhamento de cada pixel da área estudada.

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

Inicialmente identificam-se os picos bem como os respectivos valores altimétricos. Para isto inverte-se o MDE multiplicando-o por -1 (figura 3A). O produto desta operação é um novo raster onde os picos são transformados em depressões. Posteriormente faz-se um mapa de direção de fluxo a partir do MDE invertido (figura 3B), e então, aplica-se a este mapa a função “sink” utilizada para identificar depressões espúrias. O

resultado é uma camada em formato raster onde cada pixel corresponde a um pico. Em seguida converte-se esta camada para o formato vetorial do tipo ponto (figura 3C). Posteriormente atribui-se aos picos as cotas altimétricas contidas no MDE a partir da função “add surface information” e converte-se novamente este para o formato raster utilizando os valores das cotas altimétricas.

Figura 3 - MDE invertido (A); mapa de direção de fluxos (B); identificação das depressões espúrias no MDE invertido que correspondem aos picos no MDE original (C); área de influência dos picos

Deve-se então mapear as regiões das elevações que são as superfícies de referência dos picos. Este procedimento foi feito conforme Oliveira (2015) e Oliveira e Fernandes-Filho (2016). Para tal, aplica-se a função “basin” ao raster de fluxo gerado a partir do MDE invertido e converte-se a camada resultante para

o formato vetorial do tipo polígono (figura 3D).

Necessita-se atribuir os valores altimétricos dos picos aos polígonos das superfícies de referência. Para isso é aplicada a função “zonal statistics”, utilizando o valor máximo.

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

Por fim, realiza-se uma álgebra de mapas de acordo com a equação:

$$\text{SupPic} - \text{MDEori}$$

onde InfPic é o raster da superfície de referência com os valores altimétricos dos picos de cada região altimétrica e MDEori é o MDE original com as depressões espúrias preenchidas. O resultado é uma camada matricial onde cada pixel tem o valor igual ao desnível entre a cota altimétrica do pixel e a cota altimétrica do pico situado na mesma região de elevação.

3. Mapeamento da dimensão interfluvial média

Esta etapa é iniciada com a delimitação das bacias da área estudada. A dimensão interfluvial média de cada bacia é calculada a partir da distância euclidiana média entre seus divisores de água. O procedimento de delimitação automática de bacias hidrográficas através de MDEs é amplamente conhecido na literatura e já foi descrito e utilizado em diversos trabalhos, e exemplo de Medeiros et al. (2009), Sobrinho et al. (2010), Álvares et al. (2012), Goergen et al. (2012), Silva e Moura (2013)

Deve-se, em princípio, aplicar a função de mapeamento de direção de fluxo sobre o MDE original tratado. Em seguida utiliza-se a função de acumulação de fluxo sobre o raster de direção de fluxo. Nesta função, cada pixel recebe o valor igual ao número de células a montante que direciona o fluxo para ele (MEDEIROS et al., 2009). Assim, quanto mais a jusante na bacia, maior será o valor do pixel. Já pixels situados nas linhas dos divisores de água têm o valor igual a 0, pois se encontram nos locais mais altos onde nenhum pixel direciona o fluxo. Estes pixels são utilizados para definir os limites da bacia.

O próximo passo é determinar o limiar que define a área mínima de drenagem considerada como uma bacia (MEDEIROS et al., 2009). Isto é feito pela utilização da função "conditional" na qual o referido limiar é dado em número de pixels. Ressalta-se que a escolha desse limiar é a única etapa que depende da decisão do analista. A escolha do valor ideal depende do tamanho pixel do MDE utilizado e das características do relevo da área de estudo. Neste estudo, após a realização de vários testes, foi utilizado o valor igual a 300.

Finalmente as Microbacias são determinadas a partir da função "watershed" a qual utiliza como entrada os rasters de direção de fluxo e o gerado pela função "con-

ditional". O raster de limite das microbacias é convertido para o formato vetorial em duas vias, sendo uma do tipo polígono e outra do tipo polilinha.

Posteriormente aplica-se a função "distância euclidiana" à camada de limite das bacias do tipo polilinha. Esta função gera uma camada matricial onde cada célula tem o valor igual à distância euclidiana da célula para a linha mais próxima, que nesse caso representa o interflúvio da bacia na qual a célula está inserida. As células com maiores valores contêm as maiores distâncias em relação ao interflúvio da bacia em que elas estão situadas (figura 4A). Estes valores também podem ser entendidos como o raio da bacia. O raster gerado por este processo deve ter os valores dos pixels transformados para números inteiros (por meio da função "Int").

Para encontrar os pontos de maiores distâncias em relação aos interflúvios, que representam o raio da bacia, inverte-se o raster de distância euclidiana multiplicando-o por -1. Ao realizar este procedimento, os pixels de maior valor são transformados nos pixels de menor valor que configuram depressões no centro de cada microbacia (figura 4B). Aplica-se à camada resultante desta operação a função de direção de fluxo e então a função "sink" que gera uma camada matricial destacando as referidas depressões. Em seguida converte-se esta camada para o formato vetorial do tipo ponto (figura 4C).

Os pontos gerados pelo processo descrito acima representam a posição do centro das microbacias, no entanto, estes pontos não possuem os valores das distâncias euclidianas em relação às linhas interfluviais (raio). Para adicionar referidos valores a estes pontos utiliza-se a função "add surface information".

Assume-se que a dimensão interfluvial média necessária para o cálculo do índice de dissecação é igual ao diâmetro interfluvial médio. Assim, para a obtenção dos diâmetros médios multiplica-se por 2 o campo que contém os valores dos raios obtido a partir da etapa anterior.

Bacias com formas complexas ou muito alongadas tendem a apresentar mais de um ponto central (como mostra a figura 4C) com distintos valores de diâmetro, portanto deve-se calcular o valor médio de todas as medidas de diâmetro para cada bacia. Isto é feito com a função "zonal statistics". Esta função também é utilizada para adicionar os valores de dimensão interfluvial média aos polígonos das bacias. Ao final desse procedimento é obtida uma camada em formato raster contendo as bacias delimitadas e com os valores de dimensão interfluvial média.

Figura 4 - preparação da base para o cálculo da dimensão interfluvial média.

4. Cálculo dos valores de dissecação do relevo

Após a criação dos rasters referentes ao grau de entalhamento dos vales e da dimensão interfluvial é necessário reclassificá-los em função da matriz de dissecação proposta por Ross (1994). De acordo com essa matriz o raster de grau de entalhamento dos vales é segmentado da seguinte forma: 0 a 20 m (10); 20 a 40 m (20); 40 a 80 m (30); 80 a 160 m (40); > que 160 (50). Em seguida as classes são reclassificadas de forma a assumirem os valores entre parênteses (figura 5A). O raster de dimensão interfluvial média é segmentado da seguinte forma: 0 a 250 m (5); 250 a 750 m (4); 750 a 1750 m (3); 1750 a 3750 m (2); > que 3750 (1). Em seguida as classes também são reclassificadas de forma a assumirem os valores entre parênteses (figura 5B).

Foi efetuada a operação de soma entre os rasters reclassificados de dimensão interfluvial média e grau de entalhamento dos vales. Como resultado foi obtida uma camada matricial na qual cada pixel possui um valor de dissecação variando entre 10 e 55 (Figura 5C), conforme a matriz apresentada por Ross (1994). Pode-se observar na figura 5C que é gerado um grande número de classes, o que torna difícil a interpretação do mapa. Além disso, um valor maior nem sempre reflete em uma maior dissecação. Assim torna-se necessário agrupar os valores a fim de reduzir a quantidade de classes e dispor no mesmo grupo os valores que representam graus de dissecação próximos.

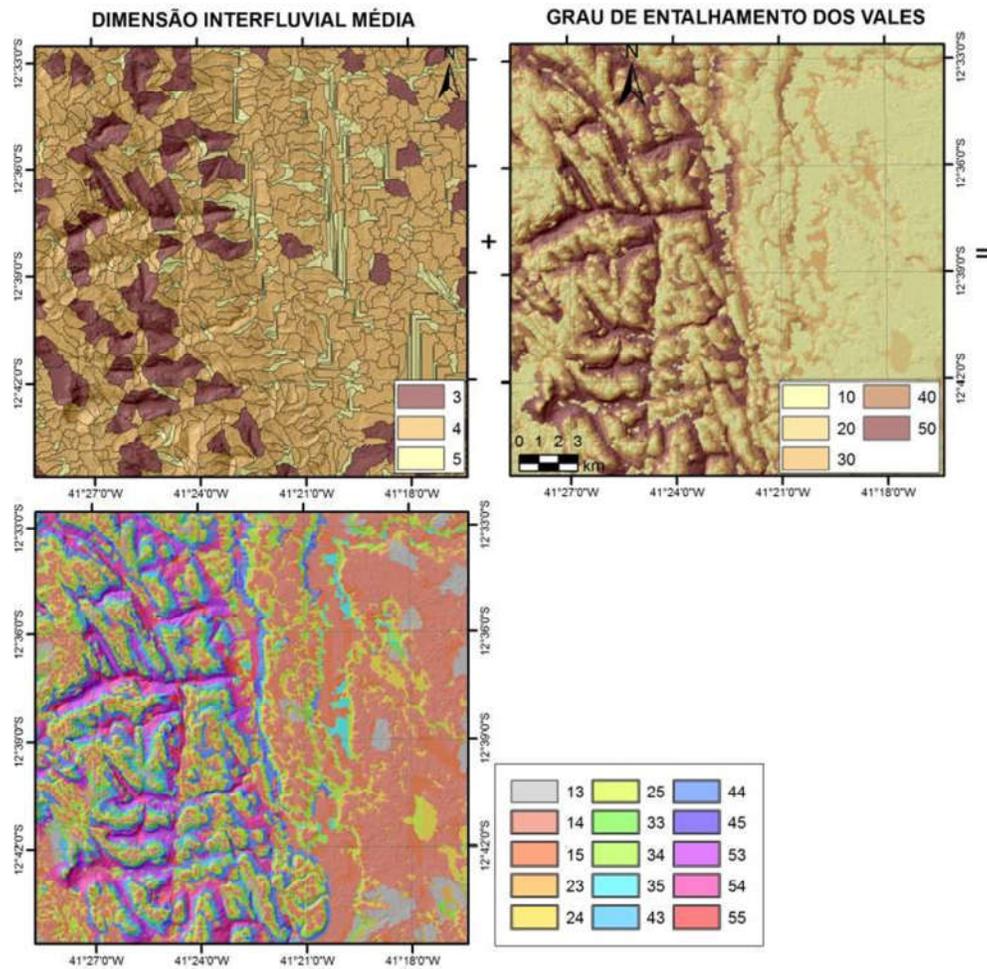


Figura 5 - Cálculo dos valores de dissecação com os detalhes do mapa reclassificado

Ross (1994) também apresenta uma proposta de reclassificação na qual os valores 15, 25, 35, 45, 55, 54, 53, 52 e 51 pertencem à classe de dissecação muito alta; 14, 24, 34, 44, 43, 42 e 41 a classe alta; 13, 23, 33, 32 e 31 a classe moderada; 12, 22 e 21 a classe baixa e 11 a classe muito baixa. O mapa da figura 6A mostra a dissecação do relevo reclassificada segundo a proposta de Ross (1994).

Resultados e Discussão

A dissecação do relevo é maior em áreas onde predominam vales encaixados e profundos, em forma de V com dimensão interfluvial pequena caracterizados por apresentarem altas declividades. Por outro lado,

dissecação é menor em áreas planas normalmente com baixa densidade de drenagem. Na proposta de classificação da dissecação de Ross (1994) (figura 6A) nota-se que há grandes manchas da classe de dissecação muito alta além do predomínio da classe alta nas áreas planas situadas na parte leste da área de estudo.

Outra observação feita a partir do mapa de dissecação obtido pela proposta de classificação de Ross (1994) é a ausência das classes muito baixa e baixa (observável na figura 6A). Isto se deve ao fato de a re-ferida proposta privilegiar as classes mais altas. A classe muito alta, por exemplo, é constituída por nove valores enquanto as classes muito baixa e baixa são formadas por apenas um e três valores, respectivamente (como é possível observar na 7).

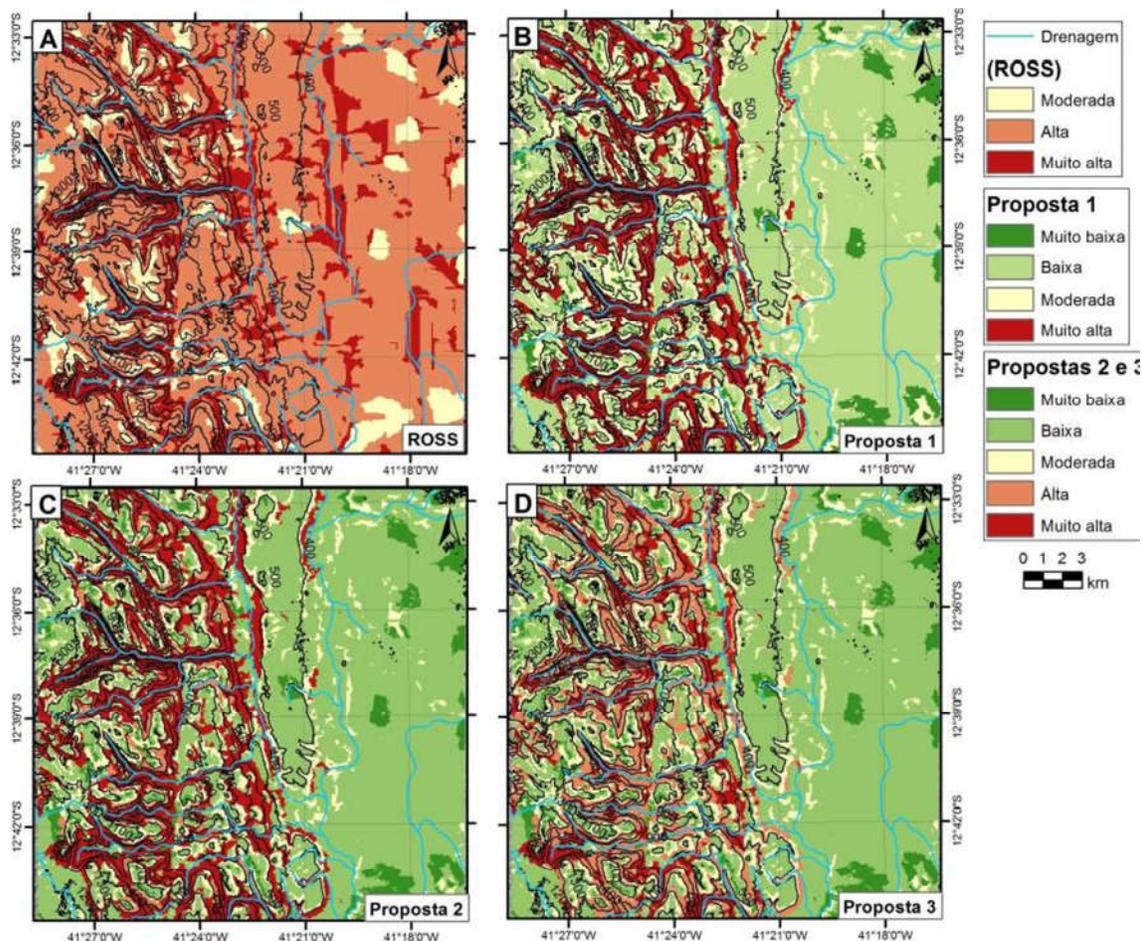


Figura 6 - Propostas de índice de dissecação do relevo.

Foram testadas, além da classificação proposta por Ross (1994), três outras propostas de classificação do índice de dissecação conforme pode ser observado nas figuras 06 e 07.

As propostas 1, 2 e 3 (figuras, 6B, 6C e 6D, respectivamente) apresentaram resultados mais compatíveis com o relevo da área, ou seja, nas partes planas situadas nos topos das chapadas e a leste, próximo ao nível de base local, onde o relevo é mais aplainado, predominam as classes de dissecação muito baixa e baixa. No rebordo das chapadas, onde há alta densidade de drenagem e cursos d'água encaixam produzindo vales em "V" profundos e estreitos, predominam as classes de dissecação alta e muito alta.

Para a área de estudo, a proposta alternativa 1 apresentou a limitação de não contemplar a classe "Alta" exibindo uma transição abrupta entre as classes "moderada" e "muito alta" (figura 6B). Isto se deve

ao fato de não ocorrerem na área de estudo valores de dissecação que representam vales de grande dimensão interfluvial (acima de 1750 m) aliados a altos, ou mesmo moderados, níveis de entalhamento (acima de 60 m) que resultam nos valores de dissecação classificados como forte (31, 40, 42, 51 e 52).

Nas propostas 2 (figura 6C) e 3 (figura 6D) não ocorreu o problema de ausência de alguma classe e consequente transição abrupta. No entanto, na proposta 2 a classe "alta" ocorreu em apenas poucas áreas situadas próximo ao rebordo da chapada, enquanto nessas regiões a classe muito forte é predominante (figura 6C). Isto pode ser explicado pelo fato de que, nesta proposta, apenas um valor da classe "alta" de dissecação: 43, ocorre na área de estudo.

Na proposta 3 (figura 6D) foram classificados como "muito alta" apenas os valores que representam perfis de vale extremamente encaixados e de pequena

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

dimensão interfluvial (45, 54 e 55), resultando em uma morfologia em "V" (figura 7). O resultado desta proposta é apresentado na figura 6D a qual permite observar que houve uma melhor distinção entre as áreas de graus de dissecação "alta" e "muito alta". A figura 8 mostra que, na proposta 3, a classe "muito alta" contemplou-se apenas as áreas com declividade acentuada, altos valores de entalhamento e baixas dimensões interfluviais. Assim, para a área estudada a proposta 3 de classificação da dissecação se apresenta como opção mais apropriada.

A figura 7 mostra perfis de vales que representam cada valor de dissecação da matriz proposta por Ross

(1994). Ao analisar esta figura sob a proposta de classificação de Ross é possível perceber que perfis de vale muito distintos foram postos na mesma classe. Como exemplo disso pode-se citar os perfis representados pelos valores de dissecação 15 (representado por um vale pequeno e pouco profundo típico de locais onde a drenagem inicia o processo de entalhamento), 55 (que representa vales em "V" extremamente encaixados e declivosos, comuns em ambientes de alta energia e elevado gradiente altimétrico), e 51 (representa vales abertos e profundos em forma de "U" com declividades que diminuem, via de regra, gradativamente em direção ao seu talvegue).

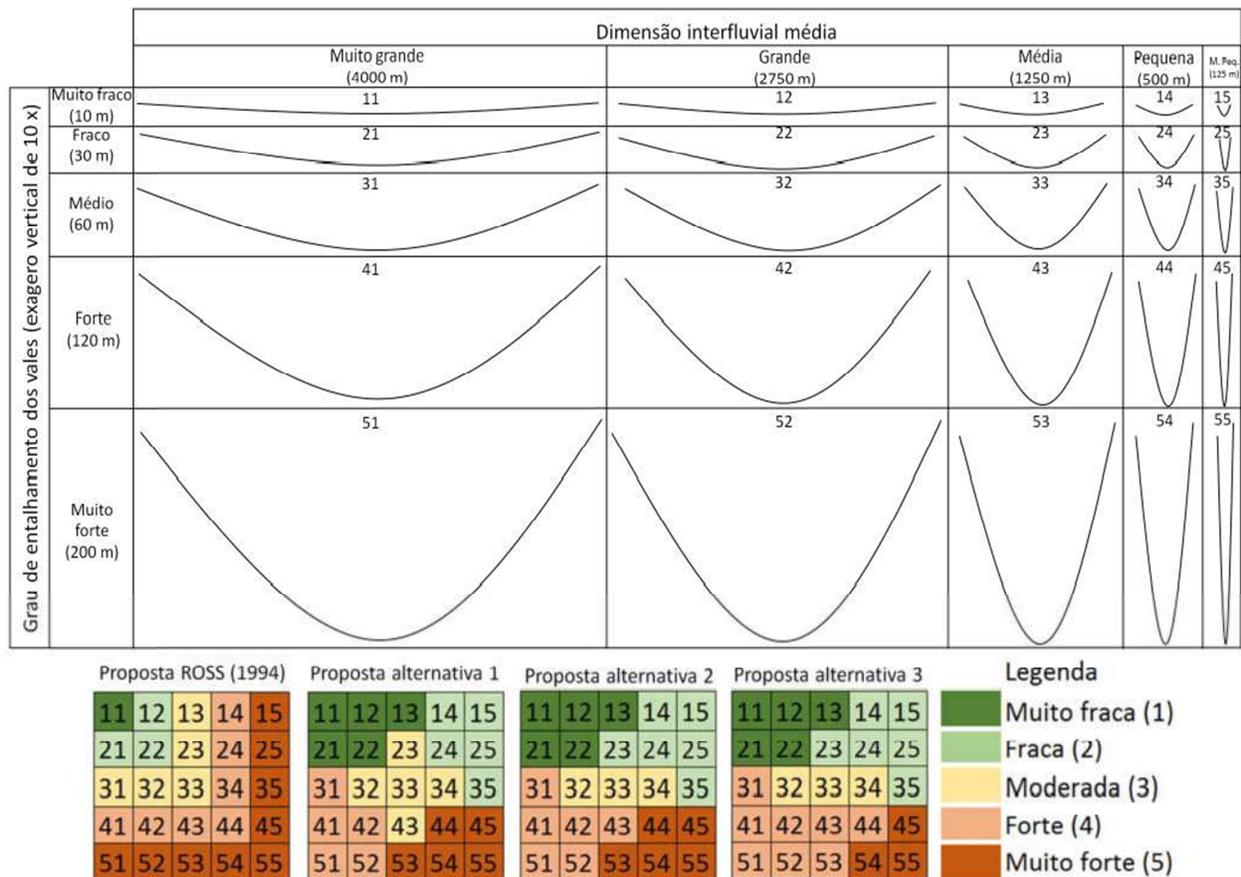


Figura 7 - perfis dos vales que representam cada classe de dissecação da matriz de Ross (1994). Proposta de classificação da dissecação feita Ross e propostas alternativas

Ressalta-se que na área de estudo não ocorrem vales profundos e que ao mesmo tempo apresentem grande dimensão interfluvial (perfis de número 41, 42, 51 e 52 da figura 7), uma vez que os vales profundos estão relacionados a região de entalhamento dos cursos

d'água na chapada. Neste local, as bacias são caracterizadas pela pequena dimensão interfluvial, e os vales produzidos são representados pelos perfis localizados na parte inferior direita da tabela, sobretudo os indicados pelos valores 44, 45, 54 e 55. Por outro lado, as

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

regiões planas situadas nos topos de chapada e a leste da área de estudo apresentam dimensões interfluviais pequenas ou baixo grau de entalhamento dos vales, gerando perfis de vales localizados nas partes superior

esquerda (valores de dissecação 14, 15, 24 e 25) e superior direita (valores de dissecação 11, 22, 21 e 22), respectivamente (figura 7).

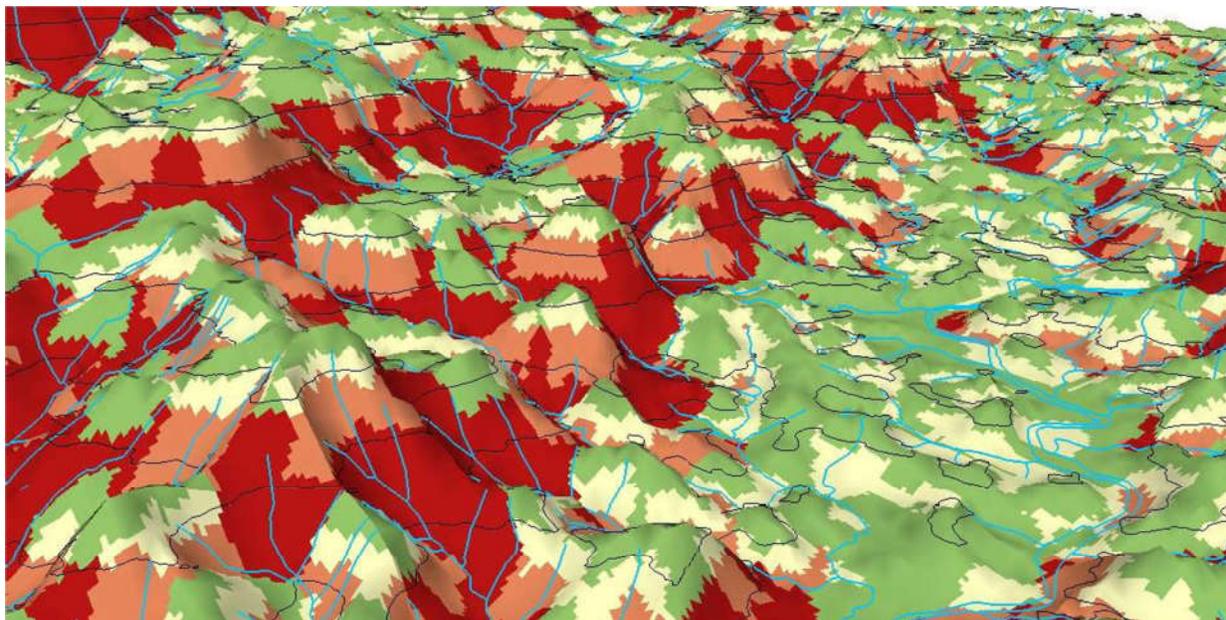


Figura 8 - Modelo tridimensional apresentando a proposta 3 de classificação da dissecação do relevo.

Considerações finais

Os resultados mostraram que o processo de mapeamento automatizado do índice de dissecação proposto por este estudo é adequado. A observação o modelo 3d (figura 8) e do mapa de declividade, corrobora esta afirmação. A partir da análise deles foi possível verificar que as classes de dissecação estão distribuídas espacialmente de forma coerente com as bases teóricas estabelecidas por Ross (1994), ou seja, áreas com altas declividades, alto grau de entalhamento e pequenas dimensões interflúvios são enquadradas nas classes de dissecação alta e muito alta. Já áreas que apresentam características opostas foram classificadas como de dissecação baixa e muito baixa. Áreas com características intermediárias são classificadas como dissecação moderada.

Embora o procedimento proposto neste trabalho seja extenso, ainda há uma grande economia de tempo se comparado ao método analógico do cálculo da dissecação do relevo. Destaca-se ainda que embora o procedimento tenha sido desenvolvido para o software Arcgis, é possível aplicá-lo, com algumas adaptações, em outros softwares, já que todas as funções utilizadas

são triviais, portanto presentes na maioria dos softwares de geoprocessamento.

A espacialização automatizada do índice de dissecação pode ser feita a partir de diferentes MDEs, - no entanto ajustes técnico operacionais, como o limiar de área drenada para delimitação das bacias devem ser feitos com base no tamanho de pixel e nas características da área, como densidade de drenagem e as fases do relevo ocorrentes ou predominantes.

A proposta 3 de classificação da dissecação foi a mais adequada para a área de estudo, no entanto admite-se a possibilidade de outras propostas serem mais adequadas para áreas com características significativamente distintas.

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

Referências Bibliográficas

ÁLVARES, M.L.P. et al. Delimitação das bacias hidrográficas e de drenagem natural da cidade de Salvador. *Revista Interdisciplinar de Gestão Social*. Salvador, v.1, n° 1, p.107-129. Jan-abril, 2012.

BACCARO, C. A. V; FERREIRA, I. L; ROCHA, M. R; BARBOSA, G. V. et al. Evolução da Metodologia para Mapeamento Geomorfológico do Projeto Radambrasil. *Boletim Técnico Projeto Radambrasil. Série Geomorfologia*. Salvador, out. 1984.

CARVALHO, L. M. de. Geodiversidade do estado da Bahia/ Organização Luiz Moacyr de Carvalho [e] Maria Angélica Barreto Ramos. Salvador: CPRM, 2010. 184p., 30cm+1DVD.

CREPANI, Edison et al. Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao zoneamento ecológico-econômico e ao ordenamento territorial. São José dos Campos: Inpe, 2001.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS -CPRM. Projeto Chapada Diamantina: Parque Nacional da Chapada Diamantina. Informações Básicas para a Gestão Territorial: Diagnóstico do Meio Físico e da Vegetação. Salvador: CPRM/IBAMA, 1994. 104 p.

DEVICARI, L. F. O modelado de dissecação do relevo como fator topográfico na equação universal de perda de solo aplicado ao município de São Pedro do Sul - RS. *Dissertação de mestrado*. Santa Maria - RS, 2009. 127 p.

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, Manual técnico de geomorfologia / Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. -2. Ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009, 182 p. (Manuais técnicos em Geociências, ISSN 0103-9598; n. 5).

GOERGEN, L. C. G; SCHUH, M. S; PEREIRA, R. S. Comparação entre a delimitação manual e automática da Bacia do Arroio Corupá, Rs, Brasil. *Rev. Elet. em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental*. n. 8, v.8, 2012.

GUIMARÃES, J.; SANTOS, RA dos; MELO, R. C. Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara Rio de Contas). *Série Arquivos Abertos*, v. 31, 2008.

GUIMARÃES, J. T.; ALKMIM, F. F.; CRUZ, S. C. P. Supergrupos Espinhaço e São Francisco. *Geologia da Bahia. Pesquisa e atualização de dados*, v. 2, p. 33-86, 2012.

GUIMARÃES, J. T.; ALKMIM, F. F.; CRUZ, S. C. P. LEITE, E. F. Caracterização, Diagnóstico e Zoneamento

Ambiental: O Exemplo da Bacia Hidrográfica do Rio Formigão. 2011. Tese de Doutorado. Tese. (Doutorado em Geografia), 228 p. Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia. Uberlândia.

MEDEIROS, Levindo Cardoso; FERREIRA, Nilson Clementino; FERREIRA, Laerte Guimarães. Avaliação de modelos digitais de elevação para delimitação automática de bacias hidrográficas. *Revista Brasileira de Cartografia*, n. 61/2, 2009.

MENDES, Carlos André Bulhões; CIRILO, José Almir. Geoprocessamento em recursos hídricos: princípios, integração e aplicação. ABRH, 2001.

MUÑOZ, Viviana Aguilár; DE MORISSON VALERIANO, Márcio. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delimitação de manchas de solo. In: 14 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil. 2009. p. 7741-7748.

DE OLIVEIRA, Paula Cristina Almeida; RODRIGUES, Sílvio Carlos. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*-Ano, v. 8, n. 2, 2007.

OLIVEIRA, G. O. Precisão de modelos digitais de terreno, mapeamento automático de APPs em topos de morros e a eficácia do novo código florestal. 139 p. *Dissertação de mestrado*. Programa de pós-graduação em solos e nutrição de plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2015.

OLIVEIRA, Guilherme de Castro et al. AUTOMATED MAPPING OF PERMANENT PRESERVATION AREAS ON HILLTOPS. *Cerne*, v. 22, n. 1, p. 111-120, 2016.

PINHEIRO, H. S. K; CHAGAS, C. S; WALDIR, C. J; ANJOS, L. H. C. Modelos de elevação para obtenção de atributos topográficos utilizados em mapeamento digital de solos. *Pesquisa agropecuária brasileira* n. 9, v. 47. 2012. Disponível em <http://dx.doi.org/10.1590/S0100-204X2012000900024>. Acesso em 8 de março de 2016.

Uma Proposta para Automatização do Índice de Dissecação do Relevo

RAFFAELLI, J. A.; WELANG, M. K. Mapeamento das feições de dissecação do relevo da folha topográfica de São Pedro do Sul-RS. In: VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão.

7. 2001. Goiânia (GO). Resumos...LABOGEF – Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física - Universidade Federal de Lavras, Lavras, maio de 2001, p. 1-8.

ROSS, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, n.6, p.17-30, 1992.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais antropizados. Revista do departamento de geografia, v. 8, p. 63-74, 1994.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. Geomorfologia: ambiente e planejamento. Editora Contexto, 2000.

RODRIGUES, S. C. Mapa geomorfológico do triângulo mineiro: uma abordagem morfoestrutural - escultural. Sociedade & Natureza. n. 13, v. 25, p. 115-127, 2001.

SAMPAIO, TVM; AUGUSTIN, CHRR. Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade. Encontro Nacional de Geomorfologia, v. 7, 2008.

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

SILVA, J.R., MOURA, A.C.M. Delimitação automática de sub-bacias hidrográficas no município de Ouro Preto-MG. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 16. 2013, Foz do Iguaçu, Paraná. Resumos... São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2013. p. 4496-4502.

SAMPAIO, TVM; AUGUSTIN, CHRR. Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade. Encontro Nacional de Geomorfologia, v. 7, 2008.

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

SILVA, J.R., MOURA, A.C.M. Delimitação automática de sub-bacias hidrográficas no município de Ouro Preto-MG. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 16. 2013, Foz do Iguaçu, Paraná. Resumos... São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2013. p. 4496-4502.

SOBRINHO et al. Delimitação Automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM. Revista de Engenharia Agrícola de Jaboticabal. , v.30, n.1, p.46-57, jan./fev. 2010.

SPORL, Christiane. Metodologia para elaboração de modelos de fragilidade ambiental utilizando redes neurais. 2007. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

VALERIANO, M. de M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. cap. 3, p. 72-104.

SOBRINHO et al. Delimitação Automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM. Revista de Engenharia Agrícola de Jaboticabal. , v. 30, n.1, p.46-57, jan./fev.2010

