



UNIVERSIDADE FEDERAL DE RORAIMA
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

SILAS DE OLIVEIRA NASCIMENTO

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO TACUTU, CENTRO-
NORDESTE DE RORAIMA.**

Boa Vista, RR
2016

SILAS DE OLIVEIRA NASCIMENTO

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO TACUTU,
CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA.**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia. Linha de Pesquisa: Dinâmica da Paisagem Amazônica.

Orientador: Prof. Dr. Stélio Soares Tavares Júnior

Co-orientador (a): Prof. Dra. Luiza Câmara Beserra Neta

Boa Vista, RR

2016

SILAS DE OLIVEIRA NASCIMENTO

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO TACUTU,
CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA.**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia. Linha de Pesquisa: Dinâmica da Paisagem Amazônica.

Prof. Dr. Stélio Soares Tavares Júnior – Orientador (UFRR)

Prof.^a Dr.^a Marcia Teixeira Falcão (UERR)

Dr. Haron Xaud (EMBRAPA)

Dr. Vladimir de Souza (UFRR)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por me sustentar e me guiar, me dando sempre força e coragem nos momentos difíceis. Durante toda a caminhada árdua nunca me desamparou e me concedeu paz.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, via Pró-Reitora de Pesquisa e Pós-Graduação da UFRR, pela concessão de bolsa REUNI de docência assistida, durante o período de desenvolvimento do Curso de Mestrado. Além de um agradecimento ao Núcleo de Pesquisas Energéticas e o Programa de Pós-Graduação em Geografia, pelo apoio logístico e laboratorial.

Em especial, um forte agradecimento aos meus orientadores, Prof. Dr. Stélio Soares Tavares Júnior e Prof.^a Dr.^a Luíza Câmara Beserra Neta, que me acompanharam desde a graduação, me conduzindo na pesquisa científica e tornando possível a construção desse trabalho. Com certeza foram responsáveis por minha evolução como profissional e como pessoa.

Um agradecimento ao quadro de professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRR, pelos ensinamentos repassados e experiências compartilhadas. Em especial a turma de 2014, pelo companheirismo e amizades que se fortaleceram nesse tempo.

Agradeço a minha família por ser o pilar onde me alicercei e onde encontrei segurança. Meus pais Celso e Iracema, e meu irmão Saulo por estarem sempre me apoiando e ouvindo minhas dificuldades e as entendendo.

RESUMO

O gráben do Tacutu, localizado no centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo, correspondente a um rift intracontinental implantado no Mesozóico em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central, onde as principais estruturas estão orientadas preferencialmente a NE-SW. A profundidade da bacia pode chegar até sete mil metros, preenchida por uma sequência sedimentar que vai desde o Jurássico Médio ao Quaternário, incluindo termos vulcânicos relacionados à fase pré-rift. O atual nível de conhecimento geológico sobre esta bacia deve-se ao interesse à exploração de óleo e gás. Neste contexto, este trabalho visou aplicação de técnicas fotointerpretativas em imagens de Sensoriamento Remoto, a fim de se obter o mapa morfoestrutural, entender a evolução tectônica e caracterizar os principais compartimentos geomorfológicos do gráben do Tacutu e áreas adjacentes. A técnica fotointerpretativa aplicada seguiu os procedimentos do método lógico sistemático com a introdução de inovações como a geração em ambiente de SIG de mapas temáticos das feições lineares dos elementos de drenagem e das formas de relevo fotointerpretadas. O mapa morfoestrutural gerado mostrou dois conjuntos de morfoestruturas, um no interior e outro nas regiões de borda do graben, ambos possuem arranjos estruturais que refletem a evolução tectono-estratigráfica, a qual este gráben foi submetido. Enfim, através da metodologia empregada informações mais refinadas foram obtidas, contribuindo para o conhecimento sobre a evolução do relevo no gráben do Tacutu e suas relações com os processos tectônicos geradores, bem como deve auxiliar na elaboração de modelos prospectivos para exploração de óleo e gás.

Palavras-chave: Morfoestruturas; compartimentação geomorfológica; gráben; Bacia do Tacutu.

ABSTRACT

The Takutu Graben, located in the central-northeast of the state of Roraima, consists of an extensional segment, corresponding to an intracontinental rift deployed in the Mesozoic in a reactivated zone of the Central Guyana Belt, where the main structures are preferentially oriented NE-SW. The depth of the basin can reach even thousand meters, filled by a sedimentary sequences spans from the Middle Jurassic to the Quaternary include in related to the pre-rift. The current level of geological knowledge of this basin is due to the interest in the exploitation of oil and gas. In this context, the aim of this work is to apply photointerpretative techniques of the remote sensing, in order to obtain morphostructural maps, understand the tectonic evolution and characterize the main geomorphologic compartments of the Takutu graben. The photointerpretative techniques applied followed the procedures of system a logical method with the introduction of innovations like GIS environment generation of thematic map the linear elements of drainage and relief photointerpreted. The morphostructural map generated showed two sets of morphostructures, one inside of the graben and the other in the its sedge regions. Both of them possess structural arrangements that reflect the tectono-stratigraphic evolution of this graben. Finally, using the methodology employed more refine disinformation were obtained, contributing to knowledge about the evolution of the Takutu graben morphostructural and its relationship to the tectonic processes and should assist in developing models for the exploration of prospective oil and gas.

Keywords: morphostructures, geomorphological compartmentation, Tacutu graben.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 –	Classificação de formas anômalas segundo drenagem modificado de Mattos <i>et al</i> (1982).....	17
Figura 02 –	Mapa paleotectônico do Brasil. 1 – Principais eixos de dobramentos de fundo; 2 – áreas cratônicas; 3 – bacias intercratônicas; 4 – Bacia do Paranná; 5 – Bacia do São Francisco; 6 – Bacia do Parnaíba; 7 – Bacia Amazônica (AB’SABER, SALAMUNI; BIGARELLA, 1967).....	19
Figura 03 –	Mapa mostrando a distribuição dos principais grábens associados á ruptura continental.....	21
Figura 04 –	Representação esquemática do tipo de riftes abortados (aulacógenos).....	22
Figura 05 –	Localização da área de estudo – Mosaico de imagens do sensor OLI/Landsat 8 na composição colorida 6R5G4B, destacando os limites do Grabén do Tacutu na porção brasileira (Hanh, 2013), os limites políticos e a cidade de Boa Vista, capital de Roraima.....	32
Figura 06 –	Mapa geológico da região do gráben do Tacutu, apresentando as principais litologias e estruturas.....	34
Figura 07 –	Diferentes aspectos da região do gráben do Tacutu: (A) extensa superfície de aplainamento, sustentada pelos sedimentos da Formação Boa Vista; (B) remanescentes residuais com alto controle estrutural na borda da bacia; (C) Relevo dissecado no interior do gráben, sustentado pelos arenitos da Formação Serra do Tucano.....	35
Figura 08 –	Diferentes cenários da região do gráben: (A) visão N-SE do interior da bacia, mostrando a extensa superfície de aplainamento recoberta pelo lavrado; (B) entorno da Serra do Tucano, destacando-se a vegetação típica e (C) RR-401 sentido Bomfim – Boa Vista, com a presença das linhas de veredas de buritizais, e ao fundo, os remanescentes areníticos da Formação Serra do Tucano.....	37
Figura 09 –	Mosaico de imagens SRTM, correspondente a toda área do gráben do Tacutu e adjacências.....	40
Figura 10 –	Sistema de referência dos satélites Resourcesat e Lansat 8, com destaque para as cenas utilizadas no trabalho sobrepostas sobre a região de estudo.....	41
Figura 11 –	Fluxograma metodológico da fase de processamento e fotointerpretação de dados de Sensoriamento Remoto.....	46
Figura 12 –	(A e B) Utilização de bússola para medição da atitude dos afloramentos; (C) Coleta de ponto no GPS.....	47

Figura 13 – Linhas isomorfoestruturais, cotadas com valores arbitrários, representando as unidades morfoestruturais da região do gráben do Tacutu.....	50
Figura 14 – Fluxograma metodológico da fase de processamento e mapeamento morfoestrutural.....	51
Figura 15 – Mapa hipsométrico da região do gráben do Tacutu, apresentando a variação altimétrica com predominância entre 75 e 100 m, e maiores cotas atingindo os 800 m.....	56
Figura 16 – Mapa de declividade da região do gráben do Tacutu, mostrando a variação de sinuosidade e grau de inclinação das morfologias.....	57
Figura 17 – Modelo Digital de Elevação na forma de Relevo Sombreado integrado digitalmente com uma rampa de pseudocores que refletem a variação altimétrica (a esquerda); Modelo tridimensional da região do gráben do Tacutu (à direita).....	58
Figura 18 – Bloco-diagrama mostrando a geometria de hemigráben que se configura a bacia do Tacutu.....	59
Figura 19 – Perfis topográficos do gráben do Tacutu, destacando a variação morfológica da área.....	61
Figura 20 – Mapa de alinhamentos estruturais sobreposto na imagem de relevo sombreado, destacando as principais Zonas de Cizalhamento.....	62
Figura 21 – Mapa morfoestrutural da região do gráben do Tacutu, evidenciando o arranjo de altos morfoestruturais (positivos) e baixos morfoestruturais (negativos), condicionados pelos lineamentos estruturais.....	65
Figura 22 – Afloramento em topo de morro na Serra do tucano, representando uma foliação cataclástica subverticalizada bem marcada na direção NE-SW.....	66
Figura 23 – Afloramento de rocha arenítica na vertente do morro na Serra do Tucano. Destaca-se o acamamento, cuja atitude varia de 230° Az/23 SE a 211° Az/26 SE.....	67
Figura 24 – Bloco diagrama esquemático da Formação Serra do Tucano. Destaca-se o modelo das morfoestruturas com mergulho das camadas acerca de 23° a 26° sempre para SE.....	68
Figura 25 – Mapa da compartimentação geomorfológica apresentando os modelados que constituem o relevo da região do gráben do Tacutu.....	70
Figura 26 – Perspectivas da Serra Grande, localizado às margens do Rio Branco – visão a partir da ponte do rio Mucajaí e do lado leste da serra respectivamente. Constitui cristas e pontões dissecados e vertentes ravinadas.....	72

Figura 27 – Serra Nova Olinda (A), nas adjacências da cidade de Boa Vista; Morro do Redondo (B), nas proximidades da BR-401 (Km 10).....	74
Figura 28 – Agrupamento alinhado de relevos residuais na borda norte da bacia.....	75
Figura 29 – Paisagem referente a região da Serra do Tucano, mostrando a sequência dos morros dissecados formando o Modelado de Dissecação.....	77

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	REFERENCIAL TEÓRICO	14
2.1	GEOMORFOLOGIA E ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA.....	14
2.2	CONCEITO DE MORFOESTRUTURA.....	15
2.3	RIFTEAMENTO, ESTRUTURA E TECTÔNICA.....	18
2.4	GEOTECNOLOGIAS APLICADAS AO ESTUDO GEOMORFOLÓGICO..	23
2.4.1	OLI Landsat 8	25
2.4.2	LISS-III Resourcesat-2	26
2.4.3	Processamento Digital de Imagens	28
3	OBJETIVOS	30
3.1	OBJETIVO GERAL.....	30
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	30
4	MATERIAIS E MÉTODOS	31
4.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	31
4.2	FISIOGRAFIA.....	31
4.2.1	Arcabouço Geológico	31
4.2.2	Geomorfologia	34
4.2.3	Vegetação	36
4.2.4	Hidrografia	37
4.2.5	Clima	38
4.2.6	Pedologia	38
4.3	MATERIAIS UTILIZADOS.....	39
4.4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	42
4.4.1	Processamento e Fotointerpretação de Imagens de Sensoriamento Remoto	42
4.4.2	Extração Automática, Correção e Análise da Rede de Drenagem	44
4.4.3	Coleta de Dados de Campo	47
4.4.4	Análise Morfoestrutural	48
4.4.5	Mapeamento Geomorfológico	52
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
5.1	PROCESSAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO EM DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	53
5.1.1	Dados Hipsométricos e de Declividade	53

5.1.2	Produtos Integrados e Tridimensionais	57
5.1.2	Perfis Topográficos	59
5.2	ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	62
5.2.1	Análise Estrutural	62
5.2.2	Mapeamento e Compartimentos Morfoestruturais	64
5.3	COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	69
5.3.1	Patamar em Crista Estruturada – PCRE	71
5.3.2	Maciço Somital Convexo – MSC	73
5.3.3	Morros Residuais Estruturados – MRE	75
5.3.4	Morros e Colinas Escalonadas com Vales Abertos – MEVA	76
5.3.5	Colinas Dissecadas Abertas – CDA	77
5.3.6	Plaino Erosivo – PER	78
5.3.7	Superfície Aplainada – SAP	79
5.3.8	Plaino Erosivo – PAL	79
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
	REFERÊNCIAS	82

1 INTRODUÇÃO

A porção mais setentrional da região amazônica apresenta uma riqueza de paisagens particulares, com morfologias de relevo características, entre as quais, destacam-se a região da *Gran Sabana* (termo mais utilizado na Venezuela), em especial a que constitui o divisor de águas entre as bacias dos rios Orenoco e Amazonas, e os relevos residuais da porção central de Roraima.

O Estado de Roraima apresenta uma diversidade de feições geomorfológicas, que contribuíram no estabelecimento de uma paisagem bem distinta e quase única dentro do cenário amazônico. Evidenciam-se neste contexto, feições geomorfológicas formadas por planaltos dissecados, bordejados por pediplanos intramontanos, bem como, relevos residuais que se individualizam nas extensas áreas de planícies. Esta paisagem, constituída por diferentes cenários, reflete a complexidade no arranjo tectônico das unidades geológicas e a história paleoclimática que levaram à formação dos terrenos de Roraima.

A porção centro-nordeste do Estado de Roraima apresenta unidades de relevo caracterizadas por uma extensa planície com altitude média de 100 metros, interrompido somente por relevos residuais e relevos dissecados. Estes relevos, segundo trabalhos de Franco *et al.* (1975), Costa (2008) e Beserra Neta e Tavares Júnior (2008) são considerados pertencentes às unidades morfoestruturais Planalto Residual de Roraima, borda SSE da bacia, e no seu interior o Planalto Dissecado Norte da Amazônia e o Pediplano Rio Branco-Rio Negro, e segundo CPRM (1999), estruturados respectivamente nos arenitos da Formação Serra do Tucano e sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista.

A região do gráben do Tacutu constitui-se como uma bacia sedimentar, tendo sua origem ligada a formação de um rifte de caráter predominantemente distensivo, implantado no Mesozoico em uma zona de reativação do Domínio Guiana Central. O arranjo tectônico complexo em a bacia do Tacutu se desenvolveu é responsável pelo controle dos principais rios da região, sendo eles o Rio Tacutu, Rio Uraricuera e Rio Branco.

O gráben do Tacutu tem grande expressão territorial no município de Boa Vista, incluindo a capital do Estado de Roraima, onde se concentra maior parte da população do Estado, com 277.799 habitantes (IBGE, 2010). Estende-se ainda pelos limites sul do município de Normandia, e norte do Município de Bonfim, que fazem

fronteira com o a Guiana. O gráben do Tacutu faz ainda contato com as Terras Indígenas de São Marcos e Raposa Serra do Sol, que se estendem por quase todo o território dos municípios de Normandia, Pacaraima e parte de Boa Vista. No interior do gráben ainda se localizam as Terras Indígenas Jaboti e Bom Jesus, com menor expressão territorial.

Pesquisas realizadas no Brasil e na Guiana, com vistas à exploração de petróleo, a partir de 1980, fornecem informações inéditas sobre a geologia dessa região, que somado com pesquisas anteriores, formam um acervo de conhecimentos que permite interpretar, com relativa segurança, a evolução do gráben do Tacutu. Entretanto, apesar desse conhecimento já adquirido, ainda persistem alguns pontos que precisam ser mais aprofundados, como o mapeamento geomorfológico detalhado para a região e o entendimento da influência do arranjo tectono-estrutural na compartimentação do relevo.

A importância dessa pesquisa se dá em virtude da falta de mapeamentos geomorfológicos de maior detalhe, orientados para a elucidação de eventos formativos recentes bem como da sua relação com a estruturação superficial da paisagem. No presente trabalho pretende-se desenvolver uma análise morfoestrutural preocupada com as formas e estágios evolutivos que dão origem ao modelado do relevo.

Diante destas impressões, julga-se relevante um estudo mais específico para o mapeamento morfoestrutural e geomorfológico, no caso do gráben do Tacutu, a fim de melhor caracterizar as morfologias de relevo, diferenciadas das feições geomorfológicas de bacias sedimentares, importantes na configuração regional do relevo do norte de Roraima, propondo uma nova classificação geomorfológica para a região do gráben do Tacutu, levando em consideração a história tectônica regional.

Portanto, este estudo tem como finalidade a interpretação e o mapeamento de feições morfoestruturais, através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, a fim de caracterizar as feições geomorfológicas, que formam esta paisagem. A compreensão dos processos morfoestruturais atuantes na construção e sustentação dessas formas de relevo, constitui-se em um passo importante para o entendimento da evolução da paisagem local.

A análise morfoestrutural é um parâmetro na identificação das principais estruturas geológicas que constituem o esqueleto das formas de relevo atuais. De

acordo com Araújo, Yamamoto e Madrucci (2003), o mapeamento morfoestrutural procura, através de padrões de drenagem e dos lineamentos estruturais (drenagem e relevo), traçar flexuras do terreno derivadas de processos geológicos, principalmente os tectônicos e de acordo com García-Palomo *et al.* (2008), a análise e o mapeamento morfoestrutural é importante para interpretar todo o arranjo do relevo pelas estruturas geológicas (falhas, fraturas e dobras), que condicionam a modelagem da paisagem atual.

Neste contexto, a interpretação geomorfológica e morfoestrutural ganha com o incremento de outras metodologias e produtos tecnológicos, que segundo Valeriano (2008), são os modelos analíticos com planos de informações sobrepostos em ambientes de SIG's, que demandam a preparação de imagens digitais georreferenciadas.

Com o avanço das pesquisas atuais e a aquisição de dados espaciais, como a utilização de imagens de sensores remotos, são aplicadas técnicas fotointerpretativas para a identificação de fenômenos espaciais, neste caso o estudo de elementos geológicos e das formas de relevo através da utilização de técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG's são de grande importância para o refinamento de estudos ambientais.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 GEOMORFOLOGIA E ANÁLISE GEOSISTÊMICA

O estudo espacial dos geossistemas está dentro do conceito de Geografia Física, tal organização se expressa pela estrutura conferida pela distribuição e arranjo espacial dos elementos que compõem o universo dos sistemas, os quais são resultantes da dinâmica dos processos atuantes e das relações entre os elementos (TRICART, 1977; SCHIER, 2003; BERTRAND, 2004).

Para Nascimento (2005), este ramo da Geografia busca auxílio em métodos multidisciplinares para buscar entender determinado sistema ambiental. A Geologia, Pedologia, Geomorfologia, Meteorologia etc. lhe servem metodologicamente. Em escala geral, a Geografia Física vem tentando focar os trabalhos na dialética da natureza; mas a teoria sistêmica tem-se configurado como método mais eficaz em seus trabalhos moderno e contemporâneo. A teoria dos sistemas tem sido implementada na Geografia soviética, norte-americana e inglesa, influenciadas diretamente pela tendência “Sistêmico-Quantitativo”, e como consequência produziram tendências metodológicas oriundas desta base, tendo então o estudo da paisagem, dentre outros também importantes.

Os geossistemas derivam da Teoria Geral dos Sistemas de Bertalanffy (1973), e para a Geografia Física, em sua totalidade, destaca-se a contribuição de Chorley e Kennerdy (1968), conforme referenciado por Chirtofoletti (1979)

A Geografia Física herdou do geossistema o caráter metodológico, facilitando e incentivando os estudos integrados da paisagem. Desta forma, pode-se afirmar que o método geossistêmico calhou bastante às análises ambientais em Geografia, pois possibilita um prático estudo do espaço geográfico com a incorporação de diversos elementos modeladores da paisagem.

Os primeiros traços com bases sistêmicas dentro da geomorfologia são verificados na Teoria do Ciclo Geográfico de Willian Morris Davis (VICENTE; PEREZ FILHO, 2003), ainda que sob a óptica de um sistema fechado, que considera a evolução cíclica do relevo comandada por forças endógenas responsáveis pelo rápido soerguimento de certo volume crustal, e por agentes exógenos encarregados de arrasar paulatinamente o modelado até as condições de peneplanície, estado este que, teoricamente, encontra-se termodinamicamente próximo da entropia máxima.

Este modelo pressupõe a estabilização do sistema, não levando em conta a entrada permanente de matéria e energia. Monteiro (2001) assevera que, através deste modelo genético de evolução das formas de relevo, Davis procurava amalgamar o geográfico e o geológico, apresentando a litogênese e a orogênese na qualidade de fatores endógenos, e a gliptogênese – modelado erosivo – como agente geomorfológico exógeno, inserindo a noção de ciclo existente na Geologia no arsenal teórico da Geografia.

Paralelamente à linhagem epistemológica anglo-americana, calcada no paradigma davisiano, a Escola Alemã desenvolvia outra linha de pensamento, destacadamente à luz das ideias de von Richthofen, inspirada numa postura empírico-naturalista de raízes romancistas, referenciada em Humboldt e Goethe (ABREU, 2003), e pelo sistema geomorfológico de Walther Penck, que concebe a ação concomitante de forças endógenas atuando na acentuação do relevo e de forças exógenas opostas empenhadas no rebaixamento do modelado.

Outro importante enfoque se dá com a Teoria da Pediplanação de Lester King, aplicada em território nacional na identificação das superfícies de aplainamento do Brasil Oriental (KING, 1956; 1962), aproximando seus postulados do conteúdo geomorfológico penckiano ao incorporar fatores climáticos atuantes na evolução do relevo, que se dá através do recuo paralelo das vertentes. Esta concepção destoa do paradigma davisiano à medida que reconhece, para evolução do modelado, a preservação das declividades, contrariando os postulados de Davis, os quais entendem que, ao longo do processo de denudação, os declives tendem à suavização.

2.2 O CONCEITO DE MORFOESTRUTURA

A geomorfologia sempre se dedicou ao estudo do produto entre processos de origem endógena e aqueles associados à degradação dos corpos litológicos e de suas fisionomias primárias, de origem exógena, uma abordagem que trata sistematicamente desses dois elementos incorporou-se a partir da metodologia e nomenclatura desenvolvida por geomorfólogos russos e da Europa oriental, que a partir da década de 1940, passaram a designar como morfoestrutura os compartimentos de relevo definidos com base entre distintos litotipos e modos

tectônicos vigentes (GERASIMOV, 1946; GERASIMOV; MESCEJACOV, 1968; DEMEK, 1972).

A classificação geomorfológica tem passado por várias propostas de abordagens em diferentes estudos. Os conceitos empregados por Guerasimov (1946, 1959) e Guerasimov; Mercerjakov (1967) se mostram mais apropriados à discussão da problemática da classificação do relevo, onde são formulados os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, os quais permitem relacionar a variedade de formas de relevo com os grupos genéticos mais importantes. Esta classificação baseia-se no princípio da interação das forças endógenas e exógenas, levando em consideração sua atuação no desenvolvimento de diferentes formas.

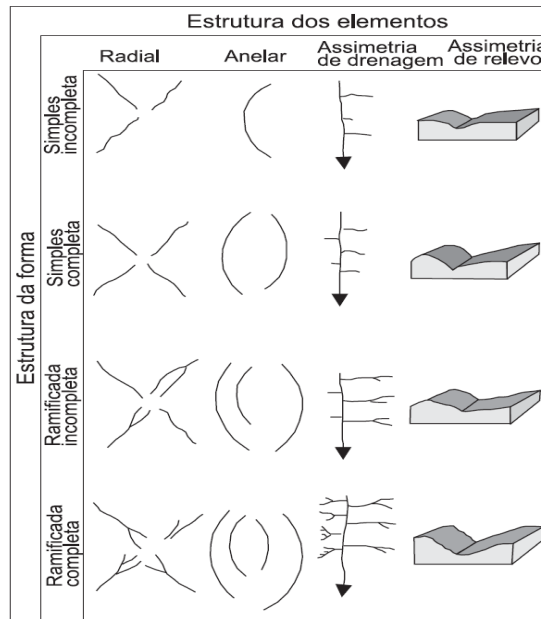
As morfoestruturas constituem uma tipologia hierárquica de formas, compreendendo desde conjuntos regionais de primeira ordem de grandeza (mega-morfoestruturas) até as menores ordens (micro-morfoestruturas), tais como os grábens e cimeiras em cristas de depressão local (CORREA, 2010). Sob a atuação das forças endógenas são elaboradas as morfoestruturas ou morfotectônica do relevo terrestre. A morfoescultura baseia-se no alívio de ordem superior da superfície terrestre condicionado por forças tectônicas que se apresentam como agentes modeladores do relevo.

O território que compõe o estado de Roraima apresenta expressiva diversidade litológica fruto de consideráveis eventos tectônicos transcorridos principalmente ao longo do Proterozóico, de modo que baseado em características litoestruturais (REIS *et al.*, 2003) registraram quatro principais domínios caracterizados por aspectos litológicos e estruturais distintos: Parima, Urariqüera, Guina Central e Anauá-Jatapu.

Em cada um destes domínios diferentes formas de relevo refletem a atuação dos processos geológicos que contribuíram para suas gerações. Neste sentido, que se considera o Estado de Roraima como típico exemplo para classificação da compartimentação geomorfológica por meio da análise de morfoestruturas de relevo, considerando, de acordo com Mattos *et al.* (1982), Bates e Jackson (1987), Gontijo (1999) e Araújo *et al.* (2003), a definição de morfoestruturas como sendo estruturas presumidas com feição topográfica que coincide com ou é uma expressão de estrutura geológica formada diretamente por movimentos tectônicos passivos, produzidas pela interação de forças endógenas e exógenas.

Segundo MATTOS *et al.* (1982), o termo morfoestrutura define uma estrutura presumida, identificada a partir da análise e interpretação de informações basicamente de relevo e drenagem, caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição dos elementos de relevo e drenagem (Figura 01).

Figura 01 – Classificação de formas anômalas segundo a drenagem modificado de Mattos *et al* (1982)



Fonte: Araújo *et al.* (2003)

Nesse sentido que se propôs a determinação dos compartimentos geomorfológicos do gráben do Tacutu, desde a sua região de borda até seu interior, por meio da identificação e caracterização de diferentes morfoestruturas de relevo.

No caso deste gráben é claramente detectado que o controle tectônico e a sua geometria do hemi-gráben foram fundamentais para a evolução de morfoestruturas no seu interior e nas suas adjacências, estando intimamente relacionados aos esforços distensivos aos quais foram submetido durante as fases pré e sín-rift no Mesozóico, mas também relacionadas aos esforços transpressivos e transtensivos atuantes no Cenozóico. Desse modo é importante ressaltar o termo morfotectônica no sentido aplicado por Bull e Wallace (STEWART; HANCOCK, 1994) para estudos que relacionam movimentos verticais e horizontais (responsáveis pela geração de estruturas neotectônicas), processos erosivos e deposicionais e a paisagem.

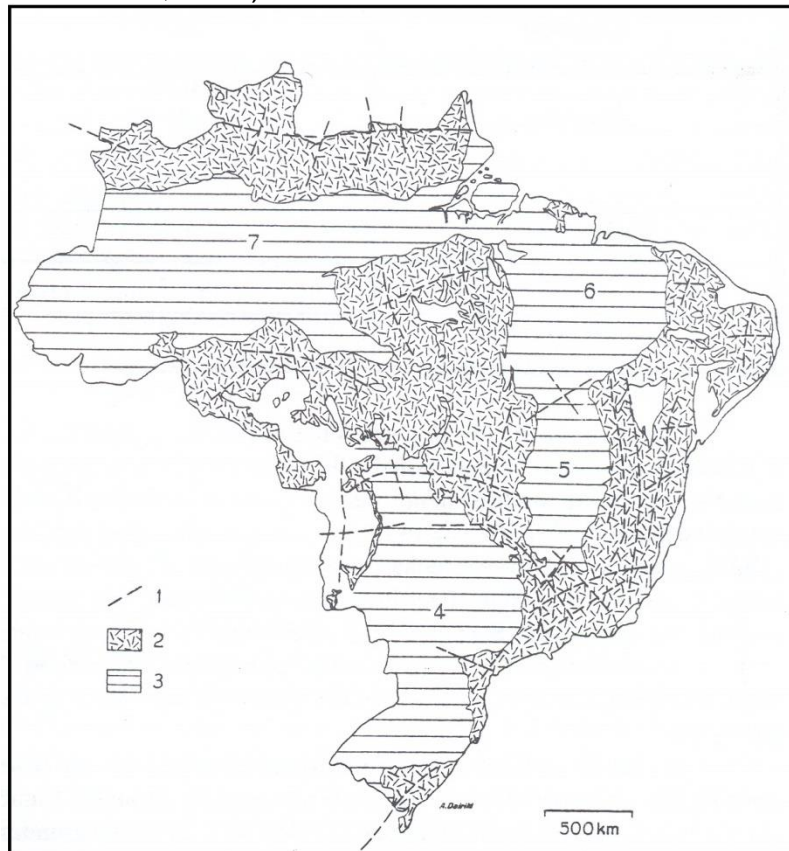
2.3 RIFTEAMENTO, ESTRUTURA E TECTÔNICA

As histórias sedimentares e tectônicas da América do Sul, sendo controladas por várias unidades geotectônicas, as quais evoluíram diferentemente nas partes distintas do continente. As formas e os limites atuais das bacias Paleozóicas não são os mesmos daquela época. As mudanças foram significativas após o Cretáceo tendo sido principalmente controladas pelos dobramentos de fundo e arqueamentos (Bigarella, 2007).

O continente Sul-Americano extrapatagônico, apresenta três domínios geotectônicos (ALMEIDA, 1967). No setor oriental encontra-se a vasta região cratônica “Brasília – Guiana”, constituída de rochas pré-cambrianas. As áreas cratônicas representadas por vários escudos foram, relativamente estáveis, positivas e de natureza indeformável. Essas áreas podem ser consideradas tectonicamente como não perturbadas desde o Siluriano, exceto pelos dobramentos de fundo, epirogênese e reativação local das principais linhas de falha.

Segundo o mapa paleotectônico do Brasil, elaborado por Ab’Saber e Bigarella (1967), destacam-se três grandes domínios (ALMEIDA, 1967) – grandes eixos de dobramentos, áreas cratônicas e bacias intracratônicas (Figura 02). Sobre as áreas cratônicas encontram-se as bacias paleozóicas e mesozóicas de reduzido tectonismo, que desde o Siluriano se têm encontrado tectonicamente calmas, reagindo às ações diastróficas através de manifestações de caráter epirogenético e deformações locais por abaulamento (dobramentos de fundo, "*plis de fond, deep seated folding*) e falhamentos por gravidade.

Figura 02: Mapa paleotectônico do Brasil. 1 – Principais eixos de dobramentos de fundo; 2 – áreas cratônicas; 3 – bacias intercratônicas; 4 – Bacia do Paraná; 5 – Bacia do São Francisco; 6 – Bacia do Parnaíba; 7 – Bacia Amazônica (AB’SABER, SALAMUNI; BIGARELLA, 1967).



Fonte: Bigarella (2007)

Segundo Bigarella (2007), o escudo das Guianas representa uma antiga área cratônica que sofreu um ciclo orogênico (Transamazônico) ao redor de 2.000 M.A. (CHOUBERT, 1964; SNELLING e McCONNELL, 1969). Parte do escudo é coberto por sedimentos sub-horizontais da Formação Roraima atravessada por doleritos, datados em cerca de 1.700 M.A. (McDOUGALL, 1968). A ausência de metamorfismo e dobramento na sequência sedimentar indica que a área tem sido tectonicamente estável ao longo do tempo.

Dentro desse contexto, o entendimento da tectônica de placas permite uma visão de uma variedade de fenômenos relativos às estruturas da crosta terrestre e aos diversos padrões das atividades endógenas.

As margens passivas continentais marcam a justaposição da litosfera continental e oceânica dentro dos interiores de placas, fazendo fronteira com os oceanos Atlântico, Índico e oceano Ártico. As margens passivas originam-se pelo processo de

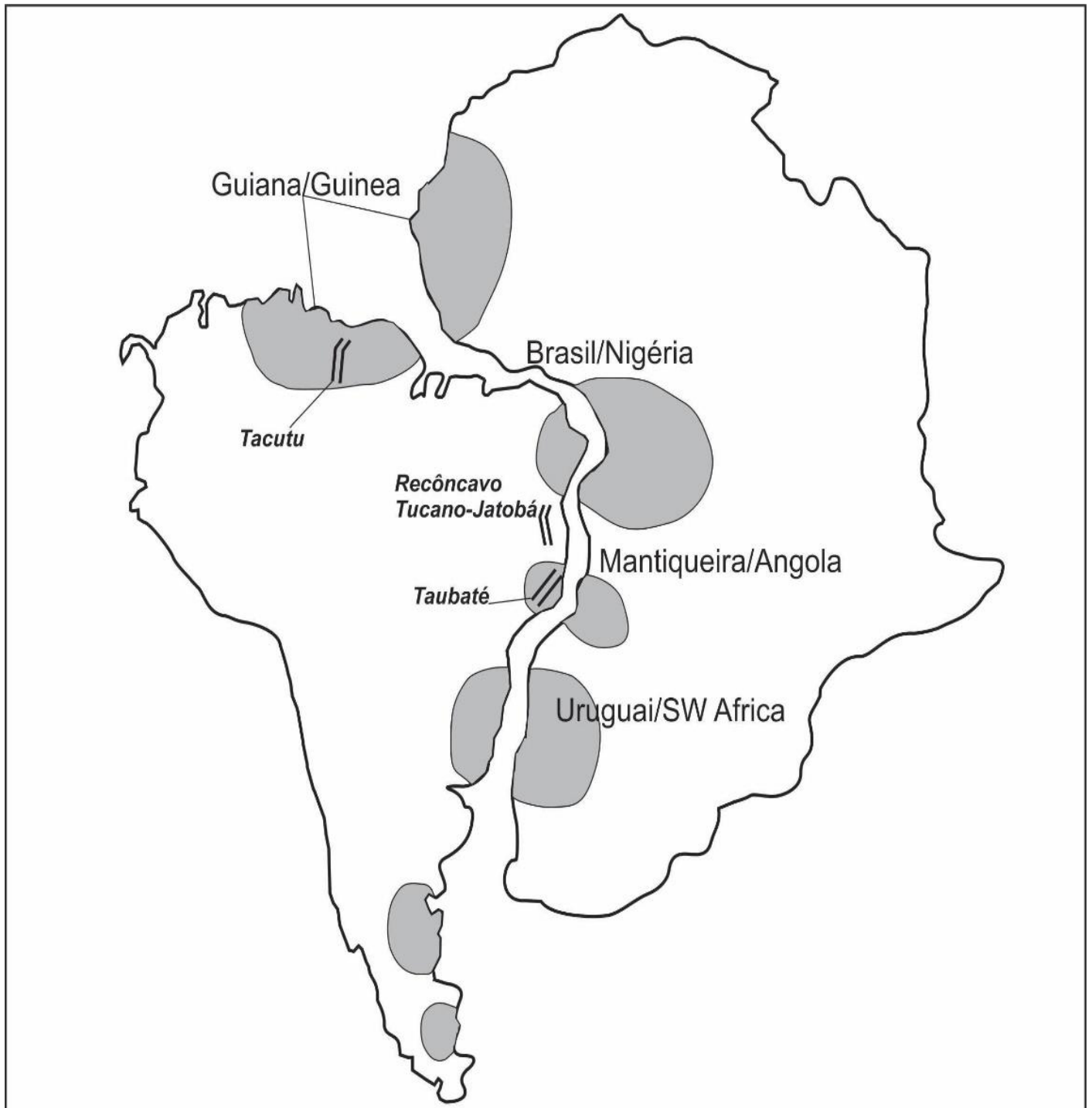
separação continental. Na época de sua formação, essas margens passivas formaram o sistema de rifte intra-continental (BOTT, 2006).

Na margem continental passiva do tipo atlântico, situam-se as bacias costeiras brasileiras, resultantes de ruptura do cráton e acreção da crosta oceânica. Na fase inicial de sua formação há uma intumescência e distensão da crosta continental. Os esforços provocam falhamentos normais que originam os **grábens** sintectonicamente preenchidos por clásticos, às vezes, grosseiros oriundos dos crátons adjacente ou dos **horts** interpostos (BURKE e BOTT, 1976).

Segundo Bigarella (2007), no início, o embasamento dos grábens é constituído por uma crosta continental que, muito adelgada e intensamente falhada, é intrudida por enxames de diques alimentadores de intrusão basáltica. Esses processos iniciais caracterizam o estágio de rifteamento.

A fragmentação do supercontinente Gondwana iniciada no final do Jurássico resultou na separação dos continentes Africano e Sul-Americano. Os episódios de estiramento crustal deram início ao processo de rifteamento que culminou na formação das bacias mesozóicas interiores e marginais brasileiras, além de ter proporcionado a abertura do Oceano Atlântico Sul (BURKE; BOTT, 1976) (Figura 03).

Figura 03: Mapa mostrando a distribuição dos principais grábens associados à ruptura continental entre o continente sul-americano e africano.



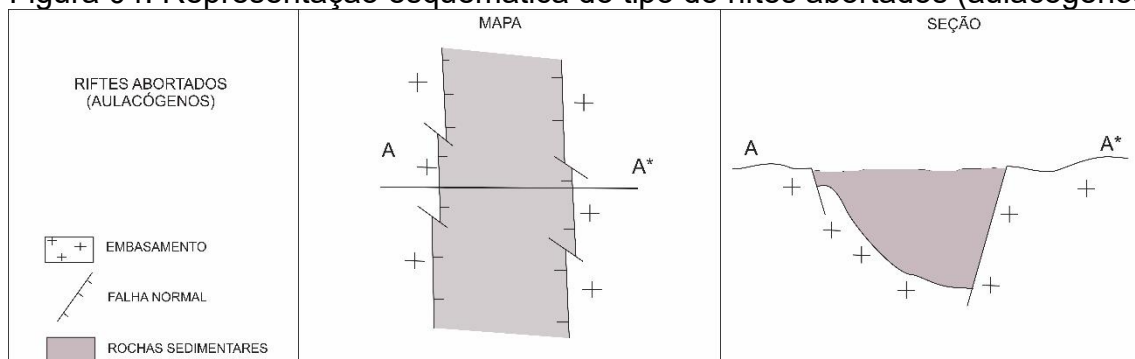
Fonte: Adaptado de Burke e Bott, (1976).

Valadão (1998) aborda o relevo continental adjacente às margens passivas como sendo uma herança direta dos processos geodinâmicos relacionados à própria formação da margem em seus diferentes estágios evolutivos, ou seja, os estágios pré-rifte, rifte e pós-rifte.

A bibliografia propõe um modelo de evolução morfológica ao longo do tempo, relativo às margens passivas, baseados na interação dinâmica entre os processos de soerguimento, subsidência, desnudação e sedimentação junto à margem continental. Durante os estágios pré-rifte e rifte o desenvolvimento do relevo de margens continentais passivas correlacionam-se aos processos diretamente envolvidos no rifteamento (***underplating*** magmático, ruptura litosférica e estiramento crustal). Após ter alcançado o estágio pós-rifte, o comportamento geodinâmico da margem continental passa gradativamente a ser comandada por um movimento rotacional, envolvendo a subsidência da margem e soerguimento da porção continental adjacente (VALADÃO 1998).

As bacias interiores no paleozoico e meso-cenozóico distribuem-se por todo o país, como mostra Figura 04. Essas bacias podem ser classificadas de acordo com o Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston *et al.* (1983).

Figura 04: Representação esquemática do tipo de riftes abortados (aulacógenos).



Fonte: Adaptado de Silva *et al* (2003)

Quando a fragmentação de um continente ocorre pela concatenação de uma série de junções triplas tipo rifte-rifte-rifte, o ramo não utilizado na ruptura fica preservado dentro do continente como um rifte abortado ou aulacógeno (Kearey e Vine, 1996). Os aulacógenos referidos neste texto estão ligados aos processos de ruptura do Gondwana e à formação do Oceano Atlântico, tanto no seu setor equatorial, como meridional. Sua classificação corresponde a Fraturas Interiores (IF; Kingston *et al.* 1983).

2.4 GEOTECNOLOGIAS APLICADAS AO ESTUDO GEOMORFOLÓGICO

O Estudo geomorfológico hoje se utiliza de uma diversidade de recursos metodológicos e técnicos, com importante destaque para os dados de Sensoriamento Remoto ópticos e de radar. Na busca para balizar e validar a aplicação de métodos de análise morfométrica alicerçados no estado da arte das teorias e conceitos estudados pela geomorfologia, se faz necessário a aplicação de novas técnicas de mapeamento da superfície terrestre, e neste sentido as Geotecnologias se mostram como ferramentas úteis na identificação desses alvos (MUTZEBERG, *et al.*, 2004). A utilização de imagens de satélite com o advento das técnicas de Sensoriamento Remoto tem apresentado um grande potencial de análise dos fatos geomorfológicos, possibilitando a realização mais precisa de atividades tais como a fotointerpretação de lineamentos estruturais e a definição de unidades de relevo, neste sentido Florenzano (2008) afirma que:

As imagens obtidas por sensoriamento remoto são interpretadas com base nos elementos de interpretação: tonalidade/cor, textura (impressão de rugosidade), tamanho, forma, sombra, altura, padrão (arranjo espacial dos objetos), localização e contexto. (FLORENZANO, 2008).

Nessa temática, o sensoriamento remoto é uma dessas novas geotecnologias que segundo Florenzano (2008), é a tecnologia de aquisição, à distância, de dados da superfície terrestre, isto é, por meio de sensores instalados em plataformas terrestres, aéreas ou orbitais (satélites) que auxilia estudos e análises mais detalhadas dos fenômenos identificados na superfície terrestre. Em qualquer ciência, o surgimento de novas técnicas não é importante em si mesmo, mas porque estimula o progresso científico.

Fitz (2008) aborda as geotecnologias caracterizadas como os novos modelos tecnológicos ligados a geociências e afins, no qual proporcionam melhoria nos processos de pesquisas, gestão, planejamento e manejo da estrutura espaço geográfico. De acordo com as evoluções tecnológicas, as análises e os estudos geomorfológicos ganharam mais profundidade, frutos do sensoriamento remoto. A observação das cenas orbitais possibilitou uma melhor compreensão do planeta Terra e conseqüentemente da gênese e dinâmica do modelado geral.

Florenzano (2008), afirma que pelo fato do relevo ser geralmente bem destacado em fotografias aéreas e imagens de satélite, bem como pela disponibilidade de dados multitemporais que possibilitam o estudo de processos morfodinâmicos atuantes no modelamento da paisagem e complementa que a ciência geomorfológica é uma das mais bem-sucedidas pela tecnologia de sensoriamento remoto, expandindo seus horizontes à medida que essa tecnologia avança.

A importância das geotecnologias para o estudo da superfície terrestre, especialmente àqueles ligados a análises aprofundadas da crosta e interpretação das formas de relevo, vêm recebendo crescentes contribuições no meio científico. Trabalhos de Chorowicz (2005), Corti (2009, 2012) trazem importantes contribuições nas pesquisas sobre o *Rift Valley* da África oriental, apresentando produtos derivados de dados de Sensoriamento Remoto visando o conhecimento da evolução geomorfológica da área.

Exemplos de outros sistemas de gráben no Brasil, Tavares (2009, 2010) e Corrêa (2010) usam as geotecnologias na identificação dos compartimentos geomorfológicos e as morfoestruturas do Planalto Borborema e gráben do Cariatá, no nordeste brasileiro.

O Estado de Roraima conta com importantes pesquisas geológicas e geomorfológicas, tanto na análise de todo o Estado como pesquisas focadas na região do gráben do Tacutu e Serra do Tepequém (BESERRA NETA; TAVARES JUNIOR, 2008; TAVARES JUNIOR *et al.* 2013; HANH, 2013).

A crescente variabilidade e disponibilidade de produtos de sensores remotos orbitais, e as mais recentes técnicas de tratamento, processamento e integração de dados digitais podem contribuir de forma significativa para a melhoria do nível de conhecimento geológico e geomorfológico.

Desta forma, uma gama variada de novas tecnologias de reconhecimento da superfície terrestre, tais como o sensoriamento remoto, que envolvem a aquisição, o tratamento e interpretação de imagens orbitais e/ou suborbitais, permite que a pesquisa geomorfológica alcance novas possibilidades de mapeamento.

2.4.1 OLI Landsat-8

A missão Landsat-8 é um esforço conjunto entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *United States Geological Survey* (USGS) que fornece imagens (15m – 100m, dependendo da frequência espectral) da superfície terrestre na região espectral do visível, infravermelho próximo, infravermelho de ondas curtas, infravermelho médio e térmico.

O Landsat-8 dá continuidade a mais de 40 anos de operação e conjunto de dados de imagens da superfície terrestre, precedido pelas missões Landsat 1-3 MSS/RBV, 4 e 5 MSS/TM, 6 e 7 ETM/ETM+. A nova plataforma apresenta avanços que incluem novas bandas em regiões espectrais que respondem a aerossóis e cirrus, duas bandas no termal, melhor desempenho sinal-ruído do sensor e melhor resolução radiométrica. Além disso, a livre disponibilidade dos dados da série Landsat proporciona oportunidades para a análise da mudança terrestre em múltiplas escalas temporais (ROY et al., 2014).

A plataforma Landsat-8 opera com dois instrumentos imageadores: *Operational Land Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). O sensor OLI registra medidas multiespectrais em resolução espacial moderada (15 metros para banda 8 pancromática e 30 para as demais bandas) da superfície terrestre nas seguintes regiões espectrais: Banda 1 para aerossol costeiro de 0,43 a 0,45 μm ; Banda 2 do azul de 0,45 a 0,51 μm ; Banda 3 do verde de 0,53 a 0,59 μm ; Banda 4 do vermelho de 0,64 até 0,67 μm ; Banda 5 do infravermelho próximo (NIR) de 0,85 até 0,88 μm ; Banda 6 do infravermelho de ondas curtas (SWIR-I) de 1,57 até 1,65 μm ; Banda 7 do SWIR-II de 2,11 a 2,29 μm ; e Banda 9 para cirrus de 1,36 até 1,38 μm . As principais características podem ser observadas na Tabela 01.

Tabela 01: Principais características do sensor OLI, a bordo do satélite Landsat.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
OLI	B1- Coastal aerosol	0.43 – 0.45 μm	30 m			
	B2- Blue	0.45 – 0.51 μm	30 m			
	B3 – Green	0.53 – 0.59 μm	30 m			
	B4 - Red	0.64 – 0.67 μm	30 m	16 dias	170 Km N-S; 183 Km E-W	16 bits
	B5 – Near infrared (NIR)	0.85 – 0.88 μm	30 m			
	B6 – SWIR 1	1.57 – 1.65 μm	30 m			
	B7 – SWIR 2	2.11 – 2.29 μm	30 m			
	B8 - Pancromatic	0.50 – 0.68 μm	15 m			
	B9 - Cirrus	1.36 – 1.38 μm	30 m			
	B10 – Thermal infrared 1	10.60 – 11.19 μm	100 m			
TIRS	B11 – Thermal infrared 2	11.50 – 12.51 μm	100 m			

Fonte: NASA, <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>

2.4.2 LISS-III Resourcesat-2

O Resourcesat-2 é um satélite desenvolvido pela Índia, e conta com três câmeras imageadoras: LISS-III, LISS-IV e AWiFS. Também denominado de *Indian Remote Sensing (IRS)*, tal satélite já está em atividade desde 1988 com as missões IRS-1^a, 1B, 1C, 1D, P2, P3, P4, P5, P6 ou Resourcesat – 1 (RS1), Oceansat-2 e

Resourcesat-2 (RS2) visando diversas aplicações terrestres (PANDYA *et al.*, 2007 e 2013). O satélite RS2 foi lançado em 20 de abril de 2011, levando a bordo a série IRS de sensores multiespectrais para observação terrestre, que consistem no *Linear Imaging Self-Scanning Sensor* (LISS)-IV, LISS-III e o *Advanced Wide Field Sensor* (AWiFS), operando com resolução espacial de 5.8, 23.5 e 56 metros, respectivamente, e nas bandas espectrais do verde (0.52 – 0.59), vermelho (0.62 – 0.68), infravermelho próximo (NIR) (0.77 – 0.86 μm) e infravermelho médio (SWIR) (1.55 – 1.70 μm) (Tabela 02).

Os dados orbitais do satélite IRS podem ser utilizados para o mapeamento de recursos naturais e recuperação de parâmetros de superfície. Isso inclui a avaliação das culturas e previsão de produção (PARIHAR; OZA, 2006; LIJIAN *et al.*, 2007; OZA *et al.*, 2008; QINGHAN *et al.*, 2008), mapeamento de cobertura florestal (FURBY e WU, 2007; CHAI *et al.*, 2012), mapeamento de áreas úmidas (PANIGRAHY *et al.*, 2012) e mapeamento urbano (GUPTA e JAIN, 2005), entre outros.

Tabela 02: Principais características do sensor LISS III, satélite Resourcesat-2

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
LISS III IRS-P6	Verde	0.52-0.59 μm	23,5 m	24 dias	141 km	10 bits
	Vermelho	0.62-0.68 μm				
	Infravermelho Próximo	0.77-0.86 μm				
	Infravermelho Médio	1.55-1.70 μm				

Fonte: PANDYA *et al.* (2007)

2.4.3 Processamento Digital de Imagens

Independente da análise a ser feita, a maioria dos dados de Sensoriamento Remoto são processados através de um conjunto de técnicas que visam atenuar e/ou corrigir aspectos indesejáveis na imagem (seja radiométrica ou geométrica) (Chaves, 1988).

O pré-processamento das imagens de sensores remotos inicia-se com a criação do banco de imagens e a definição dos procedimentos a serem realizados em cada tipo de dado, a fim de preparar o dado para a análise e/ou corrigir possíveis imperfeições causadas por fatores atmosféricos (no caso de imagens de satélite).

Os sensores multiespectrais coletam informações derivadas da radiação eletromagnética (REM) emitida pelo Sol, que se propaga no vácuo à velocidade da luz, que incide no topo da atmosfera terrestre e sofre atenuações pelos processos de espalhamento e absorção seletivos ao se propagar na atmosfera até chegar à superfície da Terra (JESEN, 2009).

A grandeza efetivamente mensurada pelos sensores remotos é a radiância. Conforme demonstra a Equação 1, a radiância é uma grandeza radiométrica que descreve a distribuição da radiação no espaço, dada pela razão entre o fluxo radiante refletido ou emitido por unidade de área projetada e por unidade de ângulo sólido.

$$L_{\lambda} = \frac{d^2\phi_{\lambda}}{dA \cdot \cos \theta \cdot d\omega}$$

Em condições de céu livre de nuvens, as influências atmosféricas decorrem da absorção e do espalhamento causados por gases e aerossóis (SLATER et al., 1983). Desta maneira pode-se supor ser possível inferir sobre os constituintes atmosféricos, por exemplo, através de dados de sensoriamento remoto hiper/multiespectral.

A capacidade de detectar e quantificar mudanças no ambiente depende de sensores que podem fornecer dados calibrados e consistentes da superfície terrestre através de uma escala temporal (CHANDER, 2009). A interpretação correta de informações científicas a partir de uma série global, a longo prazo de produtos de sensores remotos requer a habilidade de discriminar entre os artefatos do produto e as mudanças nos processos naturais da superfície que estão sendo monitoradas (Roy

et al., 2002 e Chander, 2009). A caracterização e calibração radiométrica é um pré-requisito para a criação de dados científicos de qualidade.

Conforme Chander (2009), o cálculo da radiância espectral (Equação 2) do sensor é um passo fundamental na conversão de dados de sensores e plataformas em escala radiométrica fisicamente significativa. A calibração de sensores mais antigos, como MSS, TM, ETM + envolve o redimensionamento dos valores brutos digitais (Q), transmitidos a partir do satélite, para números digitais calibrados (Qcal), contendo a mesma escala radiométrica para todas as cenas processadas por um período específico.

Durante a calibração radiométrica, os valores brutos (Q) dos pixels e os dados não processados são convertidos para unidades de radiância espectral usando cálculos de ponto flutuante de 32 bits. Os valores absolutos de radiância são escalonados para 16 bits (OLI, Qcalmax = 32767), números que representam Qcal antes do processamento.

$$L\lambda = \left(\frac{LMAX\lambda - LMIN\lambda}{Qcalmax - Qcalmin} \right) (Qcal - Qcalmin + LMIN\lambda)$$

A redução da variabilidade de uma cena para outra pode ser alcançada convertendo a radiância espectral do sensor para reflectância exoatmosférica, também conhecido como albedo planetário de banda (Chander, 2009). O princípio da conversão para reflectância ($L\lambda$ to $P\lambda$) é demonstrado na Equação 3.

$$P\lambda = \frac{\pi \cdot L\lambda \cdot d^2}{ESUN\lambda \cdot \cos\theta_s}$$

3 OBJETIVOS

3.1 GERAL

Analisar a evolução das formas de relevo do interior e da região de borda do gráben do Tacutu, a partir de suas correlações com os processos tectônicos e supergênicos geradores.

3.2 ESPECÍFICOS

- Realizar análise morfoestrutural por meio de fotointerpretação em ambiente SIG;
- Identificar as principais formas de relevo, bem como medir e caracterizar as atitudes das estruturas e feições geológicas e geomorfológicas, respectivamente;
- Entender a influência do arranjo tectono-estrutural na compartimentação geomorfológica da região do gráben do Tacutu;
- Elaborar o mapa da compartimentação geomorfológica do gráben do Tacutu e áreas adjacentes.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O gráben do Tacutu localiza-se no setor centro-nordeste do Estado de Roraima, abrangendo os municípios de Bonfim e Boa Vista, entre as latitudes 03° a 03°45' N e longitudes 59°40' a 60°33' W, abrangendo as Folhas NA-21-V-A (Bonfim), NA-20-X-D (Boa Vista), NA-21-V-C (rio Tacutu) e NA-20-X-B-V (Maloca Serra da Moça) das cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)

O acesso à área é realizado a partir município de Boa Vista pela rodovia federal BR-174 e BR 401, que liga Boa Vista ao município de Bonfim, cerca de 125 km da capital. A área de abrangência do gráben limita-se ao norte com o município de Normandia, a leste com a República da Guiana, a oeste com os municípios de Boa Vista e ao sudeste com o município do Cantá (Figura 05).

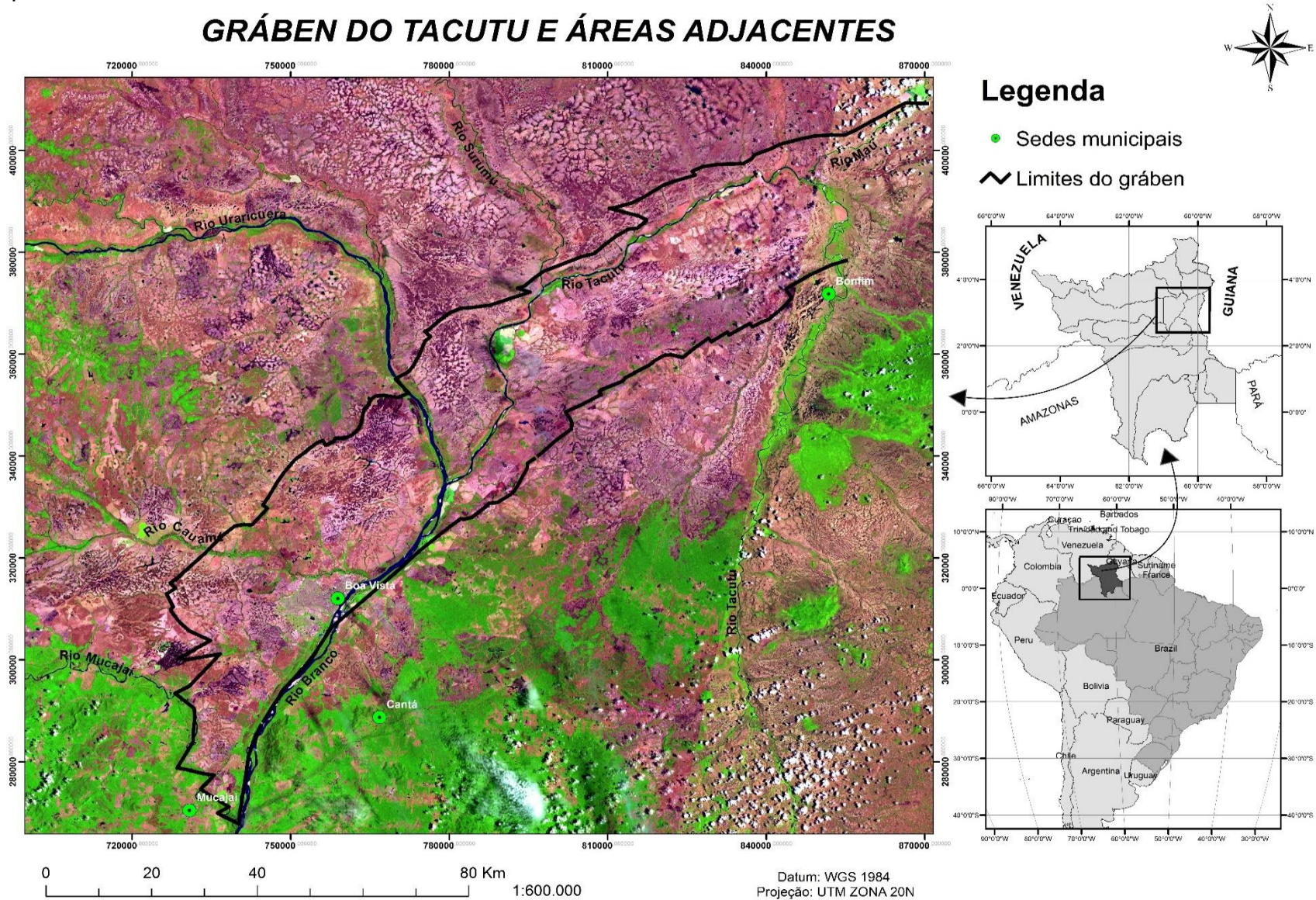
4.2 FISIOGRAFIA

4.2.1 Arcabouço Geológico

O entendimento da evolução dos compartimentos geomorfológicos do interior e de áreas próximas ao graben do Tacutu passa por um conhecimento significativo de referencial geológico, que engloba tanto os aspectos litoestratigráficos como tectono-estruturais. Desse modo torna-se oportuno, mesmo que de forma sintética, apresentar as unidades litológicas aflorantes nas áreas de desenvolvimento desse estudo, cujas nomenclaturas foram definidas por CPRM (1999) e Vaz *et al.* (2007). O mapa geológico mostra a distribuição dos litotipos e das principais estruturas (Figura 06)

O Escudo das Guianas caracteriza-se por uma variedade de litotipos ígneos e metamórficos, resultantes da evolução geotectônica desse segmento do Cráton Amazônico. A porção estudada do Cráton Amazônico compreende o Domínio Guiana Central, englobando as províncias geotectônicas Amazônia Central, Maroni-Itacaiunas e Ventuari-Tapajós, as quais são subdivididas em unidades litoestruturais cronologicamente distintas (FRAGA; REIS, 1995).

Figura 05: Localização da área de estudo – Mosaico de imagens do sensor OLI/Landsat 8 na composição colorida 6R5G4B, destacando os limites do Grabén do Tacutu na porção brasileira (Hanh, 2013), os limites políticos e a cidade de Boa Vista, capital de Roraima.



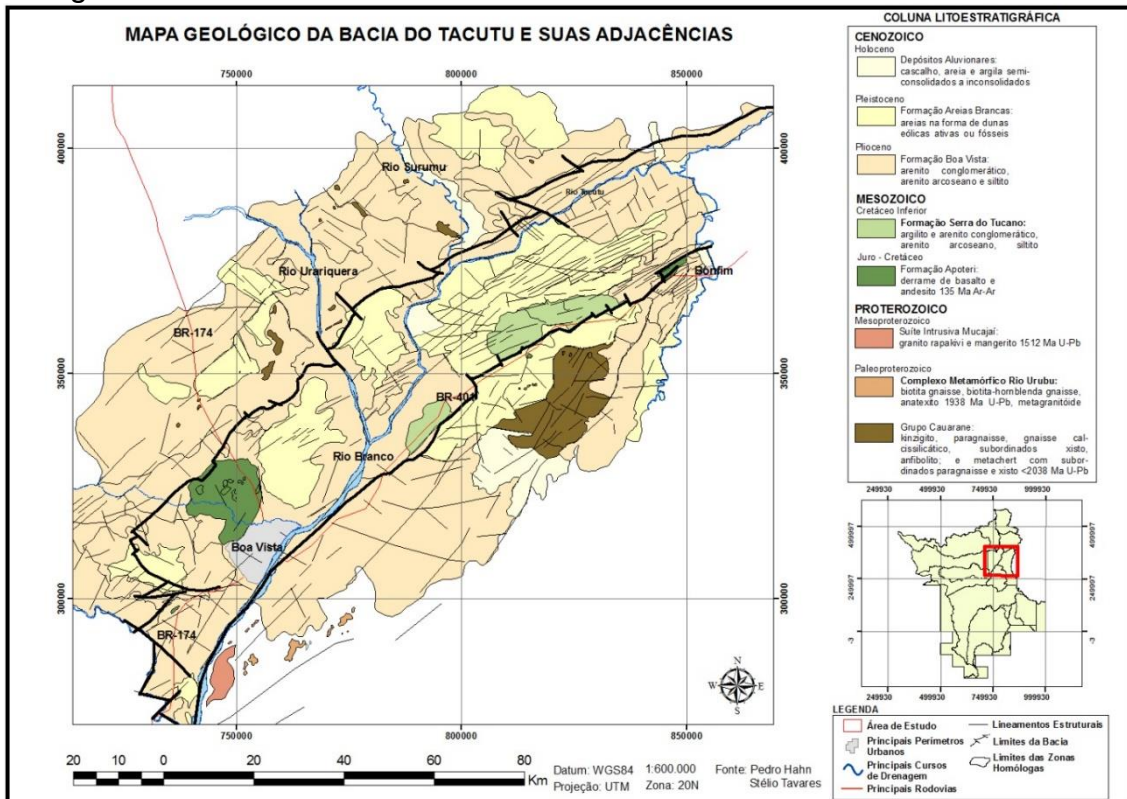
Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

O Domínio Guiana Central, consiste em um segmento de rochas granito-gnáissicas afetadas por deformações de grande expressão regional, mostrando forte estruturação preferencial NE-SW, bem marcada nos lineamentos estruturais, em grande parte, identificados por meio de interpretação geológica em imagens de sensores remotos e magnetométricas. Os litotipos ocorrentes nesse domínio compreendem rochas do Proterozóico, a exemplo das sequências metavulcanossedimentares do Grupo Cauarane, ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, hiper stênios granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Prata e granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí. A importância deste conhecimento recai no fato destas litologias comporem o embasamento no qual a bacia rifte do Tacutu se instalou em idades mesozoicas (CORDANI *et al.* 1999, CPRM, 1999; VAZ *et al.* 2007).

Esse segmento representado pela bacia do Tacutu foi responsável pela reativação das estruturas rúpteis ao longo de linhas de fraqueza crustal presentes no Domínio Guiana Central, em que essas antigas linhas possuem um controle tectônico relacionado à geometria do próprio domínio, onde é comum a ocorrência de cavalgamentos e rampas oblíquas (REIS *et al.*, 1991).

Os litotipos mesozóicos aflorantes ao longo dessa bacia rifte consistem nos derrames basálticos relacionados à fase pré-rifte, inseridos na Formação Apoteri, juntamente com as sequências areníticas da fase rifte-ativo, representadas pela Formação Serra do Tucano. Além das sequências mesozóicas, ocorrem com grande expressão regional sedimentos argilo-arenosos inseridos na Formação Boa Vista e areias eólicas inconsolidadas da Formação Areias Brancas, representando a fase rifte-passivo em idades cenozoicas (CPRM, 1999; HANH, 2013).

Figura 06: Mapa geológico da região do gráben do Tacutu, apresentando as principais litologias e estruturas.



Fonte: Hanh, 2013

4.2.2 Geomorfologia

O Estado de Roraima abrange uma diversidade de paisagens, incluindo feições geomorfológicas formadas por planaltos dissecados, bordejados por pediplanos intramontanos, bem como relevos residuais que se individualizam nas extensas áreas de planícies. Esse mosaico paisagístico reflete a complexidade no arranjo tectono-estrutural das unidades geológicas e a história paleoclimática que levaram à formação dos terrenos de Roraima.

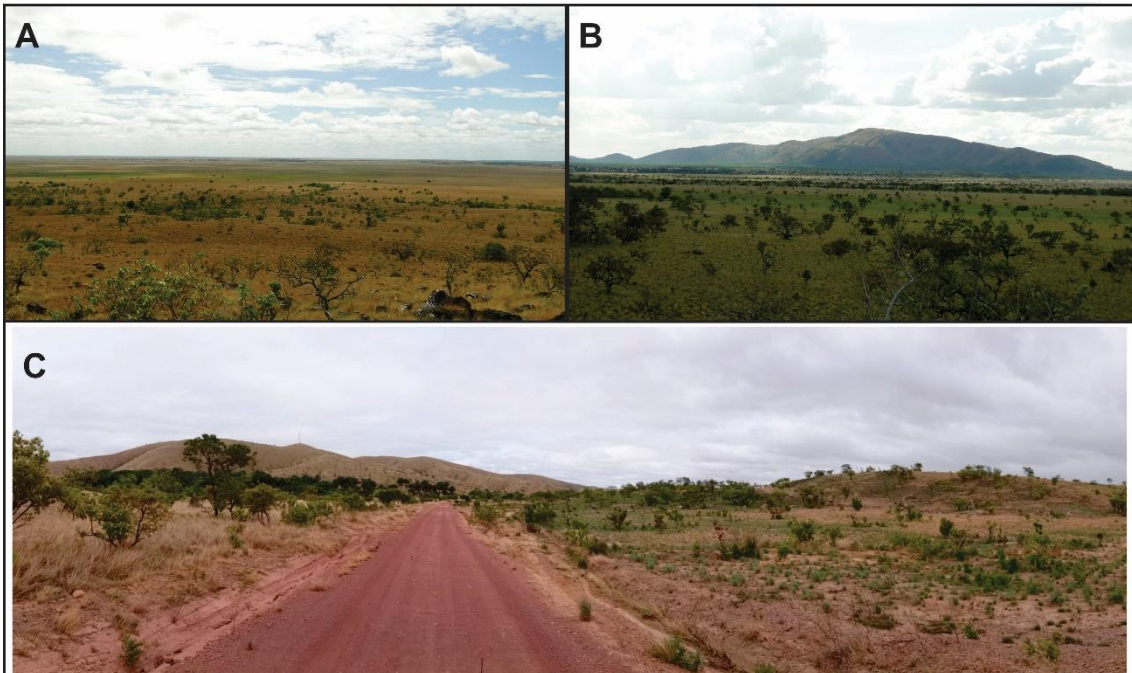
Conforme Franco *et al.* (1975), Costa (2008) e Beserra Neta e Tavares Junior (2008), a região do gráben do Tacutu é considerado pertencente às unidades morfoestruturais Planalto Residual de Roraima, borda SSE da bacia, e no seu interior o Planalto Dissecado Norte da Amazônia e o Pediplano Rio Branco – Rio Negro, estruturados respectivamente nos arenitos da formação Serra do Tucano e nos sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista.

Os limites do gráben estão delineados por inselbergs e remanescentes residuais pré-cambrianos, bem como por drenagem com alto controle estrutural regional. Tais formações de relevo configuram-se como ombreiras, termo designado por Costa *et al.* (1996), referindo-se aos constituintes dos limites de uma bacia, no presente caso de caráter assimétrico.

A topografia monótona do interior do gráben só é quebrada pela Serra do Tucano, um conjunto de morros suaves formados pela erosão diferencial de remanescentes arenosos da Formação Serra do Tucano, preservados em baixos estruturais, como o sinclinal homônimo.

O interior do gráben é marcado por extensas áreas aplainadas correspondendo a níveis altimétricos que variam de 80 a 160 metros, com declividade regional fraca em direção a calha do rio Negro, ao sul. O contexto paisagístico da região do gráben do Tacuto pode ser melhor observado na Figura 07.

Figura 07: Diferentes aspectos da região do gráben do Tacuto: (A) extensa superfície de aplainamento, sustentada pelos sedimentos da Formação Boa Vista; (B) remanescentes residuais com alto controle estrutural na borda da bacia; (C) Relevo dissecado no interior do gráben, sustentado pelos arenitos da Formação Serra do Tucano.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

4.2.3 Vegetação

A vegetação do Estado de Roraima (BARBOSA; MIRANDA, 2005) é caracterizada pela presença de três grandes sistemas fitofisionômicos: as savanas ou cerrados (ou lavrados), as campinas ou campinaranas e as florestas, com ocorrência ainda de ilhas de florestas e matas de galeria. As savanas constituem cerca de 37.800 Km², sendo a maior área contínua no bioma amazônico (COSTA, 2008).

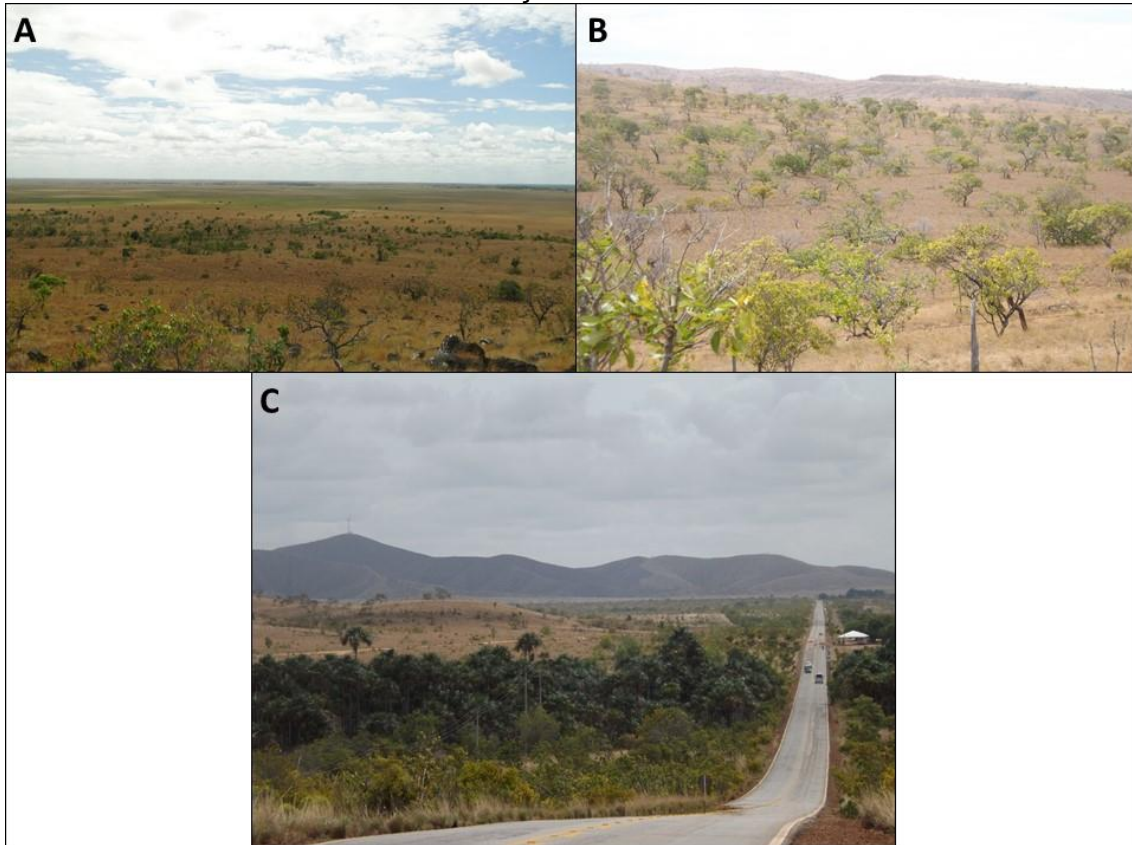
Na área de estudo predominam os ecossistemas da savana-parque, savana estépica e a savana gramíneo-lenhosa (Brasil, 1975). A savana-parque caracteriza-se por apresentar uma fitofisionomia campestre com árvores isoladas, espalhadas de maneira mais ou menos ordenada, na bacia do Tacutu. Apresenta-se sempre em grupos lenhosos, tendo como centro do grupo a *Curatella americana* (popularmente conhecida como 'caimbé'), cercada por extensões gramíneas.

Mais a norte, no município de Normandia, nota-se a presença de savana de estépica, bem como de forma esparsa na região da Serra do Tucano (município de Bonfim).

Nesta extensa área de pediplando, marcada por pequenas elevações topográficas conhecidas como tesos, a rede de drenagem (especialmente os canais intermitentes) favorece a instalação de veredas de buritizais (*Mauritia flexuosa*) ao longo dos cursos temporários e perenes.

A variação dos tipos de vegetação pode ser observada na Figura 08.

Figura 08: diferentes cenários da região do gráben: (A) visão N-SE do interior da bacia, mostrando a extensa superfície de aplainamento recoberta por savanas; (B) entorno da Serra do Tucano, destacando-se a vegetação típica e (C) RR-401 sentido Bomfim – Boa Vista, com a presença das linhas de veredas de buritizais, e ao fundo, os remanescentes areníticos da Formação Serra do Tucano.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

4.2.4 Hidrografia

A rede hidrográfica do Estado de Roraima compõe a bacia do Rio Branco, que por sua vez abastece a bacia do rio Negro. A área de estudo abrange a importante junção dos rios Tacutu e Uraricoera, considerados como formadores do rio Branco.

O rio Tacutu escoar no sentido norte, entretanto, ao receber o rio Maú, no paralelo 3°35'N, assume a direção N-SW, até alcançar o rio Uraricoera para formar a principal bacia do Estado. O rio Tacutu corresponde a cerca de 21% da bacia do rio Branco, sendo sua quarta parte localizada na República da Guiana. Tem como principais afluentes em território roraimense os rios Surumu, Cotingo e Maú.

Destaca-se ainda o rio Arraia, localizado próximo a BR-401, sentido Bonfim, caracterizado por expressivo controle estrutural apresentando uma anomalia de drenagem formado por ângulos retos e formação de cotovelos.

4.2.5 Clima

O Estado de Roraima caracteriza-se por ter três grupos climáticos distintos, segundo a classificação de Koppen: Af, Am e Aw. O Clima do tipo Af caracteriza-se por ser constantemente úmido, pois corresponde aos climas de florestas equatoriais super—úmidas. Tanto as temperaturas como as chuvas sofrem um mínimo de variação anual. Já o tipo Am caracteriza-se por ter um verão úmido e um “inverno” seco acentuado de curta duração (BRASIL, 1975).

Na região nordeste do Estado, onde se localiza a área de estudo, predomina a classificação Aw com uma área de período seco, definido por cerca de 4 meses do ano. Este período, conforme (BARBOSA, 1997), alcança (entre os meses de dezembro e março) média de 36,2 mm/mês, marcando a presença de uma fase seca, devido à extrema queda de índices pluviométricos.

Essa região corresponde à área de influência do Sistema de Circulação da Massa Continental – mEc e Zona de Convergência Intertropical (CIT), que possuem menos interferência no inverno, provocando uma “espécie de área nuclear seca” entre esses sistemas de circulação que são os principais agentes atmosféricos que atuam na região do gráben.

4.2.6 Pedologia

O Estado de Roraima apresenta uma grande diversidade pedológica, reflexo dos fatores climáticos, bióticos e feições da paisagem, marcadas por uma redução da precipitação que ocorre na área centro-nordeste do Estado. Nas formações holocênicas de relevos planos, representadas por estreitas faixas aluvionares ao longo do baixo e médio curso dos principais rios que drenam a região, encontram-se Solos Aluviais, Planossolos e Neossolos Quartzarenicos.

Os solos formados na extensa região de relevo plano do setor centro-nordeste de Roraima são formados na sua maioria por sedimentos terciários e quaternários,

com ocorrência de Planossolos Nátricos, Plinossolos, Gleissolos, Neossolos Quartzarênicos, Argissolos e Latossolos, predominando os dois últimos (Figura 10). Em geral são solos de baixa fertilidade natural (MELO *et al.* 2010).

Os Argissolos Amarelos, Argissolos Acinzentados e Latossolos Amarelos encontrados nas áreas centrais de Roraima, não fogem dos padrões dos demais solos das savanas do Estado. Neles, porém, verifica-se certa expansão da produção de grãos, como soja, milho, fruticultura e cultivos de Acácia (*Acacia mangium Willd*). Em poucas manchas de rochas vulcânicas basálticas encontra-se Latossolo Vermelhos, Argissolos Vermelhos e Nitossolos, todos normalmente férteis (MELO *at al.*, 2010).

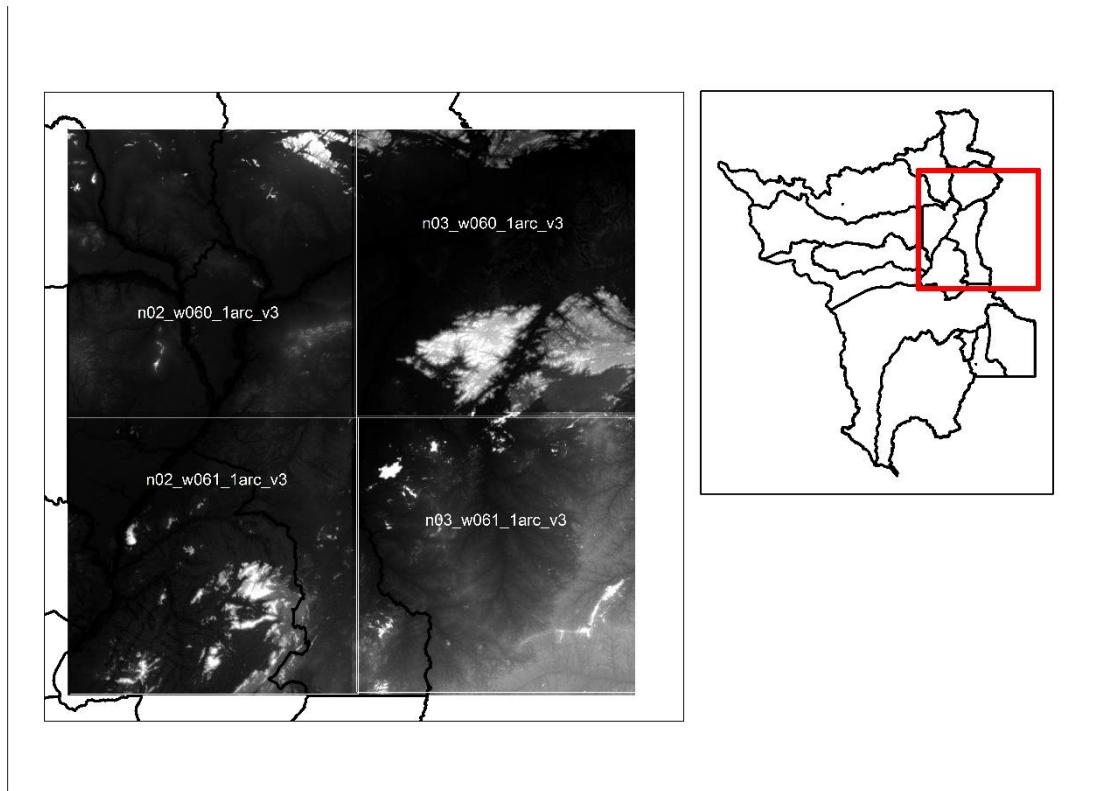
Os solos na região da Serra Nova Olinda (60°46'W, 2°55'N), sustentados por basaltos da Formação Apoteri, são classificados como solos jovens e rasos na sua maioria, com ocorrência de Neossolos e Latossolos nas partes de cimeiras associados à Cambissolos Eutróficos. Nas abas das serras podem ser encontrados Vertissolos associados a Cambissolos Eutróficos e nas áreas planas, o avanço da frente de intemperismo promoveu a formação de solos mais desenvolvidos, formando o Latossolo Vermelho Distrófico. Enquanto que nas áreas de formação sedimentar (Formação Boa Vista) os solos são bastante intemperizados (MELO *et al.*, 2010).

4.3 MATERIAIS UTILIZADOS

O levantamento bibliográfico, com o objetivo de construir o referencial teórico e de fundamentar toda a metodologia da presente pesquisa, foi realizado através de pesquisas em artigos científicos e capítulos de livros (nacionais e internacionais) em portais eletrônicos e na biblioteca física da Universidade Federal de Roraima-UFRR.

A base de dados de Sensoriamento Remoto utilizada nesta pesquisa inclui os seguintes produtos: Imagens da missão topográfica SRTM (*Suttle Radar Topography Mission*) adquiridas originalmente na resolução espacial de ~30m, referente às cenas n02_w060_1arc_v3, n02_w061_1arc_v3, n03_w060_1arc_v3 e n03_w061_1arc_v3 (figura 09), disponíveis no banco de dados da *United States Geological Survey-USGS* (earthexplorer.usgs.gov).

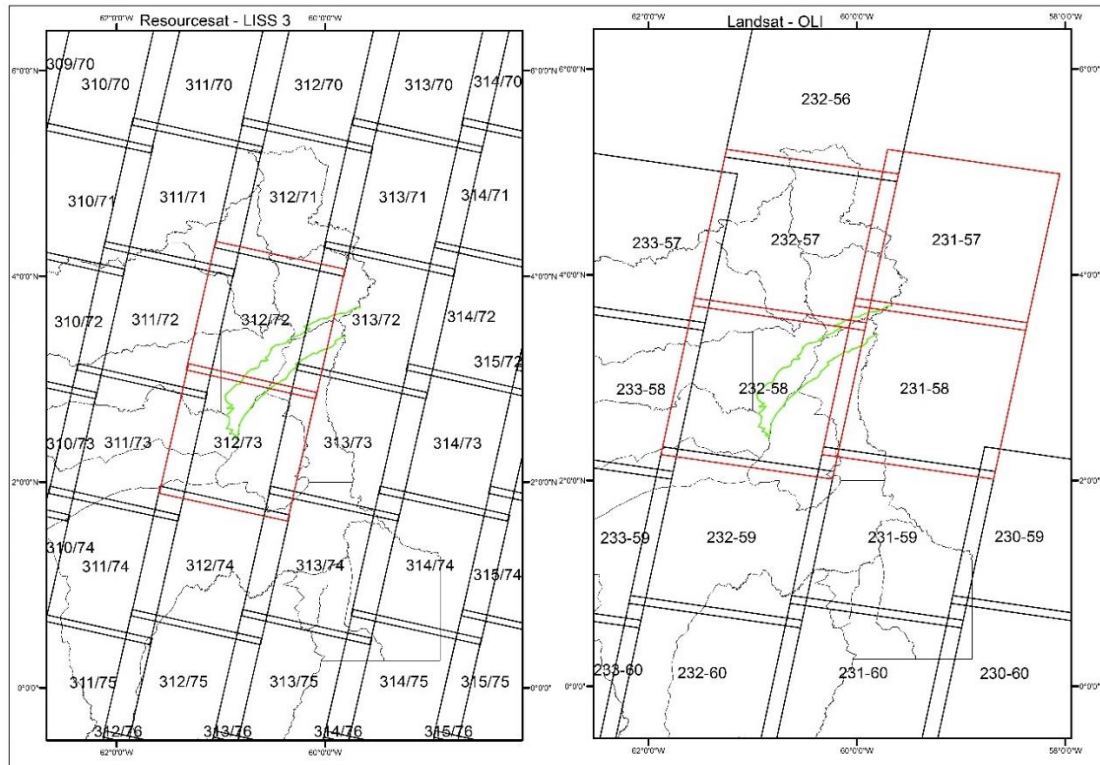
Figura 09: Mosaico de imagens SRTM, correspondente a toda área do gráben do Tacutu e adjacências.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

Um conjunto de imagens de sensores remotos foi utilizado, tais como as do sensor orbital *Operational Land Imager* (OLI) a bordo do satélite Landsat-8, referente às órbitas/pontos 232/58 e 232/57, adquiridas no dia 07/03/2014, e 231/58 e 231/57, adquiridas nos dias 24/09/2014 e 10/12/2013 respectivamente, disponíveis no banco de dados da *United States Geological Survey-USGS* (earthexplorer.usgs.gov), e do sensor orbital *Linear Imaging Self-Scanning Sensor* (LISS-III) a bordo do satélite IRS-P6 Resourcesat-2, referente às órbitas/pontos 312/72 e 312/73, adquiridas no dia 22/10/2015, 313/72 e 313/73, adquiridas no dia 09/09/2013 (Figura 10). Disponíveis no banco de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Figura 10: Sistema de referência dos satélites Resourcesat e Landsat 8, com destaque para as cenas utilizadas no trabalho sobrepostas sobre a região de estudo.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

Na etapa de trabalho de campo, para a obtenção das coordenadas geográficas dos pontos das feições geológicas e geomorfológicas utilizou-se o aparelho GPS (*Global Position System*) Garmim, modelo GPSMap, 76CSx.

Para medições de feições geológicas e geomorfológicas, como direção e atitude das estruturas locais e declividade do terreno utilizou-se a Bússola de geólogo Bruton. Todos os equipamentos foram cedidos pelo Instituto de Geociências – Igeo/UFRR.

Por fim, a etapa de laboratório envolveu os processos de tratamento digital de dados raster e a fotointerpretação. Para os procedimentos de pré-processamento de imagens de sensores remotos foram utilizados os aplicativos PCI Geomatics v. 1.2 e ENVI v. 5.0. Na criação e manipulação do banco de dados georreferenciado e aplicação de técnicas de geoprocessamento utilizou-se os Sistemas de Informação Geográfica (SIG's) no ambiente dos aplicativos SPRING v. 5.2 e ArcGIS Desktop v. 10. Estes aplicativos encontram-se disponíveis para uso no Laboratório de Análise de Imagens Digitais (LAID) do Núcleo de Pesquisas Energéticas (NUPENERG) e no

laboratório de informática do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGeo/UFRR).

4.4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.4.1 Processamento e Fotointerpretação de Imagens de Sensoriamento Remoto

Através do processo de calibração radiométrica presente no sistema ENVI 5.0 todas as bandas de ambas as cenas dos diferentes sensores foram transformadas de números digitais (DN) para medidas de radiância no topo da atmosfera, através do comando *Radiometric Calibration*; posteriormente as imagens foram convertidas para valores de reflectância usando o módulo *FLAASH Atmospheric Correction*. Tal conversão só é possível para cenas que apresentam arquivos de metadados (MTL), possibilitando o processo presente na Equação 2 (EXELIS, 2014).

Como a principal utilização das imagens multiespectrais foi direcionada para fotointerpretação, preferiu-se aplicar como técnica de realce a ampliação do contraste por meio da manipulação dos histogramas das imagens, a fim de reduzir as eventuais variações de tonalidade entre as cenas mosaicadas.

As imagens SRTM passam por um procedimento de preparação para análise morfométrica. Os dados são originalmente adquiridos em Sistema de Coordenadas geográfico “Grau, Minuto e Segundo”, sendo necessário reprojeta-las para o Sistema de Coordenadas métrico “Universal Transversa de Mercator (UTM), objetivando a relação de dados métricos com os níveis de cinza de cada pixel da imagem. Em seguida as quatro cenas são submetidas ao procedimento de mosaico, utilizando a ferramenta *mosaic to new raster* do aplicativo ArcGIS v.10, objetivando o recobrimento total da área de estudo.

Os procedimentos de fotointerpretação aplicados seguiram as metodologias desenvolvidas por Veneziani e Anjos (1982) para os dados ópticos e por Santos et al. (2000b) para os dados SAR e produtos integrados multifontes.

Em seguida os dados SRTM dão origem aos produtos de Modelagem Digital do Terreno, como relevo sombreado, classificação em pseudocores e visualização 3D, bem como a extração automática da rede drenagem.

A metodologia de manipulação dos dados do MDE baseou-se nas propostas de Rabus et al. (2003); Carvalho e Latrubesse (2004); Silva e Rodrigues (2009), que realizaram a compilação de dados geomorfológicos e geomorfométricos. Seguindo esta premissa, a imagem representativa do MDE foi compilada e tratada em ambiente de SIG. Utilizando o pacote *Spatial Analyst*, da plataforma ArcGis, o modelo de elevação passou por ferramentas que extraíram dados referentes aos produtos utilizados como suporte a pesquisa, tais como o mapa altimétrico, mapa de declividade e imagens de texturas (sombreada).

As imagens sombreadas são representações da rugosidade das morfologias da paisagem através do cálculo da variação altimétrica do terreno por meio de fator de realce deste (exagero). Portanto, foi gerada uma imagem sombreada, com um azimute de 245° (SE) e ângulo de iluminação de 30°, com exagero vertical de 3 vezes, sendo este o melhor produto para análise. O MDE também foi utilizado para a criação de perfis topográficos que são importantes para a compreensão das variações topográficas e determinação das unidades estruturais e compartimentos geomorfológicos.

Outra utilização do produto neste trabalho foi à manipulação deste em modelagem tridimensional (3D). Os modelos tridimensionais deram suporte para o entendimento da estrutura e morfologia da serra, além do mapa altimétrico, através do programa ArcScene da plataforma ArcGis.

Os dados SRTM serviram de base para a elaboração dos mapas hipsométricos e de declividade, por meio do módulo **3D analyst** do aplicativo ArcGis 10. O primeiro foi elaborado com classes de 20 em 20 metros, se mostrando eficiente para mostrar a variação altimétrica de toda a área (1:500.000); o mapa de declividade foi elaborado seguindo a classificação da EMBRAPA (1979), em porcentagem, e determinando classes de relevo ao logo do terreno.

Posteriormente, a imagem sombreada foi integrada digitalmente com as imagens ópticas do LISS-III, através da fusão de imagem pela técnica de integração digital via IHS, para auxiliar na fotointerpretação de estruturas evidenciadas no local. A integração digital via IHS, segundo Madrucci, Veneziani e Paradella (2002); Tavares Júnior (2004), vem se tornando uma prática comum na análise de imagens digitais para fins de interpretação do modelado do relevo, proporcionando um produto que ressalta as variações da rugosidade da superfície na imagem sombreada, juntamente com as variações espectrais interpretadas nas imagens ópticas. Todos estes

procedimentos fotointerpretativos em imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2 e ArcGis, versão 10, disponíveis no Laboratório de Análise de Imagens Digitais do NUPENERG/UFRR.

4.4.2 Extração Automática, Correção e Análise da Rede de Drenagem

A rede de drenagem é considerada, na interpretação geológica, fonte dos principais dados na investigação geológica e geomorfológica; é o primeiro produto obtido através de técnicas de geoprocessamento e fotointerpretação dentro do ambiente SIG. No caso deste trabalho, os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) são utilizados para o procedimento inicial de extração da rede de drenagem, onde fornece informações topográficas do terreno.

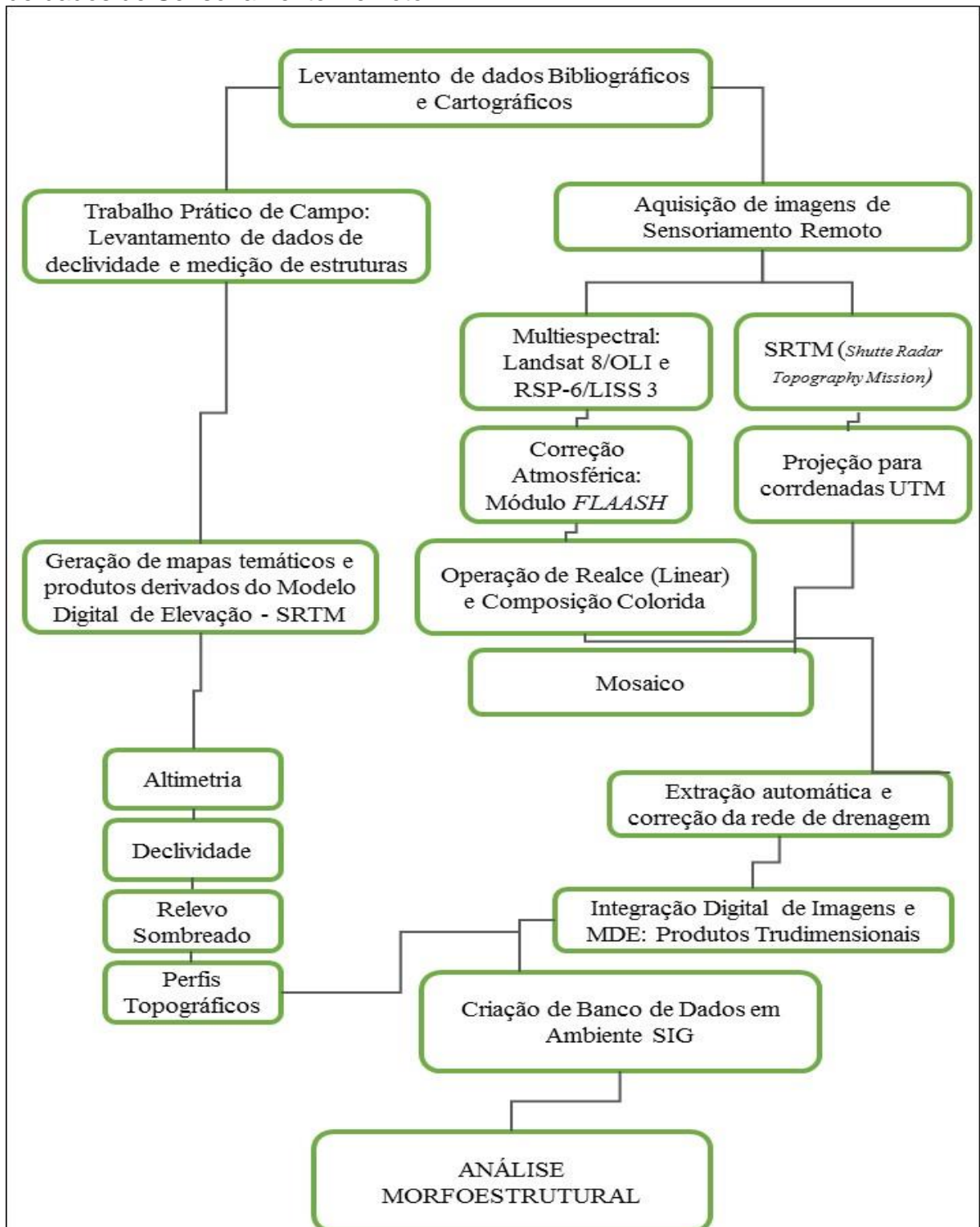
Com a imagem SRTM, com as devidas configurações ajustadas, dentro de um aplicativo GIS (ArcGIS v.10) inicia-se o procedimento de extração da rede de drenagem. A ferramenta **hidrology** disponibiliza a extração automática a partir dos seguintes procedimentos: i) aplicação do comando *Flow Direction* que define a direção dos cursos de drenagem; ii) correção pelo comando *Sink*, que confere a consistência da drenagem, eliminando possíveis áreas com ausência de informação que ocasionam retenção de fluxo; iii) obtenção da matriz de acumulação de fluxo, através do comando *flow accumulation*; iv) obtenção da rede de drenagem, onde é definido o tamanho mínimo da bacia hidrográfica através da indicação do número de células pelo usuário; v) seguimentação da rede drenagem; vi) delimitação da grade de bacias; vii) conversão da grade para o formato vetorial; viii) conversão da rede de drenagem da forma matricial para o formato vetorial.

O resultado da aplicação destes procedimentos foi a geração da rede de drenagem no formato *shapefile*. A etapa que exigiu maior interferência do usuário correspondeu ao cálculo de direção de fluxo, visto que foi necessário que o limiar (número de células) indicado correspondesse ao nível de detalhamento pretendido. A partir de testes, o valor escolhido para o número de células mínimo foi 100, para as linhas de drenagem, e 5000, para os limites de bacias hidrográficas para definição das linhas de drenagem. Valores semelhantes para definição de linhas de drenagem foram também utilizados em outros trabalhos que exigiam nível semelhante de observação em variadas porções do território brasileiro (CARVALHO, 2007; MANTELLI, 2008; PAZ; COLLISCHONN, 2008).

Após a extração, foi verificada a compatibilidade da rede de drenagem com as imagens multiespectrais. Conjuntamente com o MDE-SRTM, foi realizada edição vetorial para correção de incompatibilidades detectadas. Os rios principais foram estabelecidos segundo critérios de hierarquia, comprimento, área de contribuição e ângulo de confluência de rios (CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1998; STRAHLER, 1957).

Dentro do ambiente SIG, as imagens previamente tratadas foram integradas ao conjunto com dados obtidos em campo, formando um banco de dados que serviu de matriz para a elaboração de mapas e produtos específicos. Todos os procedimentos metodológicos discutidos até agora podem ser visualizados no fluxograma a seguir (Figura 11).

Figura 11: Fluxograma metodológico da fase de processamento e fotointerpretação de dados de Sensoriamento Remoto.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

4.4.3 Coleta de dados em campo

O trabalho prático de campo foi desenvolvido em uma única campanha, sendo realizado no mês de fevereiro de 2016. A saída de campo teve como objetivo a visualização das feições na paisagem a serem estudadas, bem como a descrição de formas, registro fotográfico e criação de croquis para suporte na análise geomorfológica.

Os dados do trabalho de campo consistem em pontos coletados, com a descrição dos dados morfológicos e morfométricos da paisagem. Foram obtidas medidas de orientação de feições geológicas (falhas e fraturas) e aferição de atitude de camadas, em escala de afloramento (Figura 12).

A descrição morfológica da paisagem foi realizada por meio da identificação dos modelados constituintes do relevo local (vales, áreas aplainadas, morros, encostas e escarpas). A descrição morfológica contou com a coleta de dados referentes à declividade das vertentes e orientação destas com a utilização da Bússola.

Figura 12: (A e B) Utilização de bússola para medição da atitude dos afloramentos; (C) Coleta de ponto no GPS.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

4.4.6 Análise Morfoestrutural

O mapeamento morfoestrutural realizado nesta pesquisa iniciou-se a partir da análise e interpretação de imagens de sensores remotos, e extração de informações a partir de elementos de drenagem e de relevo, caracterizados por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição desses elementos.

A análise morfoestrutural foi realizada por meio da integração de informações qualitativas (densidade e direcionamento de lineamentos morfoestruturais, padrões e anomalias de drenagem) e quantitativas (índices morfométricos). A análise qualitativa e quantitativa da rede de drenagem é o ponto inicial do estudo do terreno, visando o reconhecimento de lineamentos estruturais, bem como a interpretação de seus agentes causadores (Filho, 2010).

A descrição qualitativa das propriedades de drenagem está calcada principalmente nos graus de integração e de continuidade, bem como na densidade, tropia, controle, sinuosidade, angularidade e simetria (HORTON, 1945; HOWARD, 1967). O tipo do substrato rochoso condiciona as propriedades de integração, continuidade, e densidade e as demais propriedades indicam um possível controle estrutural devido à presença de formas anômalas (SOARES; FIORI, 1976; VENEZIANI; ANJOS, 1982; DEFFONTAINES; CHOROWICS, 1991).

Dentro desse contexto, seguiu-se a aplicação de procedimentos do método lógico-sistemático descritos por Veneziani e Anjos (1982), com importantes adaptações que permitiram a elaboração e interpretação de forma integrada dos produtos de fotointerpretação. Seguindo este princípio, foi aplicado o procedimento de retirada do traçado das feições lineares de drenagem, que correspondem à interseção de planos estruturais (falhas, fraturas, foliações, dobras, acamamentos), com a superfície do terreno. Posteriormente, foram interpretadas as feições lineares de relevo representando os elementos texturais fortemente estruturados, retilíneos ou curvos, devido aos planos de falhas e fraturas. A extração das feições lineares de relevo, foi realizada sobre a imagem sombreada, delineando as quebras positivas e negativas do relevo.

As feições de drenagem e relevo servem de base para a extração dos lineamentos estruturais, que correspondem aos principais indicadores das estruturas planares de maior grandeza tais como zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis. Os indicadores cinemáticos foram obtidos através dos modelos propostos por Tavares

Júnior (2004); Fernandes Filho (2010); Almeida (2012), para a interpretação do arranjo estrutural. Como ferramenta para o auxílio da interpretação destes lineamentos estruturais, foi elaborado o diagrama de roseta, representando a frequência absoluta das estruturas planares. Todos estes procedimentos fotointerpretativos e mapeamento destas estruturas foram realizados em ambiente de SIG's.

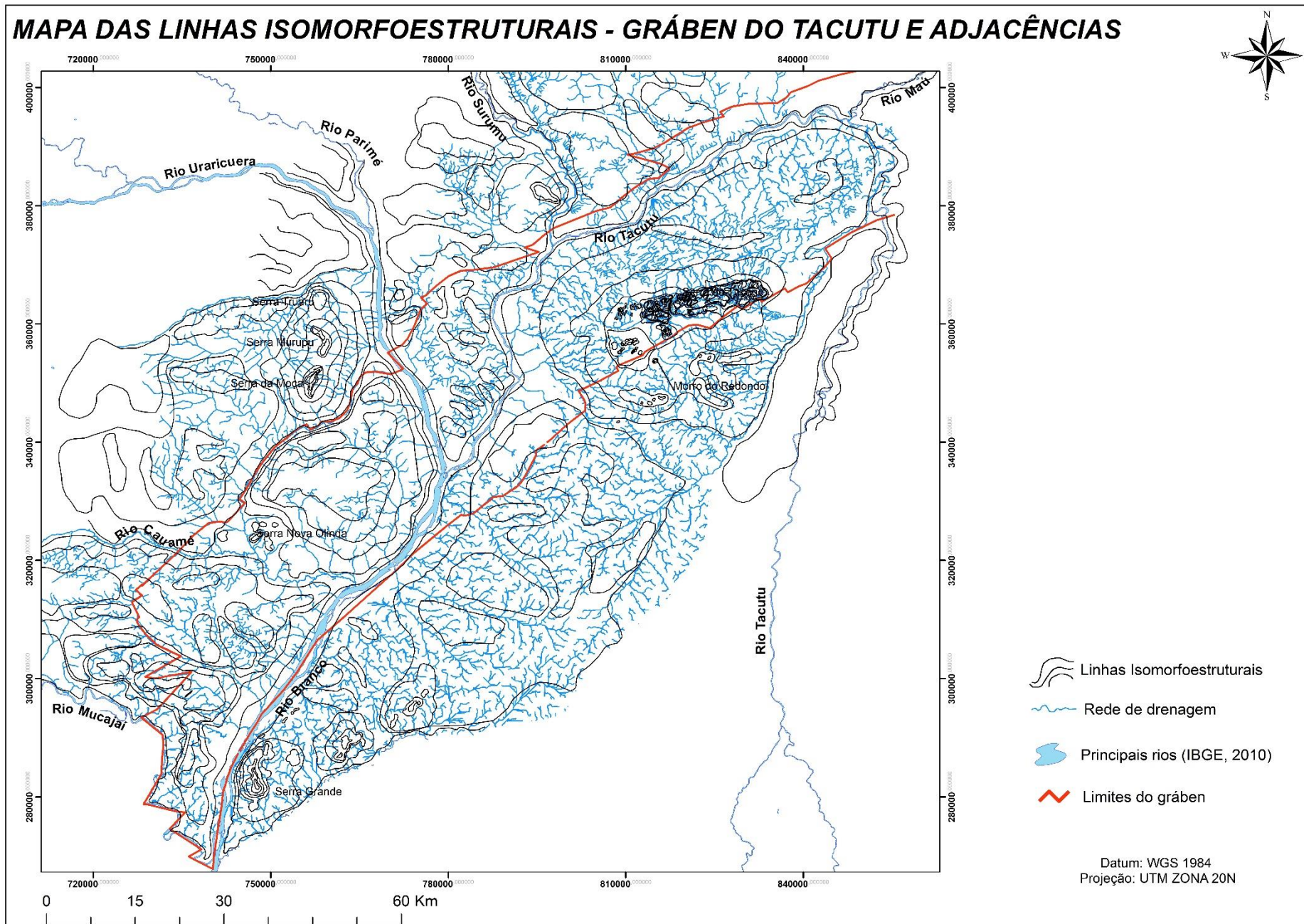
A elaboração do mapa de contorno de isomorfoestruturas (Figura 13) levou em consideração, principalmente, a análise integrada das propriedades dos elementos texturais de drenagem e relevo relativas à tropia, assimetria, lineações estruturais com a altimetria e declividade, a fim de traçar linhas isomorfoestruturais, representantes de flexuras do terreno derivadas de processos geológicos, cujos valores são de forma coerente definidos, conforme o arranjo estrutural da área, interpretado a partir de medidas das atitudes das estruturas planares (no caso deste estudo, acamamentos) obtidas em campo e pela fotointerpretação estereoscópica e dados de mapeamentos anteriores.

Como suporte à análise morfoestrutural, usou-se a técnica de estereoscopia, influenciando diretamente nos valores das morfoestruturas mapeadas.

Segundo Tavares Júnior (2003), independentemente do tipo de estereoscopia há a necessidade de uma avaliação rigorosa dos parâmetros que influenciam na percepção estereoscópica. A similaridade radiométrica e as diferentes perspectivas de visada entre as cenas, que se relacionam diretamente à dificuldade de percepção de profundidade e no nível de detalhe de um par estéreo, ligados ao conceito de paralaxe.

Para a aplicação da estereoscopia no procedimento de fotointerpretação, foi utilizado um par de imagens orbitais de diferentes satélites (Landsat 8 OLI e RSP-6 LISS3), chamado de par estereoscópico ou estereopar, onde uma mesma área presente nas duas imagens pode ser vista a partir de ângulos diferentes. A visão paralaxe das cenas permitiu a aferição dos mergulhos da camada em alguns pontos da região estudada. Esse procedimento foi realizado por meio do aplicativo PCI Geomatics, com duas janelas abertas de cada lado do monitor contendo as imagens, e utilizando os óculos estereoscópicos para a visão paralaxe (Figura 13).

Figura 13: Linhas isomorfoestruturais, cotadas com valores arbitrários, representando as unidades morfoestruturais da região do gráben do Tacutu

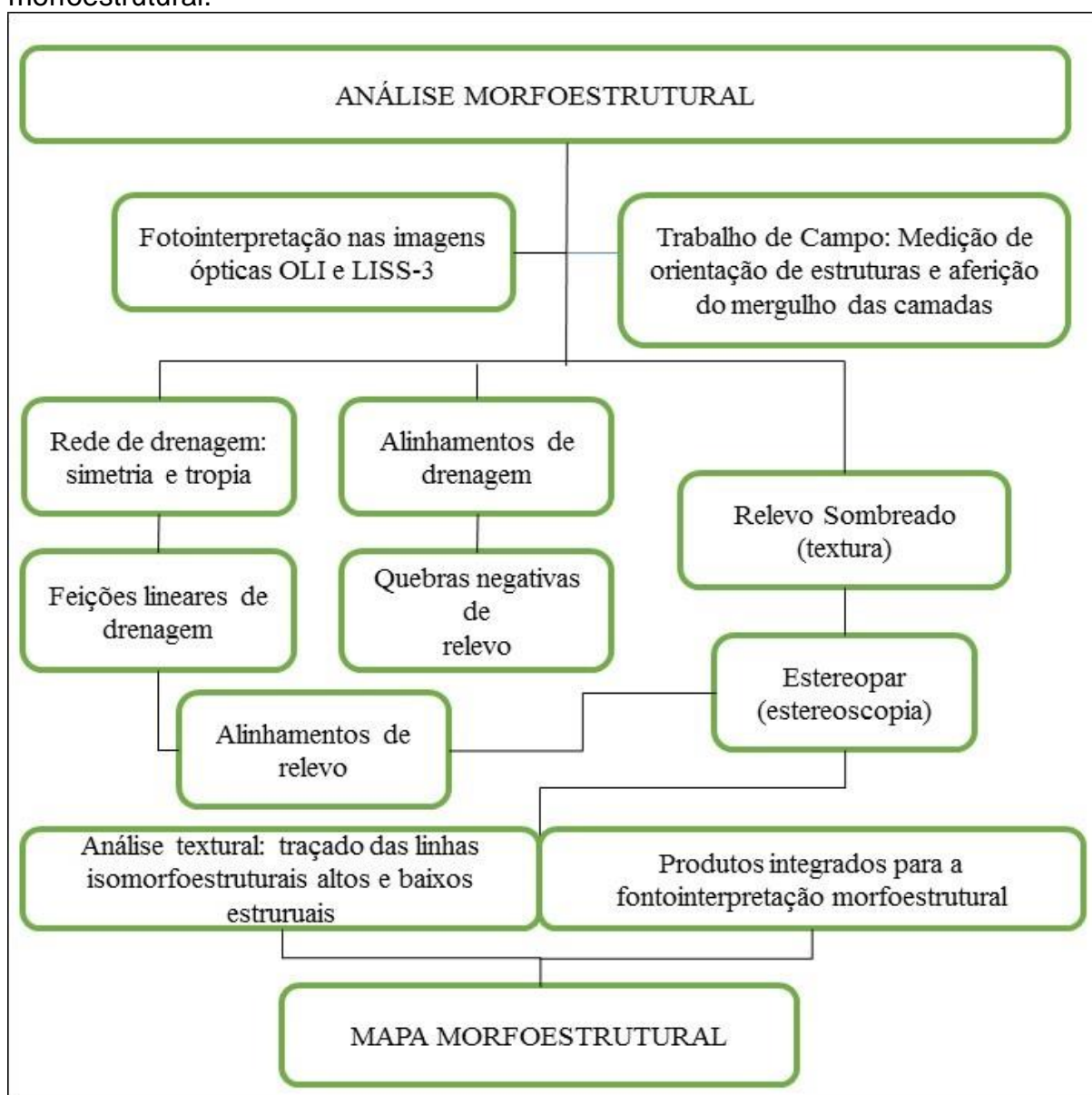


Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

Deste modo, os valores cotados para os contornos isomorfoestruturais correspondem à matriz referente ao modelo numérico de terreno (MNT) e conseqüentemente o modelo digital de terreno (MDT), que no caso deste trabalho consiste na imagem em nível de cinza das morfoestruturas, a fim de aprimorar a interpretação morfoestrutural e, por conseguinte o entendimento da compartimentação geomorfológica.

Todo procedimento metodológico está detalhado esquematicamente no fluxograma a seguir (Figura 14).

Figura 14: Fluxograma metodológico da fase de processamento e mapeamento morfoestrutural.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016)

4.4.7 Mapeamento Geomorfológico

O mapeamento geomorfológico da região do gráben do Tacutu baseia-se na identificação e análise das morfoestruturas, levando em consideração tanto os aspectos descritivos associados à geometria das formas de relevo, quanto aos aspectos geológicos. Considerou-se o arranjo tectono-estrutural como responsáveis pela dinâmica do relevo ao longo do tempo.

O desenvolvimento metodológico apoia-se na classificação abordada por Ross (1985); (1992); Ross e Moroz (1996), considerando as forças antagônicas entre os processos endógenos e exógenos como fatores decisivos para a formação do atual modelado de relevo, com referências aos estudos de Panck (1953). Nesse sentido, os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura (GUERASIMOV, 1946; MESERJAKOV, 1968) se mostram apropriados para, por meio de imagens de Sensoriamento Remoto (ópticas e radar), realizar a análise das subdivisões em táxons distintos – Unidade Morfoestrutural; Unidade Morfoescutural; Unidade Morfológica ou Padrões de Formas Semelhantes; Tipos de Formas de Relevo; Tipos de Vertentes e Formas Menores (processos atuais).

No caso deste trabalho, para a individualização destes conjuntos de feições, são considerados como parâmetros causais, de natureza estrutural/litológica e o comportamento escultural ou morfodinâmica, responsáveis pela evolução das formas do relevo e pela composição da paisagem no decorrer do tempo geológico.

Com o intuito de não disseminar novas nomenclaturas na classificação do relevo, usou-se a metodologia mais atualizada como suporte ao mapeamento geomorfológico, que é a proposta pelo IBGE (2009), onde se utiliza os pressupostos metodológicos de Ross (1992), cujo ordenamento dos fatos geomorfológicos se configuram através do estudo dos modelados como unidade básica. Desse modo, subdividindo-se em quatro hierarquias de grandezas distintas - Domínios Morfoestruturais; Regiões Geomorfológicas; Unidades Geomorfológicas; Modelado e Formas de Relevos Simbolizados.

Desta forma, levando-se em consideração o arranjo morfoestrutural, o mapeamento geomorfológico seguiu através da análise da rede drenagem e interpretação dos lineamentos estruturais.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 PROCESSAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO EM PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Os produtos obtidos através de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) possibilitaram a análise quantitativa das formas de relevo. Com apoio em técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, dentro de um ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

5.1.1 Dados Hipsométricos e de Declividade

A obtenção dos dados altimétricos da região do gráben do Tacutu foi possível através da manipulação dos produtos derivados do DEM-SRTM, que possibilitam a interpretação e análise dos índices morfométricos, bem como observar a variação e rugosidade do terreno evidenciando as principais formas de relevo.

O mapa hipsométrico evidencia a distribuição espacial das cotas altimétricas, tornando possível discriminar as áreas rebaixadas e elevadas, facilitando a compreensão da compartimentação dos padrões de relevo e confirmando a presença de planícies aluviais, planaltos residuais e o Pediplano Rio Branco – Rio Negro. As maiores cotas encontrando-se na borda SSE chegando até 800 metros (Figura 15).

Um importante destaque nos dados hipsométricos fica por conta dos inselbergs, que constituem relevos residuais isolados destacados em meio a grande planura. Constitui uma morfologia de erosão diferencial com controle estrutural, elaborados em rochas de suítes magmáticas e metamórficas e representadas por serras isoladas de vertentes intensamente ravinadas, formado por cristas e pontões alinhados na direção preferencial NE-SW do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central (CPRM, 1999), cujas altitudes variam entre 400 e 800 metros.

A utilização da técnica de sombreado somado ao fatiamento das classes hipsométricas permitiu ainda destacar a Serra do Tucano e os relevos

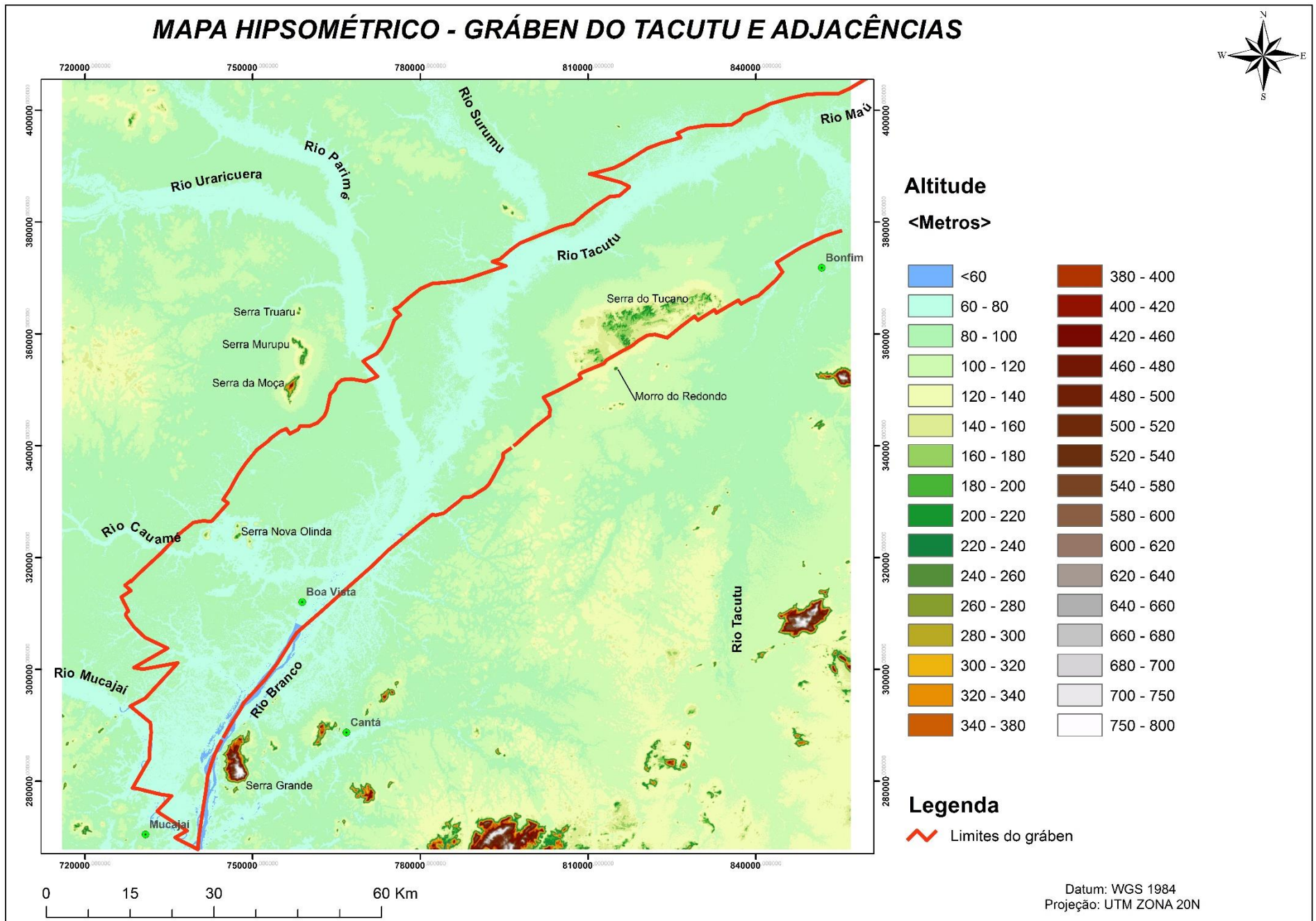
residuais que balizam os limites do gráben, tais como: a Serra Grande, borda SSE, os morros Urubu e Truaru e os principais rios, bem delineado pelos rios Uraricoera e Tacutu, formando a bacia do Rio Branco.

O interior do gráben corresponde principalmente a extensas áreas planas, com altitude variando entre 80 e 100 metros. Pequenas ondulações, conhecidas regionalmente como “tesos”, elaboradas em blocos concrecionários lateríticos, marcam os interflúvios dos inúmeros igarapés (na maioria intermitentes).

O mapa de declividade pôde evidenciar o predomínio de áreas planas em grande parte da região do gráben do Tacutu. Segundo a classificação da EMBRAPA (1979), a relação da declividade com as formas de relevo mostra que a área é formada por um relevo plano a suave-ondulado (0 -3 e 3 – 8 % de declividade).

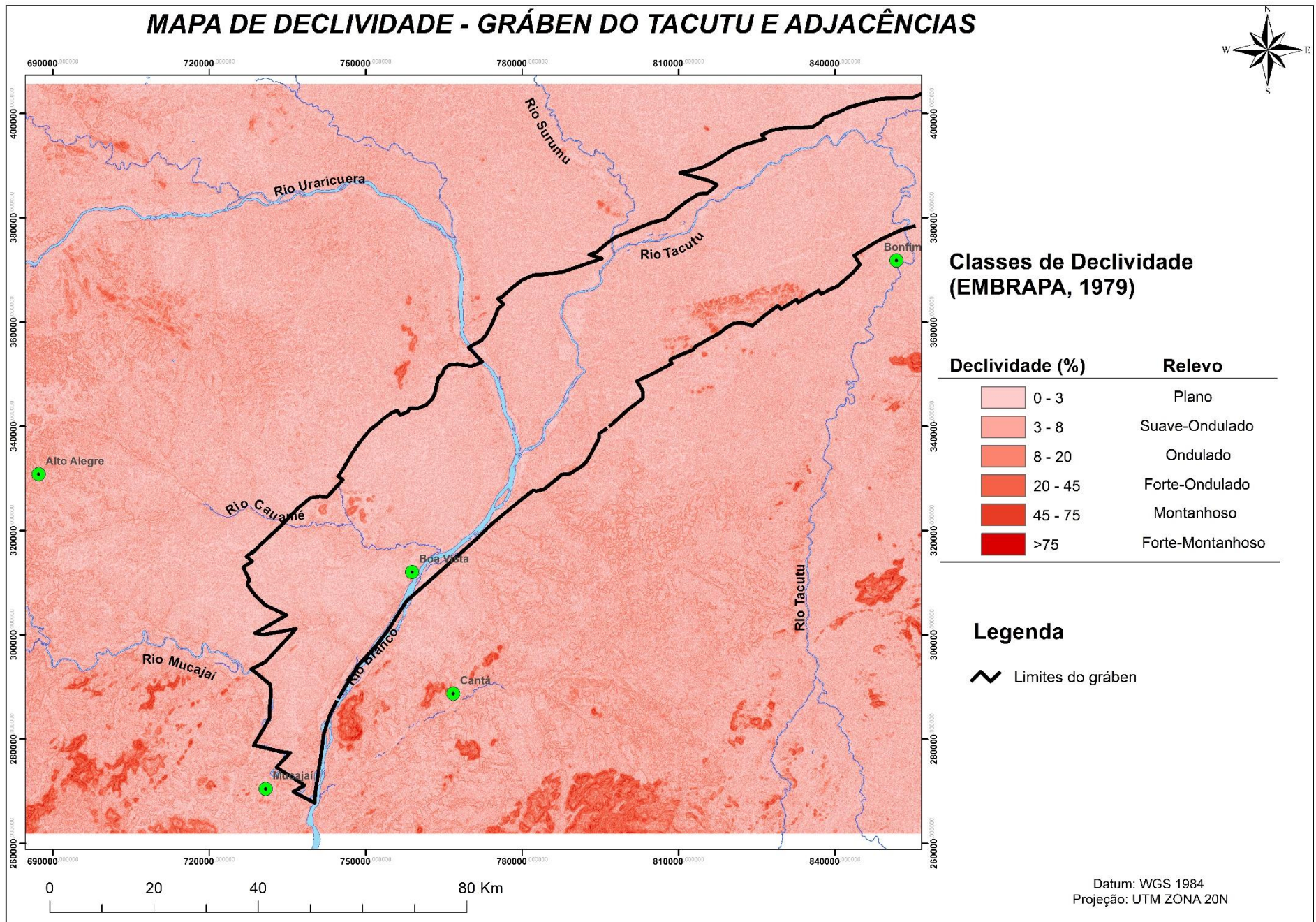
Com relação às extensas áreas planas, as observações de declividade demonstram que na região compreendida entre a bacia do Cauamé e o baixo rio Mucajaí comparece uma grande área rebaixada e homogeneamente plana, denotando tratar-se de um bloco abatido constituindo-se como uma região coletora de sedimentos e sob controle estrutural de seus padrões de drenagem.

Figura 15: Classes hipsométricas do gráben do Tacutu, representando a variação altimétrica em classes de 20 em 20 mestros.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

Figura 16: Mapa de declividade da região do gráben do Tacutu, mostrando a variação de sinuosidade e grau de inclinação das morfologias. 56



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

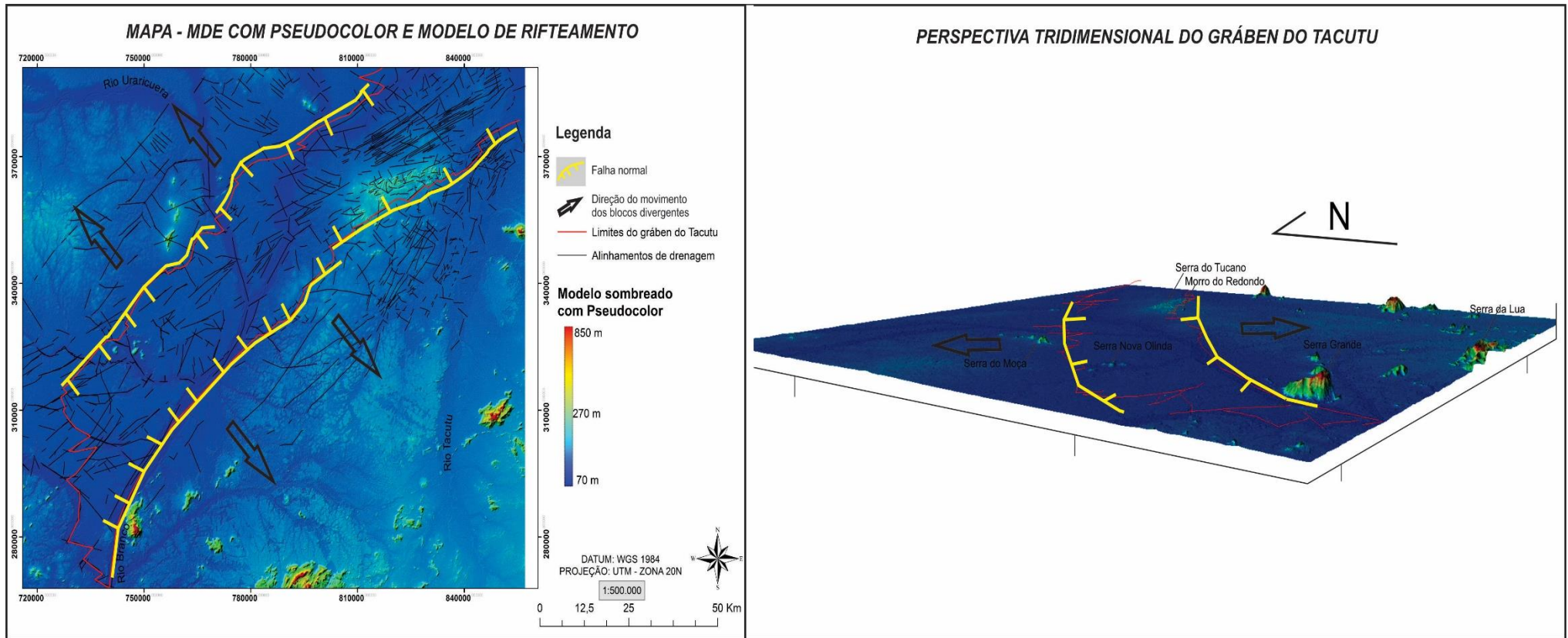
5.1.2 Produtos Integrados e Tridimensionais

A manipulação dos MDE's (Modelo Digital de Elevação) contribuiu para inserção de dados quantitativos, proporcionando a visualização das morfologias da paisagem do gráben do Tacutu e áreas adjacentes. No caso desse trabalho, os modelos em relevo sombreado oferecem maior percepção de profundidade, ajudando a tornar a imagem tridimensional (3D). Adicionando uma rampa de cores, partindo de cores mais frias (mais escuras), representando elevações mais baixas, e cores mais quentes (mais claro) que descrevem maiores elevações, potencializa-se a noção de variação altimétrica da área.

Nota-se uma grande predominância em baixas altitudes e uma superfície aplainada com pequenos desníveis, conhecidos regionalmente como “tesos”, intercalados com os Planos Aluviais dos Rios Branco, Uraricuera e Tacutu principalmente. A perspectiva 3D proporcionou uma análise mais detalhada, destacando as principais formas do interior e da região de borda do gráben.

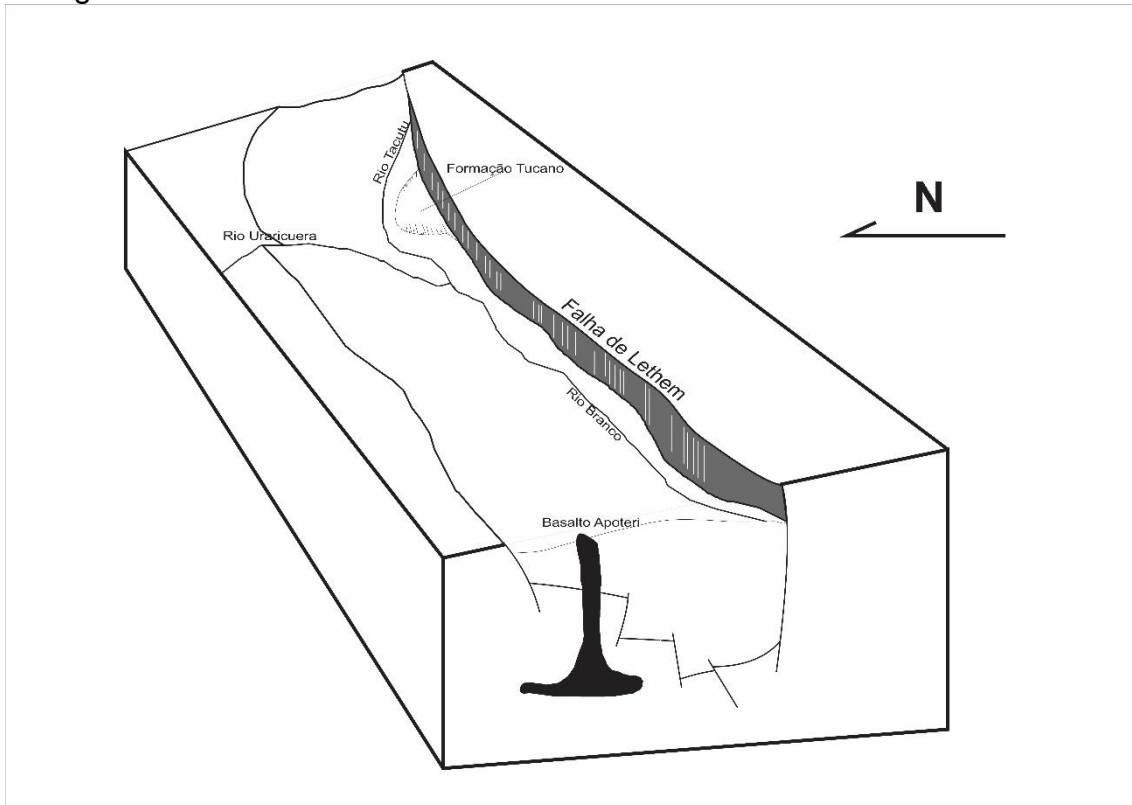
O modelo tridimensional ainda destaca a geometria de hemigráben, possuindo uma gênese diretamente ligada aos processos tectônicos que geraram os principais sistemas de falhas e fraturas durante as fases de abertura e reativação da bacia. O acentuado mergulho da seção sedimentar para sudeste confere um caráter assimétrico ao gráben, relacionado principalmente à borda sudeste (falha de Lethem), enquanto que no lado oposto o limite da bacia é marcado por uma falha normal de pequeno rejeito (Figuras 17 e 18)

Figura 17: Modelo Digital de Elevação na forma de Relevo Sombreado integrado digitalmente com uma rampa de pseudocores que refletem a variação altimétrica (a esquerda); Modelo tridimensional da região do gráben do Tacutu (à direita)



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento

Figura 18: Bloco-diagrama mostrando a geometria de hemigráben que se configura a bacia do Tacutu.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

5.1.3 Perfis Topográficos

A região do gráben do Tacutú apresenta uma diversidade considerável de formas, sendo mais facilmente percebido em imagens de relevo sombreado e perfis topográficos, úteis na avaliação da rugosidade de relevo. Estes foram elaborados a partir de interpretações dos produtos digitais de altimetria, declividade e do MDE.

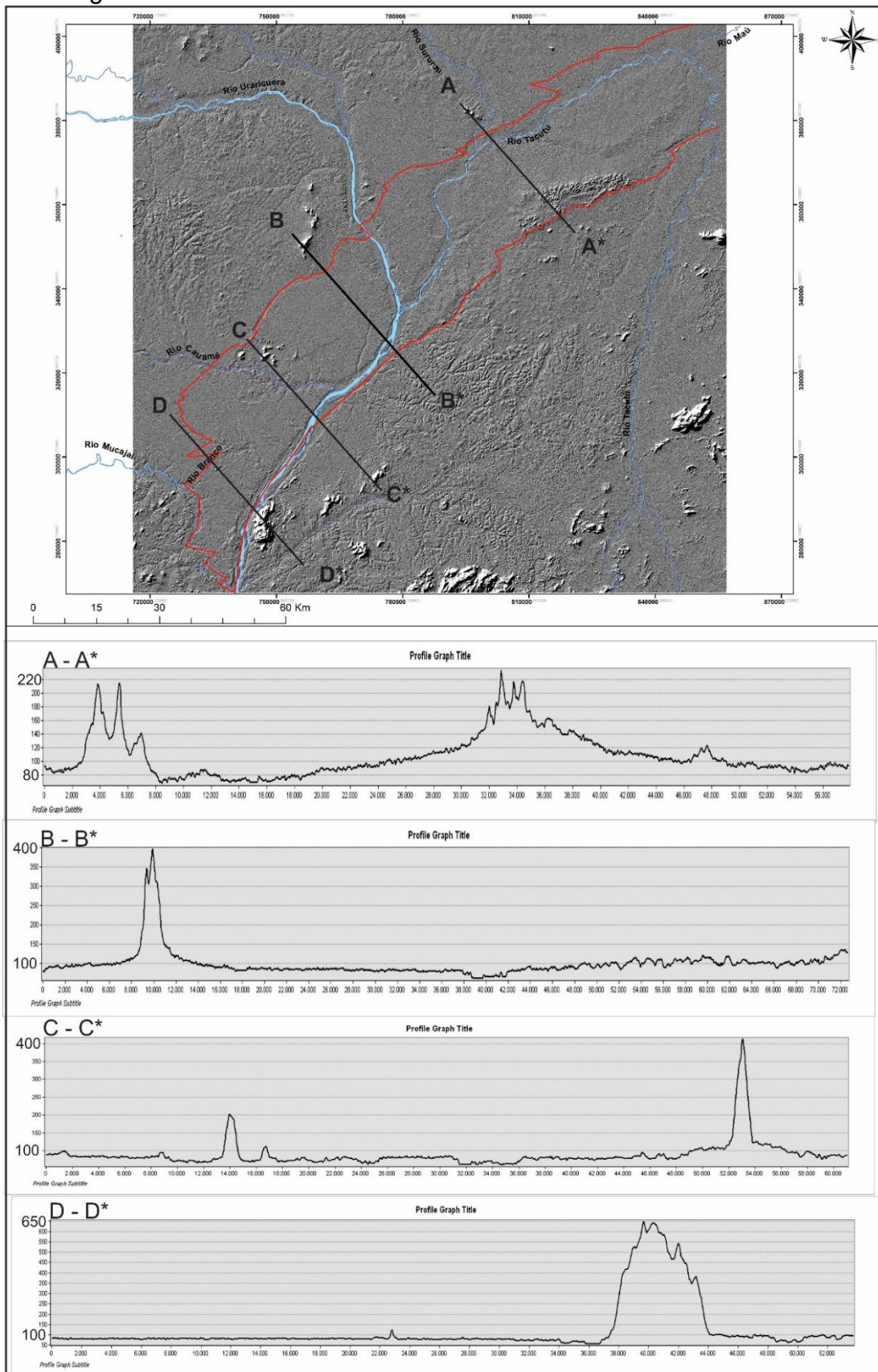
Os perfis apresentados estão organizados em quatro seções, ambos na direção NW-SE (Figura 19), que evidenciam a distribuição das formas de relevo e variação altimétrica do modelado. No perfil topográfico A – A* observou-se a predominância das baixas altitudes, sendo primeiramente interrompida por relevos residuais estruturados próximos ao leito do rio Surumu. Em seguida nota-se os desníveis topográficos suaves causados pelo conjunto de morros

dissecados da Formação Serra do Tucano, alcançando mais 200m de altitude nos pontões mais expressivos.

O perfil B – B* mostra a extensa área aplainada sendo cortada pelo rio Branco, e apresentando nuances diferentes de textura em cada lado do rio, um mais rugoso que o outro. Um importante destaque fica por conta dos inselbergs estruturados que marcam os limites do gráben, caracterizados como ombreiras e denominados de Serra do Murupu, com até 400 metros de altitude.

Os dois últimos perfis (C – C* e D –D*) repetem a persistência do relevo plano, porém com a presença de inselbergs basálticos no interior da bacia (Serra Nova Olinda) e mais representantes dos inselbergs estruturados que marcam os limites da bacia (Serra Grande), alcançando os 850 metros de altitude.

Figura 19: Perfis topográficos do gráben do Tacutu, destacando a variação morfológica da área.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

5.2 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

5.2.1 Análise Estrutural

Através dos procedimentos de fotointerpretação em imagens de sensoriamento remoto e de campo pode-se inferir sobre o arranjo estrutural do gráben do Tacutu, a partir da análise das feições texturais da paisagem (drenagem e relevo) e das estruturas geológicas.

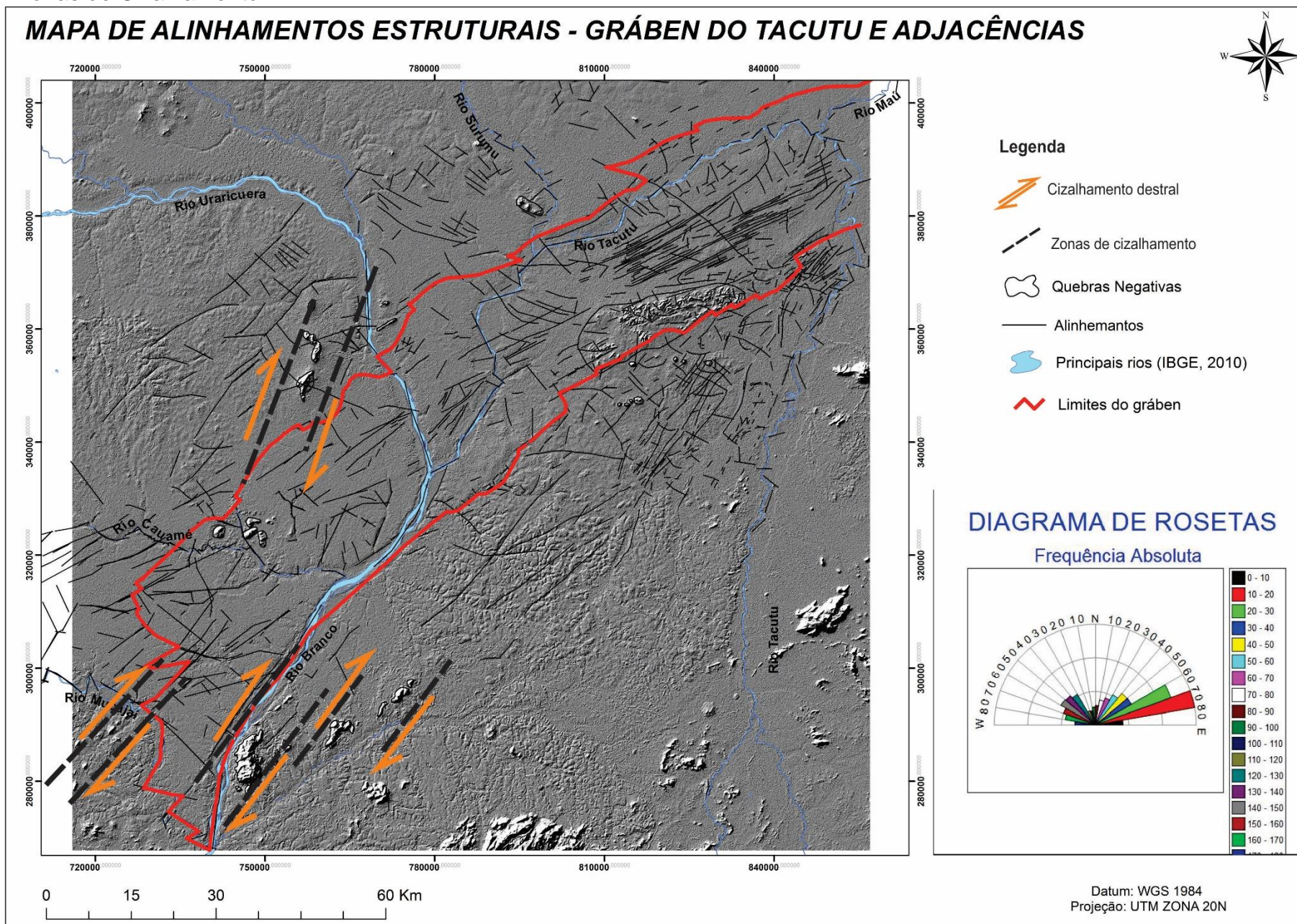
Os dados fotointerpretativos associados a dados levantados em campo e na literatura permitiram a individualização das feições texturais de drenagem e relevo, isso a partir da frequência textural, da estrutura, e do grau e ordem de estruturação, os quais compõem o conjunto das propriedades das formas. Para a definição dessas propriedades foi necessário um estudo prévio das características desses elementos texturais, representadas pela frequência, alinhamentos, tropia, simetria e uniformidade. A partir desse exame, individualizam-se na imagem vários setores com propriedades de textura e estrutura similares.

O mapa representando os lineamentos estruturais na região do gráben do Tacutu evidencia o arranjo estrutural refletido pelas feições lineares de drenagem e relevo (Figura 20). O mapa apresenta a nítida conformação dos feixes com direção preferencial NE-SW, juntamente com seguimentos que compreendem lineamentos com direção secundária, orientados preferencialmente na direção NW-SE.

Esse padrão de lineamentos estruturais reflete com precisão a orientação preferencial das estruturas geológicas regionais (Zonas de Cisalhamento Transcorrentes) geradas durante a evolução do Domínio Guiana Central, desde o Pré-Cambriano até idades cenozoicas.

A integração dos dados obtidos em laboratório, junto com as descrições das estruturas macroscópicas observadas em campo, permitiu a compreensão dos agentes geológicos responsáveis pela geração dos padrões de lineamentos fotointerpretados.

Figura 20: Mapa de alinhamentos estruturais sobreposto na imagem de relevo sombreado, destacando as principais Zonas de Cizalhamento



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

5.2.2 Mapeamento e Compartimentos Morfoestruturais

O mapeamento morfoestrutural se deu através da interpretação dos padrões de drenagem e dos lineamentos estruturais, os quais auxiliaram no traçado das flexuras do terreno decorrentes de processos tectônicos.

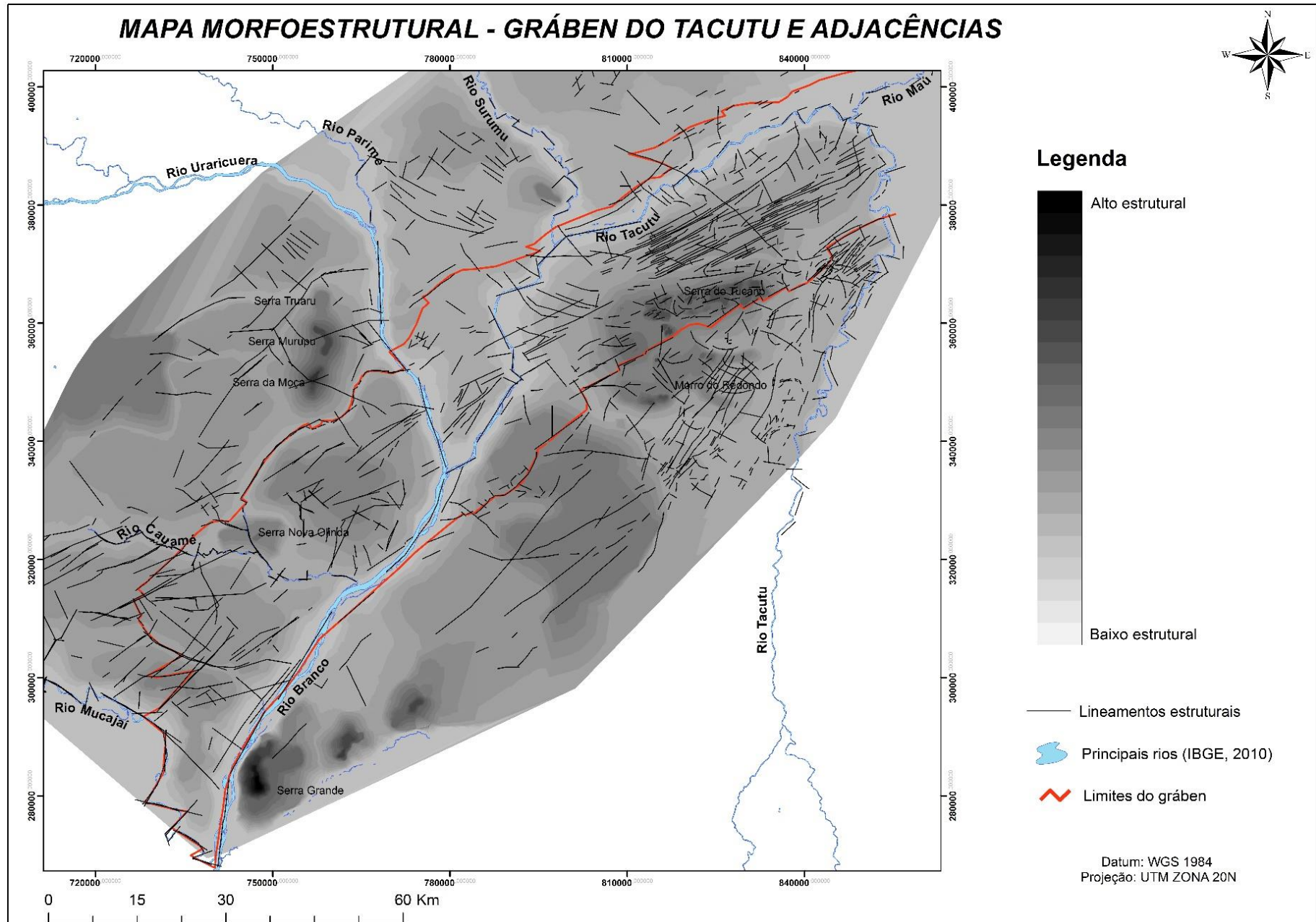
No mapa morfoestrutural (Figura 21), os maiores valores (cinza escuro) correspondem a altos morfoestruturais e os menores valores (cinza claro) os baixos morfoestruturais.

Verifica-se a partir do mapa morfoestrutural, em termos regionais, que o interior do gráben é composto por uma estrutura plana intercalada com dois principais altos estruturais, sendo eles o da Serra do Tucano e Serra Nova Olinda respectivamente. A região de borda da bacia é caracterizada pela presença de altos estruturais que evidenciam as zonas de cisalhamento dúctil pré-cambrianas no interior do Domínio Guiana Central, que provavelmente desempenharam um papel fundamental como linhas de fraquezas, as quais foram reativadas em regime rúptil extensional no Mesozoico durante a instalação da bacia do Tacutu.

Desta forma, morfoestruturas destacadas do interior do gráben, correspondentes às regiões conhecidas como Serra do Tucano (NE do graben) e Serra Nova Olinda (SW do graben) constituem arcabouços de uma sequência de morros e serras com morfologia de cuevas e altitudes variando de 100 a 300 metros, estruturados respectivamente em rochas areníticas da Formação Serra do Tucano vulcânicas basálticas da Formação Apoteri. Tanto na análise fotointerpretativa como nas medidas obtidas em campo, as estruturas como planos de acamamento, falhas transcorrentes e normais e fraturas em geral mostram forte domínio da orientação NE-SW, evidenciando a relação destas morfoestruturas com uma tectônica transpressiva, resultante de reativações no cenozoico.

Estas morfoestruturas estão circundadas por uma extensa área pediplanada, suavemente ondulada, constituída por sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista, localmente interrompida por uma superfície composta por uma crosta laterítica.

Figura 21: Mapa morfoestrutural da região do gráben do Tacutu, evidenciando o arranjo de altos morfoestruturais (positivos) e baixos morfoestruturais (negativos), condicionados pelos lineamentos estruturais.

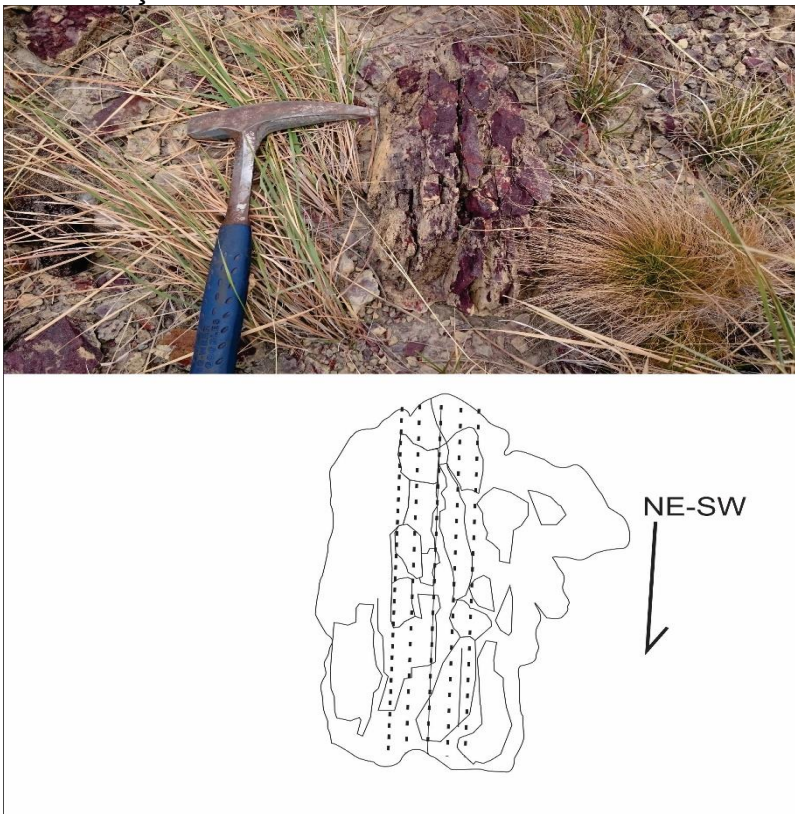


Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

Outras morfoestruturas mapeadas consistem em altos estruturais, tanto na região adjacente ao gráben a norte como na região adjacente a sul, representados por relevos residuais, cujas altitudes podem alcançar 898 m, sustentados por um conjunto de rochas do embasamento Paleo a Mesoproterozóico, formado por ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, paragnaisses, quartzitos e metassedimentos do Grupo Cauarane e rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajaí. Geologicamente estas morfoestruturas servem como ombreiras, provavelmente resultantes do abatimento de blocos rotacionados por falhas normais durante as fases pré e sín-rift.

Em campo, observou-se a conformação estrutural dessas morfoestruturas. A obtenção de pontos na Serra do Tucano mostrou a predominância de zonas de cisalhamento dútil com cinemática dextral em que essa área foi condicionada. A foliação cataclástica foi distinguida pela ocorrência de padrões de fraturamentos bem definidos, caracterizado pelo não paralelismo de estruturas primárias (Figura 22).

Figura 22: Afloramento em topo de morro na Serra do Tucano, representando uma foliação cataclástica subverticalizada bem marcada na direção NE-SW.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

Na análise fotointerpretativa realizou-se a aferição do mergulho e direção das camadas em alguns pontos da região do gráben. Esse procedimento foi realizado através da análise estereoscópica em imagens orbitais, subsequentemente refinada por meio de observações de campo com coleta de pontos no GPS e obtenção de medidas de direção e mergulho, objetivando a atitude dos corpos rochosos aflorantes.

Na área da Serra do Tucano (Figura 19), nota-se a configuração de estruturas com mergulho para SE e direção NE-SW. De forma geral contendo as medidas que variam entre 230° Az/23 SE a 211° Az/26 SE.

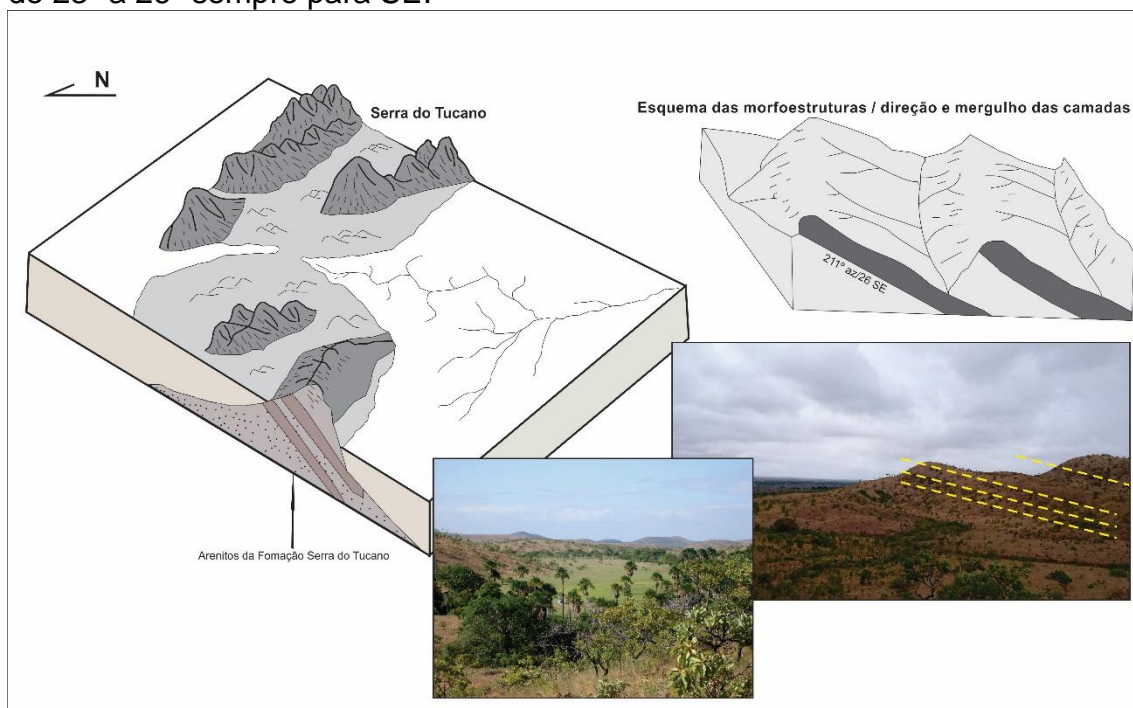
Figura 23: Afloramento de rocha arenítica na vertente do morro na Serra do Tucano. Destaca-se o acamamento, cuja atitude varia de 230° Az/23 SE a 211° Az/26 SE.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

A Formação Serra do Tucano consiste em uma sequência aflorante predominantemente arenítica. O seu contexto dentro do arcabouço estrutural da evolução do gráben do Tacutu proporcionou um aspecto enrugado, resultado da disposição das morfoestruturas que modelam o relevo juntamente com os agentes morfoclimáticos (figura 24).

Figura 24: Bloco diagrama esquemático da Formação Serra do Tucano. Destaca-se o modelo das morfoestruturas com mergulho das camadas acerca de 23° a 26° sempre para SE.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

Outra morfoestrutura que se destaca no interior do graben do Tacutu consiste nos derrames basálticos da Formação Vulcânica Apoteri. A espessura relativamente contínua dos derrames, restritos ao gráben, reforça o modelo ativo para a origem do rifte. Os basaltos da Formação Apoteri afloram na Serra Nova Olinda (ao norte de Boa Vista - interior do gráben), no Morro do Redondo e no leito do Rio Arraia (margem da rodovia BR-401).

5.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

O mapeamento geomorfológico foi realizado como parte de um processo metodológico sistemático, por meio de técnicas fotointerpretativas em imagens de Sensoriamento Remoto do tipo óptico e Modelos Digitais de Elevação (MDE). Dentro deste contexto, a classificação se baseou no princípio das forças antagonicas como agentes modeladores do relevo, que são os aspectos morfoestruturais e morfoesculturais.

Os conceitos utilizados na proposta de mapeamento têm como fundamento o ordenamento dos fatos geomorfológicos de acordo com uma classificação temporal e espacial, na qual se distinguem os modelados como uma unidade básica e seus grupamentos hierarquicamente relacionados.

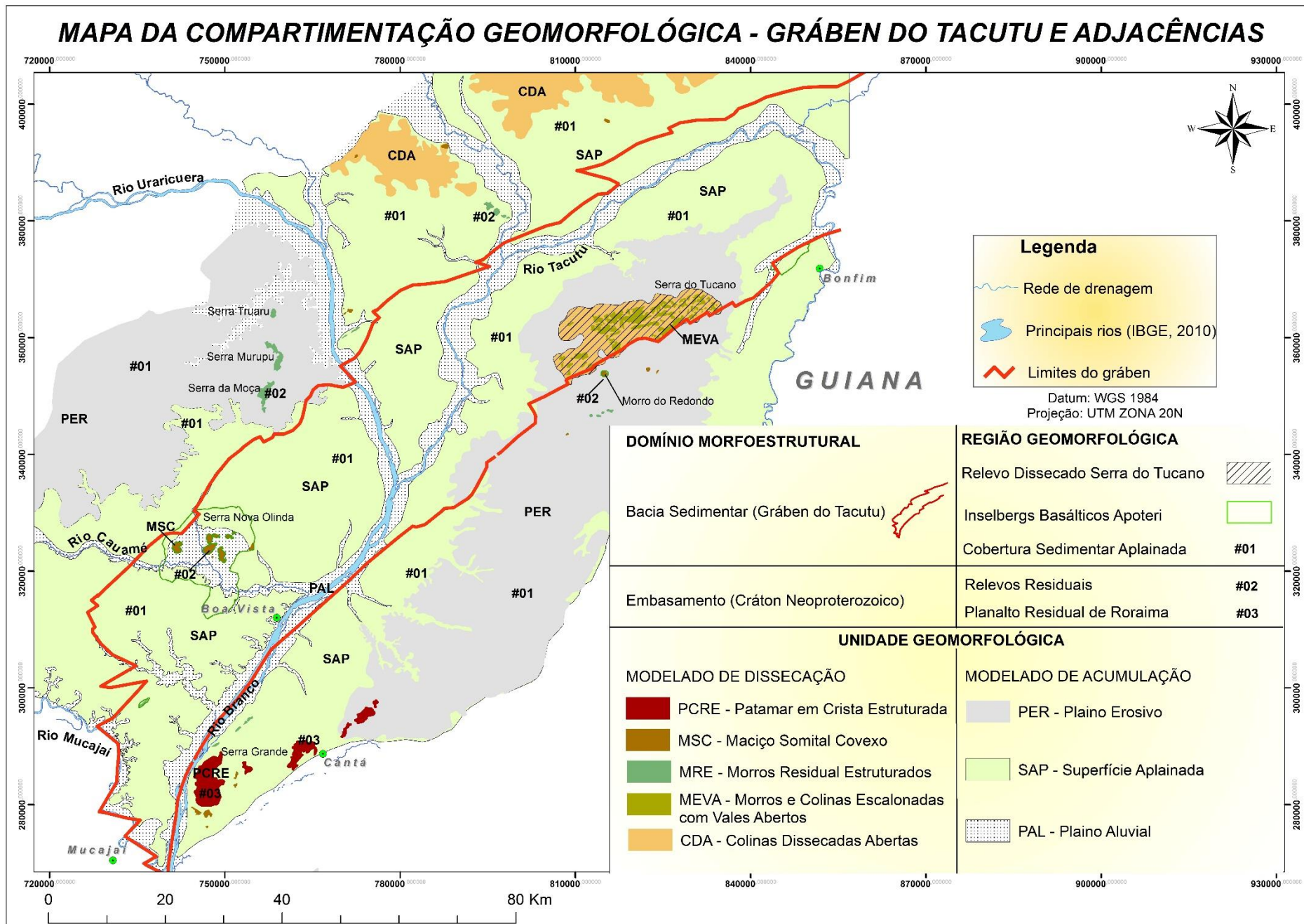
Tendo como base os parâmetros estabelecidos pelo IBGE (2009), e a sistematização taxonômica proposta por Ross (1992), de acordo com uma ordem decrescente de grandeza são identificados: Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Modelados de Dissecação e de Agradação.

Seguindo essa hierarquização da classificação do relevo, o presente trabalho propõe-se em apresentar a compartimentação geomorfológica do interior do gráben do Tacutu. O mesmo foi caracterizado como Domínio Morfoestrutural, e no seu interior são mapeadas as Regiões Geomorfológicas e seus respectivos tipos de Modelado.

A compartimentação do relevo da região de entorno compreende unidades morfoestruturais descritas nos trabalhos de Franco *et al.* (1975), Costa (2008) e Beserra Neta e Tavares Júnior (2008). Estas consistem no Planalto Residual de Roraima e Relevos Residuais, constituindo-se como marcadores dos limites do gráben do Tacutu.

O mapa da compartimentação geomorfológica (Figura 25) mostra todo o mapeamento proposto e o referenciado pela classificação da literatura.

Figura 25: Mapa da compartimentação geomorfológica apresentando os modelados que constituem o relevo da região do gráben do Tacutu.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

O modelado da paisagem que compõe a região do gráben do Tacutu corresponde diretamente com a morfoestrutura e os processos geomorfológicos atuantes. Neste contexto, são identificados dois tipos de modelados decorrentes dos processos atuais: modelado de dissecação e modelado de acumulação.

O Modelado de Dissecação corresponde às unidades identificadas: Morros e Colinas Dissecadas, Colinas Dissecadas Abertas, Maciço Convexo Estruturado, Maciço Residual Estruturado, Maciço Somital Convexo, Morros e Colinas Escalonados com Vales Abertos e Patamar em Crista Estruturada. O Modelado de Acumulação é descrito em três unidades, estas denominadas de Plano Erosivo, Superfície Aplainada e Plano Aluvial.

As formas de relevo identificadas são evidenciadas conforme a descrição a seguir.

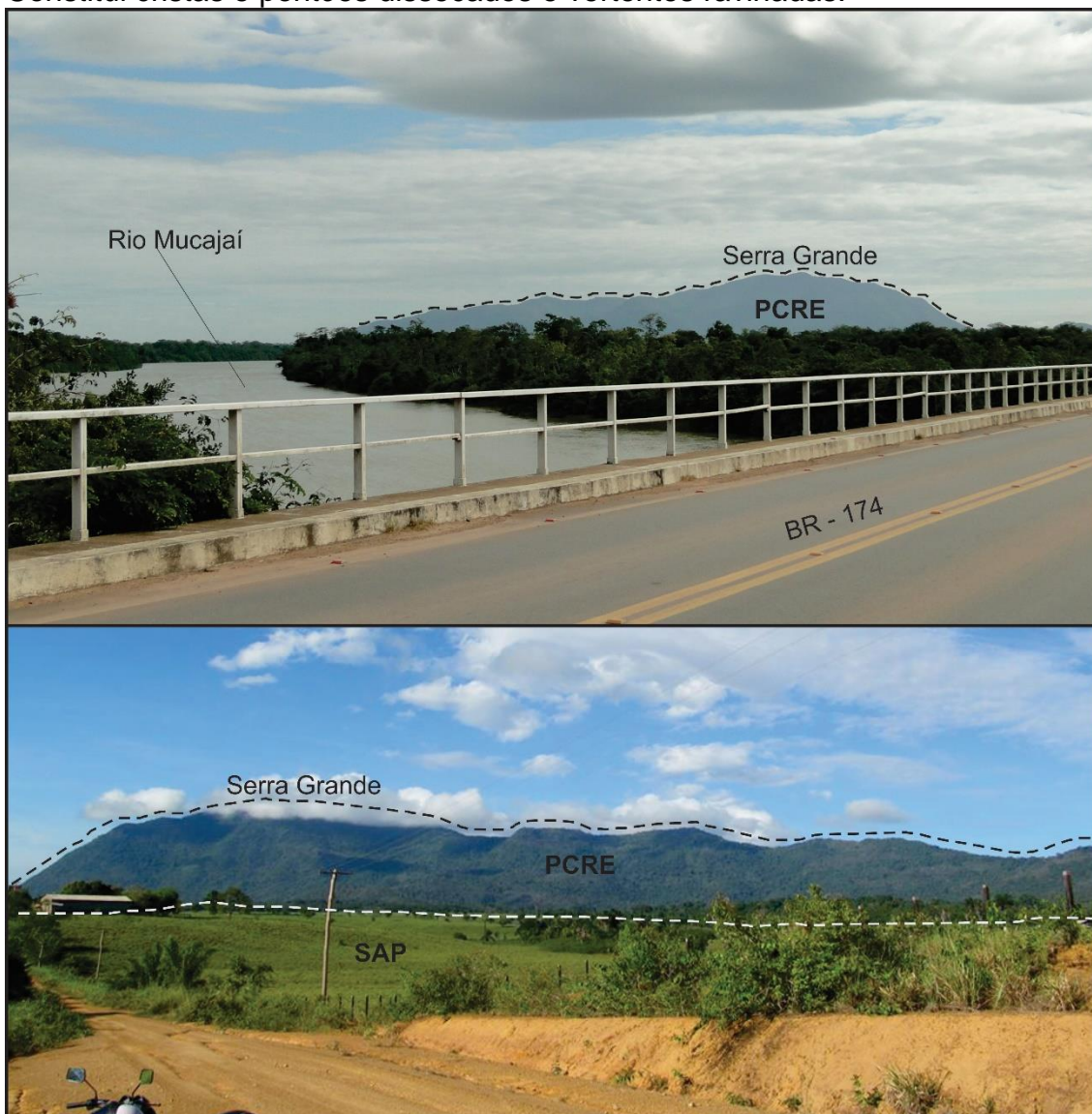
5.3.1 Patamar em Crista Estruturada – PCRE

Estas formas se sobressaem em meio a um relevo das áreas Aplainadas do Pediplano Rio Branco – Rio Negro (Franco *et al.*, 1975). Constitui uma morfologia de erosão diferencial com controle estrutural, elaboradas em rochas de suítes magmáticas e metamórficas e representadas por serras e maciços montanhosos isolados com vertentes intensamente ravinadas, formados por cristas e pontões alinhados na direção preferencial NE-SW junto ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central (CPRM, 1999), cujas altitudes podem alcançar os 800 metros. Compondo a Unidade Morfoestrutural descrita por Franco *et al.* (1975), estes planaltos residuais constituem interflúvios que dividem os afluentes do alto e baixo rio Branco.

Na margem esquerda do rio Branco, a Serra Grande, é composto vertentes podem ser caracterizadas como Retilínea Côncava – (RCC), Retilínea (RT), Retilínea Côncavo-convexa (RCC-CV) e Côncavo-convexa (CC-CV). As estruturas são elaboradas em rochas metamórficas da Suíte Intrusiva Mucajaí (Mesoproterozoico) e Complexo Vulcânico Rio Urubu (Paleoproterozoico).

Essas formações são cobertas por floresta, cobrindo os topos, vertentes e os vales encaixados. A figura 26 corrobora com os aspectos mencionados.

Figura 26: Perspectivas da Serra Grande, localizado às margens do Rio Branco – visão a partir da ponte do rio Mucajaí e do lado leste da serra respectivamente. Constitui cristas e pontões dissecados e vertentes ravinadas.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

As formações em crista correspondem às estruturas positivas (altos estruturais), caracterizadas por falhas normais, dentro de uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil (REIS, 2003; Hanh, 2013), condicionando a estruturação preferencial a NE-SW.

A drenagem caracteriza-se como treliça de falha, típica de área submetida a deformações tectônicas, como a região que se caracteriza por uma zona dúctil-rúptil. As deformações são associadas a estruturas falhadas,

interceptadas por lineamentos no qual aos cursos se instalam. A drenagem em forma de treliça como afirma Twidale (2004), ocorre em afloramentos rochosos lineares, como é o caso desse compartimento no qual a presença de gnaisses orientados a NE-SW, imprimindo um padrão direcional na drenagem.

5.3.2 Maciço Somital Convexo – MSC

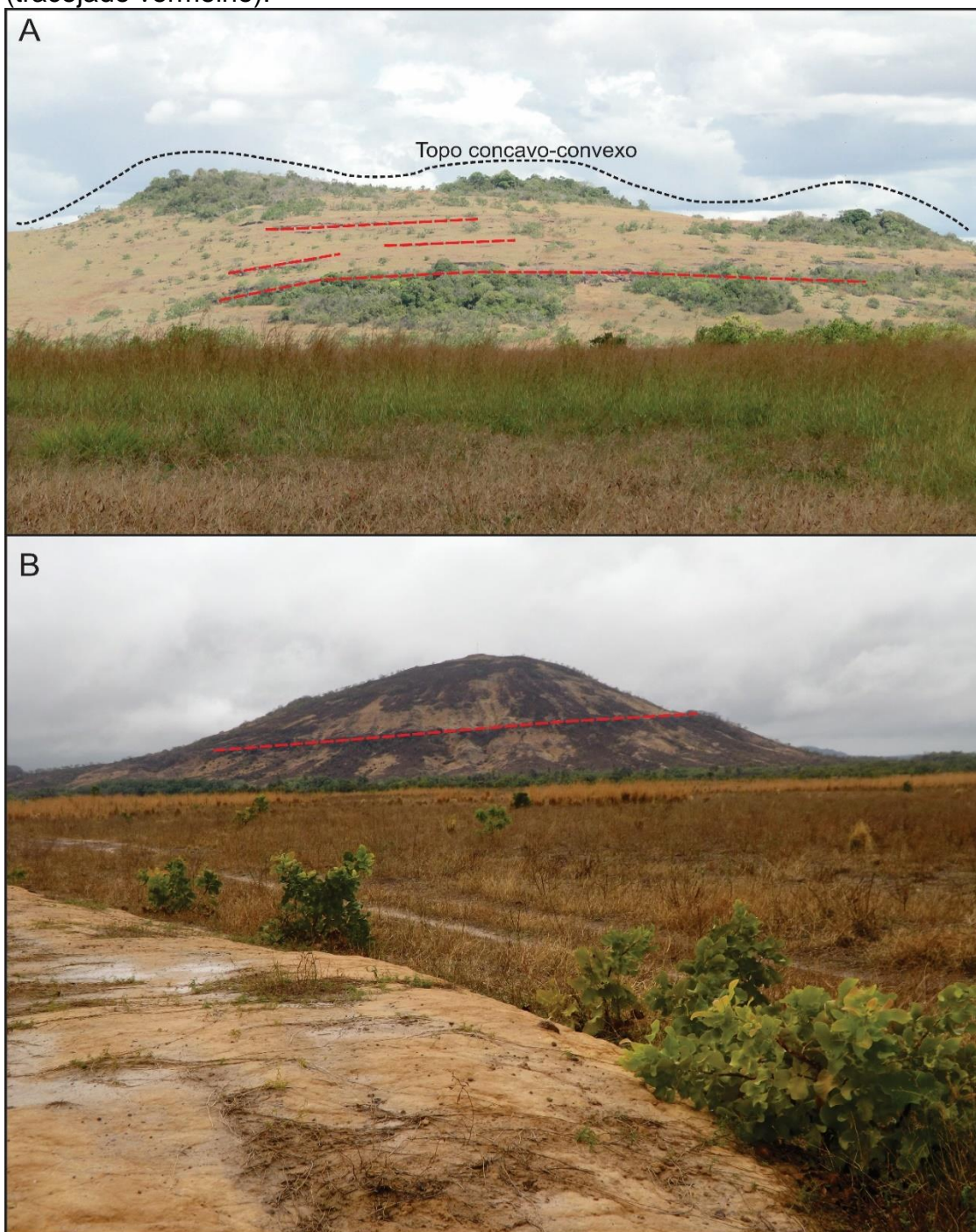
Essa morfologia destaca-se em meio às áreas de aplainamento, apresentando altitudes que variam de 150 a 350 metros, com topos convexos na forma de pontões e vertentes inclinadas entre 45° a 55° intensamente ravinadas. Observa-se blocos rochosos expostos nas vertentes, bem como franjas de depósitos coluvionares onde se nota a presença de formações arbóreas, de forma a se destacar em meio às planuras.

A noroeste da cidade de Boa Vista, um importante representante dos Relevos Residuais comparece da forma de conjunto de relevo residual denominada serra Nova Olinda, estruturada em derrames basálticos da Formação Apoteri da base do gránben do Tacutu (Figura 27A). A serra Nova Olinda apresenta topo com variações côncavo/convexo e cristas alongadas na direção NE – SW. Sua base apresenta a formação de áreas abaciadas gerando pequenos divisores de água e áreas alagadas. Em sua vertente é possível notar patamares formados pelos antigos pulsos magmáticos das rochas basálticas.

Estas formas ocorrem também de forma isolada nas regiões de borda dos limites do rifte. O primeiro exemplo fica por conta ainda de formas estruturadas nas vulcânicas Apoteri, como o morro do Redondo, com forma de maciço isolado e com vertente ravinadas e com a patamares que evidenciam os pulsos magmáticos (Figura 27B).

Outras formas se destacam no setor norte, como maciços isolados distribuídos nas proximidades dos rios Uaricuera e Surumu. Estas formas encontram-se estruturadas em paragnais e gnaisses calcissilicáticos do Grupo Cauarane de idade Paleoproterozoica.

Figura 27: Serra Nova Olinda (A), nas adjacências da cidade de Boa Vista; Morro do Redondo (B), nas proximidades da BR-401 (Km 10). Em ambos é possível observar os patamares nas vertentes formados por derrames basálticos (tracejado vermelho).



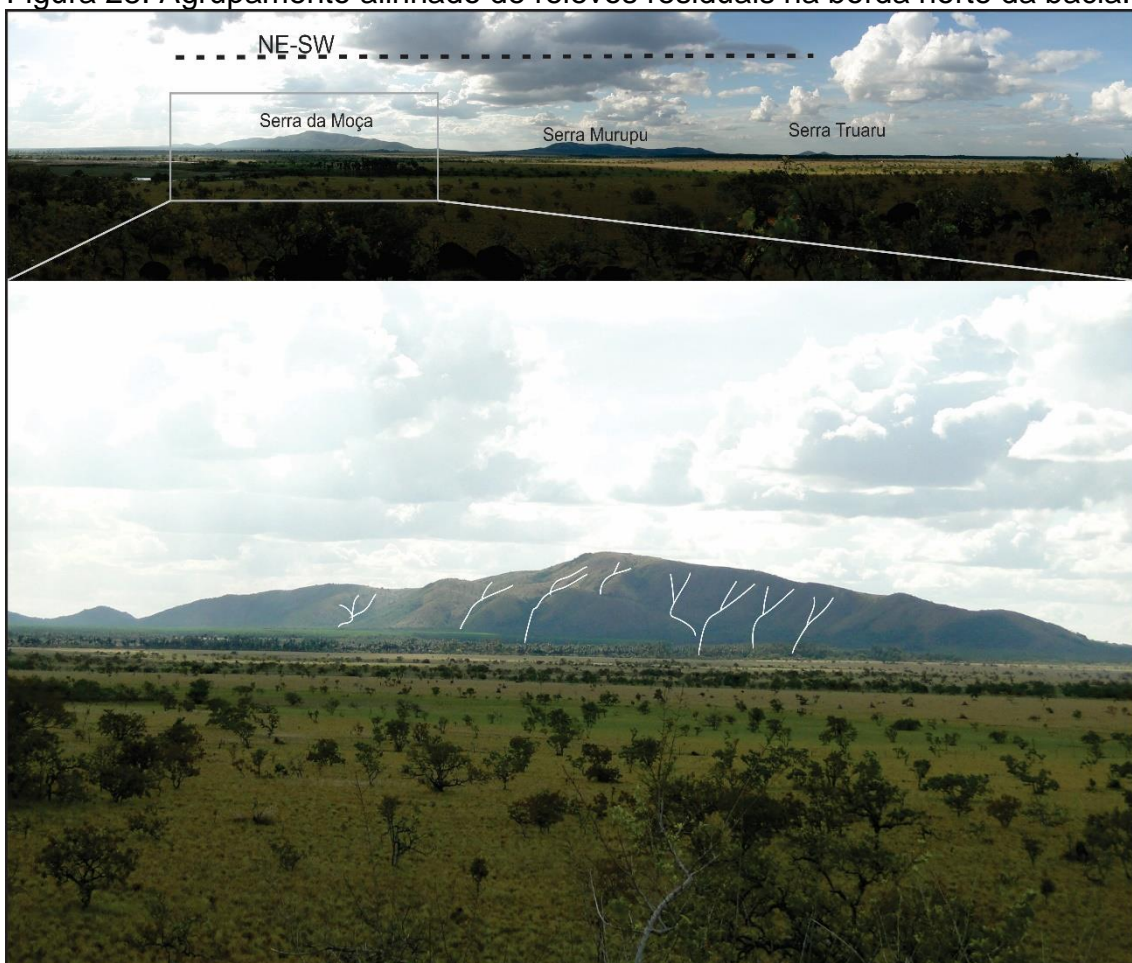
Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

5.3.4 Morros Residuais Estruturados – MRE

Esta morfologia comparece em forma de inselbergs estruturados, seguindo um padrão de cristas alinhadas, com ravinas dissecadas e comumente agrupados em sequencias de serras e morros alinhados de acordo com o padrão regional de lineamentos estruturais (Figura 28).

As principais formas se destacam na borda norte do gráben, como presença de feições residuais a exemplo serra da Moça, Murupu e Truarú, elaboradas em rochas Paleoproterozoicas do Grupo Cauarane. As características obtidas pela investigação da declividade e técnica de sombreamento permitem interpretar que a maior elevação desse tipo de modelado, o qual interrompe as superfícies aplainadas do Pediplano Rio Branco – Rio Negro podem atingir até 400 metros de altitude.

Figura 28: Agrupamento alinhado de relevos residuais na borda norte da bacia.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

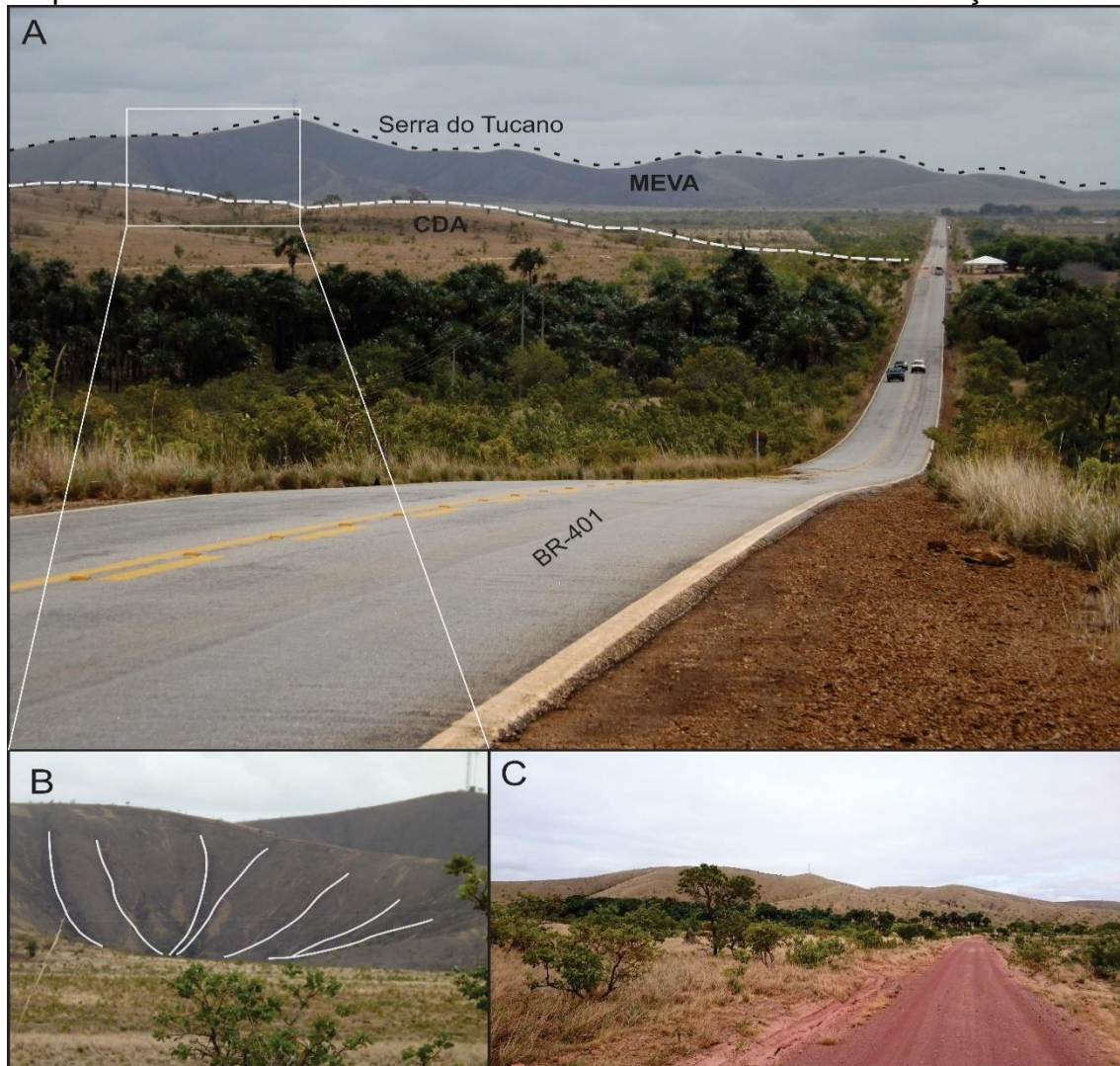
5.3.5 Morros e Colinas Escalonadas com Vales Abertos – MEVA

No caso da área de estudo desse trabalho, esse modelado tem como representante a Região Geomorfológica da Serra do Tucano. Eiras e Kinoshita (1988) denominam de Formação Serra do Tucano como formas provenientes da serra homônima, levando em consideração a diferenciação estratigráfica do pacote arenítico da então Formação Tucano (Reis *et al.* 1994).

A estruturação litológica, conforme Brasil (1999), a apresenta boa seleção granulométrica, cujas principais feições sedimentares relacionam-se a estratificações cruzadas acanaladas de médio (0,5m) a grande porte (10m). Os litotipos estão normalmente representados por quartizito arenito composto por fragmentos quartizosos pouco arredondados e mal selecionados, gradacionais a areneitos arcoseanos friáveis.

A serra do Tucano caracteriza-se por formas mais abauladas e uma sucessão de morros e colinas, apresentando vales onde há a concentração de drenagem. Consiste em formas mais dissecadas estruturadas em rochas areníticas da Formação Serra do Tucano (Figura 29).

Figura 29: Paisagem referente a região da Serra do Tucano, mostrando a sequência dos morros dissecados formando o Modelado de Dissecação.



Elaboração: Silas de Oliveira Nascimento (2016).

5.3.6 Colinas Dissecadas Abertas – CDA

Esta morfologia faz contato direto com os Morros e Colinas Escalonados com Vales Aberto da Serra do Tucano, sendo uma transição para o Plano Erosivo. Se diferencia da Superfície de Aplainamento por apresentar um aspecto morfológico mais enrugado, com drenagens bem marcadas e escavadas.

Na Formação Serra do Tucano, se destaca como uma área de colinas dissecadas com vales encaixados, distribuídos de formas descontínua. Estas colinas alcançam altitude média de 150 metros se sobressaem no relevo aplainado do Pediplano Rio Branco – Rio Negro.

Esse modelado é individualizado por apresentar parâmetros físicos diferenciados, seja pelo comportamento da rede de drenagem, seja pela presença de planos abaciados, ou ainda zona de concentração de sistema lacustre. Nas bordas norte/nordeste e sul do gráben, dispõe-se na forma de uma extensa superfície suavemente ondulada instalada sobre rochas do Grupo Cauarane e sobre sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista e mais restritamente da unidade Areias Brancas, e no seu interior se restringe às duas últimas.

Na região em destaque, esse modelado predominantemente exibe uma vasta região plana, intercalada com colinas e morros residuais e topos levemente convexos.

5.3.7 Plaino Erosivo – PER

O Plaino Erosivo se mostra como o primeiro estágio do modelado de acumulação, dentro do contexto da região do gráben do Tacutu. Este modelado caracteriza-se por apresentar um padrão de drenagem variando de dendrítica a subdendrítico, oriundos de uma planície com médio a alto grau de dissecação, onde se encontra a instalação de lagos e nascentes dos principais igarapés e rios de médio porte.

Está estruturado nos sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista, areias na forma de dunas eólicas ativas e fósseis da Formação Areias Brancas e Depósitos Aluvionares, todos de idade Cenozoica (HANH, 2013).

5.3.8 Superfície Aplainada – SAP

Esta unidade compreende uma extensa superfície de aplanamento que apresenta áreas conservadas e dissecadas em rochas pre-cambrianas, sedimentos inconsolidados de cobertura terciária a pleistocênica, com altitudes variando de 80 a 160 metros. Pequenas ondulações, conhecidas regionalmente por "tesos", elaboradas em blocos concrecionários lateríticos, marcam os interflúvios dos inúmeros igarapés na sua maioria intermitentes, e que são bordejados por palmeiras de buritis (*Mauritia flexuosa*) formando belas veredas.

Essa morfologia é produto do processo de denudação das cotas altimétricas mais elevadas, formando extensas áreas planas preenchidas por sedimentos de origem colúvio-aluvionar e detrítico-lateríticas.

Esta unidade caracteriza-se por sucessivos processos de aplanamento ao longo do tempo geológico através de processos morfogenéticos, denominados de pediplanação (King) e peneplanação (Davis) o que fica evidenciado pelas baixas declividades que variam 0,1° a 25° graus.

5.3.9 Plano Aluvial – PAL

Referem-se às áreas baixas e planas ao longo do vale dos rios Branco, Uraricuera, e Tacutu, e dos principais rios de médio porte como rio Cauamé e Mucajá. O relevo suave indica que os sedimentos são mais arenosos e depositados pelo próprio rio (depósitos aluviais). Este compartimento transita lateralmente para uma superfície de eversão de aspecto pediplanizado. Nos planos aluviais do rio Branco (nível de base local), há ocorrência de extensas barras arenosas e muita sedimentação associadas a barramentos na drenagem. O curso do rio Branco mostra-se fortemente influenciado pelo controle estrutural do gráben.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho se propôs em trazer um mapeamento geomorfológico da região do gráben do Tacutu, uma vez que tal área carece de estudos em escalas de maior detalhe de cunho geomorfológico. Com base na metodologia de mapeamento geomorfológico proposto pelo IBGE (2009), pôde-se enquadrar a bacia do Tacutu como Domínio Morfoestrutural, contendo outras três Regiões Geomorfológicas: Relevo Dissecado Serra do Tucano, Inselbergs Basálticos Apoteri e Cobertura Sedimentar Aplainada.

As formas de relevo identificadas na região do gráben do Tacutu são classificadas em: Modelado de Dissecação – Patamar em Crista Estruturada (PCRE); Maciço Somital Convexo (MSC); Morros Residuais Estruturados (MRE); Morros e Colinas Escalonados com Vales Abertos (MEVA) e Colinas Dissecadas Abertas (CDA) e Modelado de Acumulação – Plano Erosivo (PER); Superfície Aplainada (SAP) e Plano Aluvial (PA).

A classificação destas unidades evidencia uma morfologia de superfície erosiva, com pronunciado grau de dissecação das formas de relevo, concordando com os estudos de Guerra (1957); Beserra Neta (2008).

As evidências reunidas até o presente momento permitem tecer as considerações abaixo, sobre o quadro morfoestrutural e geomorfológico do gráben do Tacutu.

A utilização de técnicas atuais para o processamento de imagens de sensoriamento remoto proporciona ao trabalho um avanço significativo, tornando possível representar de maneira mais eficiente e completa os levantamentos temáticos apresentados.

A aplicação conjunta de MDT's e imagens de satélite possibilitam uma modelagem mais fidedigna da área de estudo, constituindo assim em uma importante ferramenta para análise da influência da tectônica sobre os compartimentos do relevo a partir da elaboração das feições morfotectônicas.

A análise fotointerpretativa pôde contribuir para a interpretação estrutural do gráben. As análises indicam uma estrutura decorrente de um sistema de falhas transcorrentes destrais NE-SW, que condicionam a orientação do relevo e drenagem, além da presença de planos de cisalhamento sinistrais com orientação oposta aos demais planos com orientações NW-SE

O arcabouço tectônico, interpretado por meio do mapa morfoestrutural, indica que os corpos sustentados pelas unidades litoestratigráficas possuem sua gênese diretamente ligada aos processos tectônicos, resultado dos sistemas de falhas e fraturas durante as fases de abertura e reativação da bacia.

As estruturas que ocorrem na região do gráben do Tacutu refletem um papel importante na gênese do relevo: definindo a elaboração das áreas deposicionais, influenciando na morfologia e sedimentação. Essas regiões de margem passiva de continente por muito tempo foram tratadas como tectonicamente inativas, mas este estudo sugere que falhamentos antigos reativados atuaram e controlam as formas que se encontram na paisagem do gráben.

Dessa forma, é possível afirmar que coberturas sedimentares e feições morfotectônicas não podem ser agrupadas apenas como resultado de um único evento de soerguimento e conseqüente rebaixamento das superfícies de erosão. Nesse sentido, é necessário fazer um estudo detalhado não apenas das formas, mas também dos processos que contribuíram para a elaboração da paisagem geomorfológica.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. v. 6, p. 41 – 48, 1957.

AB SABER, A.N. Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, v. 3, p. 45-48. 1967.

AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, 4/5: 116-125, 1967.

ABREU, A. A. A Teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. n. 2, (51-57), 2003.

AITKEN, M.J. An Introduction to Optical Dating. **Oxford University Press**, Oxford. 1998.

ALMEIDA, F. F. M. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. **Inst. Geogr. Geol.** São Paulo. 1963

_____. Origem e evolução da plataforma brasileira. **DGM, DNPM**. v. 241, p. 1-36. 1967.

_____. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. in: **Congresso Soc. Bras. Geol. Anais**, p. 29-46, 1969

_____. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: **SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA**, 3, 198, São Paulo. SBG, v. 1, p.1-20, 1981.

ANDRADE, C. A. C.; CUNHA, F. M. B. Revisão Geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. **An. XXV Congr. Bras. Geol.**, v.3, p. 93 – 112, 1971.

ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. e MADRUCCI, V. - Análise Morfoestrutural em Área de ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 24, p. 25-41. 2003

BATES, R. L., JACKSON, J.A. Glossary of Geology American. **Geological Institute**, Alexandria, Virginia, 788p. 1987.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A. Território do Rio Branco: Aspectos principais da Geomorfologia, da Geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. **Bol. Div. Geol. e Mineral**, Rio de Janeiro, v. 196, p. 46, 1959.

BARBOSA, R. I.; KEIZER, E.; PINTO, F. **Eossistemas Terrestres de Roraima: Área e Modelagem Espacial da Biomassa**. In: BARBOSA, R. I.; MELO, V. F. (Org.) Roraima-Homem, Ambiente e Ecologia. Boa Vista, FEMACT, p. 347 – 368. 2010

BERRANGÉ, J. P.; DEARNLEY, R. The apoteri volcanic formation – tholeiitic flows in the North Savannas Gráben of Guyana and Brazil. **Geologische Rundschau, Stuttgart**, v. 64, n. 1, p. 883-899, 1975.

BEIGBEDER, Y. La region moyenne du Haut rio Branco (Brésil): Étude Geomorphologique. **Trav. Mém. Inst. Hautes Études Amerique Latine**, Paris, p. 254, 1959.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Petrópolis: Vozes, 351p. 1973.

BERTRAND, G. **Paisagem e Geografia Física Global. Esboço Metodológico**. Revista RA'EGA.UFPR, Curitiba n 8. p 141-152, 2004.

BESERRA NETA, L. C.; TAVARES JÚNIOR, S. S. Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensores Remotos. In: SILVA, P. R. F. e OLIVEIRA, R. S. (org.). **Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado**. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 168-192. 2008.

BIGARELLA, J.J. 2003. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. v. 3, Florianópolis: 2. Ed. UFSC. p. 877-1436, 2007.

BOTT, M. H. P. Formation of Sedimentary Basins of Graben Type by Extension of the Continental Crust. **Elsevier Science Publishers**. V. 36, p. 77 – 86. 1976.

BOTT, M. H. P. Mechanism of Graben Formation – The Wedge Subsidence Hypothesis. **Elsevier Science Publishers**. V. 94, p. 11 – 22. 1983.

BURKE, K. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. **Elsevier Science Publishers**. V. 36, p. 93 – 112. 1976.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto Radambrasil**. Folha NA 20 Boa Vista e Parte das folhas NA 21 Tumucumaque, NB 20 Roraima e NB 21. Rio de Janeiro, P. 428. 1975.

BRAUN, O. P. G. Contribuição Geomorfológica do Brasil Oriental. **Ver. Bras. Geogr**, v 32, p. 3 – 39, 1970.

BRICEÑO, H. O.; SCHUBERT, C. Geomorphology of Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. **Geomorphology**, v. 3, p. 125 – 141, 1990.

BRITO NEVES, B. B. et al. Sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31. p. 1-15. 2001a.

_____. O terreno alto Moxotó no leste da Paraíba (maciço Caldas Brandão). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31. p.16-31. 2001b.

_____. O sistema tafrogênico Terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozócio. **Revista Brasileira de Geociências**. v.34(1), p.127-134. 2004.

BURKE, K. Development of Graben Associated With the Initial Ruptures of the Atlantic Ocean. In: BOTT, M. H. P. (Org.), **Sedimentary Basins Of Continental Margins and Cratons Tectonophysics**. v. 36, p. 93 – 112. 1976.

CARVALHO, P. R. S. **Análise comparativa da métodos para delimitação automática das sub-bacias do alto curso do Rio Petro**. Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, Brasília. 2007. CHORLEY, R. J. A Geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 11, nº 21, p. 3 - 32, 1969.

CARVALHO, T. M.; LATRUBESSE, E. M. **Aplicação de Modelos Digitais do Terreno (MDT) em Análises Macrogeomorfológicas: O caso da Bacia Hidrográfica do Araguaia**. Revista Brasileira de Geomorfologia, Ano 5, n 1., 2004. pp. 85-93

CHOUBERT, B. Ages absolus du Prévambrien guyanais. **C. R. Acad. Sci. Paris**. v. 258, p. 631-634. 1964.

CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Análise de sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec/Edusp. 1979.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas . Brasília:CPRM, CD-ROM. 1999

COSTA, J. A. V. – Compartimentação do relevo do estado de Roraima. In: OLIVEIRA, R. S. (org.). **Roraima em foco: pesquisas e apontamentos recentes**. UFRR. Boa Vista, p.77- 107, 2008.

CORRÊA, A. C. B. *et al.* Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, p. 35 – 52, 2010.

CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/SINTEP (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. Publ. n.º 15), 1984.

CORTI, G. Continental rift evolution. From rift initiation to incipiente break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. **Earth-Science Reviews**. v. 96. 2009. p. 1-53

CHAVES, JR. An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data. **REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT**. Arizona, n. 24, p. 459-479, 1988.

CRANE, R.B. Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, 7., Michigan, 1971, Proceedings. Michigan: EnvironmentResearchInstitute, p. 1345-1355, 1971.

CRAWFORD, F. D.; SZELEWSKI, C. E.; ALVEY, G. D. Geology and Exploration in the Takutu Graben of Guyana and Brazil. **Journal of Petroleum Geology**, v. 8, n. 1, p. 5 – 36. 1985.

DEMEK, J.; KIRCHNER, K.; MACKOVCIN, P.; SLAVIK, P. **The Map of Morphostructures of the Czech Republic**. Rev. Geomorphologia Slovaca et Bohemica, n1 p. 4-14. 2007.

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

EIRAS, J. F. e KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. In: **Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, v.5**. 1988

FITZ, P. R. **Geoprocessamento Sem Complicação**. Ed. Oficina de Texto. São Paulo, 2008. 160 p.

FLORENZANO, T. G. **Sensoriamento Remoto para Geomorfologia**. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. Ed. Oficina de Texto. São Paulo, 2008. pp. 31-71.

FRANCO, E. M. S.; DEL'ARCO, J. O. E.; RIVETTI, M. Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: Brasil. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro: DNPM, v.8, p.139-180, 1975.

GARCÍA-PALOMO, A.; ZAMORANO, J. J.; LÓPEZ-MIGUEL, C.; GALVÁN-GARCÍA, A.; CARLOS-VALÉRIO, V.; ORTEGA, R.; MACÍAS, J. L. **El Arregolo Morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central**. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 25, nº 1. 158-178. Ciudad de México, 2008.

GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do médiovale do rio Paraíba do Sul: região da Serrada Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, p. 259. 1999.

GUERASSIMOV, P. I. **Essai d'interpretation geomorphologique Du Scheme General de la Structure géologique de U.R.S.S.** Problems de Geographi physique. Moscou 1946

GUERASSIMOV, I. L.; Les traits struturaix du relief de la surface terrestre sur le territoire de l' U.R.S.S. et leur origine, Moscou, Izd-vo AN S.S.S.R., 1959

HAHN, P. Y. S.; TAVARES JÚNIOR, S. S; BESERRA NETA, L. C. e NASCIMENTO S. O. Estudos tectônicos na Bacia do Tacutu-RR por meio de fotointerpretação geológica em Imagens do sensor óptico CCD/CBERS 2B e Levantamentos em campo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 12, 2011. Boa Vista-RR. SBG. 2011

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) – Manual Técnico da Vegetação Brasileira, 2012

IBGE. Geografia do Brasil: Região Norte. **Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Rio de Janeiro. P. 466, 1978.

JESEN, J. R. Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução de José Carlos N Epiphânio; Antônio Farmaggio, et al. tradução da 2ª. ed. São José dos Campos, SP, 2009.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. 18(2), 1956

KINGSTON, D. R., DISHROOM, C. P., WILLIAMS, P. A. **Global basin classification system**. AAPG Bulletin, 67. p. 2175 - 2193. 1983.

MADRUCCI, V.; Análise Morfoestrutural em Área de Ocorrência de Arenito Asfáltico, Baciado Paraná, **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 24(1/2), 25-41, 2003

MADRUCCI, V.; VENEZIANI, P.; PARADELLA, W. R. **Estudo Estrutural através da interpretação em Imagens TM-Landsat 5 e sua associação com mineralizações auríferas em Alta Floresta, Mato Grosso**. In: KLEIN, E. V.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Org) Contribuições a Geologia da Amazônia. Vol 3. Belém, 2002. pp. 215-226.

MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; MENESES, P.R. e CSORDAS, S.M. Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS/Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. **Relatório INPE-2445-RTR/015**. São José dos Campos, p. 170, 1982.

MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudoeste da Ilha do Marajó**. (INPE-15304-TDI/1355). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

McCONNELL, R. B. Fundamental Faults Zones in the Guiana and West African Shield in Relations to Presumed Axes of Atlantic Spreading. **Geol. Soc. Am. Bull.** v. 80, p. 1775 – 1782. 1969.

McDOUGALL, I. Isotopic dating of Roraima Dolerites. **Geophys. J. R. Astron. Soc.** v. 16, v. 141-145, 1968.

MESCERJAKOV. J. P. **Les Concepts de Morphostructure et de Morphoesulpture, um nouvel instrument de analyse geomorphologique**. Annales de Geographie. N 77. 1968. pp. 539-552.

MONTEIRO, C. A. F Willian Morris Davis e a Teoria Geográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, nº 1, 2001.

MORAIS NETO, J. M. e ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista brasileira de Geociências** 31(1). São Paulo, p. 95-106, 2001

PANDYA, M. R. Development of a scheme for atmospheric correction of Ressourcesat-2 AWiFS data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**. Surat. n 40. p 64-73. 2015.

PAZ, A.R.; COLLISCHONN, W. **Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM**. Revista Geográfica Acadêmica. v. 2, n. 2, p. 84-95, 2008.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. **The Shuttle Radar Topography mission – a new class of digital elevations models acquired by Spaceborne Radar**. Journal of Photogrammetry e Remote Sensing. n 57, 2003. pp. 241-262.

REIS, N. J.; SANTOS, J. O. S.; RIKER, S. R. L.; PESSOA, M. R.; PINHEIRO, S. S. A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus – enfoque a seus ambientes deposicionais. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, 1991. **Anais**. Belém: SBG/NO, 1991. p.361-370, 1991.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G. e ALMEIDA, M.E. Geologia do estado de Roraima, Brasil. *Geologie de la France*, n. 2-3-4, p. 121-134, 2003.

ROY, D. P. *et al* . Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. **REMOTE SENSING OF ENVIRONMENTAL**. Brookings, USA. v. 145, p. 154-172, 2014.

RUELLAN, F. Expedições Geomorfológicas no Território do Rio Branco. **INPA**, Manaus, P. 170, 1957.

SCHAEFER, C. E. G. R. Quaternary paleosols of the Cotingo catchment, Roraima, Amazonia: Paleoweathering and paleoclimate. **Proceeding of the 14th International Sedimentological Congress**, Recife. P. 16-18, 1994a.

SCHAEFER, C. E. G. R.; JUNIOR, J. F. V. Mudanças Climáticas e Evolução da Paisagem em Roraima: uma resenha do Cretáceo ao Recente. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E, G. **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. (Org.). Boa Vista. INP, p. 231 – 265, 1997.

SCHIER, R. A. **Trajetórias do Conceito de Paisagem na Geografia**. Revista RA'EGA, Ed. da UFPR. Curitiba, 2003. pp. 79-85.

SILVA, D. G. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, p. 155, 2007.

SILVA, T. I.; RODRIGUES, S. C. **Tutorial de Cartografia Geomorfológica ArcGis 9.2 e ENVI 4.0**. Revista Geográfica Acadêmica-UFU. n 1. Uberlândia, 2009. 66 pg.

SNELLING, N . J.; McCONNELL, R. B. The geochronology of Guyana. **Geol. Surv. Guyana Rec. IX.** p. 23, 1969.

STALER, P. N.; DOYLE, F. J.; FRITZ, N. L. Photographic Systems for Remote Sensing. American Society for Photogrammetry. New York, v. 1, p. 231-291, 1983.

STEWART, I.S. e HANCOCK, P .L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (ed.), **Continental Deformation.Pergamon Press**, New York, p. 370-409. 1994

TAVARES, B. A. C. *et al.* Aplicação de técnicas de Sensoriamento Remoto para Compartimentação Geomorfológica na área do gráben do Cariatá, Estado da Paraíba. **Anais do XIV Simpósio de Sesoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30, INPE, p. 3395 – 3402, 2009

TAVARES, B. A. C. **A Participação da Morfoestrutura na Gênese da Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Cariatá, Paraíba.** 2010. 137p. Dissertação. (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

TRICART, J. A Geomorfologia nos estudos integrados de ordenação do meio natural. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, n.34, p.15-42. 1977.

VAZ, P. T.; WANDERLEY FILHO, J. R. e BUENO, G. V. Bacia do Tacutu. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 289-297, 2007

VICENTE, L. E.; PEREZ FILHO, A. – Abordagem sistêmica e Geografia. **Geografia**. Rio Claro, vol. 28, n. 3. p. 323-344, 2003.

VENEZIANI, P. e ANJOS, C. E. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), p. 54, 1982.

WAGNER, G. A. Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks. **quaternary geology and archaeology**. Springer, New York. Springer, p. 466, 1998.