

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

LEONARDO BRASIL FELIPE

**GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E MORFOTECTÔNICA DA
REGIÃO DE MARABÁ – PA**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Orientador: Dr. **NORBERTO MORALES**

Rio Claro - SP
2012

LEONARDO BRASIL FELIPE

**GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E MORFOTECTÔNICA DA
REGIÃO DE MARABÁ – PA**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Comissão Examinadora

Rio Claro – SP, _____ de _____ de 2012.

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Felipe e Clélia

À minha esposa Erika

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá, pela liberação das atividades docentes para realização desta tese. A CAPES, pelo fornecimento de bolsa de estudos pelo Programa Pro-doutoral e financiamento da pesquisa. Aos professores Antônio Emídio Jr., Valéria Pinheiro, Francisco Ribeiro, Davis Carvalho, Raimundo Nonato e José de Arimatéia, pelo esforço em continuar os trabalhos da Faculdade de Geologia de Marabá durante a minha ausência, e pela substituição nas disciplinas de Fotogeologia e Geomorfologia.

À UNESP, campus de Rio Claro. Ao professor Norberto Morales, pela orientação, amizade e paciência ao longo desses anos. Aos professores Yociteru Hasui, Mário Assine, Jairo Rueda, Roberto Saad, pelas discussões durante as aulas e orientações relevantes durante os intervalos. Aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional.

Ao professor Edgardo Latrubesse (Texas University), pelos correios eletrônicos trocados, de grande relevância para este trabalho.

Um especial agradecimento ao amigo e conterrâneo, professor Adilson Soares Jr. (UNIFESP), pelo relevante apoio e fundamental contribuição. Muito obrigado!

Em especial, aos amigos de pós-graduação e república Homero Melo, Igor Clemente, Tiago Motta, Dennin Quispe, pela amizade e pelos momentos agradáveis que passamos na extinta República Zé Comédia.

Agradeço, também, a todos os colegas de Pós-graduação. E à Rosangela, sempre disposta a resolver tudo, com dedicação e bom humor na secretaria.

Aos meus pais José Felipe e Clélia Brasil, pelo amor, carinho, dedicação e exemplo ao longo destes anos. Agradeço, especialmente, à minha esposa Érika, pelo amor, paciência, compreensão e carinho no exercício da vida conjugal.

Por fim, a todos que contribuíram para que eu pudesse cumprir essa importante etapa na vida. Muito Obrigado!

“A educação é a arma mais poderosa
que você pode usar para mudar o
mundo.”

Nelson Mandela

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
1. APRESENTAÇÃO	01
2. INTRODUÇÃO	02
2.1. ÁREA DE ESTUDO	03
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	05
3.1. PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS (2,26 – 1,95 GA)	07
3.1.1. Domínio Bacajá	08
3.2. PROVÍNCIA TOCANTINS	09
3.2.2. Grupo Tucuruí	09
3.2.3. Cinturão Araguaia (530 Ma)	10
3.3. COBERTURA SEDIMENTAR CENOZÓICA (FM. BARREIRAS)	13

Artigo 01: INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADA AO RECONHECIMENTO, CARTOGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PARÁ.	19
1. INTRODUÇÃO	20
2. ÁREA DE ESTUDO	21
3. OBJETIVOS	22
4. MATERIAIS E MÉTODO	23
4.1. CONSULTA E ANÁLISE DA DOCUMENTAÇÃO EXISTENTE	23
4.2. AQUISIÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS	23
4.3. LEVANTAMENTO PRELIMINAR E SELEÇÃO DE ESTRADAS E LOCAIS PARA LEVANTAMENTO GEOLÓGICO DIRECIONADO NO CAMPO	24
4.4. PRÉ-PROCESSAMENTO E PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS	25
4.4.1. Radar	25
4.4.2 Sensoriamento Remoto Óptico	27
4.4.3 Levantamentos Aerogeofísicos	27
4.4.3.1. Aeromagnetometria	30
4.4.3.2. Aerogamaespectometria	33
4.5. ANÁLISE GEOLÓGICA	35
4.5.1 Análise dos Elementos Geológicos e Estruturais	35
5. RESULTADOS: CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	35
5.1. EMBASAMENTO	37
5.1.1 Província Transamazonas	37
5.1.1.1 Domínio Bacajá	37
5.2. GRUPO TUCURUÍ (FORMAÇÃO MORROTE) – PRÉ-CAMBRIANO	40

5.3. CINTURÃO ARAGUAIA (NEOPROTEROZÓICO)	41
5.4. FORMAÇÃO IPIXUNA (CRETÁCEO SUPERIOR)	42
5.5. FORMAÇÃO BARREIRAS (MIOCENO)	43
5.5. FORMAÇÕES LATERÍTICAS: PÓS-BARREIRAS (PLIOCENO / PLEISTOCENO?)	44
5.6. DEPÓSITOS ALUVIONARES (QUATERNÁRIO)	45
6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	47
7. CONCLUSÕES	50

Artigo 02: MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DE MARABÁ-PA UTILIZANDO IMAGENS DE RADAR R99B-SAR E SRTM.	54
---	----

1. INTRODUÇÃO	55
2. ÁREA DE ESTUDO	56
3. OBJETIVOS	57
4. SENSORIAMENTO REMOTO	57
4.1. MATERIAIS	59
4.1.1. R99B-SAR	59
4.1.2. Modelos Numéricos de Terreno (Shuttle Radar Topographic Mission - SRTM)	62
5. MÉTODO	63
5.1. PROCESSAMENTO DAS IMAGENS DE SAR	63
6. DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	64
6.1. SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS	65
6.1.1. Sistema Classificatório Geomorfológico	66
7. RESULTADOS	67
7.1. SISTEMAS DENUDACIONAIS - SD	70
7.1.1. Fraco (ou não aparente) controle estrutural - SDFr	70
7.1.2. Forte controle estrutural - SDFo	71
7.2. SISTEMAS AGRADACIONAIS - SA	72
8. FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS	73
8.1. PLANÍCIES E TERRAÇOS FLUVIAIS	73
8.2. ESCARPAS E SUPERFÍCIES DE TERRAÇOS	74
8.3. INSELBERG	76
8.4. ANOMALIAS DE DRENAGEM	76
9. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	78
10. AGRADECIMENTOS	82

Artigo 03: INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA CENOZÓICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PA	84
---	----

1. INTRODUÇÃO	85
2. ÁREA DE ESTUDO	86

3. OBJETIVOS	87
4. NEOTECTONICA	87
4.1. NEOTECTONICA NO BRASIL	88
4.2. NEOTECTONICA NA AMAZÔNIA	89
4.3. O QUADRO NEOTECTÔNICO NA REGIÃO DE MARABÁ	90
5. MÉTODO	91
5.1. SENSORIAMENTO REMOTO: R99B-SAR E SRTM	91
6. O QUADRO GEOLÓGICO	93
7. O QUADRO GEOMORFOLÓGICO	95
8. O QUADRO ESTRUTURAL	97
8.1. OS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS	97
8.2. O PADRÃO DE FRATURAMENTO	100
8.2.1. As falhas	103
8.2.1.1. Falhas normais	105
8.2.1.2. Dobras	123
8.3. O QUADRO EVOLUTIVO	127
8.3.1. Deformação na época da sedimentação Barreiras	127
9. CONCLUSÕES	136
4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	138
5. BIBLIOGRAFIA	141

1. APRESENTAÇÃO

Esta tese é apresentada como pré-requisito para obtenção do título de doutor à banca avaliadora do Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, do *Campus* de Rio Claro. Desenvolvido em forma de artigos, este trabalho representa uma melhor compreensão científica dos dados geológicos, geomorfológicos e morfotectônicos na região de Marabá, sudeste do Estado do Pará.

O primeiro artigo, intitulado **“INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADA AO RECONHECIMENTO, CARTOGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PARÁ”**, tem como objetivo principal a utilização de produtos de sensores remotos, imagens de Radar (SRTM e R99B-SAR) e imagens ópticas (IRP6 LISS III), integrados com dados aerogeofísicos, gamaespectométricos e magnetométricos, e dados coletados diretamente em campo, aplicada ao mapeamento geológico da região de Marabá, no sudeste do Estado do Pará. Portanto, representa uma integração abrangente das ferramentas de geoprocessamento, mais particularmente, do sensoriamento remoto, associada aos trabalhos convencionais de geologia, com a pretensão de tornar mais clara a interpretação lito-estatigráfica e a evolução geológica da região de estudo. Esta temática ainda está longe de ser conclusiva, pois o potencial ferramental tem abrangência transdisciplinar.

O segundo artigo, com título **“MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DE MARABÁ-PA, BASEADO EM IMAGENS R99B-SAR E SRTM”**, tem como principal objetivo a realização da análise geomorfológica, baseado na classificação proposta por Latrubesse (2006), com apoio fundamental dos produtos de sensoriamento remoto que operam na faixa dos micro-ondas (RADAR aerotransportado do Sistema de Proteção da Amazônia R99B-SAR e SRTM). Para realização do mapeamento e da análise geomorfológica, em escala regional ou de semi-detalle, foi necessária a aquisição de dados dos elementos de descrição do relevo, considerando a investigação de elementos que puderam subsidiar tanto a compreensão de sua formação como sugerir idade e dinâmica dos processos atuantes na evolução da paisagem, sendo, a representação da superfície, a base para a avaliação geomorfológica.

Por fim, o terceiro artigo, intitulado **“INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA CENOZÓICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PA”**, tem como principal objetivo realizar a compartimentação morfoestrutural, particularmente a avaliação da evolução neotectônica da região de Marabá, sudeste do Estado do Pará. Os parâmetros considerados na definição dos compartimentos foram: o arranjo espacial dos tipos de relevo, o posicionamento dos lineamentos, os níveis hipsométricos, a presença de escarpas de falhas alinhadas, anomalias de drenagem e alinhamentos de confluências. Para tal descrição, foi necessária a integração de diversos tipos de produtos de sensores remotos (principalmente SAR), modelos digitais de terreno, mapas geológicos, geomorfológicos, de drenagem e de lineamentos. Os trabalhos de campo foram concentrados principalmente ao longo dos limites entre compartimentos, permitindo a investigação e identificação de feições geológicas que provavelmente controlam as morfoestruturas.

2. INTRODUÇÃO

Com a criação do Curso de Geologia, no *campus* de Marabá, da Universidade Federal do Pará, no ano de 2005, os trabalhos geológicos científicos na região do município foram intensificados, sobretudo para compreensão dos eventos geológicos e para melhor conhecimento da estrutura geomorfológica do passado e do presente. Os levantamentos geológicos provenientes do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) para o Estado do Pará, na região de Marabá, realizados ainda na década de 1980, não correspondem à realidade litológica presenciada em afloramentos, e nos trabalhos de campo, realizados pelos professores e alunos da região.

Ao longo dos anos, foram observados poucos avanços no conhecimento e nas informações geológicas e geomorfológicas, gerando muitas controvérsias na determinação das principais unidades tectono-estratigráficas, a principal delas é a posição e descrição de unidades cenozóicas (particularmente do Neógeno). Nesse sentido, é de fundamental importância um melhor conhecimento da evolução tectono-estratigráfica e geomorfológica de Marabá, com ênfase na Era Cenozóica até o presente, e suas inter-relações com as unidades mais antigas.

A motivação para o desenvolvimento deste trabalho surgiu da necessidade de reconhecer as unidades geológicas aflorantes na região de Marabá, e compreender os esforços que originaram as duas principais anomalias de drenagem no Rio Tocantins, conhecidas como

Bico do Papagaio e Paleo-Canal do Tocantins, região que abrigará futuros projetos de engenharia de grande porte, para suprir o desenvolvimento econômico crescente.

O entendimento da evolução geológica, da estruturação geomorfológica e da evolução tectônica moderna da região é fundamental na caracterização da compartimentação morfotectônica, na implantação do quadro geomorfológico e na descrição da paisagem atual. A principal importância está relacionada ao entendimento do meio físico da região de Marabá. Esse conhecimento é capital para a caracterização do substrato geológico e dos esforços que atuaram no passado e que atuam desde o Cenozóico, haja visto que o desenvolvimento econômico da região vem ascendendo exponencialmente nos últimos 10 anos.

Nesse contexto, o principal escopo desse trabalho refere-se à investigação tectono-geológica e geomorfológica da região de Marabá e adjacências, com ênfase no quadro evolutivo do Cenozóico, por meio da análise geológica e estrutural obtidas em afloramentos, auxiliado por produtos de sensores remotos orbitais e aerotransportados, modelos digitais de terreno e imagens aerogeofísicas integradas. Assim, este trabalho direciona-se para explorar novas áreas de conhecimento, em abordagem multidisciplinar normalmente não-convencional, buscando entender a evolução geológica regional, com importância para o quadro de alteração e desenvolvimento e deformação do perfil de alteração, utilização deste perfil de alteração como guia de referência para a caracterização de deformação cenozóica, reconhecimentos de *landforms* tectônicos em ajustes de sistemas de relevo, sistemas de drenagem e desenvolvimento de depósitos correlativos, além da integração de dados de sensores remotos diversos, por meio da fusão digital de imagens ópticas e Radar (SAR e SRTM), mostrando-se uma importante ferramenta na cartografia e no entendimento da geologia da área.

2.1. ÁREA DE ESTUDO

No mapeamento sistemático brasileiro, a região da área de estudo (Figura 01) localiza-se em parte da Folha Marabá (nas folhas SB-22-X-D-I e SB-22-X-D-II), que por sua vez está situada na região sudeste do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Maranhão.

A área de investigação, dentro da Folha Marabá, compreende a região entre as duas principais anomalias de drenagem, conhecidas como “Bico do Papagaio” (região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, fronteira entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins) e “Paleo-canal do Tocantins” (estrutura formada pela curvatura do Rio Tocantins

em direção ao norte). Possui as seguintes coordenadas geográficas: Latitude Sul 5° 00' 00'' e 5° 30' 00'' ; Longitude Oeste 49° 30' 00'' e 48° 30' 00''.

A cidade de Marabá pode ser alcançada por rodovia (BR. 230 ou PA-150), pelos rios principais (Tocantins e Itacaúnas), por transporte aéreo pelas principais companhias ou pela ferrovia que transporta minério de ferro da Província Mineral de Carajás até o porto de São Luiz - MA.

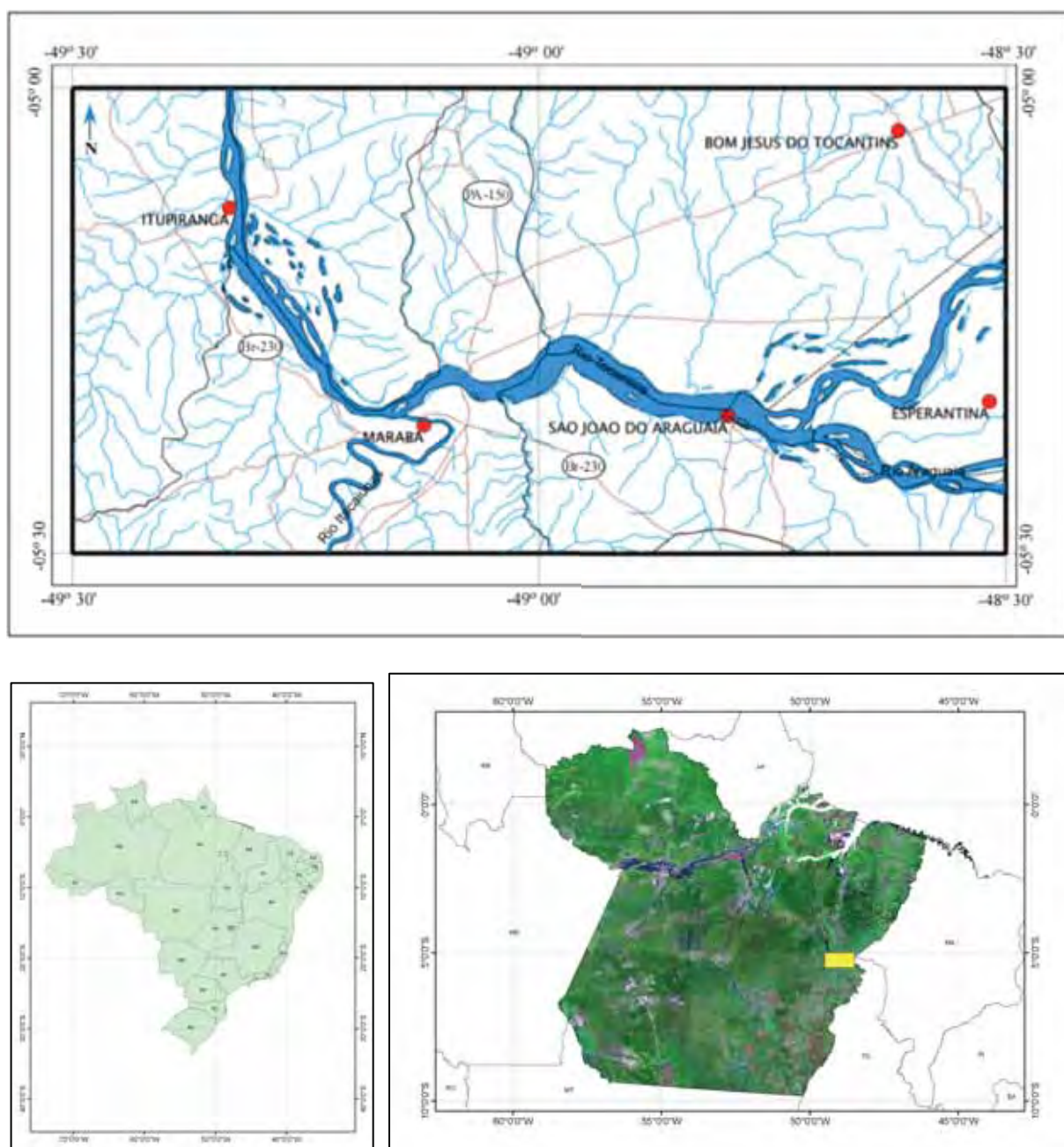


Figura 01: Localização da área de estudo.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A porção continental emersa da Placa Sul-Americana é formada, segundo Almeida et al. (1981), pela Plataforma Sul-Americana e a Cadeia Andina, que constituem as grandes unidades geotectônicas do continente sul-americano. O território da Plataforma Sul-Americana é definido por três escudos pré-cambrianos, são eles: I. Escudo das Guianas; II. Brasil Central ou Guaporé; e, III. Atlântico. Ocorrem ainda extensas áreas de coberturas plataformais fanerozóicas, ocupando a maior parte da placa (Figura 02).

O Cráton Amazonas (nomenclatura indicada por Santos et al. (2000), no lugar de Cráton Amazônico ou Cráton Amazoniano) representa uma das maiores e menos conhecidas áreas pré-cambrianas do mundo. É uma das principais unidades tectônicas da América do Sul (5.600.000 km²), separada da faixa orogênica andina por extensiva cobertura cenozóica (*Llanos* colombianos, *Llanos* venezuelanos, *Chaco* paraguaio-boliviano, etc.), a qual recobre tanto bacias paleozóicas como extensões do cráton e dificulta o estabelecimento de seus limites ocidentais. Considerado uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana, é constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pelas bacias do Amazonas e Solimões, e representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozóica, estabilizadas tectonicamente em torno de 1.0 Ga. Este quadro pode ser visto nas províncias geocronológicas ou tectônicas propostas por Santos (2003) para o Cráton Amazonas, modelo este seguido neste trabalho, a saber: Carajás (3.000 – 2.500 Ma), Transamazonas (2.260 – 1.990 Ma), Tapajós – Parima (2.030 – 1.860 Ma), Amazônia – Central (1.900 – 1.860 Ma), Rondônia – Juruena (1.850 – 1.540 Ma), Rio Negro (1.820 – 1.520 Ma) e Sunsás (1.450 – 1.000 Ma).

No Brasil o Cráton Amazonas (com aproximadamente 4.400.000 km²) é limitado a leste (Grupo Baixo Araguaia), sul e sudeste (Grupos Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá) por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (930–540 Ma; PIMENTEL e FUCK 1992). De acordo com Santos (2003), é em relação às rochas geradas durante esse ciclo orogênico que o conceito de cráton é aplicado, representando a área estabilizada em tempos pré-brasileiros (> 850 Ma?). As rochas mais jovens conhecidas no cráton (basaltos e granitos pós-Sunsás) têm idades entre 980–950 Ma, havendo um longo hiato (500–450 Ma) desde o princípio do Neoproterozóico (Toniano) até o magmatismo máfico cambriano Piranhas (507 Ma).

As províncias tectono-estruturais ou geocronológicas e seus domínios que afloram na Folha Marabá (SB-22-X-D), de acordo com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2008), são: Transamazonas (Domínio Bacajá), Carajás (Domínio Carajás e Rio Maria), Tocantins (Cinturão Araguaia), Parnaíba (Bacia do Parnaíba / Marajó-Grajaú) e unidades cenozóicas, ainda pouco estudadas (Quadro 01).

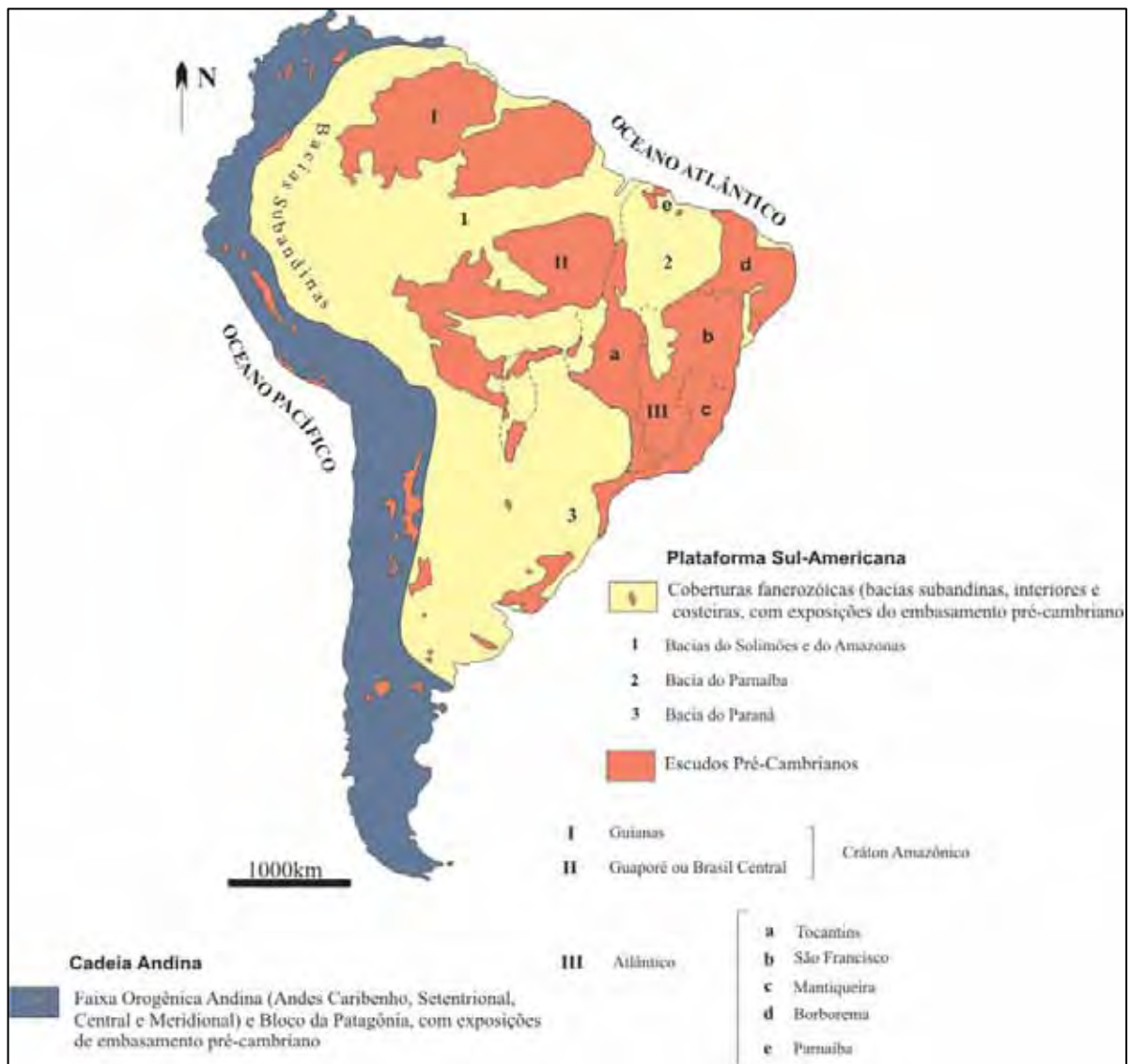


Figura 02: Compartimentação geotectônica da América do Sul (Almeida 1981).

Na região de estudo, as unidades geológicas são: Província Transamazonas (Domínio Bacajá), Província Tocantins (Grupo Tucuruí, Formação Morrote), Cinturão Araguaia

(Formação Couto Magalhães), depósitos terciários (Bacia do Marajó, Sub-Bacia de Mocajuba, Formação Barreiras) e extensos depósitos aluvionares.

Quadro 01: Escala do Tempo Geológico (do Arqueano ao Neo-Proterozóico) da Folha Marabá, segundo CPRM (2008).

PRÉ-CAMBRIANO							
IDADE (Ma)	ETN	ERA	PERÍODO	IDADE LIMITE (Ma)	PROVÍNCIA	Domínio: Ambiente (Idade-Ma)	Características Litológicas
540			EDACARIANO	540	TOCANTINS	Cinturão Araguaia: Sequência de Margem Passiva (1000-542)	Rochas metassedimentares predominantemente terrígenas
650			ORIOGENIANO	650			
880			TERRANO	880			
1000			STENIANO	1000			
1300			STENIANO	1300	TRANSAMAZONAS	Bacajá: Orogêneses Acrecionais (2050 - 2011)	Granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitóides e charnockitos
1400			STENIANO	1400			
1600			STENIANO	1600			
1800			STENIANO	1800			
2050			ORIOGENIANO	2050	CARAJÁS	Carajás: Orogêneses e Arcos Continentais (2763 - 2555) Rio Maria: Série de Orogêneses Acrecionais (2817 - 3002)	Sequências vulcanos-sedimentares e granitóides Terrenos tipo granitóide - greenstone
2200			ORIOGENIANO	2200			
2555			ORIOGENIANO	2555			
2763			ORIOGENIANO	2763			
3000			ORIOGENIANO	3000	ARQUEANO		
3200			ORIOGENIANO	3200			
3500			ORIOGENIANO	3500			
3800			ORIOGENIANO	3800			

3.1. PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS (2,26 – 1,95 Ga)

A Província Transamazonas (SANTOS, 2003) representa um expressivo orógeno paleoproterozóico, com evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), que se estende ao longo da porção oriental do Cráton Amazônico, desde o nordeste do Escudo Brasil Central, e recobrendo a porção setentrional do Escudo das Guianas, através do norte do Brasil (Amapá e noroeste do Pará), Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela. Segundo a proposta de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico de Tassinari e Macambira (2004), este órogeno corresponde à Província Maroni-Itacaiúnas e em escala global, é correlacionado aos terrenos birrimianos do Cráton Oeste Africano, formados durante o Evento Eburneano (ONSTOTT e HARGRAVES 1981; ONSTOTT et al. 1984; FEYBESSE e MILESI 1994; LEDRU et al. 1994; THÉVENIAUT et al. 2006).

Em linhas gerais, a Província Transamazonas consiste de grandes domínios juvenis paleoproterozóicos e segmentos arqueanos retrabalhados durante o Evento Transamazônico, observados principalmente no Bloco Amapá (ROSA-COSTA, 2006), no Domínio Bacajá, e no Bloco Imataca (MONTGOMERY e HURLEY, 1978), este último ocorrendo na Venezuela. Para o região de pesquisa afloram somente rochas do Domínio Bacajá.

3.1.1. Domínio Bacajá

Para Cordani et al (1984), com base em dados Rb-Sr e K-Ar, as rochas ao norte da Serra dos Carajás, na região entre os rios Bacajá e Itacaiúnas, foram afetadas durante o Ciclo Transamazônico, distinguindo-as das rochas arqueanas ao sul, do Domínio Carajás. Santos et al. (1988), baseados em dados Rb-Sr obtidos em rochas da região entre os rios Xingu e Iriri sugeriram que naquele setor, além de retrabalhamento de rochas arqueanas, houve formação de crosta durante o Ciclo Transamazônico. Teixeira et al. (1989), em seu modelo de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, propuseram a continuidade da Província Maroni-Itacaiúnas para a porção nordeste do Escudo Brasil Central, a sul da Bacia do Amazonas, englobando o segmento atualmente conhecido como Domínio Bacajá, segundo a designação proposta por Santos (2003).

Em linhas gerais, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitóides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um órogeno colisional.

Ricci et al. (2003) observaram contrastes litológicos, metamórficos, estruturais e geofísicos entre os domínios Bacajá e Carajás. Dentre os diversos critérios observados, destacaram um predomínio de rochas de alto grau no Domínio Bacajá, uma menor proporção de rochas supracrustais e uma notável tectônica transcorrente, marcada por extensas zonas de cisalhamento NW-SE e WNW-ESE, paralelas e contínuas, que imprimem deformação dúctil nas rochas. Além disso, Ricci (2006) verificou que parte dos charnockitos e granulitos foram reequilibrados (descharnockitizados e retrometamorfisados), propondo que a quantidade de rochas infracrustais é ainda maior neste domínio.

O limite sul do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás é marcado por zonas de cisalhamento E-W do Lineamento Cinzento. Os dados geocronológicos obtidos nas

proximidades deste limite confirmam a formação e o retrabalhamento da crosta no Domínio Bacajá durante o Ciclo Transamazônico (CORDANI et al. 1984; SANTOS et al. 1988; MONTEIRO 2006; MACAMBIRA et al. 2007).

3.2. PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Estrutural Tocantins (ALMEIDA et al. 1977), localizada na região central do Brasil (nos estados do Pará, Tocantins e Goiás) é uma entidade tectônica formada por um sistema de orógenos essencialmente neoproterozóicos, denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, e Arco Magmático de Goiás, cuja evolução se deu durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, a partir da convergência e colisão de blocos continentais: o Cráton Amazônico (a oeste), o Cráton São Francisco (a leste) e o Cráton Paranapanema (a sudoeste, e encoberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná), durante a amalgamação do Gondwana Oriental (DELGADO et al. 2003). Além dos orógenos neoproterozóicos, a Província Tocantins é constituída por diversos terrenos com idades que variam do Mesoarqueano ao Mesoproterozóico, tendo sido todos eles retrabalhados durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. A porção setentrional desta província está representada, no estado do Pará, pelo Cinturão Araguaia (ALMEIDA et al. 1981), que margeia a borda oriental do Cráton Amazônico, e que corresponde ao segmento norte do Cinturão Paraguai-Araguaia (ALMEIDA et al. 1981).

3.2.2. Grupo Tucuruí

De acordo com Trown et al. (1976), a denominação desta unidade derivou-se da “Série do Tocantins” definida por Moraes Rego (1933), como “um conjunto de metamorfitos aflorantes ao longo do rio Tocantins desde abaixo (norte) de Tucuruí e para sul até além de São João do Araguaia”. Nas margens ocidentais o grupo repousa discordantemente sobre o Complexo Xingu. O Grupo Tocantins consiste de filitos, ardósias, metarcósios, quartzitos e metabasitos.

A litologia desta unidade, descrita por Trown (op. cit.) é representada por metassedimentos bem estratificados, com camadas de ardósia cinza e metarenito claro, derrames basálticos intercalados fracamente metamorfisados, e metagrauvacas.

Uma proposta estratigráfica alternativa foi formulada por Hasui et al. (1977) com a

unidade Tucuruí sendo correlacionada à Formação Gorotire e representando, portanto, cobertura do embasamento, com idade anterior a 1.550 Ma (Amaral, 1974).

De acordo com Matta (1982), os estudos realizados nos litotipos da unidade Tucuruí mostraram que, tanto a sequência inferior de basalto como o pacote superior de rochas grauváquicas possuem algumas características, que permitem a cada uma delas, ser enquadrada na categoria de formação, seguindo as normas do Guia Estratigráfico Internacional (HEDBERG, 1976). Elas têm mapeabilidade em planta na escala 1:25.000, mostram características próprias e limites bem definidos ao longo do vale do rio Caraipé, onde se tem a seção-tipo das duas unidades. Matta op. cit., propôs reunir os derrames basálticos sob a denominação de Formação Caraipé, enquanto o pacote de rochas grauváquicas que lhe é superior, é denominada Formação Morrote. O conjunto das duas unidades é, conseqüentemente, elevado à categoria de grupo, sendo mantida a denominação Tucuruí, já proposta na literatura.

3.2.3. Cinturão Araguaia (530 Ma)

O Cinturão Araguaia é constituído essencialmente pelas rochas alcalinas das suítes Monte Santo e Serra da Estrela, cuja intrusão marcou o rifteamento que originou a formação da Bacia Araguaia (ALVARENGA et al. 2000), e essencialmente pelas formações supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. Além dessas unidades, ocorrem também corpos máficos e ultramáficos, bem como rochas granitóides sin e tarditectônicas (DALL'AGNOL et al. 1988). Somente as unidades litológicas relacionadas ao Grupo Estrondo afloram próximo à região de Marabá.

A suíte alcalina Monte Santo ocorre nas adjacências do povoado de Monte Santo e na Serra da Estrela. É representada por corpos de nefelina-sienito gnaisses encaixados nas rochas do Complexo Colméia e Rio dos Mangues respectivamente. A suíte Monte Santo tem forma ovalada com 5,5 e 3,5 km de diâmetros maior e menor. O principal corpo da Suíte Serra da Estrela é tabular, tendo 13 x 0,5 km em superfície, ocorrem ademais corpos menores e paralelos adjacentes a este último. Veios pegmatíticos de nefelina sienito e diques de granitos pegmatóides cortam essas rochas. Arcanjo & Moura (2000), obtiveram, pelo método Pb-Pb em zircão, a idade de $1,006 \pm 0,86$ Ga em gnaisses sieníticos desta unidade.

O Grupo Estrondo (HASUI et al. 1977; HERZ et al. 1989; e ALVARENGA et al. 2000) constitui uma faixa submeridiana na porção leste do cinturão e seu metamorfismo varia

de oeste para leste de fácies xisto verde alto a fácies anfibolito médio-alto. Compõe-se, da base ao topo, de: ortoquartzitos, metaconglomerados oligomíticos, quartzo micaxistos, xistos grafitosos e xistos com granada, estauroлита e cianita da Formação Morro do Campo; cálcioxistos, mármore, xistos grafitosos, formações ferríferas bandadas, granada xistos, micaxistos e lentes de anfibolitos da Formação Xambioá; e xistos feldspáticos com conteúdo variável de biotita e granada da Formação Canto da Vazante. Xistos e anfibolitos deste grupo revelaram idades entre 560 a 520 Ma (K/Ar em micas e hornblenda), as quais podem ser interpretadas como idades mínimas do metamorfismo (MACAMBIRA 1983).

O Grupo Tocantins (ALMEIDA 1968 e HASUI et al. 1977) forma toda a parte meridiana e ocidental do Cinturão Araguaia. Compõe-se a leste pelas formações: Pequizeiro, constituída por quartzo-clorita xistos abundante, clorita xistos e corpos de metabasitos; e Couto Magalhães, composta de filitos, ardósias, metassiltitos, metarcósios, metagrauvacas, metacalcários, além de intercalações de formações ferríferas, metassilexitos e quartzitos. Próximo à borda oeste do cinturão as rochas não apresentam praticamente nenhum sinal de metamorfismo. Lentes finas de calcários anquimetamórficos e rochas máficas estão associadas.

Os corpos máfico-ultramáficos (ALVARENGA et al. 2000) são associados com o embasamento e rochas supracrustais, ainda que a maior parte ocorra na parte oeste do Cinturão Araguaia. Os maiores possuem 50 km de comprimento e são estreitos e alongados. As alterações ocorridas nos corpos ultramáficos transformados parcialmente em serpentinitos, talco-xisto, tremolita-xisto, talco-actinolita-xisto e outros tipos de rochas magnesianas (ABREU 1978).

Segundo Alvarenga et al. (2000), os corpos granitóides sin e tardi-colisionais (Granito Santa Luzia, Granodiorito Presidente Kennedy, Granito Matança e Granito Ramal do Lontra) são *stocks* circulares a elípticos, bem como diques e veios cortando as rochas do Grupo Estrondo. A sua origem estaria relacionada ao ápice do metamorfismo que afetou a porção oriental do Cinturão Araguaia. Tratar-se-ia de produtos da fusão parcial das rochas supracrustais e do embasamento durante o pico do metamorfismo, na fase tardia de inversão da Bacia Araguaia (DALL'AGNOL et al. 1988).

O Granito Santa Luzia aflora na região de Paraíso do Tocantins em inúmeros *stocks* pequenos, diques, lentes e veios que cortam os micaxistos do Grupo Estrondo (COSTA et al. 1984). Sua granulometria varia de fina até grossa. É constituído basicamente de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Lamarão & Kotschoubey (1994) e Costa (1985)

interpretaram estes corpos como pós- a sin-cisalhamento regional. A idade da colocação do granito sin-tectônico Santa Luzia (MOURA e GAUDETTE 1993) seria 655 ± 24 Ma, o que corresponderia ao pico do metamorfismo regional.

Segundo Costa et al. (1984), o Granito Matança aflora a oeste de Porto Nacional e compõe-se de rochas de granulação grossa a porfírica, constituídas de megacristais de feldspato potássico imersos em matriz foliada, por vezes bandada, composta de bandas descontínuas ricas em quartzo e feldspato, alternadas com outras mais ricas em minerais máficos (HASUI e COSTA 1990). Arcanjo e Moura (2000) obtiveram uma idade de 564 ± 4 Ma para esta formação rochosa através do método Pb/Pb em zircão.

O Granodiorito Presidente Kennedy ocorre a SW da cidade de Presidente Kennedy. Compõe-se de rochas monzodioríticas a sienograníticas. São rochas leucocráticas, heterogranulares, de granulação fina a média, constituídas essencialmente de quartzo, plagiocásio e microclina. Biotita e muscovita são variegais e zircão, apatita, rutilo, granada, titanita, opacos, bem como clorita, epidoto, sericita e carbonato secundários são acessórios (BULHÕES e DALL'AGNOL 1985).

O Granito Ramal do Lontra encontra-se embutido tectonicamente nos metassedimentos da Formação Xambioá na porção oriental do cinturão. Macambira (1983) interpretou a idade de 620 Ma, pelo método Rb/Sr, como idade de resfriamento desta unidade.

De acordo com Dall'Agnol et al. (1988), o Granodiorito Presidente Kennedy e o Granito Ramal do Lontra originaram-se por processos anatéticos crustais ocorrido durante ápice do metamorfismo do Cinturão Araguaia.

Conforme Hasui et al. (1980), o Cinturão Araguaia, encravado na porção ocidental da Província Tocantins, possui uma história de deformação polifásica.

Segundo Abreu *et al.* (1994), a organização geométrica do Cinturão Araguaia é marcada pela mistura de rochas, imbricações e formação de *nappes* em diferentes escalas e intensidade, registradas com maior frequência no domínio leste do cinturão. O embasamento também foi envolvido nessa mistura tectônica, na forma de fatias ou lascas que formam um cordão de braquidobras onde o mesmo se expõe como *inliers*, além de um espessamento de todo o pacote rochoso.

A tectônica de inversão da bacia, acompanhada de metamorfismo regional, gerou estruturas planares como clivagem ardosiana, xistosidade e aleitamentos tectônico e composicional, com maior ou menor indício de feições miloníticas, bem como lineações

minerais e de transporte, em geral mais evidentes na porção oriental. Os elementos planares mergulham estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando ondulações maiores, sempre com valores baixos e médios.

Quanto à postura da direção da foliação, existem variações que, a partir da posição submeridiana (direção estatisticamente predominante), podem apresentar desvios de até 30° para os quadrantes NW ou NE (ABREU et al. 1994). As lineações têm caimentos suaves, no geral para o quadrante SE. Nas proximidades das braquianticlinais, a postura geométrica das lineações e das foliações assinala o caráter tardio daquelas estruturas, o que é demonstrado pela concentração desses elementos mesoscópicos em quadrantes opostos dos estereogramas.

Descontinuidades maiores com caráter de empurrão (Tucurui, Rio Vermelho, Serra das Andorinhas-Martírios, Quatipuru, Oeste de Colméia e Serra do Estrondo) foram responsáveis pelo transporte tectônico de leste para oeste criando inversões estratigráficas e modificações geométricas, lançando rochas de níveis crustais mais profundos sobre outras porções mais rasas em termos de dobramentos e ondulações em todas as escalas.

A análise integrada dos elementos planares e lineares compatibilizadas com essas informações revelam transporte de massa de SE para NW, mostrando assim uma movimentação oblíqua em relação à orientação meridiana (ABREU et al. 1994).

A evolução da Faixa Araguaia se deu desde o Arqueano até o Fanerozóico. Esta foi marcada, portanto, pelos eventos tectonotermiais Jequié, Transamazônico e Brasileiro (SOUZA 2005).

3.3. COBERTURA SEDIMENTAR CENOZÓICA (FORMAÇÃO BARREIRAS)

A Bacia do Marajó é formada por um conjunto de Sub-bacias: Mexiana, Limoeiro, Cametá e Mocajuba, originadas durante abertura do oceano Atlântico Equatorial, no Eo-Cretáceo (LIMA, 1987; SZATMARI et al. 1987; AZEVEDO, 1991; GALVÃO, 1991; VILLEGAS, 1994; GÓES e ROSSETTI, 2001; COSTA et al., 1996a, b; 2002; SCHOBENHAUS e NEVES, 2003; SILVA et al. 2003; SOARES Jr. 2007; SOARES Jr. et al., 2008). Este Sistema localiza-se na região Norte/Meio-Norte do Brasil, abrangendo uma área de aproximadamente 180.000 km² (Figura 03).

A estrutura apresenta geometria alongada, com falhas normais NW e NNW cortadas por falhas transcorrentes NE e ENE, sendo limitado pela Foz do Rio Amazonas (Norte),

Cinturão Araguaia (Sul) e arcos Gurupá (Oeste) e Tocantins (Leste) (COSTA et al., 2002; SOARES Jr., 2007; SOARES Jr. et al., 2008; VASQUEZ et al., 2008) (Figura 02). A Sub-bacia de Mocajuba é delimitada pelo Cinturão Araguaia (Sul), Cráton Amazônico (Oeste) e Bacia de São Luís-Grajaú (Leste), tendo como embasamento rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba e pré-cambrianas do Cráton Amazônico e Cinturão Araguaia. Seu preenchimento sedimentar, definido em subsuperfície, é representado pelas seguintes formações: Jacarezinho/Breves (Albo-Cenomaniano), Anajás (Cenomaniano/Turoniano), Limoeiro (Cretáceo Superior/Terciário Inferior), Marajó (Paleoceno/Mioceno) e Tucunaré/Pirarucú (Quaternário) (SCHALLER et al., 1971; LIMA, 1987; GALVÃO, 1991; VILLEGAS, 1994).

A denominação Barreiras foi utilizada para definir os sedimentos das falésias que ocorrem ao longo da costa litorânea do Brasil. Moura (1936) *apud* Bigarella e Andrade (1964) denominou de Formação Barreiras os sedimentos sobrejacentes à Formação Pirabas, considerando-os de idade pliocênica. Bigarella e Andrade (1964) adotaram a designação Grupo Barreiras, criticando a utilização do termo série ou formação. Francisco et al. (1971) utilizaram o termo Formação Barreiras para os sedimentos continentais de idade mioceno-pleistocênica que ocorrem no nordeste do Pará. Rossetti e Truckenbrodt (1989) realizaram um estudo paleoambiental e estratigráfico nos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras, na região bragantina (nordeste do Pará), caracterizando treze fácies nesses sedimentos.

Costa et al. (1994) reintroduziram o termo Grupo Barreiras para os clásticos terciários ocorrentes no litoral dos estados do Pará e Maranhão. Este grupo tem ampla distribuição no litoral norte do Brasil e apresenta grande variação faciológica, dominando as fácies argilosa, com laminação plano-paralela, argilo-arenosa com estruturas *wavy* e *linsen*, arenosa com estratificação sigmoidal e arenosa com estratificação cruzada acanalada. Os tipos de estruturas sedimentares e as características das fácies indicam que estes sedimentos se desenvolveram em ambiente de planície de maré / estuário / plataforma interna, com importantes oscilações do nível do mar em um contexto regressivo (COSTA et al. 1993). Segundo esses autores, na região nordeste do Estado do Pará, o Grupo Barreiras recobre, discordantemente, as supracrustais do Grupo Gurupi. Com os sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas, o contato é gradacional e recoberto, em discordância de caráter erosivo, pelos litotipos que compõem a unidade Pós-Barreiras.

Em superfície, os depósitos sedimentares que afloram na Sub-bacia de Mocajuba, arredores da cidade de Marabá, têm sido designados de formações: Itapecuru (Albo-Cenomaniano), Ipixuna (Cretáceo Superior/Terciário Inferior), Barreiras/Marabá (Mioceno),

Sedimentos Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno) e coberturas holocênicas (SUGUIO e FÚLFARO, 1977; LIMA et al., 1980; MELO Jr., 1998; VASQUEZ et al., 2008; SOUZA & SANTOS Jr., 2010). Estes depósitos apresentam forte similaridade com o empilhamento estratigráfico de bacias lateralmente adjacentes (i.e., Sub-bacia de Cametá – NASCIMENTO & GÓES, 2005; ROSSETTI, 2004; SANTOS JR., 2002; 2006; SANTOS JR. & ROSSETTI, 2003; 2006; SOUZA et al., 2007), os quais são representados pelas formações Alcântara/Itapecuru (Albo-Cenomaniano), Cujupe/Ipixuna (Cretáceo Superior/Terciário Inferior), Barreiras (Mioceno) e Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno) (SCHALLER et al., 1971; VILLEGAS, 1994; Góes, 1981; 1995; ROSSETTI et al., 1989; 1990; NASCIMENTO & GÓES, 2005; ROSSETTI, 2000; 2001a, b; 2004; 2006; ROSSETTI e GÓES, 2003; 2004; SANTOS JR., 2002; 2006; SANTOS Jr. & ROSSETTI, 2003; 2006; ROSSETTI & SANTOS Jr., 2004; VASQUEZ et al., 2008; MENDES e TRUCKENBRODT, 2009; SOUZA e SANTOS Jr. 2010) (Quadro 02).

As formações Alcântara/Itapecuru (Albo-Cenomaniano) são compostas por arenitos friáveis, localmente feldspáticos, com intercalações de argilitos e níveis de conglomerados depositados em ambientes marinho raso e flúvio-deltáico (SCHALLER et al., 1971; GÓES, 1981; 1995; VILLEGAS, 1994; MELO Jr, 1998; ROSSETTI, 2001a; 2004; ROSSETTI & GÓES, 2003; MENDES & TRUCKENBRODT, 2009; VASQUEZ et al., 2008); as formações Cujupe/Ipixuna (Cretáceo Superior/Terciário Inferior) são caracterizadas por conglomerados maciços, arenitos estratificados e argilitos laminados, caulínicos, oriundos de um sistema flúvio-estuarino (GÓES, 1981; NASCIMENTO e GÓES, 2005; SANTOS Jr., 2002; 2006; SANTOS Jr. e ROSSETTI, 2003; 2004; 2006; VASQUEZ et al., 2008); a Formação Barreiras é representada por argilitos maciços/laminados, siltitos maciços/laminados, arenitos quartzosos com estratificação cruzada acanalada/tabular, bandamentos de maré, superfícies de reativação com recobrimentos argilosos e conglomerados, oriundos de sistema flúvio-estuarino (SUGUIO e FÚLFARO, 1977; LIMA et al., 1980; ROSSETTI et al., 1989; 1990; MELO JR, 1998; ROSSETTI, 2000; 2001b; 2004; 2006; SANTOS Jr., 2002; 2006; ROSSETTI & GÓES, 2004; ROSSETTI e SANTOS Jr., 2004; NASCIMENTO e GÓES, 2005; ROSSETTI, 2006; VASQUEZ et al., 2008; SOUZA e SANTOS Jr., 2010) e; os Sedimentos Pós-Barreiras, consistem em areias, por vezes argilosas, em parte de origem eólica (ROSSETTI et al., 1989; ROSSETTI, 2001a, b; 2004; SOUZA e SANTOS Jr., 2010).

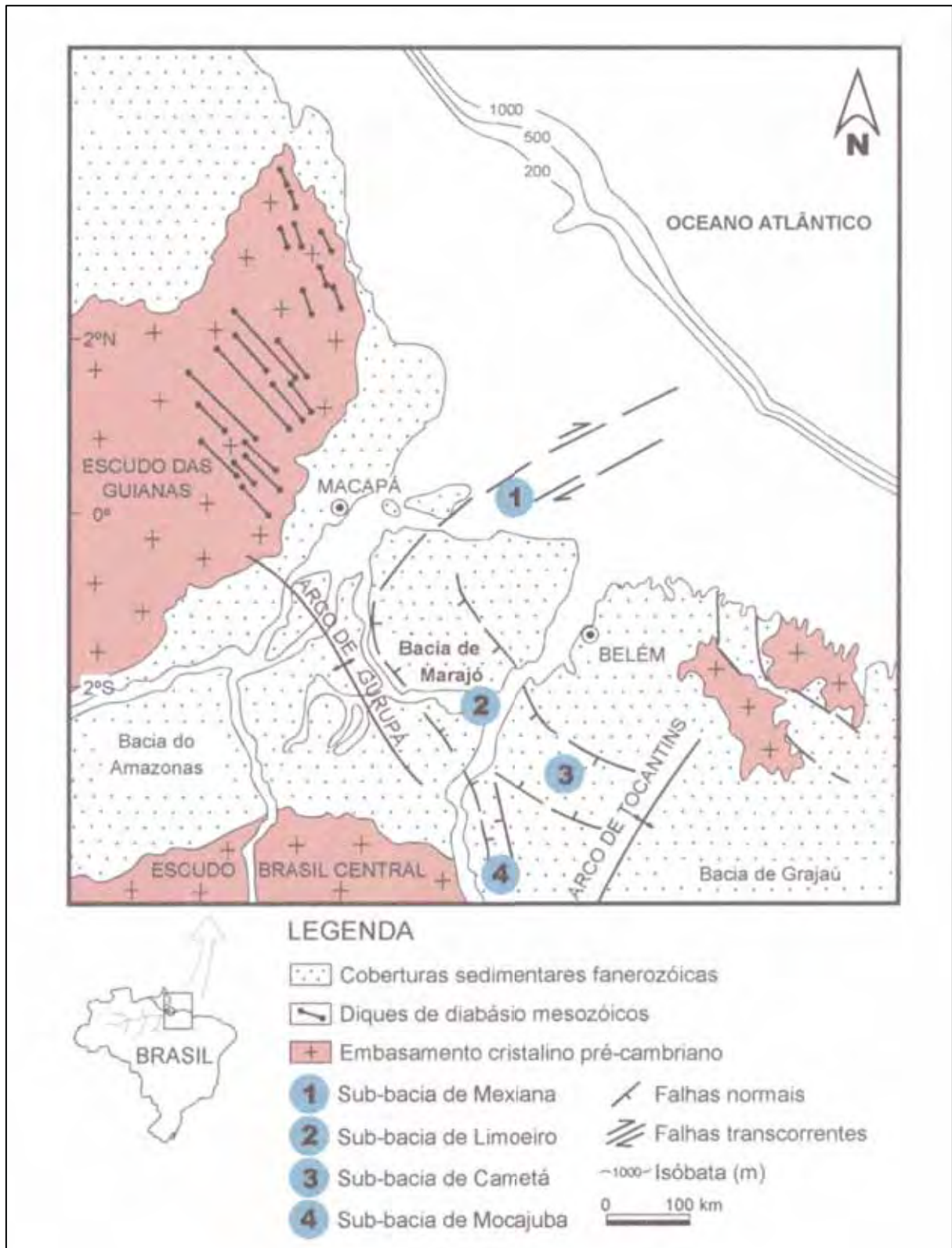


Figura 03: Configuração da Bacia de Marajó (Fonte: SOARES Jr. 2002)

Quadro 02: Carta estratigráfica Bacia do Marajó. Modificado de SANTOS Jr., 2002; 2006.

CRONOESTRATIGRAFIA			LITOESTRATIGRAFIA			
Período			SISTEMA DE GRÁBEN DO MARAJÓ			
			Subsuperfície	Superfície		
				Sub-bacia de Cametá*	Área de estudo	
QUATERNÁRIO			Formação Tucunaré/Pirarucu	Sed. Pós Barreiras	Sed. Pós Barreiras	
TERCIÁRIO	Plioceno		Formação Marajó	?	Formação Barreiras	
	Mioceno			Formação Pirabas/Barreiras		
	Oligoceno					
	Eoceno					
	Paleoceno		Formação Limoeiro	?	Formação Ipixuna	
CRETÁCEO	Superior	Maastrichtiano		Formação Cujupe/Ipixuna		
		Campaniano				
		Santoniano				
		Coniaciano				
		Turoniano				
		Cenomaniano <th>Formação Anajás</th> <th>?</th> <th rowspan="5">?</th>		Formação Anajás	?	?
	Inferior	Albiano		Formação Jacarezinho/Breves	Formação Alcântara/Itapecuru	
		Aptiano			?	
		Barremiano				
		Hauteriviano				

Artigo 1

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADA AO RECONHECIMENTO, CARTOGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PARÁ.

L. B. FELIPE¹, N. MORALES² & A. V. SOARES Jr³.

1. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá,

2. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro.

3. Instituto de Ciências Ambientais, Químicas e Farmacêuticas, Universidade Federal de São Paulo, Campus de Diadema.

Resumo

Este trabalho apresenta a integração de informações espaciais multifontes associados a dados geológicos coletados diretamente em campo, na região de Marabá – PA. Essa integração, em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, possibilitou o reconhecimento e o remapeamento de parte da Folha Marabá, bem como a caracterização da evolução geológica local e regional. Os dados possibilitaram ajustar unidades sedimentares e estratigráficas, bem como a delimitação de ampla área aluvionar, atribuída ao Período Quaternário.

Os dados aerogeofísicos, integrados com imagens de radar do SIPAM (R99b-SAR), permitiram reconhecer os contatos litológicos de forma facilitada, bem como identificar um corpo intrusivo soterrado, não aflorante, coberto pelos sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras, próximo à zona urbana de Marabá. Porém, não foi possível posicionar este corpo intrusivo nas unidades do embasamento (Cinturão Araguaia ou Província Transamazonas).

Palavras-Chave: R99b-SAR, LISS III, Aerogeofísica, Mapeamento Geológico, Marabá.

Abstract

This work presents an integration of multisource spatial information associated with geological data collected directly in the field, near Marabá - PA. This integration, in an environment of Geographic Information System, enabled the recognition and remapping part of Marabá Sheet as well as the characterization of local and regional geological evolution. The data enabled correct sedimentary and stratigraphic units, and recognition of broad alluvial area, assigned to the Quaternary Period.

The airborne geophysical data, integrated with radar images of SIPAM (R99B-SAR), allowed us to recognize the lithological boundaries in an easier way, as well as identify a buried intrusive body, not outcropping, covered by Cenozoic sediments of Barreiras Formation, near the urban area of Marabá. However, it was not possible to position this intrusive body in the basement units (Araguaia Belt or Transamazonas Province).

Key-words: R99b-SAR, LISS III, Aero-geophysics, Geologic Mapping, Marabá.

1. INTRODUÇÃO

Na década de 1970, o Projeto RADAM (Radar da Amazônia) foi pioneiro na utilização de produtos de sensores remotos (radar aerotransportado) para estudos sobre geologia, solos, aptidão agrícola, fitoecologia, geomorfologia, uso potencial da terra e subsídios ao planejamento na Amazônia. A utilização do sensoriamento remoto no mapeamento de Recursos Naturais, em regiões constantemente nubladas, como é o caso da Amazônia, levou os cientistas a adaptar os princípios do Radar a um sistema aplicável a tais levantamentos, denominado de Radar de Visada Lateral (RVL). Com relação à avaliação geológica e geomorfológica, devido à quantidade reduzida de afloramentos, escassez de estradas, solo espesso e densa cobertura vegetal, os produtos de sensores remotos orbitais e/ou aerotransportados são, por vezes, a principal fonte de informação no entendimento e caracterização da evolução geológica. Os resultados favoráveis obtidos pelo Projeto RADAM, no levantamento de recursos naturais da Região Amazônica, em uma área de mais de 4.000.000 km², motivaram a extensão deste Projeto, com os mesmos objetivos, para o restante do Brasil, sob a denominação de RADAMBRASIL.

A utilização de dados indiretos (geofísicos e de sensoriamento remoto, por exemplo) tem sido ferramenta fundamental na cartografia e no entendimento da evolução geológica e geomorfológica da Amazônia. Os sensores ópticos, que incluem desde as fotografias aéreas até os imageadores multiespectrais orbitais, são os mais utilizados nas Geociências.

O final da década de 80 e início dos anos 90 marca um período de atividades de pesquisas na região amazônica, com a utilização intensiva de produtos de sensoriamento remoto óptico e de radar, integrados com dados aerogeofísicos (VENEZIANI et al., 2004). Embora as imagens de sensoriamento remoto já tenham sido empregadas anteriormente, avanços tecnológicos incrementaram as possibilidades de obtenção de melhores e mais detalhadas informações geológicas, tanto do ponto de vista dos sistemas sensores, como dos processamentos digitais e dos métodos interpretativos (p. ex.: SANTOS et al. 1997, 2001; PARADELLA et al. 1998).

A visão sinóptica de dados de sensores remotos otimiza tempo e custos, possibilita a integração digital com dados multifontes (p. ex: Radar, Landsat TM, Modelos Digitais de Terreno) e, acrescentados de dados litológicos de campo, estruturais e até mesmo geocronológicos, contribui de forma sistemática para a realização de mapeamento e, assim, para o entendimento da evolução geológica de uma região.

A área de estudo está localizada próxima a uma das mais importantes reservas minerais do mundo, a Província Mineral de Carajás (PMC). Por este motivo, a cidade de Marabá e adjacências desperta grande interesse de empresas do setor minero-metalúrgico que atuam no país. Este trabalho envolve especificamente o re-mapeamento e o reconhecimento geológico de parte da Folha Marabá (SB-22-X-D), na região sudeste do Estado do Pará, utilizando a integração de produtos de sensores remotos com dados de campo.

Atualmente, o cenário socioeconômico da região do sudeste do Pará, particularmente a região de Marabá, passa por um intenso crescimento impulsionado pelos investimentos públicos e privados ligados à siderurgia, mineração, transporte e construção civil. Tal crescimento é resultado de investimentos realizados pelo Governo do Brasil e por uma das maiores empresas de mineração do mundo, instalada há décadas na região. Somente a instalação de uma indústria de transformação do ferro (ALPA – Aços Laminados do Pará) prevê investimentos de R\$ 5,8 bi ainda na etapa de implantação até 2.014, gerando cerca de 16 mil empregos diretos. Existe, ainda, a previsão de construção do porto de Marabá, a duplicação da ferrovia que transporta o minério de ferro para o Estado do Maranhão, a implementação da hidrovia Araguaia-Tocantins, bem com a instalação de Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCH's) ao longo dos rios Tocantins e Itacaúnas, próximas à zona urbana da cidade, o que demandará volumosos investimentos financeiros a médio prazo, consequentemente, intenso crescimento populacional.

2. ÁREA DE ESTUDO

No mapeamento sistemático brasileiro, a região da área de estudo (Figura 01) localiza-se em parte da Folha Marabá (nas folhas SB-22-X-D-I e SB-22-X-D-II), que por sua vez está situada na região sudeste do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Maranhão.

A cidade de Marabá pode ser alcançada por rodovia (BR-230 ou PA-150), pelos rios principais (Tocantins e Itacaúnas), por transporte aéreo pelas principais companhias ou pela ferrovia que transporta minério de ferro da Província Mineral de Carajás até o porto de São Luiz - MA.

A área de investigação, dentro da Folha Marabá, compreende a região entre as duas principais anomalias de drenagem, conhecidas como “Bico do Papagaio” (região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, fronteira entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins) e “Paleo-canal do Tocantins” (estrutura formada pela curvatura do Rio Tocantins

em direção ao norte). Possui as seguintes coordenadas geográficas: Latitude $-5^{\circ} 00' 00''$ e $-5^{\circ} 30' 00''$; Longitude $-49^{\circ} 30' 00''$ e $-48^{\circ} 30' 00''$.

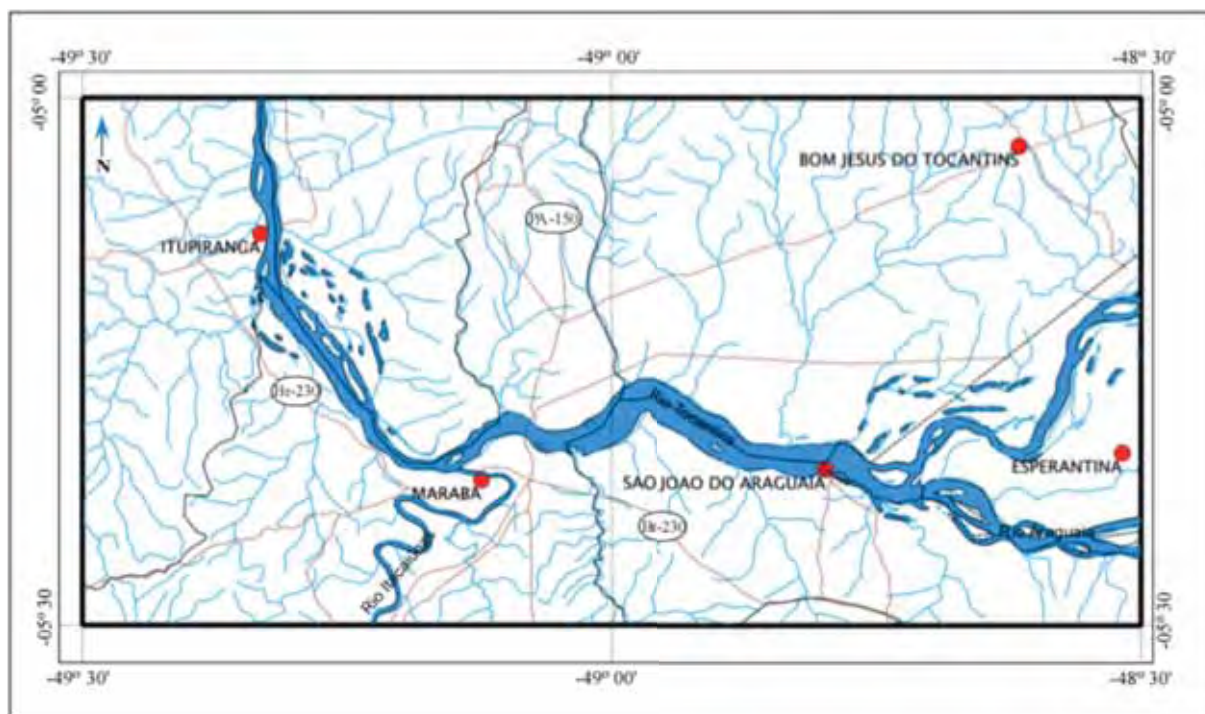


Figura 01: Localização da Área de estudo.

3. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é realizar o reconhecimento, cartografia geológica (esc. 1:100.000) e a caracterização da evolução geológica da região de Marabá, sudeste do Estado do Pará, utilizando técnicas de geoprocessamento, com a integração de imagens de Radar (R99B-SAR) proveniente do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), dados altimétricos proveniente do programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), imagens ópticas do sistema/sensor IRP6 – LISS III, levantamentos aerogeofísicos e dados geológico/estruturais obtidos diretamente em campo.

Para alcançar o objetivo principal, foram traçados alguns objetivos específicos, quais sejam: realizar o pré-processamento e processamento das imagens SAR-R99B; realizar o pré-processamento e processamento das imagens ópticas dos sistema/sensor IRS-P6 LISS III; realizar o pré-processamento e processamento das imagens aerogeofísicas (magnetométricas e gamaespectométricas); realizar a integração digital, em ambiente SIG, dos dados geológicos coletados diretamente em campo, com produtos de sensoriamento remoto óptico, micro-ondas (SAR, SRTM) e levantamentos aerogeofísicos para identificar feições geológicas regionais;

confeccionar o mapa geológico da região de estudo em escala 1:100.000, e por fim, caracterizar a evolução geológica no contexto das unidades mapeadas.

4. MATERIAIS E MÉTODO

De modo geral, para alcançar os objetivos propostos, as investigações foram conduzidas de acordo com as atividades descritas a seguir:

4.1. CONSULTA E ANÁLISE DA DOCUMENTAÇÃO EXISTENTE

Em busca do conhecimento existente sobre a área de estudo foram consultados os trabalhos anteriores sobre o arcabouço geológico e estrutural da região sul e sudeste do Estado do Pará.

4.2. AQUISIÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

Os produtos de sensores remotos incluem: imagens de Radar (R99B-SAR) cedidas pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM); imagem óptica (IRS-P6 LISS) disponibilizada pelo INPE; imagens aerogeofísicas (magnetométricas e gamaespectométricas) disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM); e, Modelos Digitais de Terreno, derivados do programa SRTM (Tabela 01).

Tabela 01: Características dos produtos de sensores remotos utilizados.

Sistema	Sensor	Ano de Obtenção da Imagem	Resolução Espectral	Resolução Espacial (m)	Fonte
IRS-P6	LISS III	2010	3	23,5	INPE
SAR-R99B	SAR	2008 e 2009	Quad L+X	18	SIPAM
SRTM	DEM	2000	1	30	INPE
Aerogeofísica	Mag/Gama	1975 e 1976	-	2000/1000	CPRM

Os sensores remotos que operam na faixa dos micro-ondas (RADAR) possuem uma notória utilização em trabalhos geológicos e geomorfológicos, principalmente devido as suas características de obtenção da informação. As imagens de radar utilizadas são provenientes do equipamento aerotransportado do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM).

Modelos Digitais de Terreno (MDT's), neste caso, são dados altimétricos. Tais informações, visualizadas simultaneamente com imagens de Sensores Remotos em diferentes ângulos, permitem uma maior precisão nos mapeamentos de estruturas geológicas, bem como facilitam o traçado da rede de drenagem, feições decorrentes de atividades antrópicas (estradas, barragens, municípios, vilas, etc.) e terraços fluviais. O MDT utilizado neste trabalho foi adquirido diretamente dos programas *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), disponibilizados via *Internet*. Os dados foram reprocessados pelo INPE no programa Topodata para aumento da resolução espacial (passando de 90 para 30 m).

A imagem do sensor óptico (LISS III) e de radar (R99B-SAR) aqui utilizadas foram processadas em *software* de Processamento Digital de Imagens (PDI) - ERDAS Imagine, Sistema Operacional *Windows*. O Modelo Digital de Terreno (MDT) foi manipulado por um *software* específico para esses tipos de dados espaciais (Global Mapper). Por fim, as imagens derivadas do PDI foram integradas em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (Quantum GIS).

4.3 LEVANTAMENTO PRELIMINAR E SELEÇÃO DE ESTRADAS E LOCAIS PARA LEVANTAMENTO GEOLÓGICO DIRECIONADO NO CAMPO

Esta etapa consistiu no levantamento e mapeamento das vias de acesso à região, utilizando a identificação visual e digitalização manual de estradas e trilhas para deslocamento. Tal procedimento é importante para o planejamento das atividades de campo e atualização do banco de dados planimétrico. As imagens ópticas de média resolução espacial (como é o caso do sensor IRP6 LISS III) são os produtos de sensores remotos adequados para o tipo de levantamento.

Após essa etapa, as informações foram alimentadas em ambiente de Sistema de Informações Geográfica (SIG) para auxílio no deslocamento dos trabalhos de campo.

4.4. PRÉ-PROCESSAMENTO E PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS

As etapas de pré-processamento foram: correção geométrica (georreferenciamento) e realce de histograma. O georreferenciamento da imagem óptica que recobre a área e que foi utilizadas neste trabalho baseou-se em pontos notáveis, cujos valores em coordenadas UTM (Zona 22S, Datum SAD69) foram extraídos dos mosaicos Landsat (GEOCOVER / NASA) em escala 1:50.000. Dezenas de pontos de controle foram adquiridos. O RMS (*Root Mean Square* = Erro Médio Quadrático), obtido para toda a área de trabalho, foi 1,12 *pixels*; como nas imagens LISS III 1 pixel = 22,5 m, o RMS total das imagens é de 30 m. Na escala 1:250.000, esse RMS equivale a 0,1 mm. Realçar uma imagem consiste em manipular seu contraste aplicando uma transformação “T” no nível de cinza de cada pixel, objetivando uma maior discriminação visual dos objetos que a compõem. A cada histograma está associado o contraste da imagem, que pode ser verificado pelo espalhamento e a separação entre os níveis de cinza nela presentes. O principal objetivo desta operação é melhorar a qualidade visual de uma imagem de satélite.

As etapas de processamento consistiram na fusão de dados ópticos com SAR, MDT e levantamentos aerogeofísicos e integração para foto-análise e foto-interpretação.

4.4.1. Radar

Os produtos de sensoriamento remoto que operam na faixa dos micro-ondas utilizado neste trabalho foram: R99B-SAR (do SIPAM) e SRTM (NASA). O SAR trata-se de um sistema de radar acoplado a uma aeronave (R99B), ainda pouco utilizado para aplicações em estudos geológicos no país. Nos últimos anos, o SIPAM vem efetuando imageamentos aerotransportados sobre a Amazônia e já foi coberta uma área de 2.958,082 km², totalizando 60% da Amazônia Brasileira. A área de estudo é coberta, quase totalmente, por seis segmentos (linhas de voo), captados com direção N-S e disponibilizados sem processamento. O SAR difere dos demais sensores, pela capacidade de imageamento simultâneo com a banda L, nas polarizações HH, VV, VH e HV, e banda X (HH), com resoluções espaciais de 3 m, 6 m e 18 m. Segundo Fonseca (2005), o imageador SAR foi concebido para executar o monitoramento em tempo real e a coleta de dados para o mapeamento da superfície, na faixa das micro-ondas. O sensor ativo é capaz de operar de dia e de noite, em condições meteorológicas adversas, na presença de chuva, nuvens, nevoeiro ou fumaça.

As imagens de radar foram corrigidas radiometricamente (padrão de antena, *speckle*) e

geometricamente (ortorretificação) para a integração digital com os dados geológicos de campo. As etapas de pré-processamento de imagens de radar consistiram ainda na aplicação de realce do tipo passa alta (*sharpen filter*) (Figura 02). Os procedimentos foram realizados em *software* de Processamento Digital de Imagem ERDAS 9.

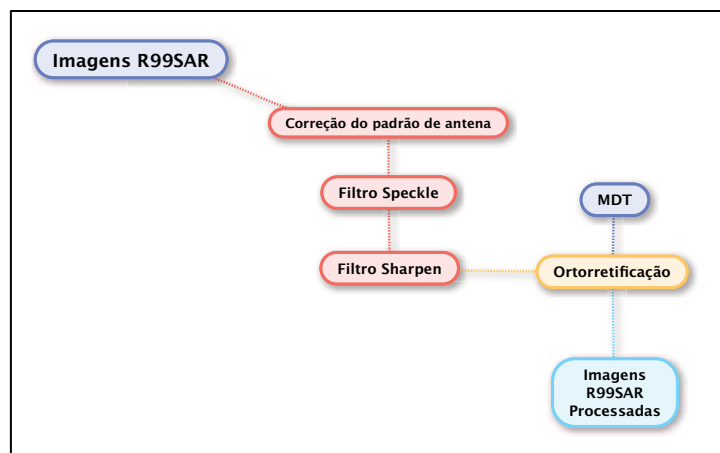


Figura 02: Fluxograma dos procedimentos nas imagens SAR-R99B.

O Modelo Digital de Terreno (MDT) usado neste trabalho para avaliação geológica e para ortorretificação das imagens de Radar é oriundo do Programa *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM/NASA), distribuídos de forma gratuita pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (Figura 03), com os dados reprocessados, com resolução espacial 30 m (Programa Topodata). Os MDT's originais disponibilizados pela NASA possuem resolução espacial original de 90 m.

O projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) é um sistema RADAR que utilizou a técnica de interferometria para geração do Modelo Numérico do Terreno (MNT), desenvolvido pela Agência Espacial Americana (NASA) em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Este sistema teve cobertura quase global operando na banda C, e os dados obtidos estão disponíveis na resolução espacial de 90 m para América do Sul (RABUS et al. 2003). Este imageamento ocorreu nos primeiros onze dias do mês de fevereiro do ano 2.000, gerando produtos com resolução espacial de 30 e 90 m, que foram posteriormente disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) via *web*. Os produtos SRTM constituem parte do conjunto de imagens de Radar, sendo que apresentam sensores com visada vertical e lateral, com capacidade de reproduzir três dimensões espaciais do relevo: latitude, longitude e altitude (x, y, z), ou seja, trata-se de um modelo digital do terreno (CARVALHO e BAYER, 2008).

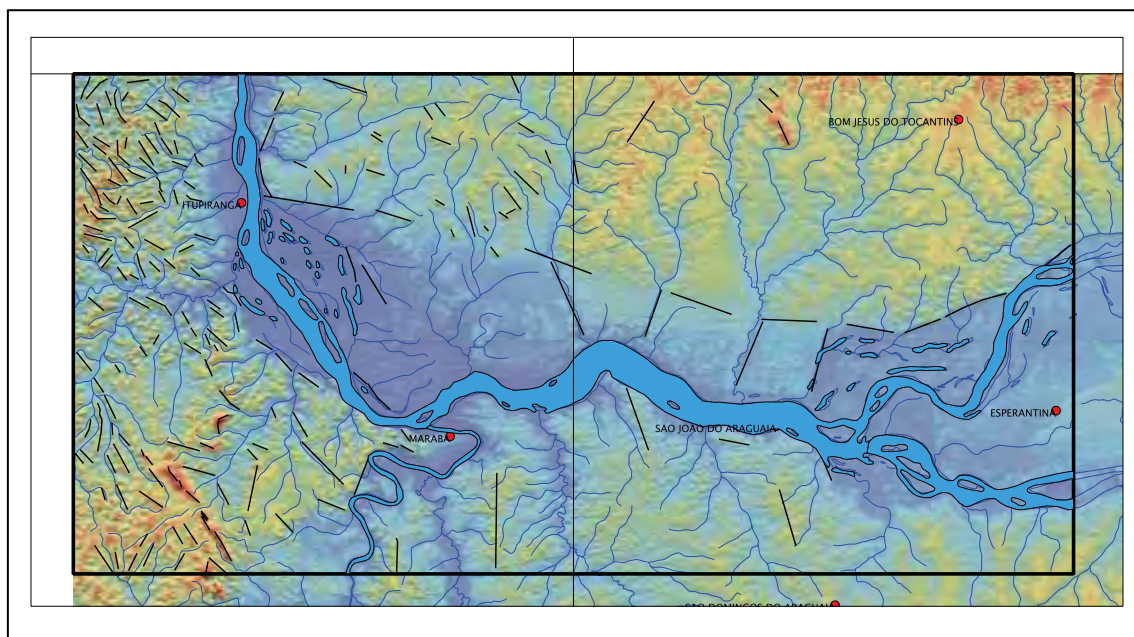


Figura 03: Imagens SRTM (representação hipsométrica) da área de estudo utilizada na ortorretificação das imagens R99B-SAR e na interpretação geológica.

4.4.2 Sensoriamento remoto óptico

A imagem do sensor LISS III (*Linear Imaging Self-Scanning System*) a bordo do satélite indiano ResourceSat-1 (IRS-P6) utilizado neste trabalho é ainda pouco empregada em estudos científicos no Brasil, se comparados com imagens de outros produtos de sensores com características parecidas, como por exemplo imagens Landsat TM, CBERS2 e/ou ASTER. As imagens LISS III são disponibilizadas gratuitamente pelo INPE desde fevereiro de 2.010. Tais dados possuem maior resolução espacial se comparadas às do sensor TM (23,5 m), porém, sua resolução radiométrica de 7 bits é um bit inferior. A principal utilização desta imagem refere-se a fusão com dados SAR e aerogeofísicos para foto-análise.

4.4.3 Levantamentos aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos utilizados fazem parte de dois programas de levantamentos geofísicos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil: a. Programa Aerogeofísico Tucuruí, disponibilizados a partir de 2.011, e; b. Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC), realizado no período de 1.975 – 1.976. A figura a seguir mostra a localização geográfica dos dados aerogeofísicos utilizados nesse trabalho.

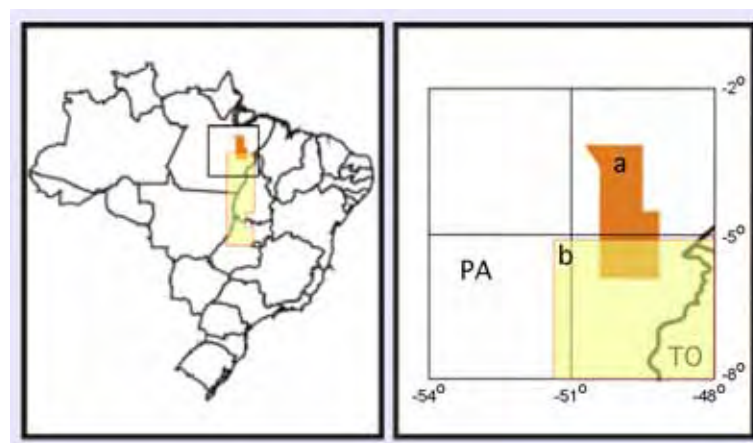


Figura 04: Localização dos levantamentos aerogeofísicos. (a) Magnetométrico e (b) gamaespectométrico.

Os dados magnetométricos e gamaespectométricos do Programa PGBC foram obtidos através de linhas de vôo no sentido N-S, espaçadas de 2 km e 1 km respectivamente, com intervalo de amostragem equivalente a 65 m na superfície. Os levantamentos do Projeto Aerogeofísico Tucuruí contempla os métodos magnetométricos e gamaespectométricos, com espaçamento das linhas de voo de 500 m e direção N-S. As imagens aerogeofísicas utilizadas dos dois programas não cobrem toda a área de estudo.

A etapa metodológica visa aplicar técnicas envolvidas nos procedimentos de tratamento dos dados aerogeofísicos e sua integração com produtos de Sensores Remotos. Tanto nas técnicas de apresentação dos dados provenientes das diferentes fontes, quanto na preparação dos mesmos para geração dos produtos integrados, foram utilizados uma série de processos para ressaltar características típicas dos dados e facilitar sua interpretação. De modo geral, a estratégia de tratamento dos dados envolvem etapas distintas: processamento e representação dos dados e imagens aerogeofísicas, e; integração dos dados e geração de produtos, com base nos dados geológicos.

Os tratamentos dos dados geofísicos visam melhorar e simplificar os dados originais, por meio da eliminação de ruídos de caráter operacional ou proveniente de fontes desprezíveis para os propósitos desta pesquisa.

Os métodos de processamento deste trabalho foram baseados em Blum (1999) e Carvalho (2006). Durante o processamento, realizou-se diversos testes para os dados aerogeofísicos, visando melhorar a qualidade dos dados. Constituíram-se em aplicações diversas de transformações lineares, principalmente nos dados magnéticos, a fim de fornecer subsídios geofísicos que colaborassem na interpretação geológica-estrutural da área em

estudo, onde as principais etapas para a geração das imagens encontram-se resumidas na Figura 05.

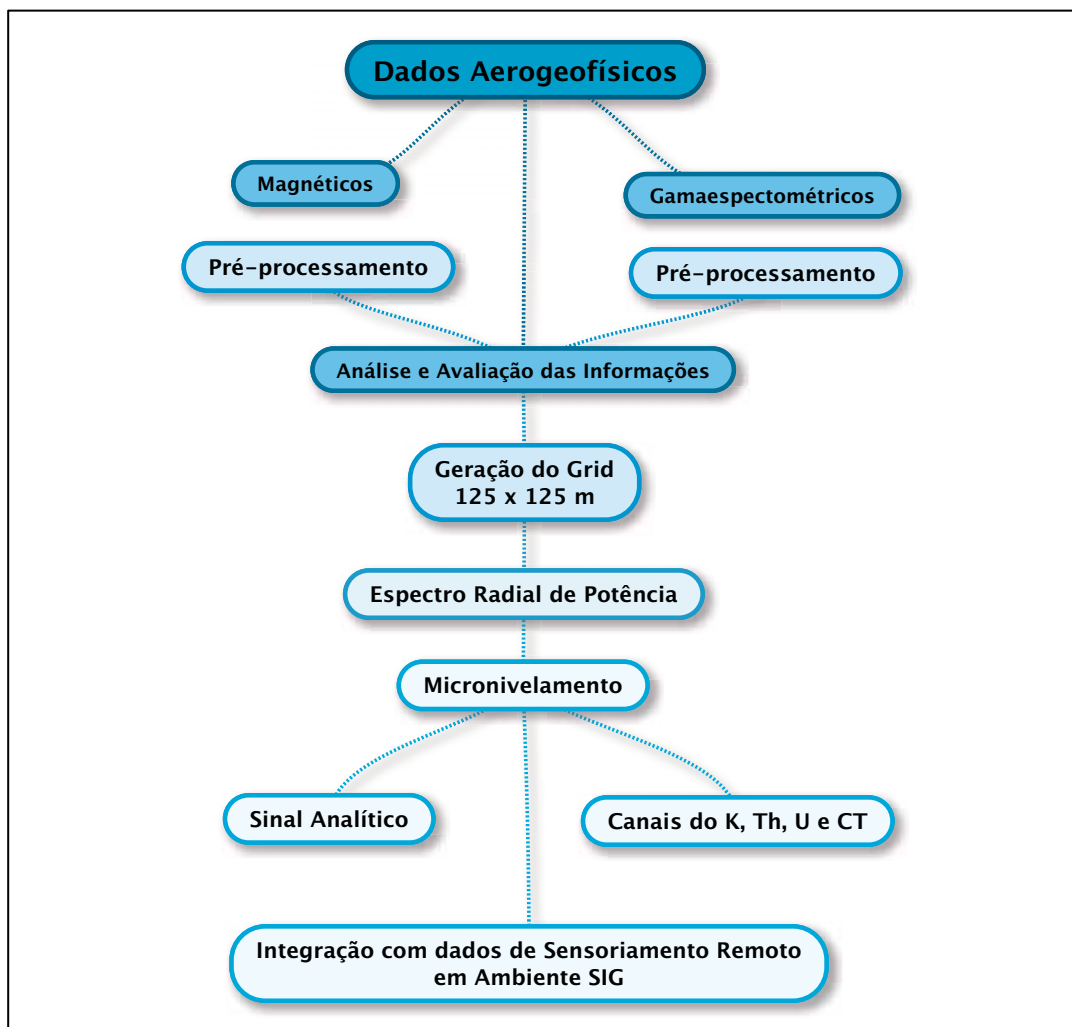


Figura 05: Fluxograma das etapas de processamento dos dados aerogeofísicos.

O processamento dos dados geofísicos tem como objetivo refinar as imagens geofísicas para que permitam a extração das feições estruturais magnéticas superficiais pela aplicação de técnicas para mapear contrastes magnéticos através do sinal analítico, buscando interpretar as anomalias geológico-estruturais da área.

Os dados foram examinados e avaliados visualmente; em seguida, foram verificadas inconsistências da distribuição das linhas de voo e sua regularidade no espaçamento. O conjunto de dados foi interpolado em uma malha regular, com espaçamento de 125 m, utilizando como interpolador os métodos de Mínima Curvatura para os dados gamaespectrométricos e Bidirecional para os dados magnetométricos. Posteriormente, os

dados foram submetidos às rotinas de micronivelamento desenvolvida por Blum (1999), com base nas técnicas de Minty (1991) para remover erros residuais de nivelamento das linhas de voo. Em seguida foram aplicados filtros apropriados para cada base de dados (gamaespectrometria e magnetometria), dentre eles a remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) do campo total.

Os dados dos dois programas de aerolevantamentos tiveram que ser processados separadamente. Os principais *softwares* utilizados no processamento dos dados geofísicos foram: GEOSOFT Oasis Montaj, Global Mapper 11 e QuantumGIS.

4.4.3.1. Aeromagnetometria

O campo magnético da Terra medido em sua superfície corresponde à sobreposição de três componentes distintas: a primeira tem por origem o núcleo externo e designa-se por campo magnético principal; a segunda está associada aos fenômenos físicos que ocorrem na ionosfera e no exterior da Terra e designa-se por campo externo; a terceira tem por fonte as formações geológicas (crosta e, eventualmente, parte do manto superior) e designa-se por campo crustal (MIRANDA 2005).

Três parâmetros descrevem o campo magnético terrestre em um dado ponto: a intensidade, a inclinação e a declinação magnética. A declinação pode ser definida como o ângulo que cada ponto do meridiano geográfico faz com meridiano magnético. A inclinação corresponde ao ângulo das linhas de força do meridiano magnético com o plano que é tangente à Terra no ponto de observação (LUIZ e SILVA 1995).

O modelo matemático do campo magnético mais utilizado é denominado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) e aprovado quinquenalmente pela IAGA (*International Association for Geomagnetism and Aeronomy*). Inicialmente, tal aprovação se dá de forma provisória (PGRF), posteriormente, é revista (IGRF) e depois assume caráter definitivo (DGRF). A necessidade de realizar estas revisões deve-se à existência de uma importante variação secular do campo magnético (MIRANDA 2005).

O campo magnético principal pode ser removido dos valores do campo magnético medido na superfície da Terra utilizando-se o modelo matemático do tipo IGRF. Por outro lado, o campo externo pode ser removido realizando médias temporais, em relação aos efeitos da ionosfera e os devidos à interação com o espaço exterior, sobre os dados observados. Ao valor residual, que representa a influência crustal, é denominado de campo magnético

anômalo (MIRANDA 2005).

O campo magnético anômalo é atribuído essencialmente a variações laterais de magnetização das rochas que contêm uma variedade de minerais com propriedades magnéticas distintas. Os minerais magnéticos podem ser resumidos a três classes, ou seja, diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, onde cada um deles dá a sua contribuição para a susceptibilidade magnética. Se os minerais ferromagnéticos estão presentes, estes dominam as propriedades magnéticas das rochas, desde que se encontrem a uma temperatura inferior à de Curie, que marca a perda das propriedades magnéticas dos materiais, sendo constante para cada substância. Os minerais ferromagnéticos mais comuns são os óxidos de ferro, magnetita e hematita (MIRANDA 2005).

A magnetometria trata da intensidade e da forma das anomalias magnéticas. Como o método atinge quase 19 km de profundidade (onde a magnetita atingiria seu ponto “Curie”, para um grau geotérmico de $33\text{m}/^{\circ}\text{C}$), suas anomalias resultam de corpos tridimensionais, aflorantes ou não, sendo possível concluir a forma do corpo de acordo com o formato da anomalia que é produzida (VIEIRA, 1982).

A Figura 06 apresenta uma integração (fusão) do Sinal Analítico com dados SRTM, somente para a área oeste da região de estudo, o que possibilitou a delimitação do Cráton Amazonas (embasamento mais antigo) e o seus contatos com as rochas mais novas.

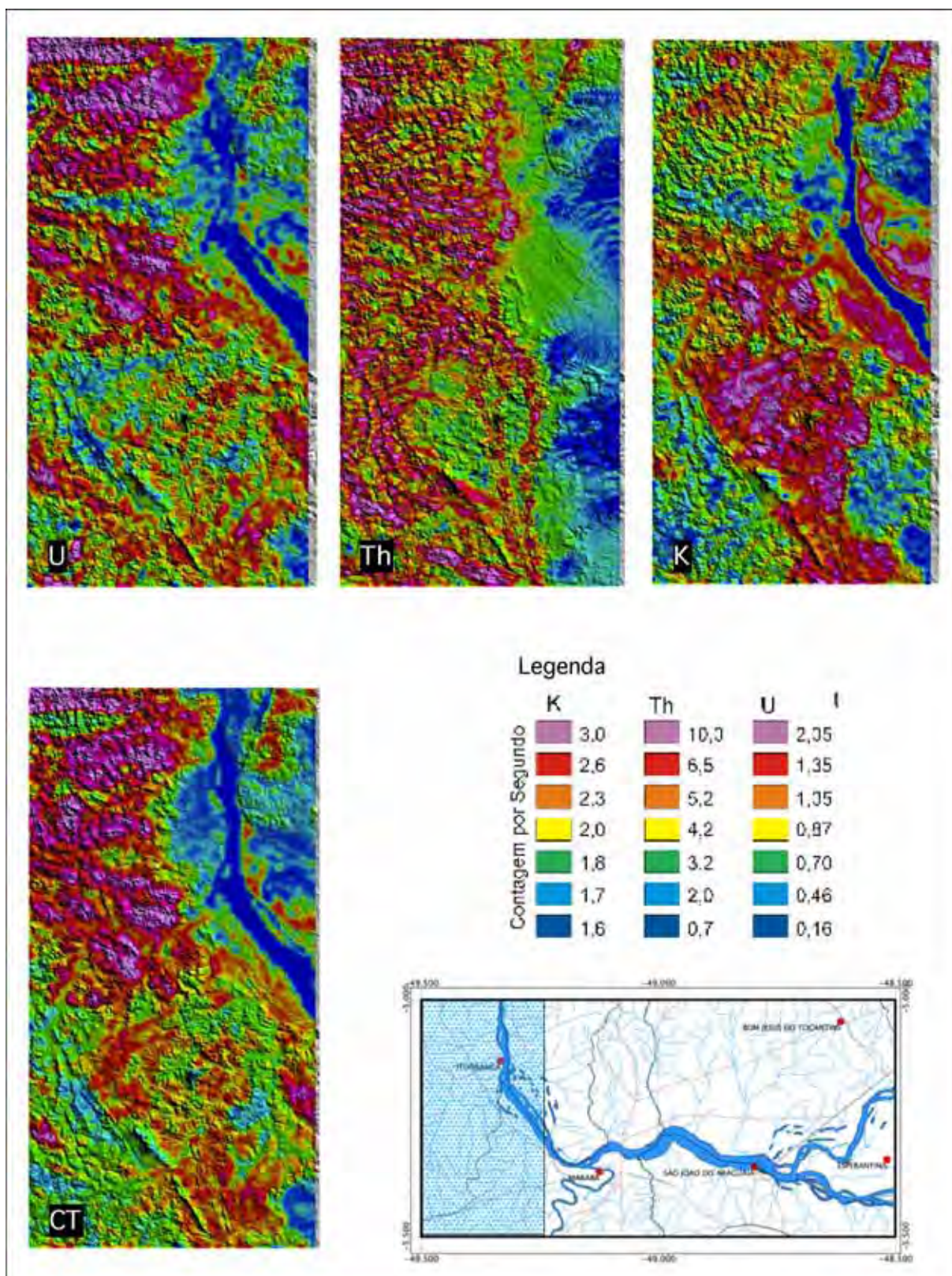


Figura 06: Integração do Sinal Analítico (Projeto Aerogeofísico Tucuruí – U, Th, K e Contagem Total) com dados SRTM, porção oeste da região de estudo.

4.4.3.2. Aerogamaespectrometria

Essas imagens possuem vários aspectos em comum, que possibilitam interpretações conjuntas. Cartograficamente, podem ser utilizadas e interpretadas segundo padrões texturais, que são reflexos de informações geológicas associadas à superfície do terreno. O produto derivado do sensor imageador gamaespectrométrico é muito semelhante ao obtido por sensores remotos.

A característica fundamental das imagens aerogamaespectrométricas é a detecção dos raios gama provenientes da porção superficial, cerca de 50 cm de rocha e solo, liberada a partir da desintegração radioativa dos átomos. A gamaespectrometria utiliza-se dos elementos naturais instáveis, entre eles, urânio, tório e potássio. Durante o processo de desintegração, a emissão radioativa é constituída por partículas de carga positiva (alfa), negativa (beta) e radiações (gama) sob a forma de ondas eletromagnéticas. Essas ondas, denominadas de raios gama, representam o excesso da energia que é emitido a partir de átomos excitados e possuem curto comprimento de onda, inferior ao raio-x, e é essa emissão que é quantificada.

O instrumental gamaespectrométrico utiliza as energias dos radioisótopos das séries de transformação do Th, U e K na correlação geológica-geofísica (Figura 07) pois são as mais características do espectro e por serem elementos suficientemente comuns na crosta da terra, de modo que suas variações absolutas ou relativas são usadas como indicadores de mudança no ambiente geológico.

No espectro gamaespectrométrico a energia do tório é superior à do urânio e esta maior que a do potássio, com a característica de que o tório influencia muito o balanço energético total em termos de Contagem Total – CT (VIEIRA 1982).

Os teores de U, Th e K das rochas ígneas são proporcionais à acidez das rochas. De acordo com o metamorfismo, ocorre um decréscimo relativo do U, o que não ocorre com o K e Th. Segundo Vieira (1982), nos climas tropicais, os solos são menos radioativos do que as respectivas rochas-fonte, ao contrário dos climas temperados, onde ambos irradiam com mesma intensidade; por isso é preferível utilizar as relações U/Th, Th/K e U/K, que se mantém relativamente constantes para cada litologia, apesar do intemperismo.

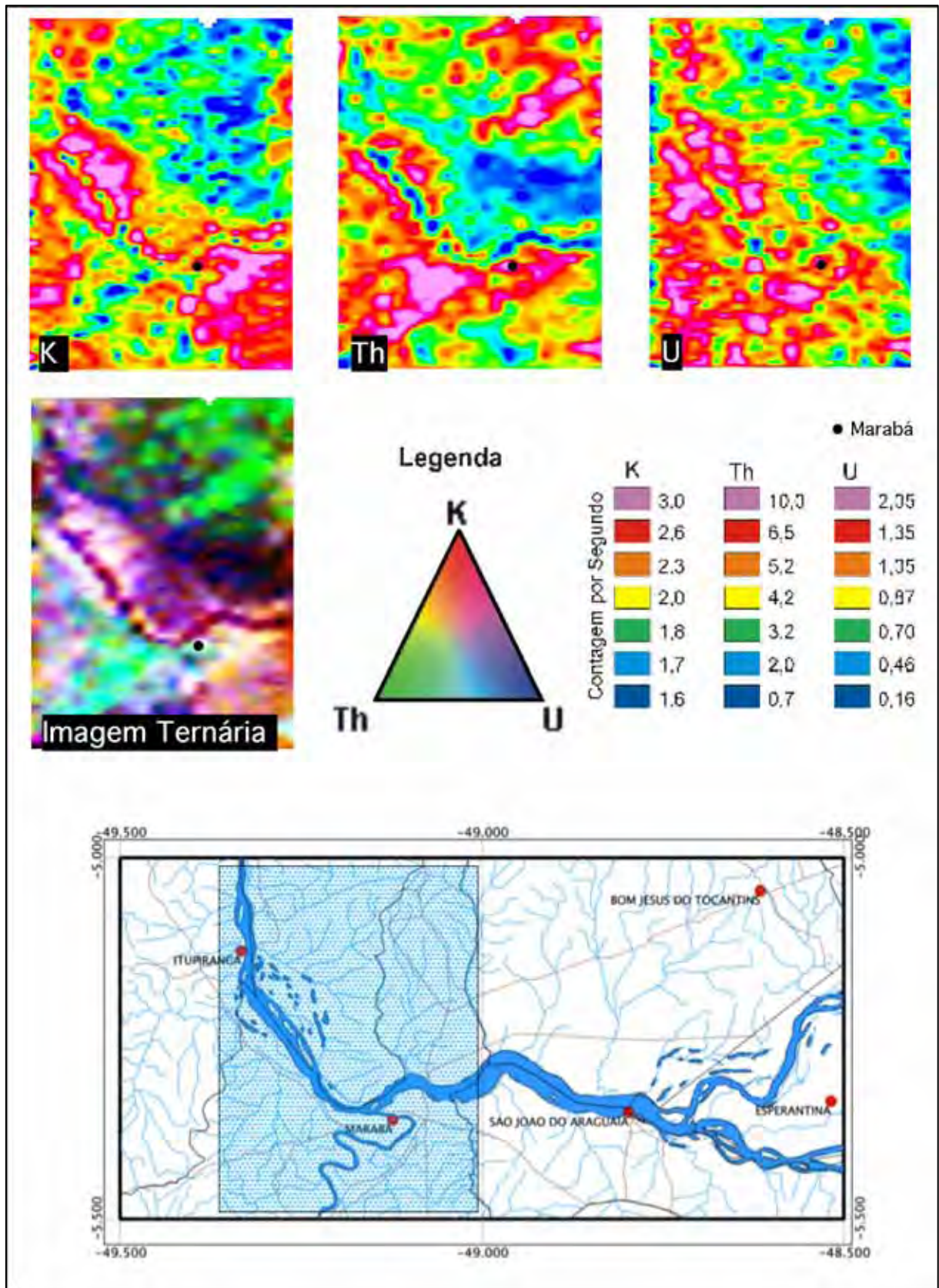


Figura 07: Imagens Aerogeofísicas (Canais do K, Th, U e Ternário) do Programa PLGB da região de Marabá.

4.5. ANÁLISE GEOLÓGICA

Para a confecção do mapa geológico na escala 1:100.000, foi utilizada uma importante quantidade de informações espaciais, em formato digital, e dados obtidos diretamente em campo. Para isso, foram integradas imagens de radar R99-B/SAR (aerolevantamento realizado pelo SIPAM), Modelo Digital de Terreno proveniente do programa SRTM, imagens do satélite IRP6 LISS III, dados aerogeofísicos gamaespectrométricos (Contagem Total, Th, U, K) e magnetométricos (Sinal Analítico).

No mapeamento convencional foram feitos perfis ao longo das estradas vicinais com seleção sistemática e criteriosa de locais para a obtenção de dados geológicos. Foram percorridas estradas e ramais que ainda não constam em mapas. A localização no campo foi realizada com o auxílio de um GPS (*Global Position System*). As medidas de atitudes de elementos estruturais foram obtidas com uma bússola de geólogo, modelo Clar.

4.5.1 Análise dos elementos geológicos e estruturais

A análise geológica convencional permitiu a observação em campo das associações litológicas e a configuração do relevo atual, de fundamental importância, pois, atualmente, considera-se a área de estudo uma região ainda pouco entendida. A análise estrutural compreendeu na observação das características macroestruturais (obtidas pela extração de elementos texturais de imagens de sensores remotos e MDT's), por observações de campo e suas correlações com as feições, objetivando uma melhor caracterização do comportamento deformacional das unidades geológicas da região de Marabá e adjacências.

Na interpretação das imagens de radar, obtém-se basicamente estruturas geológicas (falhas, fraturas, foliações, dobras), sendo que se deve sempre considerar a direção de voo do radar em relação à estruturação geológica, uma vez que representam sensores de leitura lateral, podendo mascarar estruturas perpendiculares ao sensor.

5. RESULTADOS: CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A região de estudo está situada na zona de transição entre o embasamento cristalino antigo (Província Transamazonas / Domínio Bacajá) e rochas metamórficas de baixo grau (Província Tocantins / Cinturão Araguaia). Entre essas duas unidades geológicas existe uma cobertura sedimentar ainda pouco estudada, pertencente à sub-bacia de Mocajuba, da Bacia

do Marajó. Nesse contexto, a região entre as principais anomalias de drenagem, na região de Marabá (entre o Bico do Papagaio e o Paleo-canal do rio Tocantins), revela uma associação litológica diferente da divulgada pelo Serviço Geológico do Brasil e que será melhor detalhada a seguir.

As etapas de campo, com descrição geológica convencional e estrutural dos litotipos variados aflorantes, foram resumidas em cerca de 60 afloramentos naturais ou do tipo corte de estrada (Figura 08). Os principais afloramentos estão distribuídos ao longo da Rodovia Br-230 (Transamazônica), entre as cidades de Marabá e Itupiranga, bem como ao longo de ramais que cruzam essa rodovia e a rodovia Br-222, ao longo de estrada que liga Marabá à localidade de Beiradão, passando pela localidade de Murumuru. Foi realizada também um levantamento ao longo da Estrada de Ferro Ponta da Madeira, partindo de Marabá com direção ao Estado do Maranhão (à leste), porém são poucos os afloramentos nesse percurso.



Figura 08: Imagem do Sistema Sensor IRP6/LISS III da região de Marabá, composição colorida R3B2G1, com distribuição espacial dos afloramentos visitados em campo.

As unidades lito-estratigráficas reconhecidas e cartografadas, com os seus respectivos contatos estabelecidos em campo, com o auxílio dos produtos integrados por foto-interpretação (Figura 09), são as seguintes: Província Transamazonas (Domínio Bacajá), formada por granitóides migmatizados e bastante alterados; Grupo Tucuruí (Formação Morrote), composta por rochas metamórficas de baixo grau, sendo a maior parte meta-

grauvacas e meta-arenitos; Província Tocantins (Cinturão Araguaia / Formação Couto Magalhães), formada por filitos e muscovita-xistos; Formação Ipixuna (Cretáceo), arenito caulínico em afloramento localizado nas margens do Rio Vermelho; e sedimentos miocênicos argilo-arenosos da Sub-bacia de Mocajuba (Formação Barreiras), com lateritas imaturas que sustentam os morros localizados na sede da cidade, e; um expressivo depósito aluvial proveniente da ação de erosão e deposição nos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, com forte controle tectônico, formando amplas áreas aplainadas.

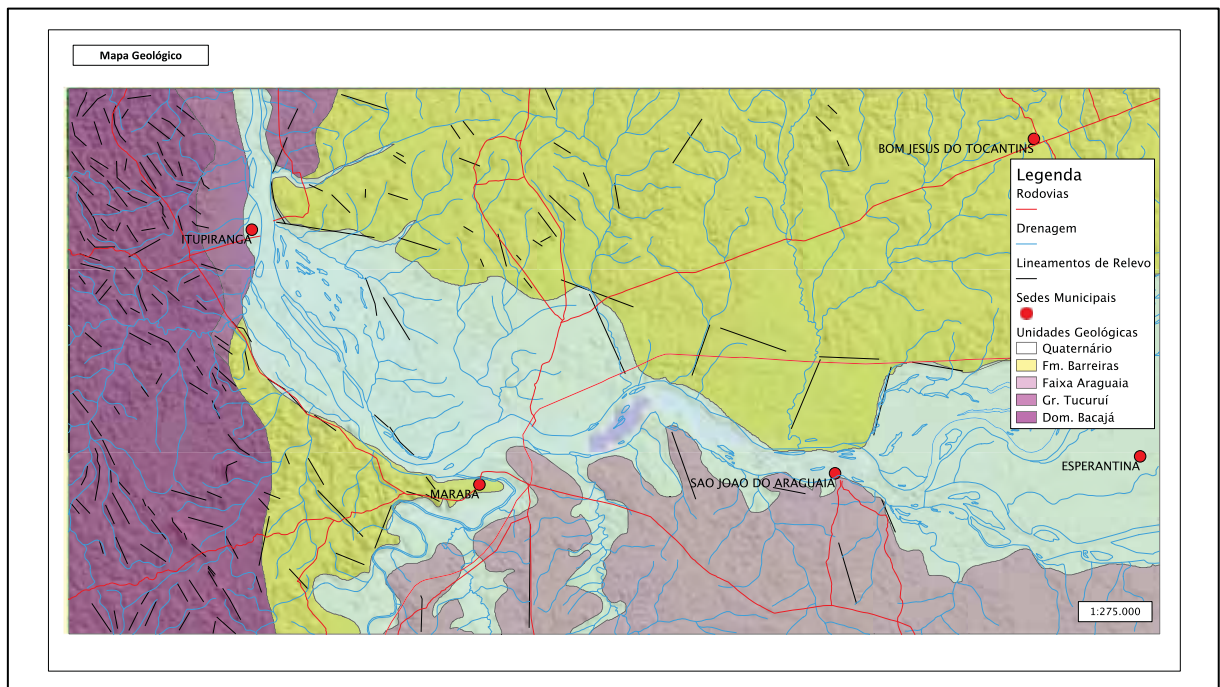


Figura 09: Mapa de unidades estratigráficas proposto, confeccionado a partir de dados de campo, com integração de produtos de sensores remotos e aerogeofísica.

5.1. Embasamento

As unidades do embasamento cartografadas correspondem às: 1. Rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia (Neoproterozóico), Supergrupo Baixo Araguaia; 2. Grupo Tocantins (Formação Morro do Campo), e; 3. Rochas do Cráton Amazonas, composto pela Província Transamazonas (Domínio Bacajá, SANTOS 2003).

5.1. Província Transamazonas

5.1.1. Domínio Bacajá

Em linhas gerais, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que

representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitóides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um órogeno colisional.

Esse domínio de rochas pré-cambrianas ocorre na porção oeste da área de estudo. Possui notadamente formas e texturas de relevo distintas das unidades geológicas superiores (Faixa Araguaia e sedimentos miocênicos da Formação Barreiras), reconhecíveis em imagens SAR e quando são integradas com imagens aerogeofísicas, representam contato fortemente marcado, que facilita a sua delimitação usando essa integração de dados (Figura 06).

Uma feição geomorfológica característica, melhor visualizada em imagens de radar (Figura 10) e anomalias magnetométricas permitiram identificar um corpo intrusivo circular (batólito?), ainda não identificado, localizado próximo à zona urbana de Marabá. Esta feição circular é típica de topo de intrusão granítica. Nesta região, a trajetória do Rio Itacaiúnas é bastante sinuosa, com o seu leito sendo orientado na direção NW-SE em algumas curvas de 180°. Tal corpo intrusivo forma uma barreira, impedindo a passagem do Rio Itacaiúnas próximo a sua confluência com o Rio Tocantins, na cidade de Marabá. O seu posicionamento estratigráfico ainda não foi estabelecido e a descrição ainda não foi possível de ser realizada pela falta de amostragem, pois tal corpo está “soterrado” pela Formação Barreiras.

Nos trabalhos de campo foram localizados blocos de rocha pegmatóide na estrada a caminho da localidade de Brejo do Meio, partindo da cidade de Marabá. Esses blocos possuem coloração rosada e alta concentração de feldspato, porém, bastante alterados. Não foi encontrado nenhum afloramento. Esta feição geológica encontra-se próxima à região onde afloram as rochas da Formação Couto Magalhães (Cinturão Araguaia) e é coberto pela Formação Barreiras, porém, não é possível afirmar que o mesmo pertence é um plúton granítico anorogênico ou um granito tardio, devido à ausência de afloramento para amostragem de rocha.

Além da feição geomorfológica característica, a integração do relevo com imagem aerogamaespectrométrica no canal do Th, possibilitou a visualização de uma anomalia nesta região (Figura 11), que possibilita interpretar como um corpo soterrado, não aflorante, nesta área. Condicionando um barramento no percurso do Rio Itacaiúnas próximo a Marabá.

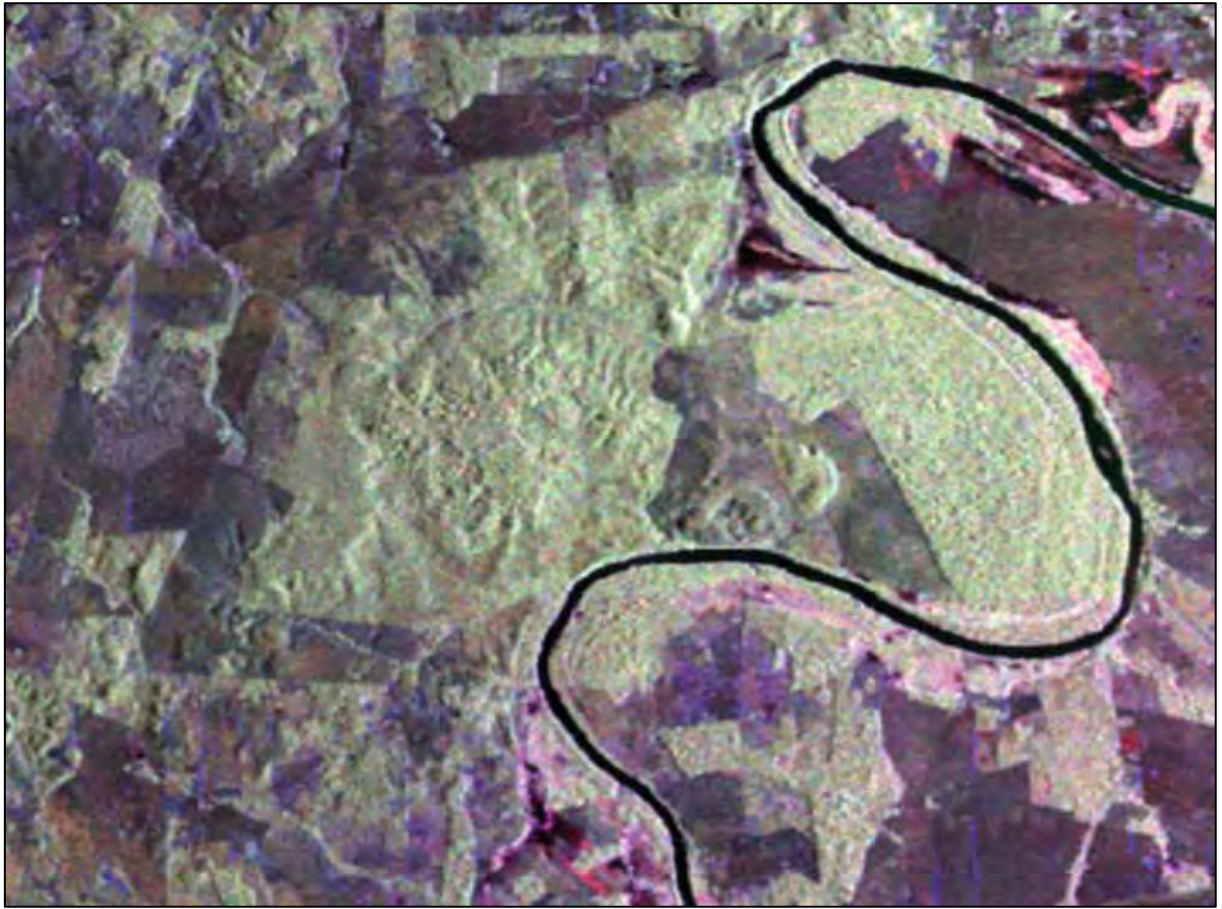


Figura 10: Feição geomorfológica circular visualizada no centro da imagem R99b-SAR, com composição colorida VV-**R** HV-**G** HH-**B**. Nota-se a anormalidade de percurso curso do rio Itacaiúnas, próximo a zona urbana de Marabá.

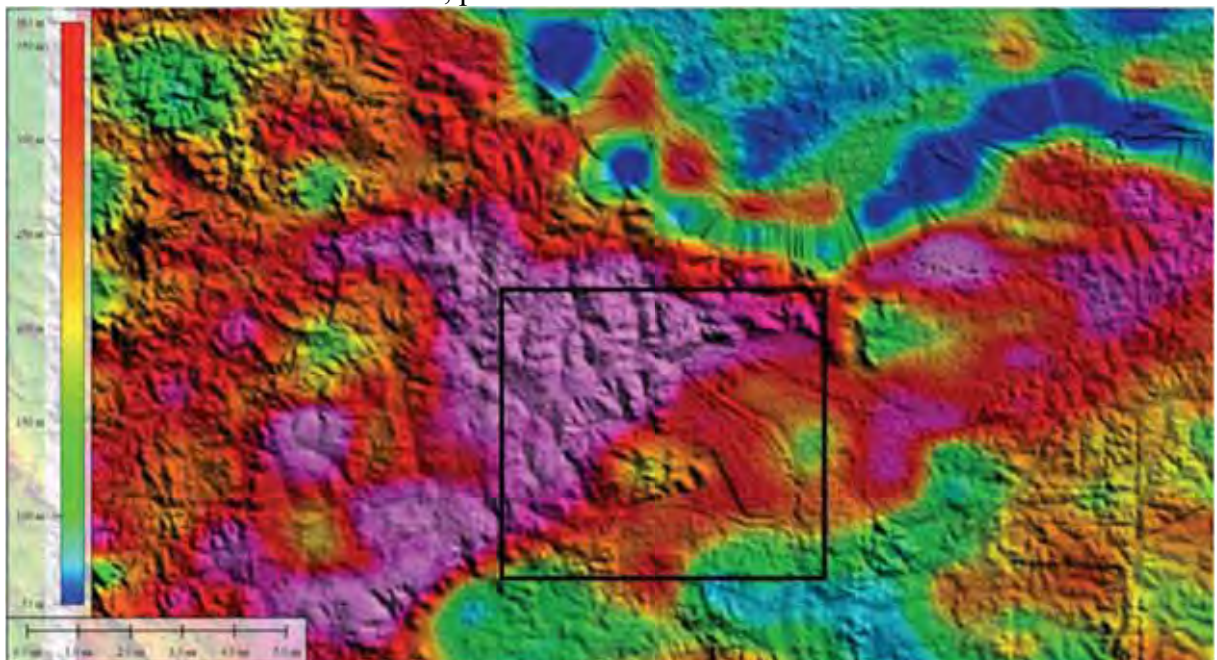


Figura 11: Fusão (integração) de imagens SRTM com Aerogamaespectrométrico (Canal do Th - PLGB). Anomalia magnética (cor magenta) no centro imagem. O polígono representa a localização da imagem R99b-SAR na figura anterior.

5.2. GRUPO TUCURUÍ (FORMAÇÃO MORROTE) – PRÉ-CAMBRIANO

Próximo a cidade de Itupiranga, afloram rochas metassedimentares atribuídas por Trouw et al. (1976) como pertencentes ao Grupo Tocantins e que consistem de filitos, ardósias, metarcósios, quartzitos e metabasitos. De acordo com os referidos autores, ocorrem ainda metagrauvas e metabasaltos formando uma unidade a parte, que repousa discordantemente sobre o Complexo Xingu e que está separada das demais rochas do grupo por uma falha de empurrão.

Sobre essa unidade, embora tenha sido descrita na década de 1970, são poucos os trabalhos científicos realizados com maior detalhe, principalmente próximo à área urbana de Itupiranga. Grande parte dessas descrições foram realizadas na região da represa da hidrelétrica de Tucuruí, principalmente antes da inundação provocada pela construção do reservatório de água (Lago de Tucuruí).

As rochas da Formação Morrote são: metarcósios e metarenitos intercalados com filitos (Figura 12). Os metarcósios possuem coloração cinza-rosada e consistem principalmente de arenitos grossos mal selecionados, bem ou mal arredondados. Estes clastos, deste grânulos até seixos e calhaus decimétricos, incluem granitos, arenitos, argilitos, jaspelitos, xistos, entre outros. Os metarenitos ocorrem interestratificados com filitos, próximo ao contato inferior com os metarcósios. Constituem camadas de até 5 m de espessura de rocha de tonalidade branca ou cinza-esverdeado-claro, grosseira, e praticamente sem xistosidade. Aparentemente, possuem grau de metamorfismo muito baixo, se ajustando ao quadro de anquimetamorfismo reconhecido por Trouw et al. (1976).



Figura 12: A: Afloramento de metarcósio conglomerático da Formação Morrote. B: Afloramento de metarenito intercalado com filitos.

5.3. CINTURÃO ARAGUAIA (NEOPROTEROZÓICO)

O Grupo Tocantins, na região de Marabá, é composto pelas seguintes formações: Pequizeiro, constituída por quartzo-clorita xistos abundante, clorita xistos e corpos de metabasitos; e Couto Magalhães, composta de filitos, ardósias, metassiltitos, metarcósios, metagrauvacas, metacalcários, além de intercalações de formações ferríferas, metassilexitos e quartzitos.

Na zona urbana de Marabá, afloram rochas da Formação Couto Magalhães. Na margem esquerda do Rio Tocantins, próximo à ponte rodoferroviária, afloram rochas metamórficas de baixo grau, composto por biotita-muscovita xisto fino, laminado, com padrão de faturamento bem marcado e acamamento com baixo mergulho (12°) para leste (Figura 13).



Figura 13: Afloramento de biotita-muscovita xistos da Formação Couto Magalhães.

5.4. FORMAÇÃO IPIXUNA (CRETÁCEO SUPERIOR)

Esta formação corresponde a sedimentos areno-argilosos ou caulínicos, finos e bem selecionados, com siltitos e argilitos vermelhos intercalados. Afloram na região da cidade de Ipixuna, leste do Estado do Pará, onde foi bastante estudado, distante cerca de 400 km de Marabá. Exibem abundante estratificação cruzada e contém brechas intraformacionais, podendo tratar-se de arenitos arcoseanos fortemente alterados, depositados em ambiente flúvio-lacustre, podendo representar uma fácies da Formação Itapecurú (GÓES, 1981).

Na rodovia BR-230 (Transamazônica), cerca de 30 km de Marabá, em direção à Itupiranga, esta unidade aflora sob a ponte do Rio Vermelho (afluente da margem esquerda do Rio Tocantins) (Figura 14). Trata-se de um único afloramento, onde na base, encontra-se arenito grosso, acinzentado, com clastos esbranquiçados (caulinizados), seguido de uma camada de argilito cinza maciço (caulim), e no topo, observa-se um arenito grosso acinzentado, mal selecionado, com matriz argilosa. É possível reconhecer o contato abrupto discordante com a Formação Barreiras.



Figura 14: Afloramento da Formação Ipixuna (pacote sedimentar esbranquiçado), em contato abrupto com a Formação Barreiras (pacote sedimentar vermelho-amarelado), localizado no Rio Vermelho, Itupiranga-PA.

5.5. FORMAÇÃO BARREIRAS (MIOCENO)

Os depósitos sedimentares aflorantes em cortes de estrada na rodovia Transamazônica (Br-230), próximas a cidade de Marabá (Figura 15), pertencem ao contexto da borda sul da Sub-Bacia de Mocajuba (Bacia do Marajó). Estes depósitos são carentes de estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, o que tem ocasionado controvérsias quanto ao seu posicionamento estratigráfico e nomenclatura (SOUZA e SANTOS Jr. 2010). Nos mapas geológicos do Estado do Pará produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), estes depósitos são considerados de idade cretácea, pertencentes ao Grupo Itapecuru da Bacia de São Luís-Grajaú.

As rochas sedimentares são pouco consolidadas, constituídas por argila de coloração variada, associada a camadas arenosas e níveis sílticos ou conglomeráticos.



Figura 15: Afloramento tipo corte de estrada da Formação Barreiras, localizado próximo ao Bairro São Félix (Zona Urbana de Marabá). Coordenadas UTM: 22M E 713953 / N 9427391.

No trecho da BR-230, que vai de Marabá até Itupiranga, esses depósitos encontram-se amplamente falhados, onde os planos de falhas normais apresentam rejeitos de até 10 metros (Figura 16). Tais sequências formam tabuleiros que se destacam no relevo.

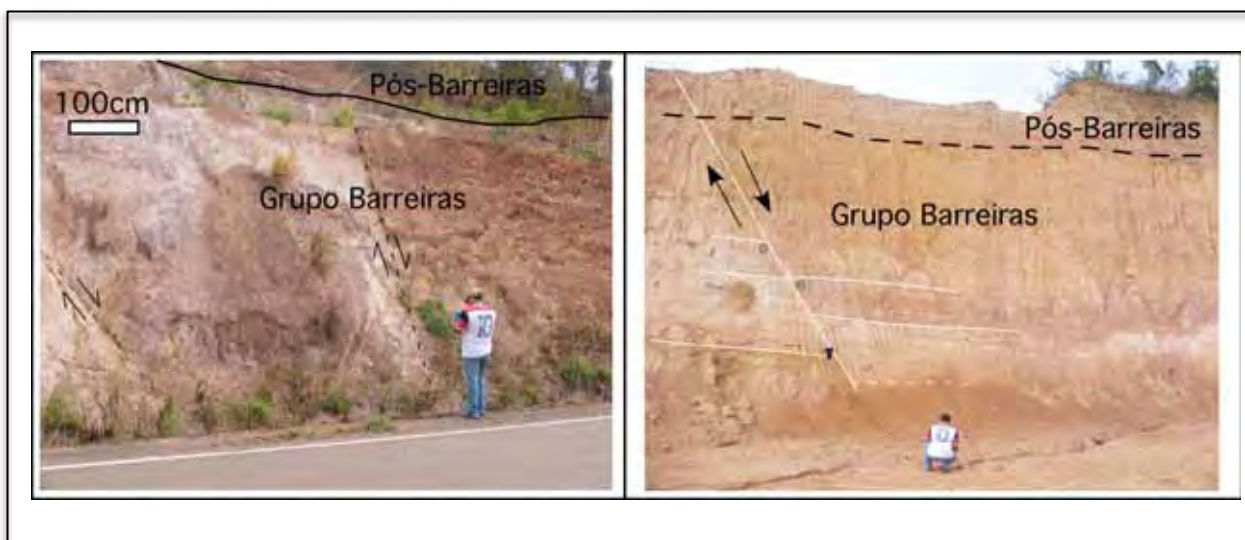


Figura 16: Planos de falhas normais, ao longo da Rodovia Br-230, entre as cidades de Marabá e Itupiranga.

Os depósitos sedimentares avaliados indicam deposição em meio aquoso e possuem um aspecto geral semelhante aos depósitos da Formação Barreiras descritos no norte/nordeste do Estado do Pará. Ao longo do rio Tocantins e os seus afluentes, principalmente o rio Itacaiúnas, os depósitos miocênicos recobrem as rochas mais antigas e estão em contato direto com os aluviões quaternários dos rios.

5.5. FORMAÇÕES LATERÍTICAS: PÓS-BARREIRAS (PLIOCENO/PLEISTOCENO?)

Essa unidade corresponde a sedimentos aparentemente associados à tectônica regional, que retrabalhou as rochas da Formação Barreiras, sendo anteriores aos aluviões quaternários.

Os lateritos na área de estudo encontram-se, por vezes, formando crosta rígida nos morros de topo plano, bem como perturbados por falhas ou basculados. Essa unidade ainda é pouco estudada. Os depósitos ocorrem formando uma capa sobre as coberturas miocênicas na Formação Barreiras. Atualmente, na região do Município de Marabá, esta unidade é bastante explorada pelas empresas de engenharia local, para pavimentação de estradas e como aterro para fundações.

Foram reconhecidos depósitos de estratos oxidados (Figura 17-c), de coloração vermelha clara a amarela, dispostos discordantemente sobre os estratos da Formação Barreiras, e atribuído ao Quaternário (Formação Pós-Barreiras) por Rosseti et al. (2001) e Tatum et al. (2008). No entanto, essas descrições foram conduzidas na região nordeste do Estado do Pará. Até o presente momento, não existem trabalhos científicos que avaliem com maior precisão esses depósitos na região de Marabá.



Figura 17: (A) Morros com topos planos, margem direita do Rio Tocantins, Município de Nova Ipixuna, próximo a Zona Urbana de Marabá. (B) Bloco rolado de lateria imatura na mesma região. (c) Conglomerado de blocos de arenito ferrificado e seixos de quartzo (Formação Pós-Barreiras).

5.6. DEPÓSITOS ALUVIONARES (QUATERNÁRIO)

A região de estudo possui extensa área encoberta por depósitos sedimentares recentes, com origem fluvio-lacustre. Esses depósitos são extensos e constituem terraços aluvionares, alúvios e colúvios. Nas margens dos rios Itacaiúnas, Tocantins e Araguaia e de vários afluentes desses rios, ocorrem terraços e aluviões, compostos principalmente de areia,

cascalho e argila. Várias empresas de cerâmica se instalaram na região para aproveitamento do material argiloso. A grande quantidade de areia e cascalho são explorados na construção civil local e na indústria siderúrgica.

Na margem direita do Rio Tocantins, entre o distrito de São Félix, passando pela localidade de Murumuru, até a localidade conhecida como Beiradão, foi possível reconhecer um extenso depósito de arenito acinzentado, com seixos bem arredondados e fragmentos de madeira carbonizada (Figura 18). Esse depósito sedimentar é aqui atribuído ao período Quaternário, por ser muito semelhante aos depósitos atuais nas margens do rio Tocantins, porém necessita de estudos mais aprofundados para estabelecimento de sua idade. Esse depósito pode estar associado à antiga planície de inundação do Rio Tocantins, no entanto, foi possível estimar a sua idade com precisão.



Figura 18: Depósito de arenito fino com seixos bem arredondados e fragmentos de madeira carbonizada, estrada vicinal de acesso à vila de Muru-muru.

Em vários locais ao longo dos rios Araguaia e Tocantins, observam-se amplas várzeas, formando extensas áreas de aplainamento regional, cujo substrato é constituído de arenito

acinzentado, quartzoso, sub-angular, de granulação média a grossa, seleção moderada, contendo restos de vegetais carbonizados.

Ao longo do rio Tocantins, os aluviões formam ilhas fluviais e terraços marginais do canal.

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

De acordo com Soares Jr. (2002), a Bacia de Marajó localiza-se na parte norte do Estado do Pará, entre os paralelos 1° N e 3° S e os meridianos 51° e 48° W, tem a forma alongada na direção NW-SE e é limitada a NW pelo feixe de falhas transcorrentes de Mexiana; a SE pelo Arco do Tocantins que a separa da Bacia do Grajaú e; a oeste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia do Amazonas (Figura 23). A bacia abrange uma área de aproximadamente 50.000 km², distribuídos em quatro sub-bacias denominadas Mexiana, Limoeiro, Cametá e Mocajuba, de NW para SE (VILLEGAS 1994). A sub-bacia de Mocajuba localiza-se na parte sul da Bacia de Marajó e limita-se a norte com a sub-bacia de Limoeiro, a sul e a oeste com o Cinturão Araguaia e a leste com a sub-bacia de Cametá. A orientação geral da sub-bacia de Mocajuba ajusta-se aos lineamentos submeridianos que compõem o Cinturão Araguaia. Esta sub-bacia é composta por dois blocos geometricamente distintos. O bloco norte é caracterizado estruturalmente por falhas planares e lítricas inclinadas para NE e com rejeitos de até 3 km, não havendo importantes falhas antitéticas associadas ao desenvolvimento do *roll-over*. No bloco sul, as falhas mestras situam-se no lado NE da sub-bacia, mergulham para SW, apresentam rejeitos de até 4 km e são planares, com desenvolvimento de falhas antitéticas planares a sudoeste (VILLEGAS 1994) (Figura 19).

A Bacia de Marajó expandiu a partir da formação de novas falhas sintéticas no piso e se estendeu para o interior do continente. A partir do conjunto inicial de falhas, novas falhas normais se formaram, com direções N-S e NW-SE, evoluindo nos sentidos S e SE, respectivamente. Estes conjuntos de falhas formaram a estruturação das sub-bacias de Mocajuba e Limoeiro (SOARES Jr. 2002).

A região de Marabá, nesse contexto, estima-se ser o local do limite sul da Sub-Bacia de Mocajuba, que de acordo com Costa et al. (1996) também foi área de ocorrência da sequência Pirabas/Barreiras durante o Terciário.

Após cumpridas as etapas de campo e a utilização de produtos de sensores remotos integrados em ambiente SIG, foi possível o reconhecimento e a cartografia das unidades geológicas aflorantes, cujo modelo estratigráfico apresenta-se na figura 20.

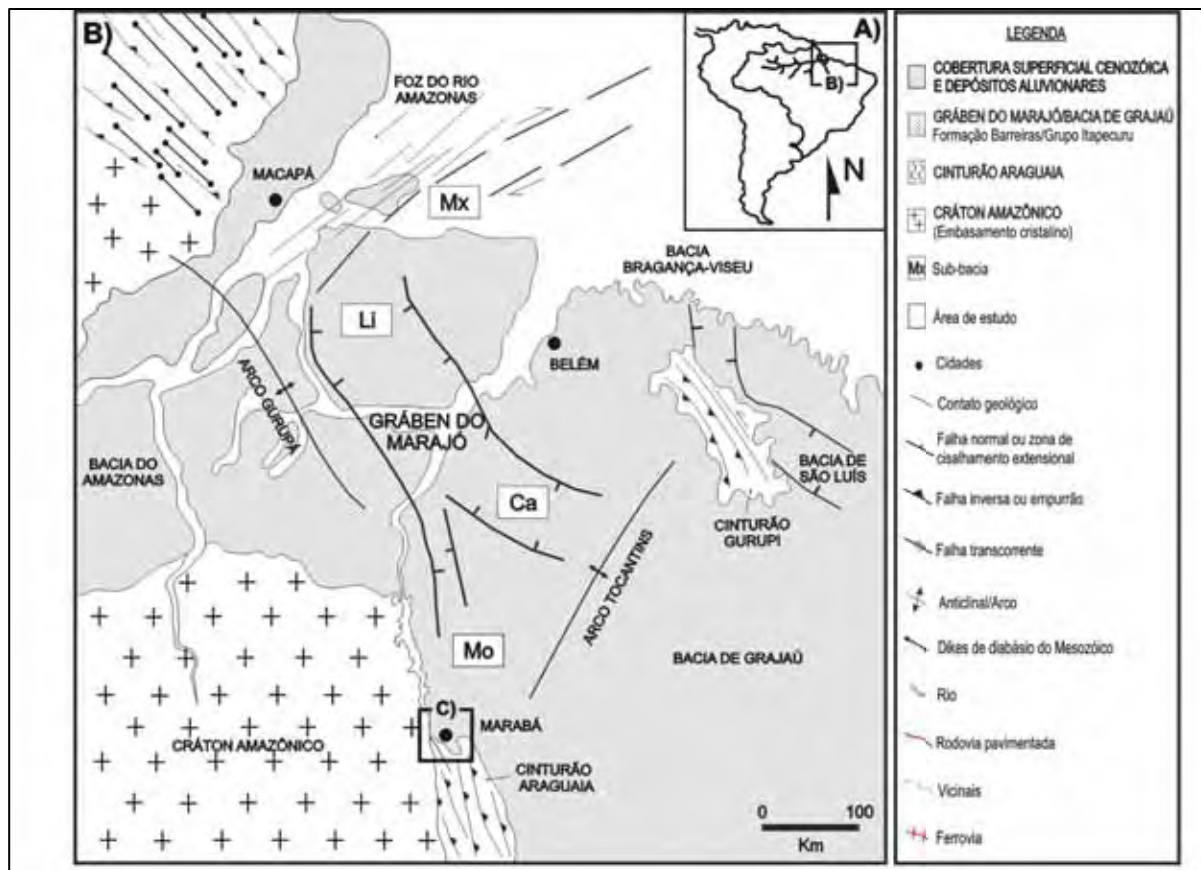


Figura 19: A) Graben do Marajó (Mo – Sub-bacia de Mocajuba, Ca – Sub-bacia de Cametá, Li – Sub-bacia de Limoeiro e Mx – Sub-bacia de Mexiana) inserido no contexto da Plataforma Sul-Americana. B) Bacia do Marajó e bacias mesozóicas de Bragança-Viseu, Amazonas, São Luís-Grajaú e Foz do Rio Amazonas (Modificado a partir de COSTA *et al.*, 2002).

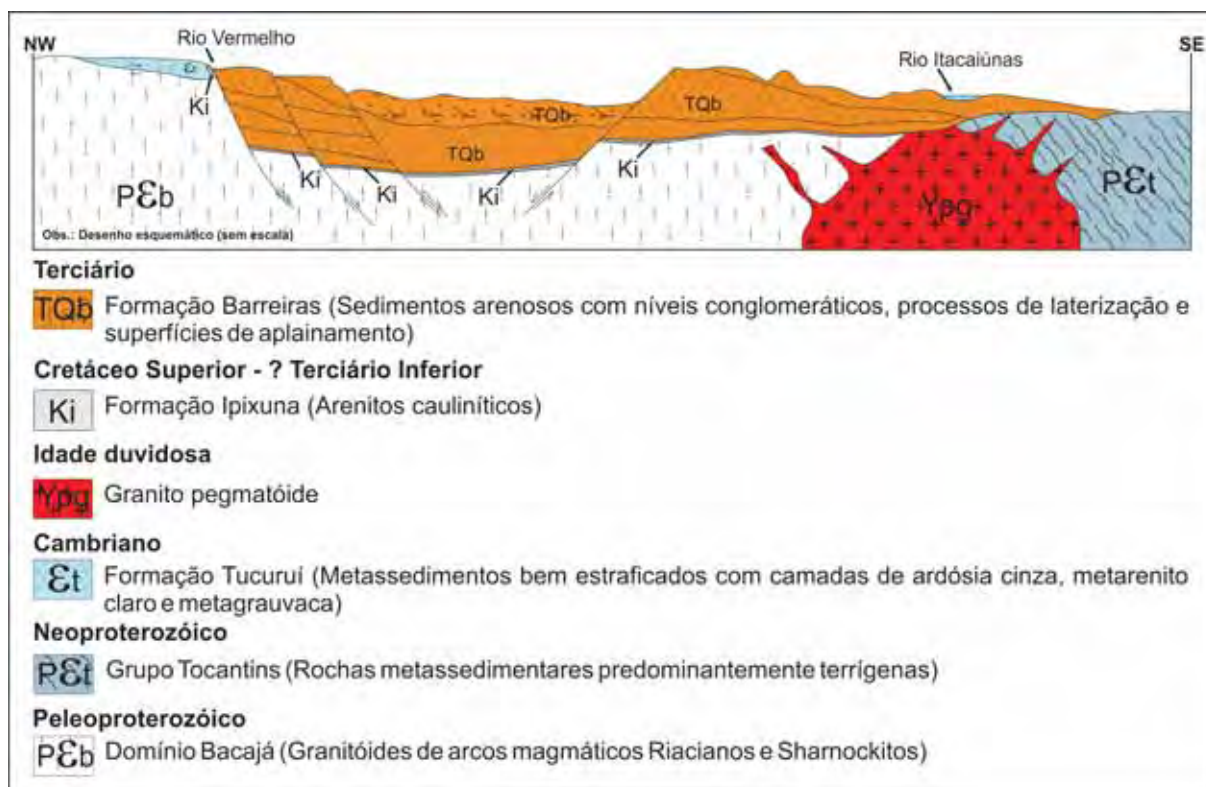


Figura 20: Perfil esquemático NW-SE, com a evolução geológica na região compreendida entre as cidades de Marabá e Itupiranga, paralelo à margem esquerda do rio Tocantins.

Quando estende-se os limites da área investigada, incluindo-se rochas da Bacia do Parnaíba que afloram próximo a região de Marabá, obtém-se um contexto geológico que permite a evolução das sequências sedimentares mais antigas. Foi possível construir uma evolução geológica resumida na figura 21, em um cenário com as rochas do embasamento já formadas (Cinturão Araguaia - cor lilás; Província Transamazonas - cor salmão), e a Bacia do Parnaíba (formações de base – cor marrom), com a deposição da Formação Codó (verde escuro) durante o Aptiano, seguindo da deposição da Formação Itapecuru (verde claro) no Albiano; na sequência, ocorre a deposição da Formação Ipixuna (cor laranja) e, por fim, a cobertura miocênica (Formação Barreiras, cor amarela), com a deformação rúptil localizadas próximo a cidade de Marabá. Perfil SW-NE, extrapolando-se os limites da área de estudo, chegando até a Serra do Tiracambu.

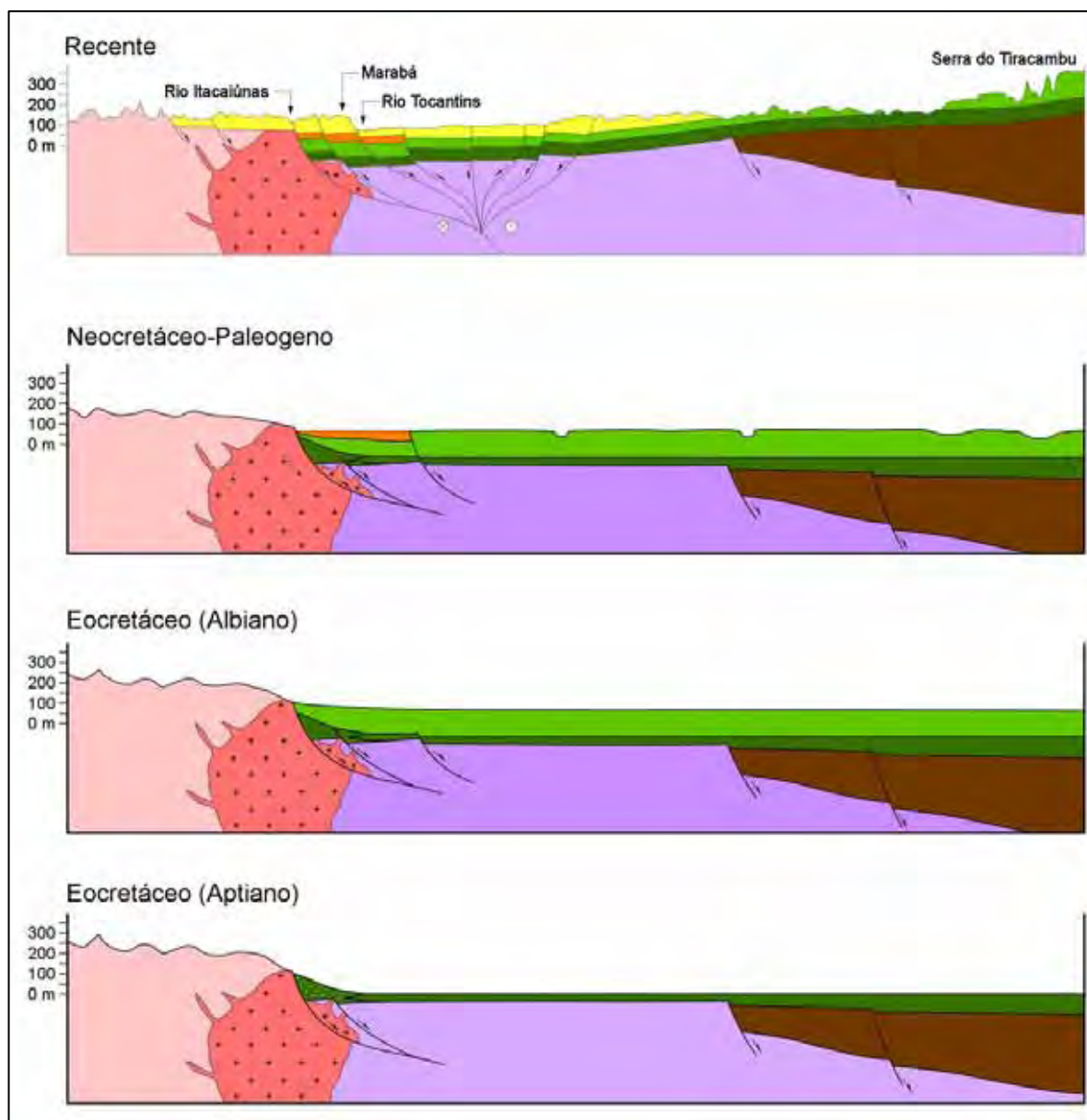


Figura 21: Evolução geológica, do Eocretáceo ao Recente, incluindo rochas da Bacia do Parnaíba que afloram próximo a área de estudo.

7. CONCLUSÕES

A integração de dados de sensores remotos diversos, com características distintas em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), permite ao intérprete uma melhor visualização dos fenômenos geológicos, favorecendo sua capacidade interpretativa e automaticamente promovendo celeridade às etapas de avaliações científicas, bem como a possibilidade de investigação prévia, fornecendo dados antes mesmo de uma etapa convencional de campo.

A fusão de dados geofísicos com altimétricos ou radarmétricos apresenta-se como uma poderosa ferramenta para mapeamento geológico na área de pesquisa. Os resultados da investigação enfatizam o uso da integração digital de dados diversos com informações geológicas coletadas diretamente em campo, como rotina no mapeamento sistemático na Região Amazônica, particularmente onde os dados geofísicos estão disponíveis.

Os dados magnéticos foram importantes na delimitação dos contatos litológicos. Os dados gamaespectrométricos possibilitaram a identificação de corpos intrusivos soterrados, não aflorantes, mas que possuem características geomorfológicas de sua ocorrência, bem como a foto-análise e a foto-interpretação de anomalias de relevo e drenagem, quando associados a dados radarmétricos. A utilização da integração de dados geofísicos com dados altimétricos e radarmétricos foi ferramenta primordial no traçado dos limites entre o embasamento e as coberturas cenozóicas (Formação Barreiras).

Os contatos geológicos obtidos em campo, espacializados em ambiente SIG, e integrados com produtos de sensoriamento remoto diversos, possibilitaram o traçado dos limites, com apoio fundamental dos levantamentos aerogeofísicos, embora, tais imagens não atingem a área por completo. Ainda assim, foram determinantes para o contraste entre as rochas mais antigas do embasamento (Cráton Amazonas) com a cobertura miocênica e quaternária da região de Marabá.

Os avanços tecnológicos no tratamento dos dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto, aliados aos dados obtidos diretamente de campo, apontam para uma significativa melhora de qualidade nos mapeamentos atuais, sobretudo quando se trata do ambiente amazônico, onde as exposições são muitas vezes mascaradas pela cobertura vegetal e com extenso perfil de alteração.

O crescimento econômico da região, impulsionado pela mineração e siderurgia, suscita um melhor entendimento do meio físico. O substrato geológico é de suma importância para o estabelecimento deste crescimento, pois a demanda por grandes obras de engenharia e transporte já foram anunciadas pelo Governo Federal e por empresas privadas.

Os produtos de sensoriamento remoto oriundos do SIPAM (principalmente imagens de Radar R99b-SAR) ainda são pouco utilizados nos trabalhos que envolvem o reconhecimento e a cartografia geológica na Amazônia. Tais dados caracterizam-se como importante fonte de informação do relevo e do ambiente fluvial, devido às suas características espaciais, espectrais e radiométricas.

As unidades geológicas mapeadas na região de Marabá despertam para a necessidade de reavaliação dos mapas oficiais já publicados pelos órgãos cartográficos brasileiros. Neste sentido, torna-se necessário uma melhor avaliação das informações já levantadas e cartografadas. Uma alternativa viável é um melhor tratamento dos dados de sensores remotos ópticos e de radar, associado aos dados de campo. Uma parceria entre os órgãos cartográficos oficiais (IBGE, CPRM, SIPAM, e outros), secretarias estaduais e municipais, com as universidades pode, num futuro próximo, estimular a revisão e a atualização das cartas geológicas e geomorfológicas já publicadas.

Artigo 2

MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DE MARABÁ - PA UTILIZANDO IMAGENS DE RADAR R99B-SAR E SRTM.

L. B. FELIPE¹ & N. MORALES²

1. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá,
2. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro.

Resumo

O presente trabalho avalia a utilização de imagens de sensoriamento remoto, que operam na faixa do comprimento de ondas do micro-ondas (Radar), no mapeamento e na análise geomorfológica da região de Marabá, sudeste do Estado do Pará. As imagens utilizadas são provenientes do sensor aerotransportado do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), denominadas de R99b-SAR, e do programa SRTM.

O Sistema Classificatório Geomorfológico aqui utilizado é proveniente do Mapeamento Geomorfológico do Estado de Goiás, realizado por Latrubesse (2006). Tal sistema apresenta, como níveis principais, áreas de Agradação e Denudação, seguidas por vários sub-níveis. As classes geomorfológicas são possíveis de utilização e adaptação na área de estudo. As imagens analisadas possibilitaram a delimitação das classes geomorfológicas com facilidade e alto grau de precisão, graças às características espectrais, espaciais e radiométricas deste sensor.

A capacidade interpretativa das imagens SAR mostra ser de grande progresso para as geociências, sobretudo para a Geologia/Geomorfologia. A resolução espacial das linhas de voo utilizadas (6 m) propiciou o mapeamento geomorfológico de detalhe. O mapa geomorfológico resultante pode ser utilizado como ferramenta no planejamento urbano-regional à médio e longo prazos, possibilitando a melhor avaliação ambiental em uma região que atravessa, atualmente, um notório crescimento econômico e social.

Palavras-Chave: Marabá, R99b-SAR, Mapa Geomorfológico, Paleo-Canal do Tocantins, Bico do Papagaio.

Abstract

The present work evaluate the use of remote sensing images, operating in the wavelength range of the microwave (Radar), on the geomorphological analysis and mapping of the Marabá region, southeast of Pará State. The images used are from airborne sensor System Amazon Protection (SIPAM), named SAR-R99B, and the SRTM program.

The Geomorphological System Qualifier used is from the Geomorphological Mapping of the Goiás State, conducted by Latrubesse (2006). Such a system has, as main levels, areas of denudation and aggradation, followed by several sub-levels. The classes are possible geomorphological use and adaptation in the study area. The images analyzed allowed the delineation of geomorphological classes with ease and high degree of precision, thanks to the characteristics of spectral, spatial and radiometric this sensor.

The ability of SAR images shows interpretative be of prodigious progress for the geosciences, particularly for geology / geomorphology. The spatial resolution of the flight lines used (6 m) provided geomorphological mapping detail. The resulting geomorphological map can be used as a tool in urban planning at regional, medium and long term, allowing for better environmental assessment in a region that crosses currently a notable economic and social growth.

Key-words: Marabá, R99b-SAR, Geomorphologic Mapping, Paleo-Canal do Rio Tocantins, Bico do Papagaio.

1. INTRODUÇÃO

De acordo com Huggett (2007), a Geomorfologia é uma discussão sobre a paisagem da Terra, e portanto, é o estudo das feições da superfície da Terra, do relevo – rios, montanhas, planícies, praias, dunas e outras feições inumeráveis. A palavra geomorfologia é derivada de três palavras gregas: $\Upsilon\epsilon\omega$ (Terra), Μορφη (forma) e $\Lambda\omicron\Upsilon\omicron\varsigma$ (tratado).

As formas da superfície terrestre variam imensamente em formato e tamanho. Algumas feições, como exemplo as depressões cársticas e vulcões, podem ser representadas como pontos. Outras, como falhas, cristas e rios, que são feições lineares, são melhor representadas por linhas. Em alguns casos, as propriedades de uma área devem ser representadas, e para isso deve-se utilizar a forma de polígonos.

Nas últimas décadas, os estudos de geomorfologia aprofundaram os conhecimentos sobre as relações entre os processos e as formas, em pequenas escalas e em curto espaço de tempo. No entanto, foram produzidos poucos trabalhos sobre as relações entre a gênese, a escala e como se processa a funcionalidade do relevo em longos períodos de tempo (SUMMERFIELD, 1991).

Até pouco tempo atrás, de acordo com Barbosa et al. (1984), a experiência acumulada no Brasil sobre mapas geomorfológicos era pequena, díspare em escalas e geralmente calcada em modelos americanos e europeus, sendo toda baseada em aerofotos e elaborada apenas pelas universidades.

Somente após concluído o Mapeamento Sistemático do Projeto Radam-Brasil, em 1985, e continuado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a partir de 1986, foram desenvolvidos e testados métodos de trabalho relacionados a estudos integrados de análise geomorfológica, com a participação de equipes multidisciplinares, objetivando estudos ambientais.

O desenvolvimento e o uso dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG's), com auxílio do Sistema de Posicionamento Global (GPS), permitiu que o mapeamento geomorfológico se tornasse mais rápido e efetivo. A utilização de produtos de sensores remotos diversos e Modelos Digitais de Terreno (MDT's) em ambiente SIG vem crescendo exponencialmente nos últimos anos, graças à evolução tecnológicas na computação pessoal. A forma da superfície topográfica pode ser mais facilmente interpretada com auxílios desses tipos de dados, sejam dados espaciais ou não-espaciais integrados.

Este trabalho tem como objetivo principal a realização da análise geomorfológica da região de Marabá, sudeste do Estado do Pará, com apoio fundamental nos MDT's

provenientes do Programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e de produtos de sensoriamento remoto que operam na faixa dos micro-ondas R99B-SAR (RADAR aerotransportado do Sistema de Proteção da Amazônia - SIPAM), bem como a avaliação deste sensor como potencial dado para obtenção de informações científicas, particularmente geomorfológicas, sobre a superfície amazônica.

Para realização do mapeamento e análise geomorfológica, em escala de semi-detalhe, foram necessários a aquisição de dados dos elementos de descrição do relevo, por foto-interpretação, considerando a investigação de elementos que pudessem subsidiar tanto a compreensão de sua formação, como sugerir idade e dinâmica dos processos atuantes na evolução da paisagem. A representação da superfície, a base para a avaliação geomorfológica, fundamentou-se em Latrubesse (2006).

2. ÁREA DE ESTUDO

No mapeamento sistemático brasileiro, a região da área de estudo (Figura 1) localiza-se em parte da Folha Marabá (nas folhas SB-22-X-D-I e SB-22-X-D-II), que por sua vez está situada na região sudeste do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Maranhão.

A cidade de Marabá, principal zona urbana da região de estudo, pode ser alcançada por rodovia (BR. 230 ou PA-150), pelos rios principais (Tocantins e Itacaúnas), por transporte aéreo pelas principais companhias ou pela ferrovia que transporta minério de ferro da Província Mineral de Carajás até o porto de São Luiz - MA.

A área de investigação, dentro da Folha Marabá (SB-22-X-D), compreende a região entre as duas principais anomalias de drenagem, conhecidas como “Bico do Papagaio” (região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, fronteira entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins) e “Paleo-canal do Tocantins” (estrutura formada pela curvatura do Rio Tocantins em direção ao norte). Possui as seguintes coordenadas geográficas: Latitude S5° 00' 00'' e S5° 30' 00'' ; Longitude W049° 30' 00'' e W048° 30' 00''.

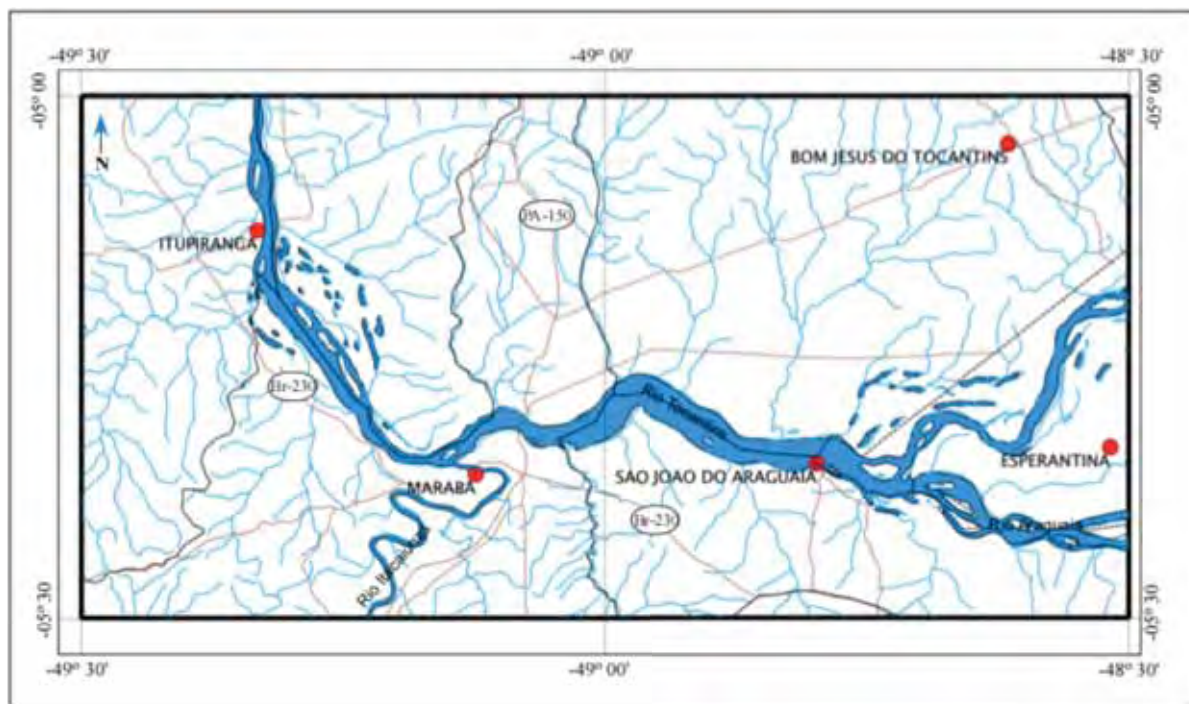


Figura 01: Mapa de localização da área de estudo.

3. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é realizar o mapeamento geomorfológico da região de Marabá – PA, área que compreende as folhas em escala 1:100.000 que abrangem a área da cidade e parte da zona rural (SB22-X-D-I e SB-22-X-B-II), baseado no modelo proposto por Latrubesse (2006).

Faz parte ainda do objetivo deste trabalho, realizar uma discussão sobre a utilização de produtos de sensores remotos que operam na faixa dos micro-ondas (imagens de Radar) provenientes do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) e o seu potencial científico, ainda pouco utilizadas para estudos geológicos e geomorfológicos na Amazônia.

4. SENSORIAMENTO REMOTO

Os produtos de sensoriamento remoto podem ser classificados em função da região do espectro eletromagnético que os sensores operam. Neste sentido, existem três regiões bem definidas: a) **óptica**, comprimentos de onda de 0,4 a 3 μm ; b) **termal**, comprimentos de onda de 3 a 15 μm e; c) **microondas**, comprimentos de onda de 0,01 a 100 cm. Podem ainda ser classificados como sistemas passivos ou ativos.

Os sistemas passivos de sensoriamento remoto registram a energia eletromagnética que é refletida ou emitida pela superfície da Terra. No entanto, existem os sistemas que não dependem da energia eletromagnética de fonte solar, ou das propriedades termais da Terra: são os sensores remotos ativos. Estes sensores geram a sua própria energia, que é transmitida do sensor para a superfície, interagindo com o terreno. Essa energia emitida é retroespalhada e depois captada pelo sensor.

Os sistemas de sensores remotos ativos mais usados na avaliação da superfície terrestre são: RADAR, LIDAR e SONAR. Dos três sistemas, o mais usado em estudos dos recursos naturais da Terra é o RADAR (JENSEN, 2009). A palavra RADAR é o acrônimo, em língua inglesa, de *Radio Detection and Range* (Detecção e Medida de Distância por Rádio). É uma tecnologia de obtenção de informações à distância através da transmissão de micro-ondas de comprimento de onda mais longos (p.ex., 3 – 25 cm) pela atmosfera e, desta forma, promover a detecção da energia retroespalhada pela superfície do terreno. Esse sistema é amplamente utilizado para estudo dos recursos naturais da Terra.

O sistema LIDAR (*Light Detection and Ranging* – Detecção e Medida de Distância por Luz) é uma tecnologia que está revolucionando os estudos geológicos/geomorfológicos, permitindo a obtenção do MDT de maneira mais direta, evitando processos fotogramétricos ou levantamentos com outras técnicas como GPS. Já os sistemas que usam a propagação de ondas sonoras (SONAR) são equipamentos muito usados na navegação marítima.

Os sensores ativos podem apresentar visada vertical e vertical/lateral em relação à superfície, como é o caso do RADAR (CARVALHO e BAYER 2008). De acordo com Rosa (2003), o princípio básico de funcionamento de um radar ativo é a emissão de sinais de rádio, sendo que tais sinais são refletidos pelos objetos e retornam ao sensor, para o processamento do tempo decorrido entre a emissão e recepção. Tal sensor apresenta uma grande vantagem, pois sendo um sensor ativo, tem a possibilidade de operar à noite, além de não depender das condições atmosféricas.

De acordo com Paradella et al. (2005), o radar imageador é um sensor de rádio frequência que permite derivar informações sobre características físicas (geometria, forma) e elétricas dos alvos. A capacidade de prover imagens de elevada resolução espacial, de modo independente de condições atmosféricas e fonte solar, é particularmente importante para regiões como a Amazônia, onde a presença de chuvas, nuvens, bruma e fumaça impõem restrições ao uso de sensores ópticos. Além disso, o radar imageador é o único sensor remoto com penetrabilidade no dossel vegetal e oferece a capacidade adicional da polarimetria e

interferometria. A polarimetria é a capacidade do sensor ativo em enviar e obter radiação eletromagnética na horizontal ou na vertical, possibilitando imagens com composições diferentes. A interferometria pode ser usada para obter informações sobre objetos que se movimentam na cena, favorecendo as observações quantitativas sobre a velocidade de objetos que se movem, entre duas observações, como exemplo, medidas de movimentos ao longo das zonas de falhas, deslocamento sísmico provocado por terremoto, ou no monitoramento de geleiras.

O Radar de Visada Lateral é um sistema de sensoriamento remoto ativo, caracterizado pela obtenção de dados através da contínua emissão de ondas eletromagnéticas com comprimento de onda na faixa do micro-ondas sobre a superfície terrestre, obtendo informações pelo registro das amplitudes dos ecos, ângulos e distâncias dos objetos imageados (AMARAL 1982). A amplitude do sinal de retorno é função principalmente da rugosidade superficial (micro relevo) e geometria da superfície (macro relevo), sendo portanto adequadas para análises geomorfológicas.

Ainda de acordo com Paradella (2005) uma outra importante fonte de informação de alvos é a polarização. A energia em micro-ondas tem um componente polarizado definido pelo vetor Campo Elétrico (E), frequentemente linear, por exemplo, horizontal (H) ou vertical (V). Outros possíveis estados de polarização incluem as circulares e elípticas, que descrevem orientações angulares de “E” e sua variação no tempo.

Imageamentos com radares polarizados linearmente são os mais comuns (ERS-1, JERS-1, RADARSAT-1, ERS-2), operando com micro-ondas polarizadas horizontalmente (H) ou verticalmente (V) e registrando somente a amplitude do sinal recebido (componentes V e/ou H). Consequentemente, o sinal detectado pode ter quatro diferentes modos: HH (transmite H, recebe H), VV (transmite V, recebe V), HV (transmite H, recebe V) e VH (transmite V, recebe H). Todavia, radares convencionais não têm a capacidade de medir as propriedades totais de polarização dos alvos descritas pelas assinaturas polarimétricas, sintetizadas somente através de radares polarimétricos, que transmitem ondas em ambas polarizações (H e V) e registram a amplitude e a fase do sinal recebido. Em síntese, além da informação de amplitude, polarização e fase são importantes fontes de informação em imagens SAR.

4.1. MATERIAIS

4.1.1. R99B-SAR

O Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) dispõe de imagens geradas a partir do sensor SAR. Este sensor foi concebido no Projeto do Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM) e encontra-se acoplado em três aeronaves Embraer ERJ – 145, denominadas de R-99B pela Força Aérea Brasileira, sendo operadas pelo 2º Esquadrão do 6º Grupo de Aviação (2º/6º GAv) (ANDRADE e SANTA ROSA, 2005).

De acordo com Rabelo et al. (2008), o sensor de radar aerotransportado do SIPAM (SAR-R99B) foi desenvolvido pela empresa canadense *MacDonald Dettwiler and Associates*, sob contrato da *Raytheon Systems Corporation*, e opera instalado em aeronave modificada da série EMBRAER-145. O SAR-R99B possui 3 modos de imageamento, a saber: um modo de mapeamento nas bandas X e L, um modo de vigilância com variações na banda X-HH (*Spotlight* SAR, A2A, WAS) e um modo interferométrico (InSAR) na banda X-HH. No modo de mapeamento, seis opções de combinações de frequências X e L estão disponíveis: quad-L (imagens de amplitude e fase entre canais) + single X; dual L + single X; InSAR (X-HH) + single L; quad L; single X e InSAR + quad L. As configurações em banda L permitem imageamentos com resoluções espaciais nominais de 3, 6 e 18 m, e larguras de faixas de recobrimento (*swath*), respectivamente, de 20, 40 e 120 km. Tais imagens possuem um grande potencial de utilização na pesquisa geológica, geomorfológica e estrutural, porém ainda são pouco exploradas (Figura 02).

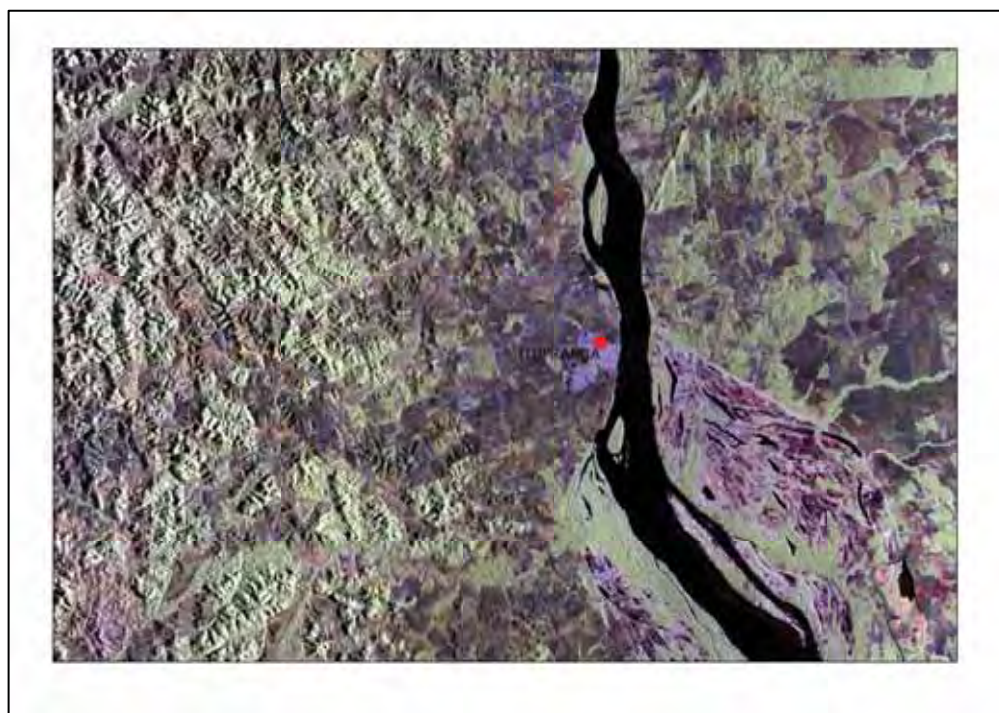


Figura 02: Detalhe da Imagem R99B-SAR, composição colorida pseudo-cor VVR-HVG-HHB. Zona urbana de Itupiranga.

Segundo Fonseca (2005), o imageador SAR foi concebido para executar o monitoramento em tempo real e a coleta de dados para o mapeamento da superfície, na faixa das micro-ondas. Por ser um sensor ativo, é capaz de operar de dia e de noite, em condições meteorológicas adversas, na presença de chuva, nuvens, nevoeiro ou fumaça. Porém, vale ressaltar que, atualmente, os imageamentos tem sido efetuados para fins de mapeamento da superfície. O monitoramento em tempo real tem sido executado somente durante a fase de coleta dentro das R-99B. A banda X encontra-se acoplada a um *radome* externo que abriga as duas antenas da banda X, que podem ser utilizadas em conjunto gerando, por meio de interferometria, Modelos Digitais de Elevação (MDE). Instaladas acima do radome da banda X, as antenas da banda L são fixas uma de cada lado da aeronave, a fim de permitir o imageamento tanto à direita quanto à esquerda da aeronave.

O SAR difere dos demais sensores, pela capacidade de imageamento simultâneo com a banda L, nas polarizações HH, VV, VH e HV, e banda X (HH), com resoluções espaciais de 3 m, 6m e 18 m. Além do sensor SAR, as aeronaves R-99B são equipadas com os sensores de Varredura Multispectral (MSS - *Multispectral Scanner*), Óptico e Infravermelho (OIS - *Optical and Infrared Sensor*). As principais características técnicas do SAR estão representados na Quadro 01.

Quadro 01: As principais especificações do SAR, segundo Fonseca (2005).

Fabricante	MacDonald Detwiller and Associates - MDA (Canadá)			
Modelo	SAR			
Altitude	30.000 a 37.000 pés acima do terreno			
Velocidade (nós)	330 a 390 em rel. ao solo			
Dist. Mín. de Imageamento	A partir de 45° da vertical da aeronave			
Modos de Mapeamento	Resolução baixa	Resolução média	Resolução alta	Interferométrica
Alcance (km)	125	100	100	40
Campo de Visada – FOV ¹ (km)	120	40	20	20
Resolução espacial (m)	18	6	3	3 (H), 2 a 5 (V)
Malha de amostragem (m)	15	5	2,5	2,5
<i>Looks</i>	16	8	4	Par complexo
Quantização	8 bits no processador e 16 bits no solo			
Bandas espectrais e polarimétricas	L (HH, VV, VH e HV) X(HH)			

1- FOV (*Field of View*) = Campo de Visada dos modos de média e alta resolução e interferométricos posicionáveis pelo operador, dentro dos respectivos limites mínimos e máximo de alcance.

Para realização da análise geomorfológica, baseada em imagens SAR-R99B, foram utilizadas cinco linhas de voo, com direção N-S, cedidas pelo SIPAM (Centro Operacional de Belém – PA). As imagens foram distribuídas em formato TIFF, sem processamento, com multipolarimetria, ou seja, quatro canais (VV, HH, HV e VH) e resolução espacial de 6 metros. Com essa resolução espacial é possível realizar mapeamentos diversos em escala de detalhe, com alcance de até 1:15.000. Cada imagem tem aproximadamente 125 x 20 km, totalizando uma área equivalente de 250.000 ha.

4.1.2. Modelos Numéricos de Terreno (Shuttle Radar Topography Mission - SRTM)

O MDT utilizado neste trabalho provém do programa SRTM (NASA), reprocessado e distribuído pelo INPE no projeto Topodata (Figura 03), onde a resolução espacial original fornecido pela agência norte-americana é de 90 m e o dado reprocessado é distribuído, de forma gratuita, pelo instituto brasileiro, com *pixel* reamostrado para 30 m. Esses dados serviram de base para ortorretificação das imagens de Radar do SIPAM, para composição de mapas hipsométricos e mapas temáticos diversos, bom como no auxílio de interpretação de geoformas regionais.

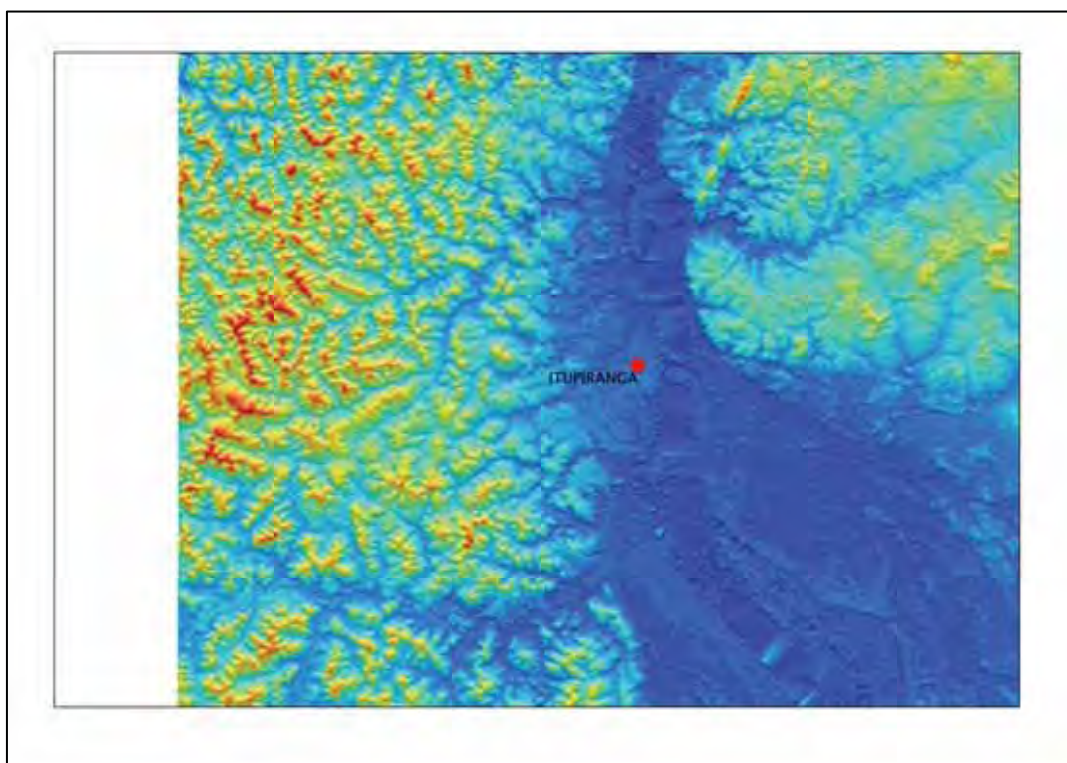


Figura 03: Representação hipsométrica, através do Modelo Digital de Terreno proveniente do Programa SRTM, reprocessado pelo INPE. Região de Itupiranga – PA.

O projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) é um sistema RADAR que utilizou a técnica de interferometria para geração do Modelo Digital do Terreno (MDT), desenvolvido pela Agência Espacial Americana (NASA) em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Este sistema teve cobertura quase global operando na banda C, e os dados obtidos estão disponíveis na resolução espacial de 90 m para América do Sul (RABUS et al. 2003). Este imageamento ocorreu nos primeiros onze dias do mês de fevereiro do ano 2000, gerando produtos com resolução espacial de 30 e 90 metros, que foram posteriormente disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) via *web*.

Os produtos SRTM constituem parte do conjunto de imagens de Radar, sendo que apresentam sensores com visada vertical e lateral, com capacidade de reproduzir três dimensões espaciais do relevo: latitude, longitude e altitude (x, y, z), ou seja, trata-se de um Modelo Digital de Terreno (CARVALHO e BAYER, 2008).

Atualmente, nota-se o uso crescente dos dados matriciais de SRTM, que podem servir como apoio em estudos geológicos, hidrológicos, ecológicos, geomorfológicos, entre outros. Em particular, no caso da Geomorfologia, observa-se nessas imagens um bom aparato para análises quantitativas e/ou qualitativas do relevo, que, conforme Carvalho & Bayer (2008), são importantes, especialmente na confecção de perfis topográficos, mapas de hipsometria e declividade, além de outros produtos relacionados à topografia. Como são passíveis de representar com grande fidelidade as formas de relevo, constituem ferramenta essencial para a definição de compartimentos geomorfológicos.

5. MÉTODO

5.1. PROCESSAMENTO DAS IMAGENS DE SAR

As imagens de Radar (R99b-SAR) do SIPAM devem receber um processamento para utilização nas aplicações, principalmente para utilização na interpretação em geologia e geomorfologia. As imagens foram corrigidas radiometricamente (correções do padrão de antena, aplicação dos filtros *speckle* e *sharpen*) e geometricamente (ortorretificação) conforme diagrama abaixo (Figura 04).

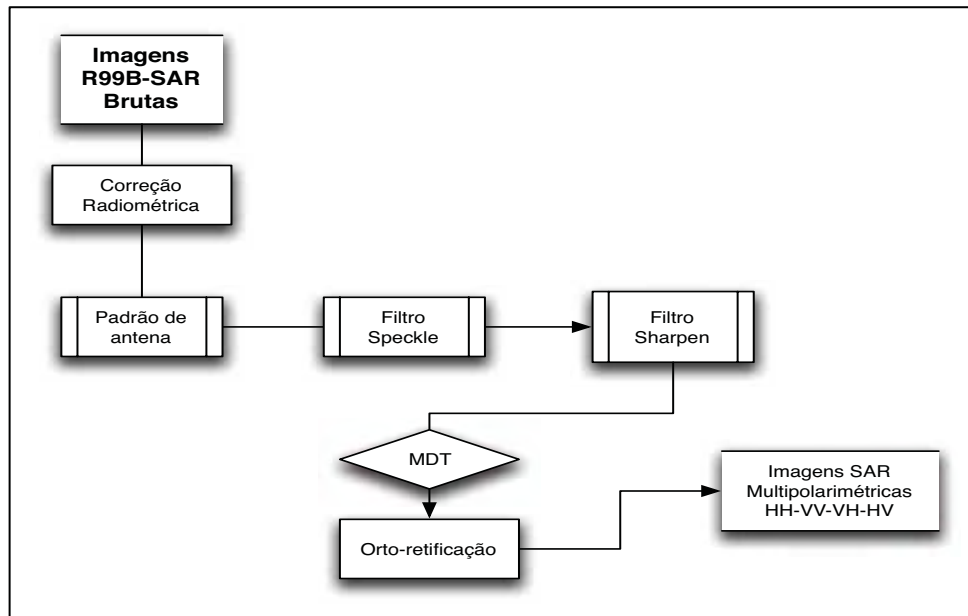


Figura 04: Fluxograma dos procedimentos de pré-processamento de imagens de Radar R99b-SAR.

Após essa etapa, as imagens encontram-se adequadas para integração em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Porém, antes se faz necessário a preparação de um mosaico, com as linhas de voo N-S do radar, georreferenciadas com base nos dados GEOCOVER (mosaicos de imagens Landsat 5 ETM+ do ano de 2000, disponibilizados pela NASA).

As imagens do SIPAM possuem quatro canais, a saber: HH, VV, VH e HV (H = Horizontal / V = Vertical). Cada imagem é produzida pela emissão e recepção do sinal elétrico da superfície, seja emitida ou captada na direção vertical ou horizontal, portanto, é possível combinar os canais com pseudo-cores, como se faz em uma imagem de satélite óptica. Utilizou-se aqui apenas uma composição colorida pseudo-cor VVR-HVG-HHB, que reflete bem as rugosidades do terreno, bem como as porções antrópicas, vegetação nativa ou não e as drenagens, facilitando a visualização científica e identificação das feições geomorfológicas da área.

6. DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

Os Domínios Morfoestruturais compreendem os maiores táxons na compartimentação do relevo. Ocorrem em escala regional e organizam os fatos geomorfológicos segundo o arcabouço geológico marcado pela natureza das rochas e pela

tectônica que atua sobre elas. São exemplos de Domínios Morfoestruturais, de acordo com Ab'Saber (1965): bacias sedimentares, cinturões móveis, crátons e plataformas. Batólitos e derrames efusivos também podem constituir domínios, assim como grandes áreas onde a erosão obliterou os efeitos litológicos ou truncou estruturas, como os pediplanos ou as depressões periféricas.

A região de estudo abrange quatro domínios morfoestruturais, a saber: 1. Depósitos sedimentares quaternários; Bacias e coberturas sedimentares fanerozóicas; 3. Cinturões móveis neoproterozóicos, e; 4. Crátons arqueanos. E apenas um domínio Morfoclimático: Amazônico (terras baixas, florestas equatoriais), segundo dados de Aziz Ab'Saber (1965).

O mapa de Domínios Morfoestruturais da área de estudo (Figura 05) é derivado do Mapa Geológico da região de Marabá-PA. Este mapa foi desenvolvido com integração de informações de produtos de sensoriamento remoto (Radar R99b-SAR e LISS III), levantamentos aerogeofísicos (Gamaespetometria e Magnetometria) e dados coletados diretamente no campo.

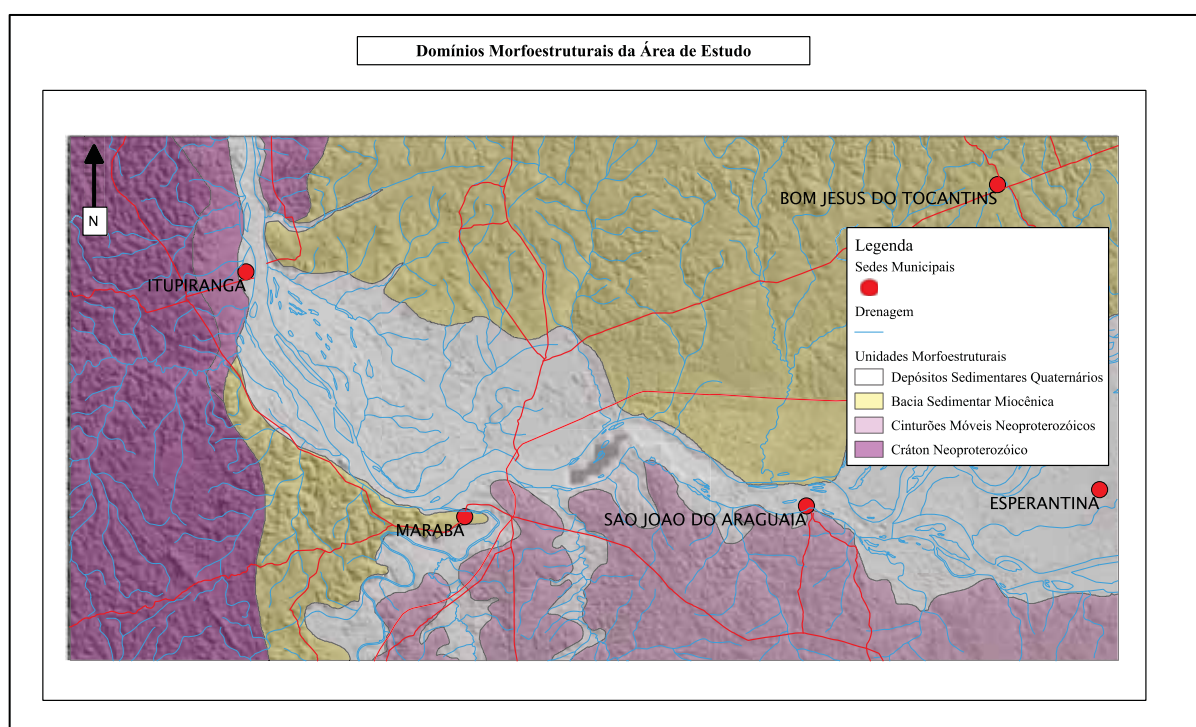


Figura 05: Mapa de Domínios Morfoestruturais da área de estudo.

6.1. SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS

De acordo com Latrubesse (2006), um Sistema Geomorfológico é um conjunto de geoformas interligadas geneticamente, com estrutura interna definida, caracterizado por suas

variáveis de estado, tais como: litologia, estruturação regional, declividade, e outros. Essas variáveis de estado se relacionam e se modificam por processos climáticos e geomorfológicos considerados variáveis de transformação, ou seja, erosão, transporte, sedimentação, intemperismo/pedogênese, oscilação do lençol freático, entre outras. As variáveis de transformação (processos) se mobilizam por aportes externos de energia e matéria, como por exemplo os principais agentes intempéricos: sol, chuva, vento, etc.; e internos: tectônica e vulcanismo.

A mudança de uma variável externa, mudanças climáticas ou efeitos antrópicos, provoca rearranjos em todos os parâmetros de um sistema geomorfológico, refletido nas formas de relevo em zonas tropicais e úmidas, em curto espaço de tempo.

6.1.1. Sistema classificatório geomorfológico

A classificação do sistema geomorfológico, realizada por Latrubesse (2006), no mapeamento geomorfológico do Estado do Goiás, é organizada em vários níveis, sendo as categorias dominantes no nível 1, os **Sistemas Agradacionais** e os **Denudacionais** (Quadro 02). Desta forma, as hierarquias geomorfológicas não contemplam de forma determinante as variáveis de estado atuais, tais como: vegetação, clima e solos; nem de forma particular, as variáveis de transformação, como processos morfogenéticos atuantes no presente. Cada um destes sistemas pode envolver tanto processos de agradção como de degradação, mas o critério de classificação é determinado pela predominância de geoformas identificadas no mapeamento: erosivas (denudacionais) ou de deposição (agradacionais).

Uma vez que relevos policíclicos e/ou poligênicos são dominantes em uma determinada região, na superfície da Terra, as geoformas representativas de uma paisagem podem estar em desarmonia com as características climáticas, biogeográficas e morfogenéticas atuais. Assim, a unidade cartografada poderá pertencer a um Sistema Geomorfológico ativo ou inativo.

Para definição e representação cartográfica é considerada a predominância das formas do relevo na região de Marabá-PA.

Quadro 02: Sistema Classificatório Geomorfológico. Fonte: Mapeamento do Estado do Goiás, Latrubesse (2006).

Sistemas			
Nível 1	Nível 2	Nível 3	Nível 4
Agradacionais	Fluviais	Faixa Aluvial	
		Planície Fluvial	Meandriformes
			Escoamento Impedido
			Bancos Acrescidos
			Espiras de Meandros
	Lacustres		
Denudacionais	Fraco ou sem Controle Estrutural	Dissecação	Morros e Colinas
			Zonas de Erosão Recuante
	Forte Controle Estrutural	Aplainamento	Superfícies Regionais de Aplainamento
		Estruturas Dobradas	
		Estruturas Dômicas e Pseudo - Dômicas	
		Morros e Colinas	

7. RESULTADOS

A utilização desta classificação na interpretação geomorfológica, delimitado através de imagens de Radar do SIPAM (R99b-SAR) e SRTM, auxiliado por Sistema de Informações Geográficas, resultou no Mapa Geomorfológico da Região de Marabá (Figura 06). Os limites das classes temáticas foram traçados com precisão cartográfica proporcionada, gerando um produto cartográfico com escala de semi-detulhe (esc.: 1:50.000).

As imagens R99b-SAR possuem características importantes para mapeamento das feições de relevo e micro-relevo, possibilitando a discretização das feições de detalhe, bem como o entendimento da rede de drenagem, que muitas das vezes não pode ser observado em imagens de sensores ópticos de média resolução, como por exemplo imagens do sistema/sensor Landsat 5 ou CBERS2b.

Os Modelos Digitais de Terreno (MDT's) proveniente do Programa SRTM foram fundamentais para a delimitação das grandes unidades do Sistema Classificatório Geomorfológico proposto por Latrubesse (2006), bem como na construção dos perfis topográficos (Figura 07). Tais informações são de relevante importância para reconhecimento das geoformas, em escalas médias a grandes.

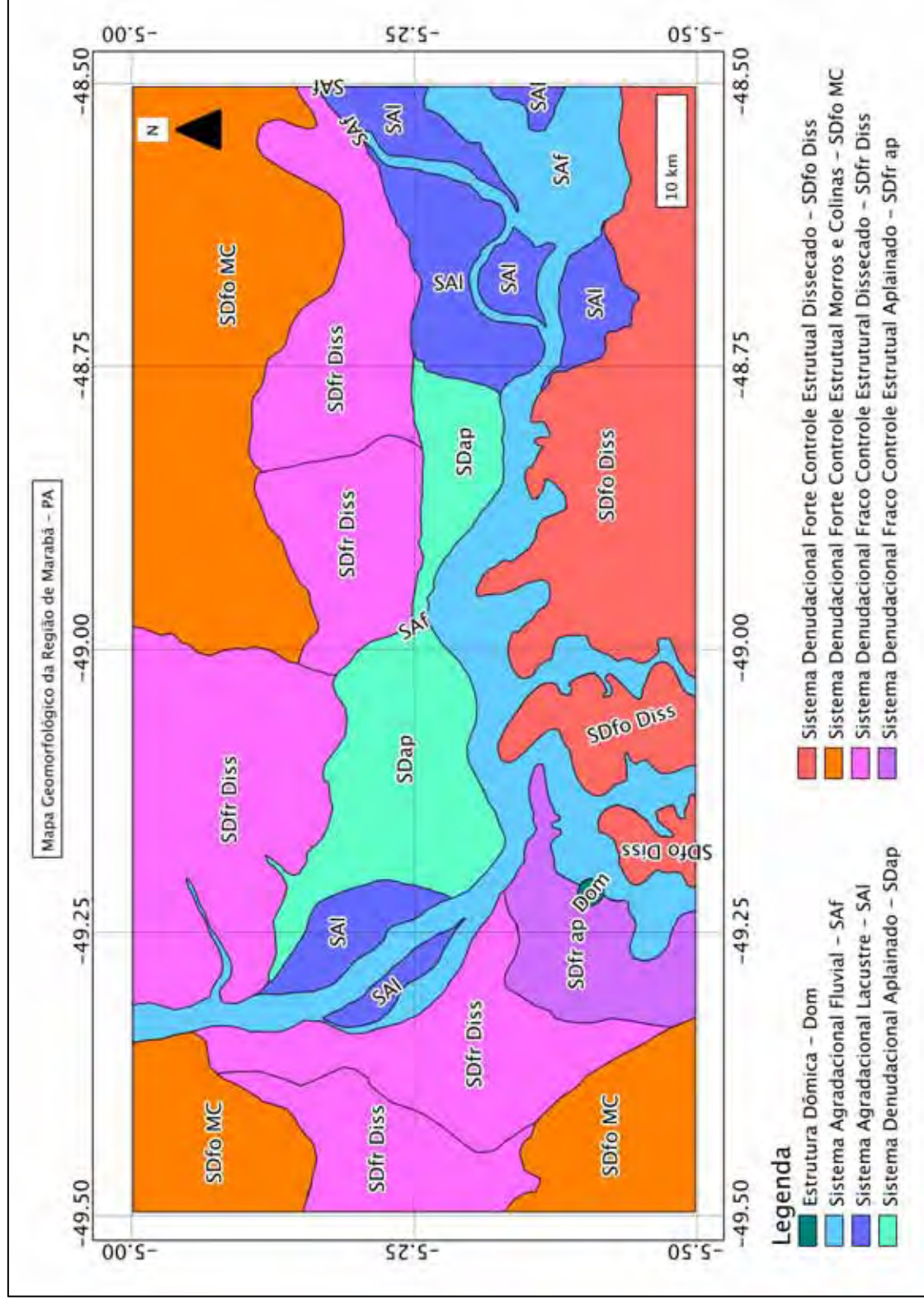


Figura 06: Mapa Geomorfológico da região de Marabá – PA.

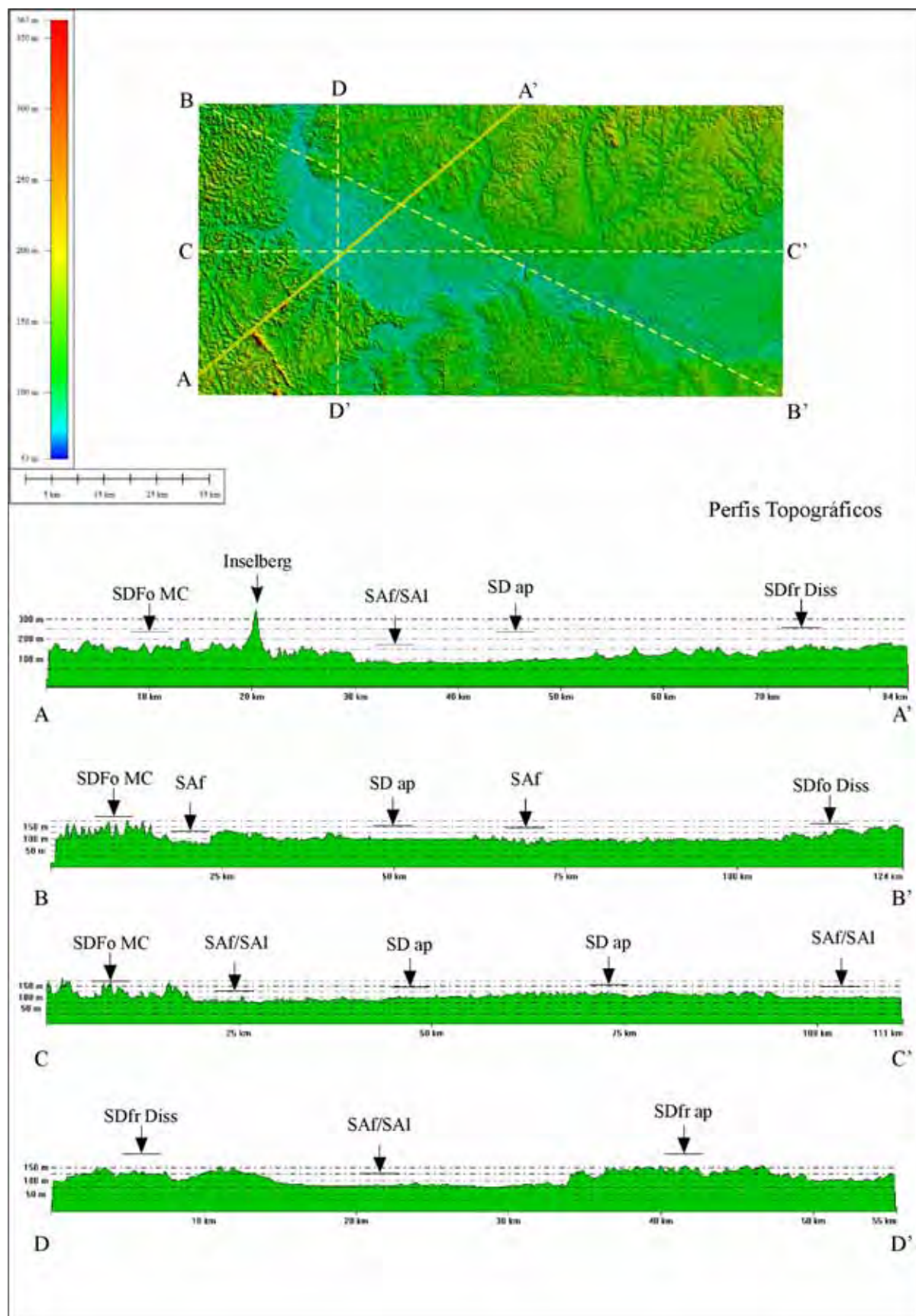


Figura 07: Perfis topográficos com indicação do sistema classificatório geomorfológico.

7.1. SISTEMAS DENUDACIONAIS - SD

Os Sistemas Denudacionais subdividem-se em dois níveis: fraco (ou não aparente) controle estrutural e forte controle estrutural.

Os Sistemas Denudacionais com fraco controle estrutural, são subdivididos em dois grandes grupos: Sistemas Denudacionais de Dissecção (divididos em Morros e Colinas – SDFr Diss) e Sistemas Denudacionais de Aplainamento (superfícies locais – SDfr ap).

Os Sistemas Denudacionais com forte controle estrutural são aqui subdivididos em dois grupos: Estruturas Dômicas (Dom) ou Pseudo-dômicas e, por fim, Morros e Colinas (SDfo MC) (Figura 06).

7.1.1. Fraco (ou não aparente) controle estrutural - SDFr

O Sistema Denudacional com fraco (ou não aparente) controle estrutural foi dividido em: 1. Dissecado (Diss), onde predomina a erosão linear, composto por morros e colinas (terminologia popularmente conhecida no Brasil – Figura 08); e 2. Aplainado (Ap), que é uma classificação genérica, caracterizadas por feições localizadas planares, formando pedimentos, que são superfícies de aplainamento, de inclinação suave, capeada por material detrítico descontínuo sobre a rocha, não apresentando dissecção marcada ou deposição excessiva (Figura 09). Embora mais descritivo, o termo Superfície de Aplainamento tem conotações genética, mas indica somente área aplainada por processos geomorfológicos. Não serão abordados (nem cartografados) termos como pediplanos, etchplanos ou peneplanícies.

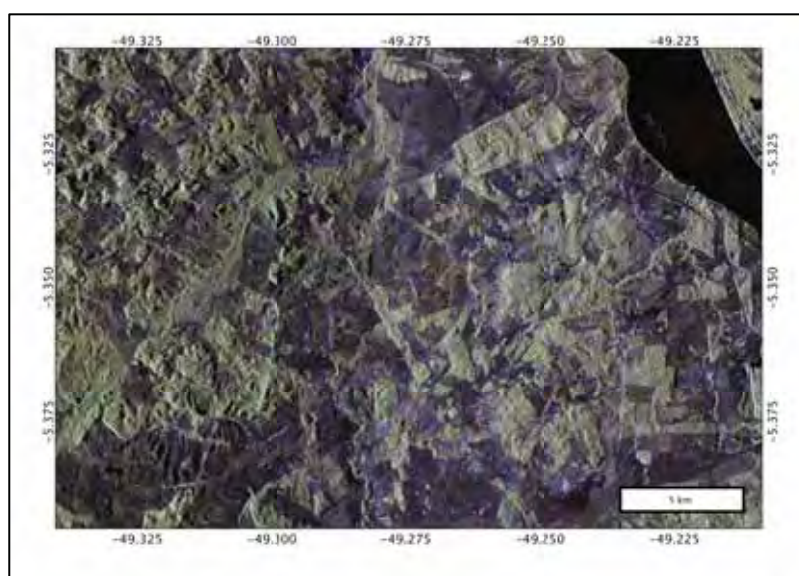


Figura 08: Sistema Denudacional dissecado com fraco (ou não aparente) controle estrutural.

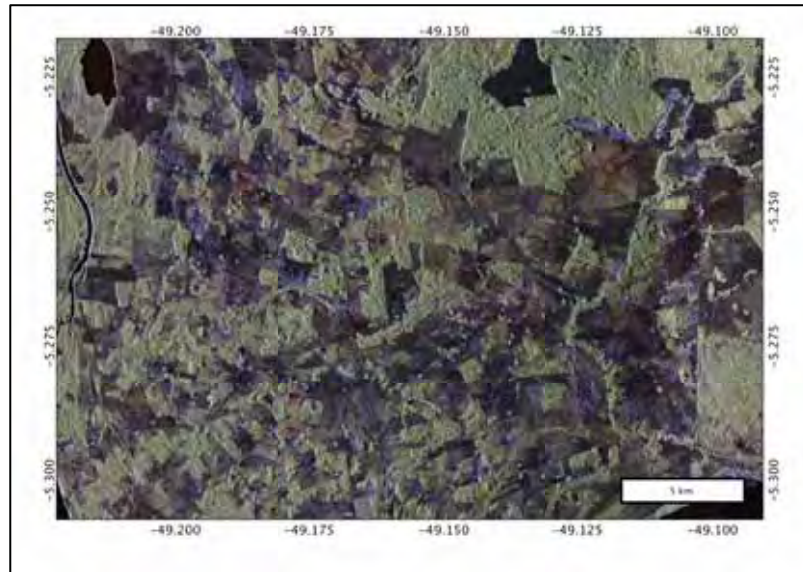


Figura 09: Sistema Denudacional aplainado com fraco (ou não aparente) controle estrutural.

7.1.2. Forte controle estrutural - SDFo

Sistemas Denudacionais com forte controle estrutural, o elemento determinante é o estilo estrutural, como por exemplo, blocos falhados e/ou basculados, estratos dobrados, gerados por corpos intrusivos, entre outros. Como elementos do nível 4 são consideradas as geoformas associadas ao estilo estrutural do nível 3, como por exemplo, *hogbacks*, *cuestas* e domos (Figura 10 e 11). Domos são formas relacionadas a estruturas circulares, apresentando ressalto topográfico, de forma circular, situado em plano superior ao da rocha encaixante, com padrão de drenagem radial. São formas geralmente associadas a corpos ígneos.

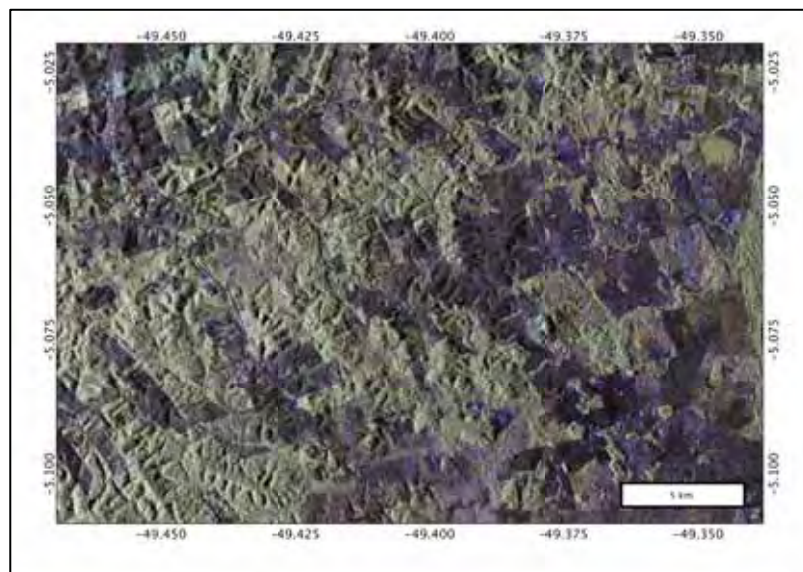


Figura 10: Sistemas Denudacionais com forte controle estrutural.



Figura 11: Sistemas Denudacionais com forte controle estrutural dômica. Área próxima a área urbana de Marabá – PA.

7.2. SISTEMAS AGRADACIONAIS - SA

A classificação dos Sistemas Agradacionais é a mesma proposta por Iriondo (1986), com modificações propostas por Latrubesse (1998). Para a região de estudo, a subdivisão deste nível foi estabelecida apenas para geoformas fluviais - SAf (Figura 12) e lacustres - SAl (Figura 13). Embora existam outras classificações, como por exemplo, eólicas, glaciais e litorâneas, neste trabalho não serão discutidos, pois não são identificadas ou não ocorrem na área.

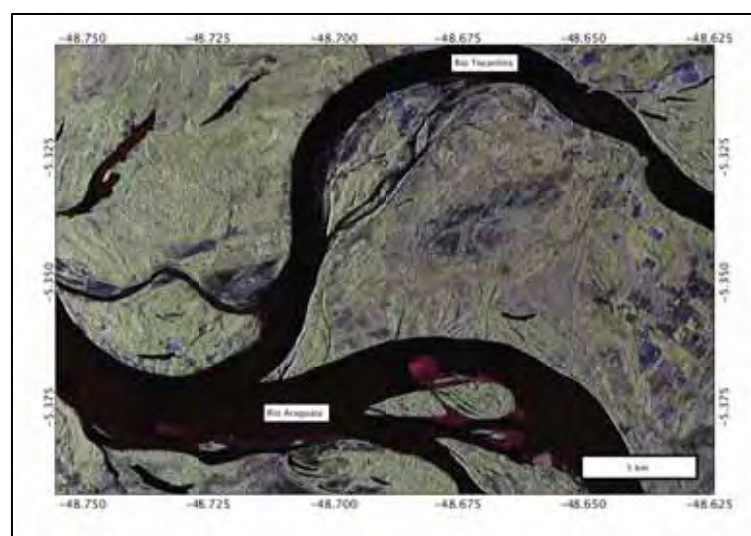


Figura 12: Sistema Agradacional Fluvial. Encontro dos rios Tocantins e Araguaia (região do Bico do Papagaio). Divisas dos estados de Tocantins, Maranhão e Pará.

O tipo de canal constitui uma feição importante, porque retrata o estágio de sedimentação com referência ao material em suspensão. Este padrão deve ser analisado em drenagens de ordem elevada, ou seja, nos principais rios da região, aqui representados pelos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, que apresentam canais com considerável largura (chegando até a 3 km de largura). A feição que o rio apresenta, em planta, pode ser descrita como retilínea, anastomosada, entrelaçada e meândrica, além dos tipos intermediários. O tipo de canal é o resultado do ajuste do canal à sua seção transversal e reflete o inter-relacionamento entre a descarga líquida, a carga sedimentar, a largura, declividade do canal, a velocidade do fluxo e a rugosidade do leito.

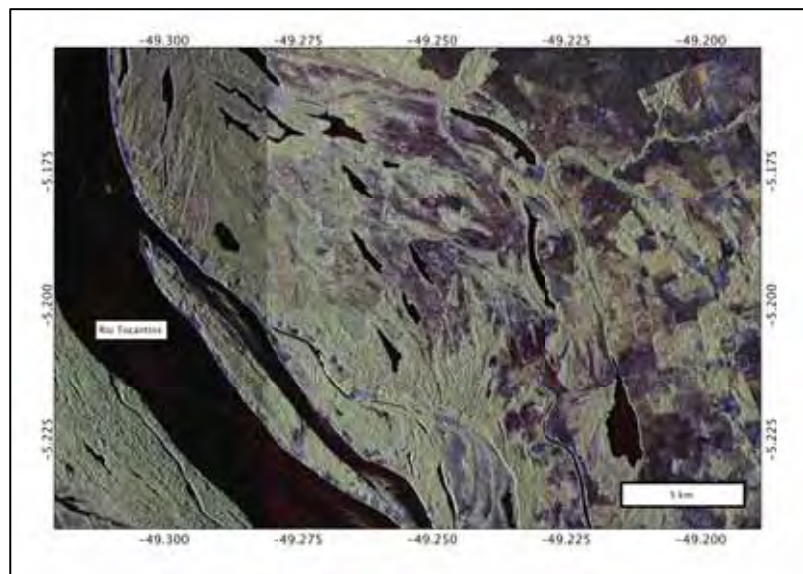


Figura 13: Sistema Agradacional Lacustre. Região próxima a zona urbana de Itupiranga – PA. Área localmente conhecida como Paleo-Canal do Rio Tocantins.

Para Schumm (1967) as diferentes sinuosidades dos canais são muito mais determinadas pelos tipos de cargas detríticas do que pela descarga fluvial. Assim, os canais meândricos estão ligados a elevados teores de silte e argila, enquanto os anastomosados, a uma carga mais arenosa, o mesmo devendo ocorrer com o entrelaçado. Deste modo, de acordo com o referido autor, a diminuição da sinuosidade de um meandro está muito mais ligada ao aumento da granulometria, e da quantidade da carga detrítica, do que a qualquer outro fator.

8. FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

8.1. PLANÍCIES E TERRAÇOS FLUVIAIS

De acordo com a definição do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE

2006), Planícies e Terraços Fluviais são áreas planas resultantes de acumulação fluvial, alagadas periodicamente, comportando meandros abandonados e cordões arenosos. Ocorrem nos vales com preenchimento aluvial, contendo material fino a grosseiro, depositados durante o período Quaternário (Pleistoceno e Holoceno). Nas principais anomalias de drenagem da área estudada (Paleo-Canal do Tocantins e Bico do Papagaio) os meandros abandonados formam lagos alongados, profundos e com formas diferentes dos lagos em ferradura (ou *Oxbow lakes*) (Figura 14a,b).

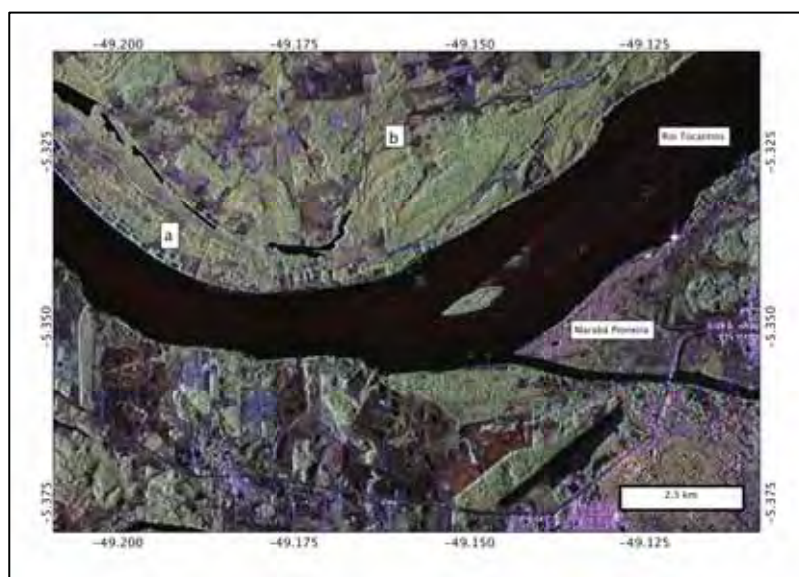


Figura 14: (a) Planície Fluvial; (b) Terraço Fluvial.

As Planícies Fluviais são áreas planas resultante de acumulação fluvial sujeita a inundações periódicas, correspondendo às várzeas atuais. Ocorre nos vales com preenchimento aluvial.

Os Terraços Fluviais são acumulações de forma plana, levemente inclinada, apresentando ruptura de declive em relação ao leito do rio e às várzeas recentes situadas em nível inferior, entalhada devido às mudanças de condições de escoamento e consequente retomada de erosão. Essas feições são facilmente reconhecidas nas imagens SAR. A margem direita do Rio Tocantins, como pode ser observado na Figura 14, possui uma maior quantidade de terraços. A própria cidade de Marabá (parte mais antiga) foi construída em um terraço, por isso está sujeita a inundações anuais e constantes.

8.2. ESCARPAS E SUPERFÍCIES DE TERRAÇOS

Na região conhecida como Paleo-canal do Rio Tocantins, encontra-se uma estrutura formada por tectônica rúptil moderna, encaixada entre os domínios morfotectônicos mais

antigos (Cráton Amazonas e Faixa Araguaia), é possível identificar uma área de abatimento tectônico, formando escarpas e superfícies de terraços, por vezes encontra-se depósitos de tálus, entre as cidades de Marabá e Itupiranga. Ao longo da Br-230 (Transamazônica), é possível visualizar esta estrutura, que forma uma extensa superfície de aplainamento (Figura 16). A fotografia panorâmica a seguir foi capturada na escarpa que abriga a estrutura romboédrica do paleo-canal do Tocantins. O local da foto é próximo a cidade de Itupiranga-PA, cerca de 40 km de Marabá na Br230.

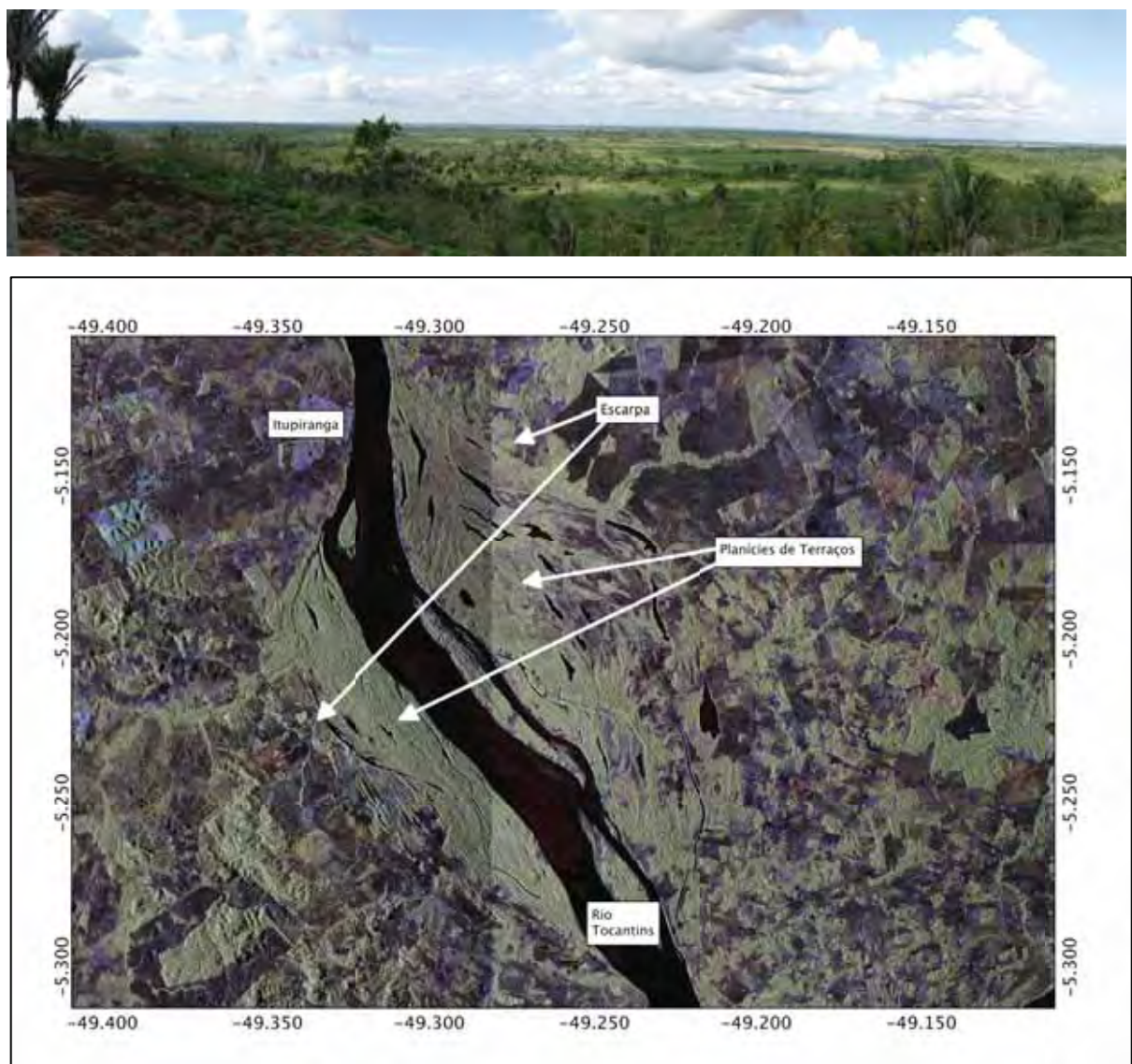


Figura 16: Fotografia captada da escarpa entre as cidades de Itupiranga e Marabá, com visada NE, e carta-imagem da região do Paleo-Canal do Rio Tocantins.

8.3. INSELBERGS

Esta feição geomorfológica residual, encontrada próximo a zona urbana de Marabá. Caracteriza-se por ser uma forma de relevo alongada tipo crista, onde suas encostas apresentam declividade superior a 40° , formando escarpa nítida (Figura 17). Os Inselbergs são também conhecidos como Morros testemunhos. São feições geomorfológicas que se destacam no local onde se situam, pois apresentam uma grande diferença de elevação em relação a outras áreas do relevo.

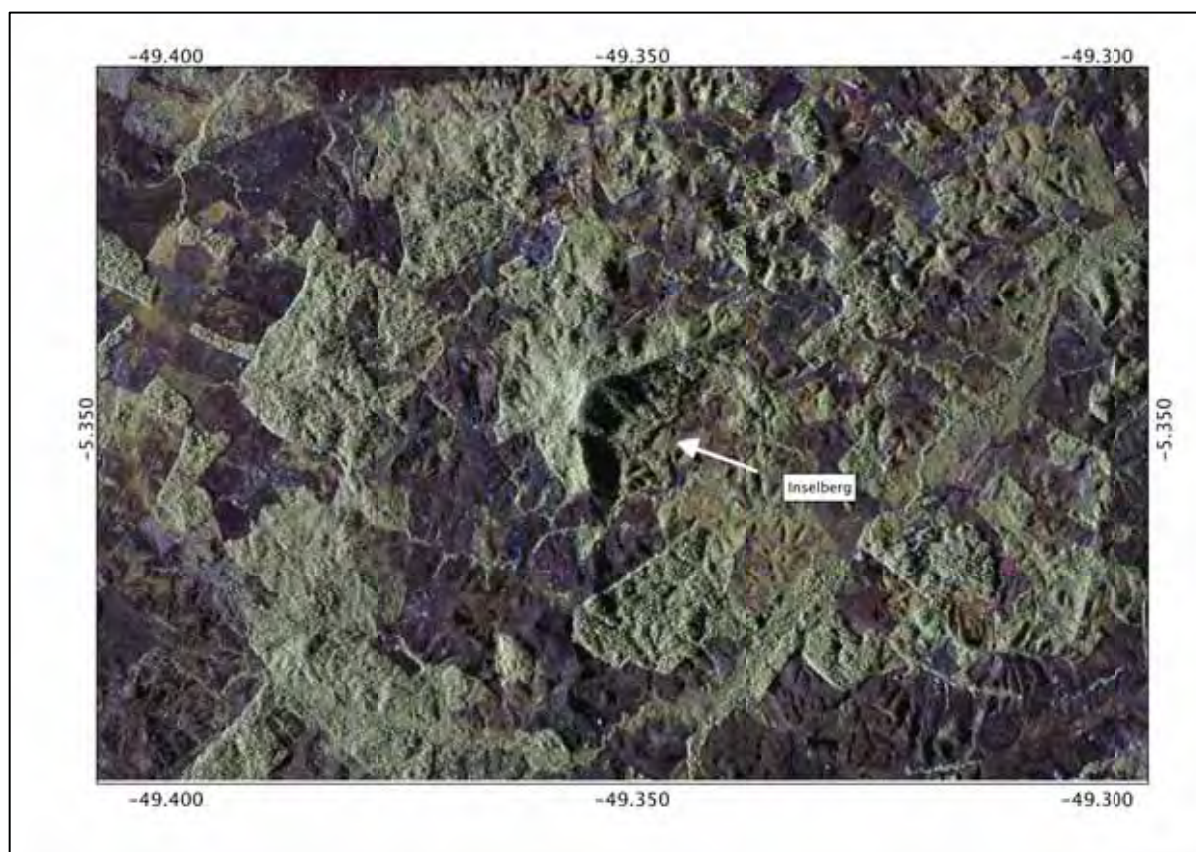


Figura 17: Forma de relevo residual do tipo *inselberg*.

8.4. ANOMALIAS DE DRENAGEM

Segundo Lima (1996) anomalia de drenagem significa um desvio brusco de uma ou mais drenagens em relação ao seu padrão. Como exemplo, cita-se um padrão dendrítico que, inesperadamente, mostra padrões anelar e radial, ou então um padrão paralelo que passa a exibir repentinamente, o padrão treliça recurvado ou treliça fraturado. Portanto, são feições encontradas em canais de drenagem, caracterizada por mudanças abruptas no padrão do canal, estreitamento e/ou desvio provocado pela súbita mudança na direção normal da rede de drenagem.

Segundo Howard (1967) anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia. Por sua vez, De Blieux (1949) considera o padrão de drenagem esperado como normal, e os seus desvios, como anomalias. Com efeito, entende-se que uma anomalia sugere mudanças na geologia estrutural e, como consequência, nas formas de relevo em âmbito regional.

Howard (op. cit.) destaca como exemplos de anomalias de drenagem a presença das feições, como: retilinearidade, aparecimento abrupto e localizado de meandros, meandros comprimidos, desenvolvimento abrupto e localizado do canal anastomótico, estreitamento anômalo de vales ou canais, *levées* (diques marginais) isolados e curvas anômalas. A esses se pode acrescentar: ausência de divisor de águas com o desenvolvimento de lagos, aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado, grande incidência de terraços e assimetria distinta com relação ao comprimento dos seus afluentes.

Dentre as formas de anomalias de drenagem mais comuns observadas na região, destacam-se as anomalias em arco e cotovelos, cujas regiões podem ter sido afetadas por tectonismo moderno (Figura 18). Outras anomalias também verificadas, com o advento das imagens SAR, são: escoamento impedido de canais, canais fortemente retilíneos, estreitamento e alargamento de canais, lagos alongados e profundos, capturas de drenagem. O significado destas e outras anomalias pode estar relacionado com falhamentos neoformados ou reativações de antigas zonas de falhas.

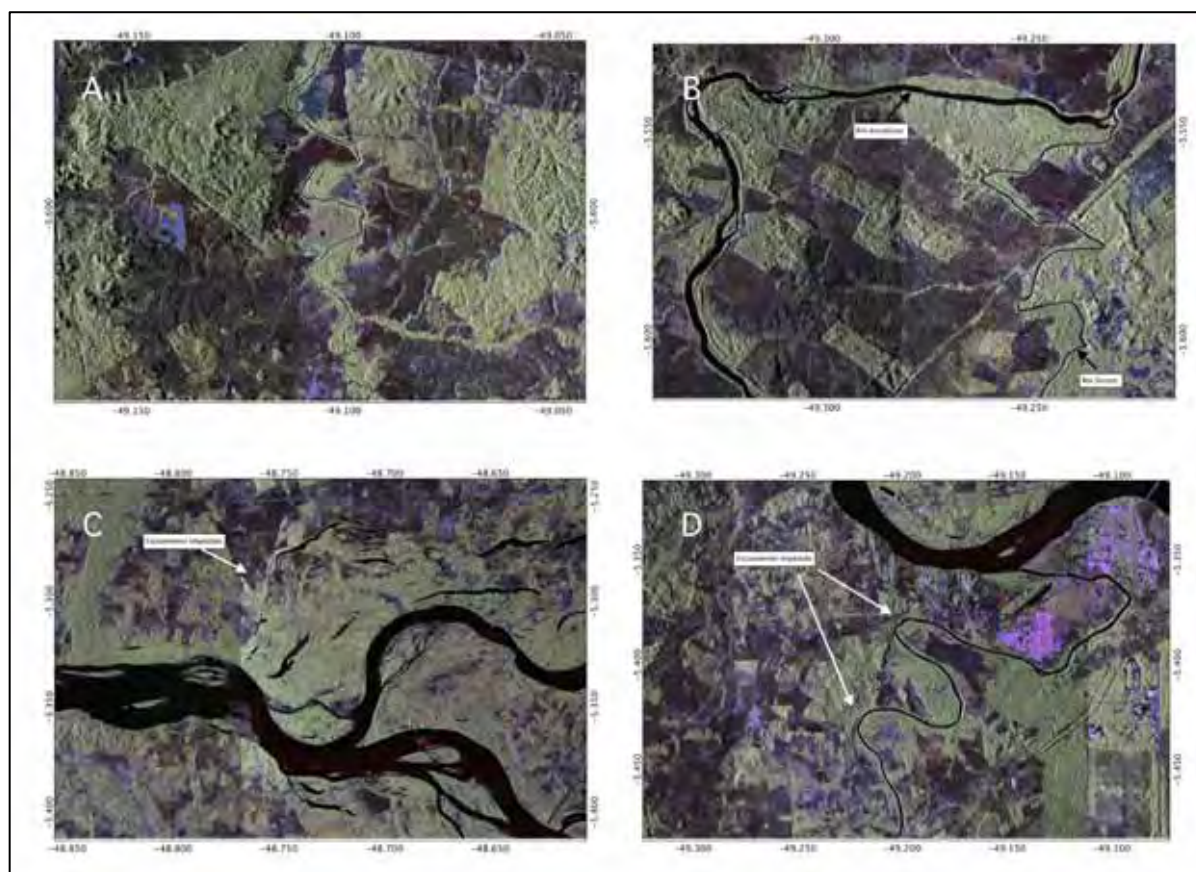


Figura 18: Anomalias de drenagem. A - Formas de “cotovelos” no Rio Sororozinho; B - Drenagem retilínea e em forma de cotovelo no Rio Itacaiúnas e mudança abrupta no canal do Rio Sororó. C - Escoamento impedido ou corte no terraço por falhamento moderno, grande incidência de terraços (Bico do Papagaio); D - Escoamento impedido do rio Itacaiúnas, próximo à zona urbana de Marabá por barreira geológica (região dômica).

9. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Uma grande quantidade de sistemas/sensores tem abastecido a sociedade com imagens para aplicação em diversas ciências. No passado, os maiores utilizadores de imagens de satélites, ou de plataformas aerotransportadas, da superfície terrestre eram os governos e suas agências militares, porém, o uso civil vem crescendo de maneira exponencialmente. Atualmente, o uso civil supera o uso militar e essa tecnologia avança rapidamente.

Os Programas de Sensoriamento Remoto (PSR) dos países desenvolvidos, e em países em desenvolvimento, mostram um efetivo crescimento dos projetos de sistemas que incluem: a construção de sensores diversos, manutenção, manipulação e preparação de dados, implantação de programa espacial para por em órbita os equipamentos, distribuição e

utilização dos dados do tipo imagem para as aplicações diversas, nas agências governamentais ou universidades. No Brasil, graças aos investimentos e parcerias internacionais, possuímos o próprio PSR (o sistema CBERS), gerenciado pelo INPE, que mantém cooperação técnico-científica da China, gerando e disponibilizando imagens do território nacional.

O Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) pode ser considerado como o maior projeto de proteção e vigilância ambiental do planeta. O SIPAM possui hoje o maior ferramental tecnológico para captação, tratamento e utilização de diversos produtos de sensores remotos, que são usados nas diferentes aplicações dentro da Amazônia Legal, tais como: desmatamento, queimadas, mineração ilegal, inundações, epidemias, poluição, etc. As aplicações são inumeráveis para a utilização da grande quantidade de imagens recebidas, processadas e disponibilizadas pelo referido órgão. Sem mencionar o equipamento de vigilância instalado em aeronaves modernas, que possibilitam uma maior proteção do espaço aéreo e das fronteiras amazônicas, que se comparado com o território europeu, ocuparia uma área equivalente a 32 países.

No entanto, as imagens de radar R99b-SAR ainda são pouco utilizadas em Geociências. Esse trabalho evidencia que o potencial de utilização destes dados aerotransportados na Geologia e Geomorfologia são promissores, principalmente no que se refere a mapeamentos de escala de detalhe e visualização científica do território amazônico. Essas imagens só estão disponíveis para a Amazônia Legal nos Centros Operacionais do SIPAM (Belém-PA, Manaus-AM, Porto Velho-RO e Brasília-DF). A multipolarimetria permite a combinação de cores, como é amplamente utilizado em imagens ópticas, por exemplo, Landsat5 ou CBERS2b. A Composição Colorida nas imagens R99b-SAR utilizada (pseudo-cor VVR-HVG-HHB) possibilitaram uma melhor visualização dos elementos de relevo, vegetação, corpos d'água e zona antropizada.

O Sistema Classificatório Geomorfológico utilizado neste trabalho apresenta, de forma simplificada, os eventos e processos que edificaram as geoformas em escala de detalhe. A fácil interpretação é favorecida pela qualidade das imagens de radar do SIPAM, associados aos modelos hipsométricos provenientes do Programa SRTM, portanto, de fundamental importância para o desenvolvimento local.

A discussão sobre o sistema classificatório geomorfológico é ampla, pois envolve não só as formas de relevo, como também outros fatores (clima e vegetação). A classificação proposta por Latrubesse (2006) é uma derivação do modelo implementado pelo IBGE, na publicação "Manual Técnico de Geomorfologia", 1ª. Edição (1995), com algumas

modificações na 2^a. edição deste manual apresentada em 2009. Ambas as classificações são baseadas no contexto das geoformas, portanto não contemplam clima, nem tampouco a vegetação.

A utilização e interpretação das imagens R99b-SAR disponibilizadas pelo SIPAM em pesquisa geológica ainda é novidade. A capacidade interpretativa dos dados mostra ser de grande progresso para as geociências. A resolução espacial das linhas de voo aqui utilizadas (6 m) propicia mapeamentos de detalhe em escalas grande, como por exemplo, 1:10.000, que pode, inclusive, ser utilizado nas obras de engenharia previstas para a região e no planejamento urbano regional. Os dados que operam na faixa dos micro-ondas permitem visualizar rugosidades na superfície, que não são vistas em imagens ópticas, como mostra a figura 19.

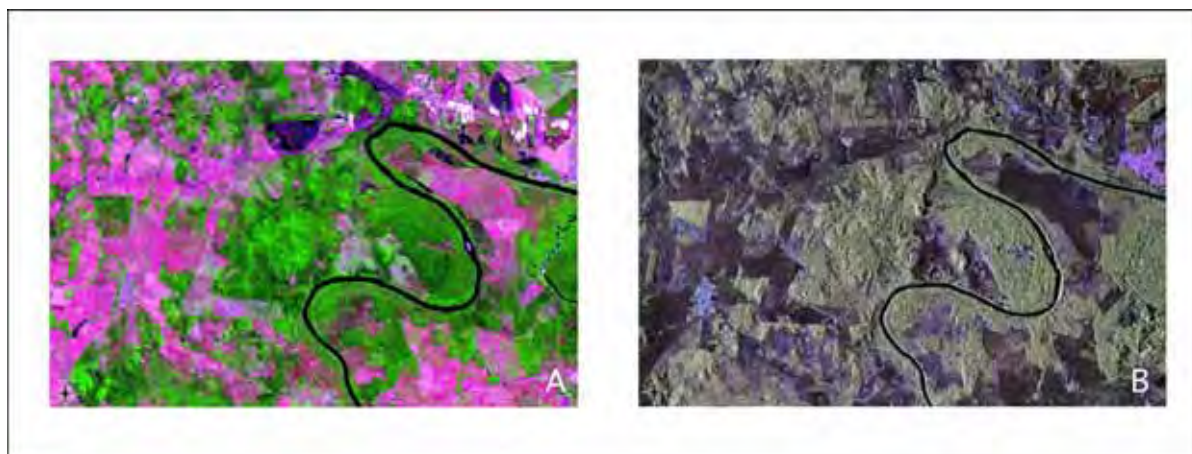


Figura 19: (A) Imagem do Sistema/Sensor IRP6 LISS III, composição colorida R3-G2-B1, julho/2011, resolução espacial = 23,5m. (B) Imagem R99b-SAR, composição colorida HHR-HVG-VHB, junho/2010 resolução espacial = 6 m.

Na figura 19, à direita, pode-se observar o notório favorecimento das imagens de radar na visualização das geoformas, canais fluviais e estruturas, ao passo que nas imagens ópticas, favorece a delimitação da vegetação e/ou a ausência dela (representado pelos tons magenta – imagem à esquerda).

A utilização do sensor SAR expôs uma ampla capacidade de visualização dos elementos da paisagem de forma geral, bem como a fácil identificação dos fenômenos geográficos relacionados aos sistema de drenagem, tais como terraços, planícies, formas das margens, lagos de meandros abandonados, ilhas fluviais, barras laterais e centrais, que podem conter informações sobre as mudanças climáticas e/ou mudanças no nível de base, bem como movimentações recentes (neotectônica) ocorridas nesta parte do planeta (Figura

20). Torna-se fácil identificar e analisar a forma dos pequenos corpos de água (igarapés e lagos) que são tributários dos principais rios.

O Canal Entrelaçado, como observado nas principais anomalias de drenagem na região de estudo, pode indicar a inabilidade da corrente em transportar carga de fundo, devendo estar relacionada a uma mudança no gradiente provocada, provavelmente, por um alto estrutural. Os Lagos, Pântanos e Depósitos Aluviais localizados podem sugerir a presença de subsidência ou levantamento .

Os Meandros Locais, quando presentes em um canal essencialmente reto, sugerem a presença de uma estrutura dômica ou uma mudança abrupta no gradiente de um canal, que pode ser observado na região próxima a zona urbana de Marabá, no Rio Itacaiúnas.

Os lagos que ocorrem nas regiões do Bico do Papagaio e do Paleo-canal do Rio Tocantins são alongados, estreitos, por vezes longos e profundos, diferentemente dos lagos que são formados por abandonos de meandros (que possuem forma de “ferradura” ou “chifre de boi”). Estes locais ainda são muito pouco estudados e, portanto, pouco compreendidos.



Figura 20: Interpretação das feições flúvio-lacustres.

10. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Sistema de Proteção da Amazônia (Centro Operacional de Belém) pela cessão das imagens de radar aqui utilizadas.

ARTIGO 03

INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA CENOZÓICA DA REGIÃO DE MARABÁ – PA

L. B. FELIPE¹ & N. MORALES²

1. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá,
2. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro.

Resumo

Este trabalho aborda os aspectos tectono-estruturais e geomorfológicos dos sedimentos miocênicos na região de Marabá, no Estado do Pará. As unidades geomorfológicas desenvolveram-se, predominantemente, sobre os sedimentos areno-argilosos e mal consolidados da Formação Barreiras. Essa formação repousa de forma discordante, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino (Província Transamazonas) e sobre as rochas metamórficas do Cinturão Araguaia, depositados na extensão sul da Sub-bacia de Mocajuba. A partir de interpretações de imagens SAR e SRTM, dados de campo, análises de perfis topográficos, da integração e interpretação das informações obtidas, pode-se concluir que as reativações tectônicas pós-cretácicas constituem o fator mais importante na configuração geomorfológica da área de estudo. Essas reativações foram responsáveis por soerguimentos distintos e basculamentos de superfícies geomorfológicas, além de criar inúmeros e importantes falhamentos que orientaram entalhes e dissecações, definindo a compartimentação e a configuração atual dos terraços fluviais e das principais anomalias de drenagem na área de estudo: o Paleo-Canal do Tocantins (bacia romboédrica) e o Bico do Papagaio (encontro dos rios Tocantins e Araguaia). Portanto, a interpretação mostra uma importante movimentação neotectônica controlando o relevo e a drenagem atual com ajuste ao quadro regional, ou seja, um sistema distensivo com falhas NNE – SSW a NS, seguido pela sedimentação da Formação Barreiras (Mioceno), e notável distensão ENE-SSW a EW.

Palavras-Chave: Neotectônica, Geologia, Geomorfologia, Marabá

Abstract

This work discusses structural and geomorphological aspects of miocenic sediments in Marabá, Pará. The geomorphological units developed predominantly on sandy clay sediments and poorly consolidated of Barreiras Formation. This formation rests in discordant form, from west to east, on the crystalline basement (Transamazonas Province) and on the metamorphic rocks of the Araguaia Belt, deposited in the southern extension of the Mocajuba Sub-basin. From interpretations of SAR images and SRTM, field observations, analysis of topographic profiles, integration and interpretation of information obtained, it can be concluded that the post-Cretaceous tectonic reactivations are the most important factor in morphological configuration of the study area. These reactivations were responsible for uplifts and slant distinct geomorphic surfaces, and create numerous and general faulting that supported cuts and guided dissections, defining the partitioning and the current configuration of the river terraces and major drainage anomalies in the study area: the Paleo-channel Tocantins (romboedric basin) and the Bico do Papagaio (confluence of Tocantins and Araguaia rivers). Therefore, the data shows a significant neotectonic movement controlling the relief and current drainage, in adjustment with the regional framework, a system with extensional faults NNE - SSW to NS, followed by sedimentation of Barreiras Formation (Miocene), and noticeable distension ENE- SSW to EW.

Keywords: Recent Tectonic, Geology, Geomorphology, Marabá.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil está localizado na porção central de uma placa tectônica e por isso, durante muito tempo, foi considerado como uma região tectonicamente estável. A separação das placas continentais Sul-Americana e Africana, em conjunto com o soerguimento da Cordilheira dos Andes durante o Cretáceo e parte do Neógeno, são consideradas as últimas movimentações tectônicas significativas no território brasileiro.

O estudo do quadro neotectônico na evolução da região do sul e sudeste do Pará tem sido interpretado como importante (COSTA et al. 1996), influenciando na paisagem regional e é apresentado como resultante da deformação imposta pela relação da Placa Sul-americana com as placas do Pacífico e do Caribe, comandando com grande importância a implantação da rede de drenagem e a escultura das formas de relevo.

O entendimento da estruturação e da evolução da tectônica moderna da região é fundamental na caracterização da compartimentação morfotectônica, na implantação do quadro geomorfológico e na descrição da paisagem atual. A principal importância está relacionada ao entendimento do meio físico da região de Marabá. Esse conhecimento é fundamental para a caracterização do substrato geológico e dos esforços que atuam desde o início do período do Neógeno.

Conhecendo as características específicas dos diferentes tipos de depósitos que ocorrem em diferentes condições climáticas, torna-se possível compreender a dinâmica evolutiva comandada pelos elementos do clima, considerando sua posição em relação aos níveis de base atuais, vinculados ou não a ajustamentos tectônicos.

Assim, este trabalho direciona para explorar novas áreas de conhecimento, em abordagem multidisciplinar normalmente não convencional, buscando entender a evolução geológica regional, com importância para o quadro de alteração e desenvolvimento do perfil de alteração, utilização deste perfil de alteração como guia de referência para a caracterização de deformação cenozóica, reconhecimentos de *landforms* tectônicos em ajustes de sistemas de relevo, sistemas de drenagem, deformação de perfis de alteração e desenvolvimento de depósitos correlativos, além da integração de dados de sensores remotos diversos.

A economia da região do sul e sudeste do Pará está em franca ascensão nos últimos 10 anos, graças aos investimentos públicos e privados nas áreas de siderurgia, mineração e

infraestrutura de logística, e também aos investimentos realizados na Província Mineral de Carajás. Esse crescimento vem sendo traduzido em grandes obras de engenharia, na qual o conhecimento do substrato rochoso, os esforços que atuaram no passado recente e das formas de relevo são fundamentais para o planejamento urbano regional a curto e/ou médio prazo.

2. ÁREA DE ESTUDO

No mapeamento sistemático brasileiro, a região da área de estudo (Figura 01) localiza-se em parte da Folha Marabá (nas folhas SB-22-X-D-I e SB-22-X-D-II), que por sua vez está situada na região sudeste do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Maranhão.

A cidade de Marabá, principal zona urbana da região de estudo, pode ser alcançada por rodovia (BR. 230 ou PA-150), pelos rios principais (Tocantins e Itacaúnas), por transporte aéreo pelas principais companhias ou pela ferrovia que transporta minério de ferro da Província Mineral de Carajás até o porto de São Luiz - MA.

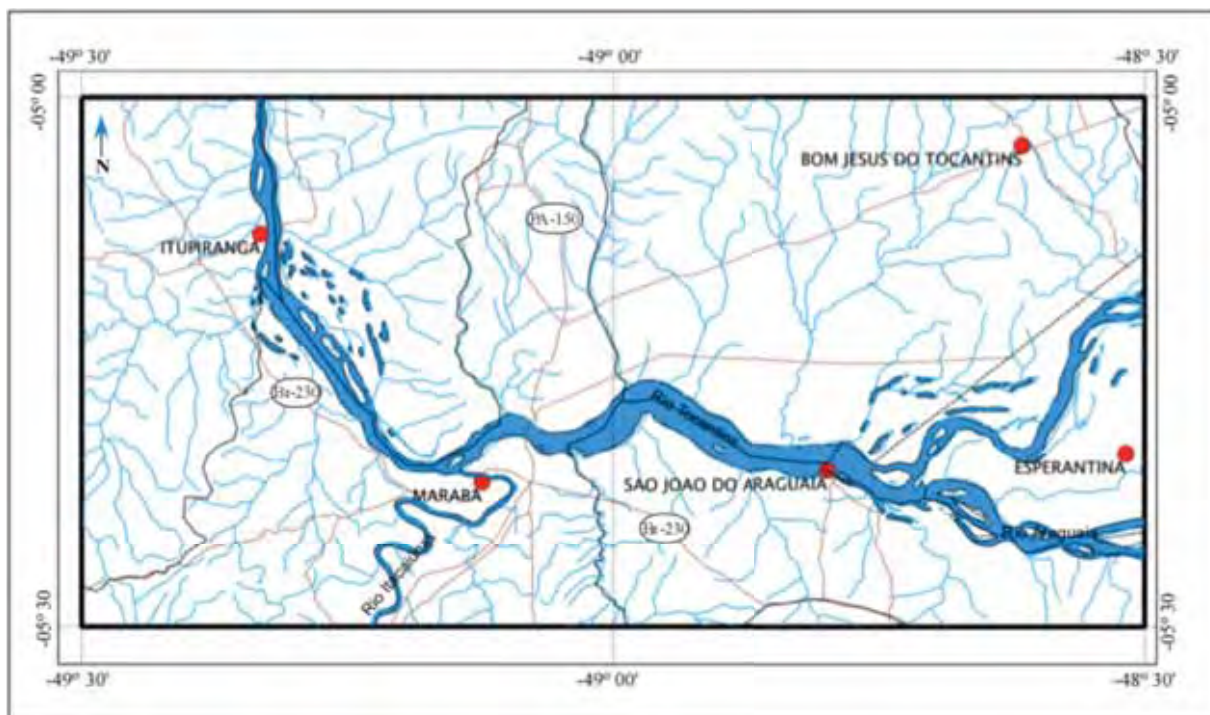


Figura 01: Mapa de localização da área de estudo.

A área de investigação, dentro da Folha Marabá (SB-22-X-D), compreende a região entre as duas principais anomalias de drenagem, conhecidas como “Bico do Papagaio” (região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, fronteira entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins) e “Paleo-canal do Tocantins” (estrutura formada pela curvatura do Rio Tocantins em direção ao norte). Possui as seguintes coordenadas geográficas: Latitude -5° 00’ 00’’ e -5° 30’ 00’’ ; Longitude -49° 30’ 00’’ e -48° 30’ 00’’.

3. OBJETIVOS

O principal objetivo desse trabalho é analisar o controle tectônico Cenozócio (com ênfase no recente) e sua influência na geologia e geomorfologia da região de Marabá. Pretende-se compreender a dinâmica da paisagem e sua inter-relação com os processos tectônicos, bem como: realizar a análise morfoestrutural e neotectônica da área; contribuir para o entendimento de evolução geológica e geomorfológica em ambientes intraplaca; confeccionar o mapa de compartimentação morfotectônica; realizar a síntese da evolução tectônica, com ênfase no papel das falhas, suas etapas de atividades em diferentes épocas, seu papel na formação, preservação e deformação das bacias e / ou coberturas mais jovens; efetuar a síntese sobre o quadro neotectônico e a síntese regional sobre o papel das zonas de cisalhamento e das falhas na evolução regional, enfatizando o quadro da reativação das falhas e o quadro neotectônico.

4. NEOTECTÔNICA

Segundo Bezerra et al. (2001), qualquer região da Terra, mesmo áreas localizadas em ambiente intraplaca, sofre deformação e não é totalmente “estável” do ponto de vista tectônico. De acordo com Vita-Finzi (1986), não há local na Terra que possa ser denominado com segurança de “*Terra Firme*”. A frequência com que ocorrem sismos e falhas pode ser medida, de forma simplificada, a intensidade da atividade tectônica de uma determinada área.

O termo *Neotectônica* está cristalizado na literatura geológica mundial, porém, ainda não existe um consenso sobre a sua definição, bem como não há unanimidade sobre o estabelecimento de um marco temporal identificador do início dos movimentos neotectônicos. O grande problema sobre a definição da neotectônica é o quanto se pode retroceder no tempo e continuar a utilizar o prefixo “*neo*”.

De acordo com a definição da “Comissão de Estudos Neotectônicos da INQUA (*International Union for Quaternary Research*)”, a neotectônica é qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações para vários propósitos e suas futuras extrapolações, não existindo um marco temporal que indique o início da neotectônica (SAADI, 1991).

4.1. A NEOTECTÔNICA NO BRASIL

Foi a partir da década de 50, através dos trabalhos de Sternberg (1950, 1953) e Freitas (1951), que as pesquisas sobre a neotectônica no Brasil se intensificaram, embora existam, na literatura científica brasileira, trabalhos referentes a movimentos tectônicos recentes desde o início do século XX (LISBOA apud MIOTO, 1993; BRANNER, apud SUGUIO, 1999). Porém, o maior interesse pelo assunto só cresceu na década de 70, principalmente pela necessidade relacionada à construção civil de grandes obras, como por exemplo, usinas hidrelétricas e termoeletrônicas. Outros trabalhos importantes foram publicados, principalmente a partir da década de 80 (VELOSO et al., 1987; FRANZINELLI & PIUCI, 1988; EIRAS & KINOSHITA, 1988; FRANZINELLI & IGREJA, 1990 apud CAVALCANTE, 1999).

No território brasileiro, as regiões norte e sudeste são as mais estudadas, embora o conhecimento da neotectônica intraplaca até hoje adquirido nessas áreas possa ser considerado preliminar (BERROCA *et al.*, 1984; MIOTO, 1993 apud SUGUIO, 1999).

Hasui (1990) considera que a neotectônica do Brasil deve abranger o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental no início do Terciário até hoje, com manifestações geológicas restritas ao tectonismo intraplaca e propõe que o limite da neotectônica no Brasil, embora a datação precisa deste regime seja muito difícil, se posicione o início da sedimentação da Formação Barreiras (Eo-Mioceno), o fechamento da deposição nas bacias marginais e o término das manifestações magmáticas no território nacional, em torno do Mioceno Médio (16 Ma). Portanto, a fase neotectônica da Plataforma Brasileira está posicionada do Neógeno (Mioceno / Plioceno) ao Quaternário.

Os aspectos neotectônicos têm merecido uma atenção muito importante para a caracterização geológica do Cenozóico. É importante enfatizar que a fase neotectônica tem se iniciado em diferentes tempos nas diferentes regiões do planeta, conforme destaca Mörner

(1990), prevalecendo o regime tectônico após a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais (HASUI & COSTA, 1996).

O regime tectônico da Placa Sul-Americana possui um importante marco tectônico representado pela abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico e início do período Terciário (HASUI, 1990). Nesse contexto, distingue-se dois regimes tectônicos no Cenozóico, predominado inicialmente o regime divergente, responsável pela formação das bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil, com direção distensional NW-SE e, posteriormente, o regime tectônico transcorrente com direção E-W (HASUI, op. cit.).

Segundo Hasui (1990), o início dos eventos neotectônicos no Brasil está associado a deformações em ambiente intraplaca, provenientes do processo de deriva continental da América do Sul para noroeste, predominando o regime tectônico transcorrente, inclusive em épocas atuais. Esta fase limita a mudança do regime tectônico distensivo do processo de abertura oceânica para o regime tectônico transcorrente intraplaca.

4.2. A NEOTECTÔNICA NA AMAZÔNIA

Os primeiros trabalhos de neotectônica na Amazônia remontam a década de 1950, com os trabalhos de Sternberg, próximo a cidade de Manaus – AM. A presença de sistema de drenagem controlado por falhas, abalos sísmicos em zonas aplainadas e o desenvolvimento de falésias (fenômeno das “terras caídas”), levaram esse pesquisador a concluir que haveria uma movimentação na superfície amazônica recente, que modificava a paisagem atual.

De acordo com Costa et al. (1996), a neotectônica da região amazônica é marcada por estruturas, sequências sedimentares, padrões de rede de drenagem e sistemas de relevo, cujas características vêm sendo gradativamente desvendadas. Ainda de acordo com este autor, na região amazônica, as sequências sedimentares do Terciário Inferior aparecem sobretudo nas bacias do Amazonas (Formação Alter do Chão), Marajó (parte da Sequência Pós-Rifte) e Parnaíba (Formação Ipixuna), representando os registros das últimas manifestações do Evento Sul-Atlântico, de caráter extensional, nesse domínio continental intraplaca (Figura 02).

Nessas unidades e outras mais antigas desenvolveu-se um perfil laterítico maduro (TRUCKENBRODT et al. 1991, M.L. COSTA 1991), atribuído ao Eoceno-Oligoceno, marcando importante período de estabilidade tectônica. Em seguida incidiram processos de estruturação, morfogênese e sedimentação até hoje em vigor, relacionados com a incidência da Neotectônica,

cujo regime tectônico é do tipo transcorrente. Dois pulsos de movimentação transcorrente são reconhecidos, do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente, a eles se relacionando deslocamentos ao longo de feixes de falhas, geração de depósitos sedimentares e controle de padrões de drenagem e sistemas de relevo (COSTA et al. 1994, 1995; FERNANDES FILHO et al. 1995; BEMERGUY et al. 1995; BORGES et al. 1995a, b; FERREIRA Jr. et al. 1996).

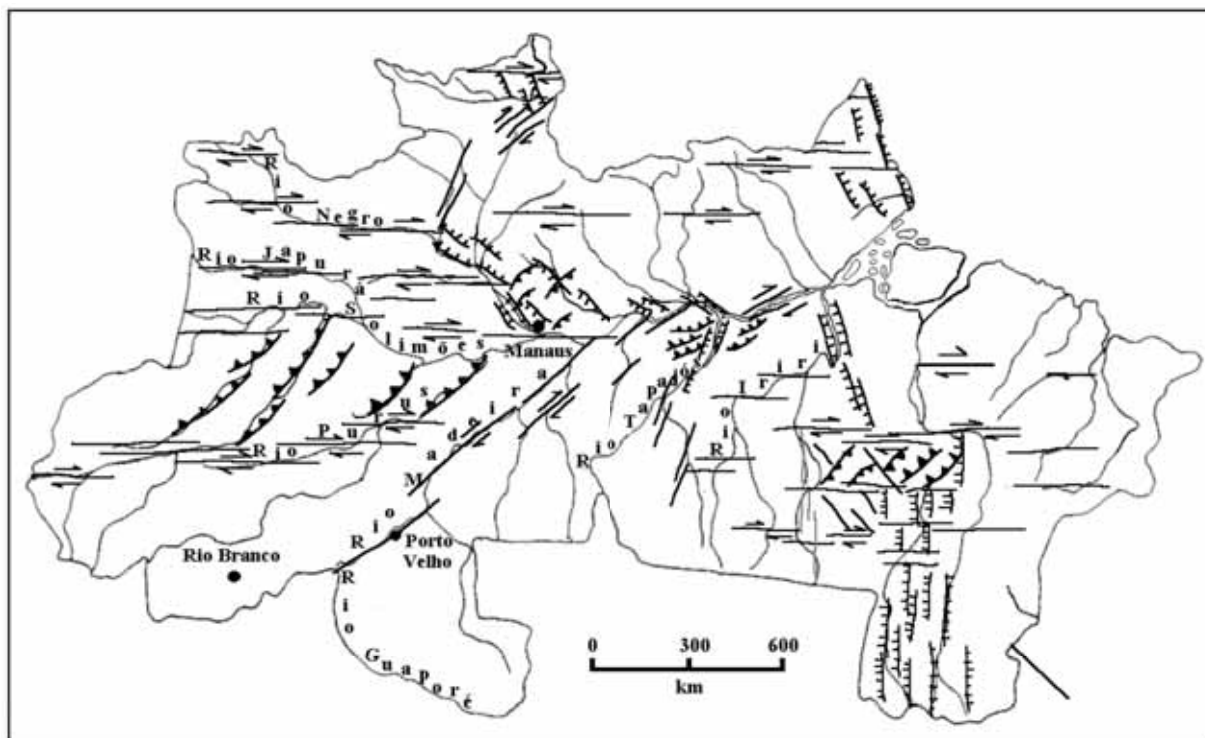


Figura 02: Arcabouço neotectônico (falhas maiores) da região amazônica, segundo Sena Costa et al. (1996).

Assim, reconhece-se na Amazônia, um evento tectônico correspondente ao Evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984) ou Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), do Cretáceo/Paleogeno (caracterizado pelo regime extensional), e outro correspondente à Neotectônica, do Mioceno/Recente, marcado por regime de tipo transcorrente, como reconhecido anteriormente por Hasui (1990).

4.3. O QUADRO NEOTECTÔNICO NA REGIÃO DE MARABÁ

De acordo com Costa et al. (1993), (1994); Borges et al. (1995), entre as regiões do Bico do Papagaio (confluência dos rios Araguaia e Tocantins) e o litoral nordeste paraense, incluindo

a Ilha do Marajó, encontram-se estruturas geológicas que demonstram movimentações tectônicas Neógeno-Quaternárias.

O quadro de estruturas do Neógeno (Mioceno-Plioceno), mostrado na Figura 03, é formado por um compartimento transpressivo e outro transtensivo.

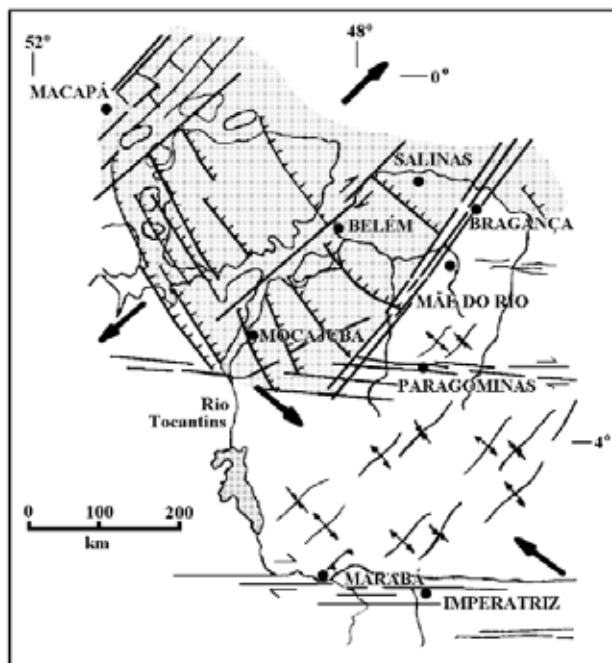


Figura 03: Estruturas maiores do Neógeno da região nordeste do Pará (SENA COSTA, 1996).

De acordo com Melo Jr. (1998), o arcabouço tectônico da região de Marabá compreende dois conjuntos estruturais distintos, relacionados ao embasamento e ao quadro neotectônico. No âmbito do quadro neotectônico, há dois domínios: um transtensivo e outro transpressivo. Ainda de acordo com este autor, as estruturas neotectônicas correspondem à falhas transcorrentes dextrais pliocênicas, com direções preferenciais ENE-WSW e WNW-ESE, responsáveis pelas capturas dos rios Tocantins e Itacaiúnas, pela geração de áreas transpressivas caracterizadas por morros sustentados por rochas da Formação Couto Magalhães dentro da cidade de Marabá, pela inversão parcial da bacia que abriga os sedimentos da Formação Marabá (nome associado à Formação Barreiras).

5. MÉTODO

5.1. SENSORIAMENTO REMOTO: R99B-SAR E SRTM

Os produtos de sensoriamento remoto utilizados na análise morfotectônica operam na faixa dos micro-ondas e possuem características distintas.

O Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) dispõe de imagens geradas a partir do sensor SAR. Este sensor foi concebido no Projeto do Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM) e encontra-se acoplado em três aeronaves Embraer ERJ – 145, denominadas de R-99B pela Força Aérea Brasileira, sendo operadas pelo 2º Esquadrão do 6º Grupo de Aviação (2º/6º GAv) (ANDRADE & SANTA ROSA, 2005). Para realização da análise morfotectônica, foram utilizadas cinco linhas de voo de imagens SAR-R99B, com direção N-S. As imagens são distribuídas em formato TIFF, sem processamento, com multipolarimetria, ou seja, quatro canais (VV, HH, HV e VH) e resolução espacial de 6 metros. Com essa resolução espacial é possível realizar mapeamentos diversos em escala de detalhe, com alcance de até 1:15.000. Cada imagem tem aproximadamente 125 x 20 km, totalizando uma área equivalente de 250.000 ha.

Para a realização da análise, as imagens SAR foram corrigidas radiometricamente (correções do padrão de antena, aplicação dos filtros *speckle* e *sharpen*) e geometricamente (ortorretificação).

O MDT utilizado neste trabalho provém do programa SRTM (NASA), reprocessado e distribuído pelo INPE no projeto Topodata, onde a resolução espacial original fornecido pela agência norte-americana é de 90 m e o dado reprocessado é distribuído, de forma gratuita pelo instituto brasileiro, com *pixel* reamostrado para 30 m. Esses dados serviram de base para ortorretificação das imagens de Radar do SIPAM, para composição de mapas hipsométricos e mapas temáticos diversos, bem como no auxílio de interpretação de geoformas regionais.

O projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) é um sistema RADAR que utilizou a técnica de interferometria para geração do Modelo Digital do Terreno (MDT), desenvolvido pela Agência Espacial Americana (NASA) em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Este sistema teve cobertura quase global operando na banda C, e os dados obtidos estão disponíveis na resolução espacial de 90 m para América do Sul (RABUS et al. 2003). Este imageamento ocorreu nos primeiros onze dias do mês de fevereiro do ano 2000, gerando produtos com resolução espacial de 30 e 90 m, que foram posteriormente disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) via *web*.

A análise morfotectônica foi realizada a partir de lineamentos, formas de relevo, análise das bacias hidrográficas dos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, reconhecimento de anomalias de drenagem e distribuição das coberturas superficiais.

6. O QUADRO GEOLÓGICO

A região de estudo está situada na zona de transição entre o embasamento cristalino antigo (Província Transamazonas / Domínio Bacajá), à oeste, e as rochas metamórficas de baixo grau (Província Tocantins / Cinturão Araguaia e Grupo Tocantins, Formação Morrote). Entre essas duas unidades geológicas, ocorre cobertura sedimentar ainda pouco estudada (Formação Barreiras), pertencente a sub-bacia de Mocajuba, da Bacia do Marajó. Nesse contexto, a região entre as principais anomalias de drenagem, na região de Marabá (entre o Bico do Papagaio e o Paleo-canal do rio Tocantins), revela uma associação litológica diferente da divulgada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) nos mapas oficiais.

As etapas de campo, com descrição geológica convencional e estrutural dos litotipos variados aflorantes, foram resumidas em cerca de 60 afloramentos naturais ou do tipo corte de estrada (Figura 04). Os principais afloramentos estão distribuídos ao longo da Rodovia Br-230 (Transamazônica), entre as cidades de Marabá e Itupiranga, bem como ao longo de ramais que cruzam essa rodovia e a rodovia Br-222, ao longo de estrada que liga Marabá à localidade de Beiradão, passando pela localidade de Murumuru.



Figura 04: Imagem da região de Marabá, satélite do Sistema Sensor IRP6/LISS III, composição colorida R3B2G1, com distribuição espacial (localização) dos afloramentos visitados em campo.

As unidades geológicas aflorantes são as seguintes: Província Transamazonas (Domínio Bacajá), formada por granitóides migmatizados e bastante alterados; Grupo Tucuruí (Formação Morrote), composta por rochas metamórficas de baixo grau, sendo a maior parte meta-grauvacas e meta-arenitos; Província Tocantins (Cinturão Araguaia / Formação Couto Magalhães), formada por filitos e muscovita-xistos; Formação Ipixuna (Cretáceo), arenito caulínico em afloramento localizado nas margens do Rio Vermelho; e sedimentos miocênicos argilo-arenosos da Sub-bacia de Mocajuba (Formação Barreiras), com lateritas imaturas que sustentam os morros localizados na sede da cidade, e; um expressivo depósito aluvial proveniente da ação de erosão e deposição nos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, com forte controle tectônico, formando amplas áreas aplainadas (Figura 05).

De acordo com Souza e Santos Jr. (2010), os depósitos sedimentares que afloram em cortes de estrada na rodovia Transamazônica (Br-230), próximas a cidade de Marabá (em direção à Itupiranga), pertencem ao contexto da borda Sul da Sub-Bacia de Mocajuba (Bacia do Marajó). Estes depósitos são carentes de estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, o que tem ocasionado controvérsias quanto ao seu posicionamento estratigráfico e nomenclatura.

Na localidade de Beiradão (margem direita do Rio Tocantins, em frente à cidade de Itupiranga), encontra-se um depósito de tálus, com matacões decimétricos, formando a base de um leque aluvial, com direção a leste, partindo do Cráton Amazonas. Tal depósito pode ser considerado como a base da Formação Barreiras, evidenciando o início de sua deposição (Fase Proximal). As camadas sedimentares na sequência do leque mostram uma deposição em meio aquoso. Foi realizado também um levantamento ao longo da Estrada de Ferro Ponta da Madeira, partindo de Marabá com direção ao Estado do Maranhão (à leste), porém são poucos os afloramentos nesse percurso.

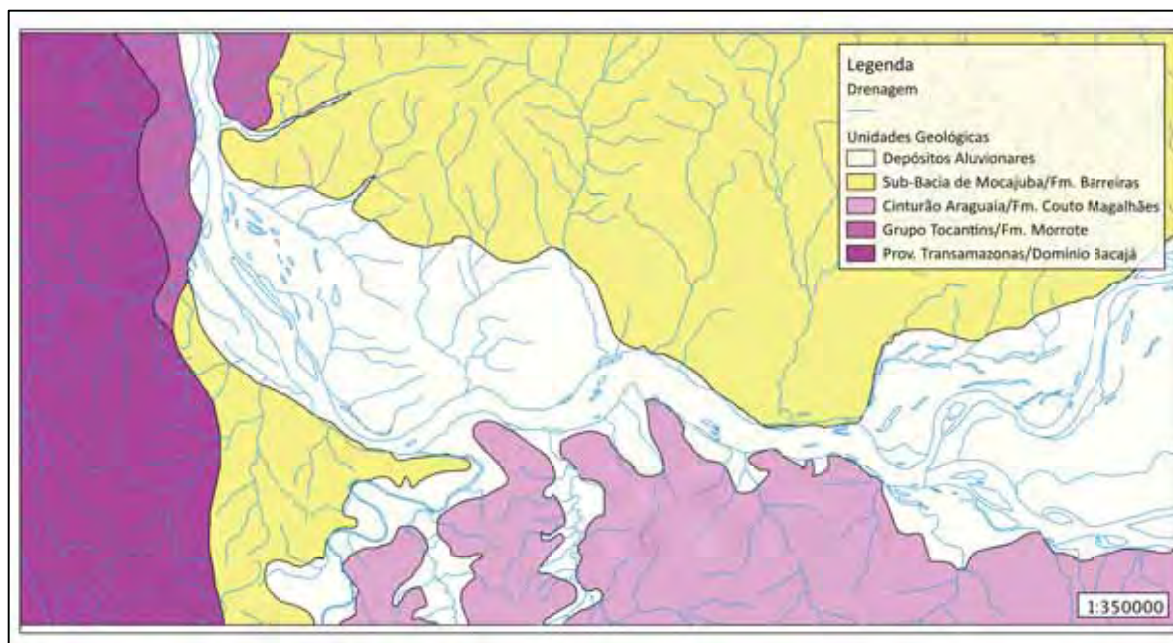


Figura 05: Mapa lito-estratigráfico da região de estudo.

7. O QUADRO GEOMORFOLÓGICO

O quadro geomorfológico região de Marabá foi fundamentado no sistema classificatório proposto por Latrubesse (2006) para o Estado do Goiás. Este autor descreve as unidades geomorfológicas baseadas apenas nas geoformas da superfície, subdividindo-as em, no nível maior, Agradacionais e Degradacionais (Figura 06). A delimitação dos compartimentos foi baseada em produtos de sensoriamento remoto, principalmente imagens de Radar do SIPAM (R99b-SAR) e SRTM. São elas: Sistema Agradacional Fluvial (SAf) e Lacustre (SAI); Sistema Denudacional

Aplainado (SDap), Sistema Denudacional Forte Controle Estrutural (SDFo) Dissecado e Morros e colinas, Sistema Denudacional Fraco Controle Estrutural (SDFr) Dissecado e Aplainado.

É possível reconhecer capa laterítica cobrindo as principais formas de relevo, dentro da zona urbana de Marabá e arredores, sempre associadas ao perfil de alteração. Essa laterização compõe o que alguns autores chamam de evento Pós-Barreiras (SOUZA e SANTOS Jr., 2010) e formam uma “couraça” nos topos dos morros. Pode-se observar, nas classes geomorfológicas “SDap” e no “SDFr Diss” a presença de relevos residuais com mesas, tabuleiros e peões, com blocos abatidos e blocos soerguidos, levando à dissecação e formação de relevo controlado, principalmente na rodovia Br230, partindo-se de Marabá com direção à Itupiranga, num trajeto de pelo menos 50 km. Nessa região, observa-se o desmantelamento (*in situ*) das crostas lateríticas.

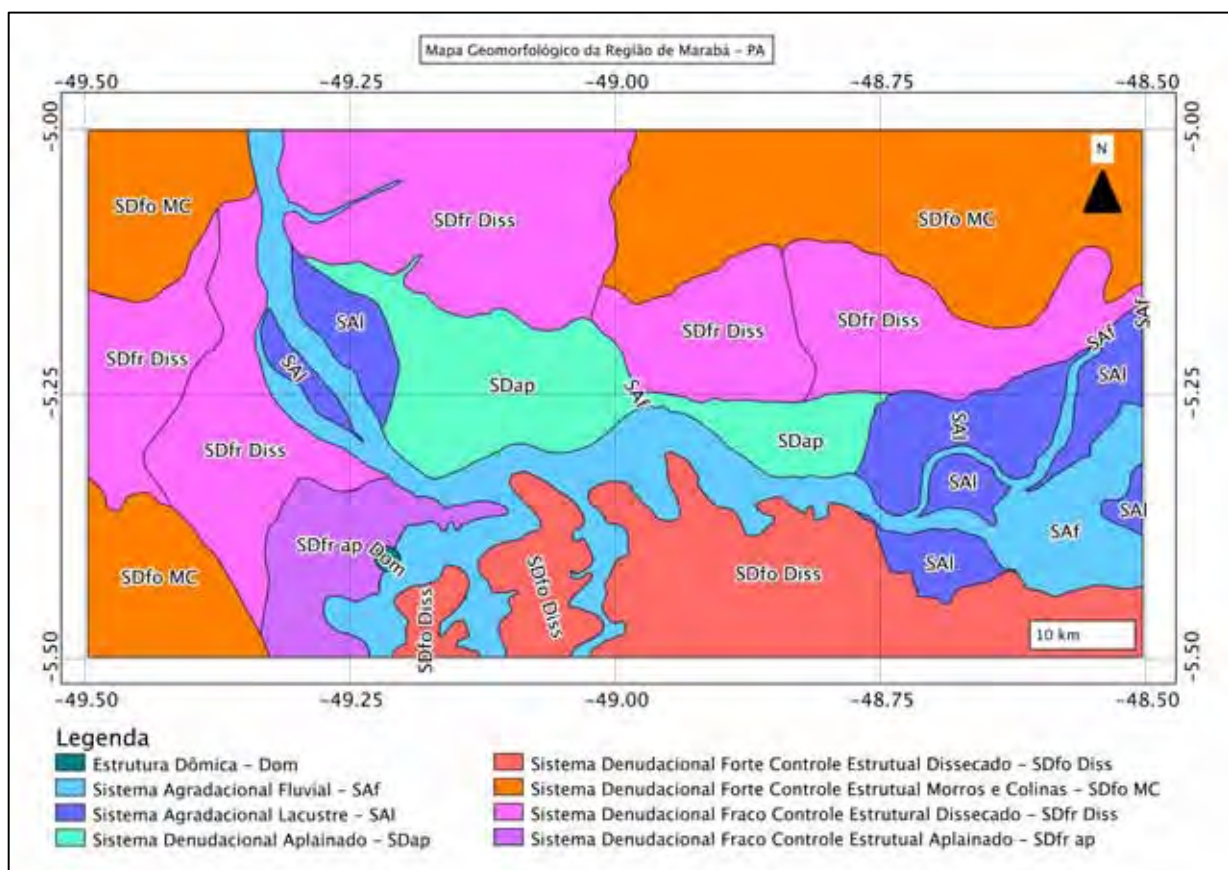


Figura 06: Mapa Geomorfológico da área de estudo.

Não região classificada como Sistema Agradacional Fluvial e Lacustre nota-se uma extensa evolução colúvio – eluvionar. Na região denominada de Sistema Denudacional Aplainado, observa-se um intenso retrabalhamento da sub-bacia de Mocajuba e depósitos atuais.

8. O QUADRO ESTRUTURAL

O quadro estrutural aqui abordado diz respeito ao comportamento rúptil das rochas, principalmente em função de sua resposta aos esforços em situação próxima à superfície, associada ao quadro evolutivo mais recente e associado ao regime neotectônico. As estruturas se ajustam em domínios estruturais, totalmente decorrentes dos litotipos e de suas associações estratigráficas, apresentados a seguir.

8.1. OS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Os domínios estruturais são condicionados pelo embasamento, na porção oeste pelo Craton Amazônico (Compartimento I) e pela Faixa Araguaia a sul (Compartimento II), pela cobertura sedimentar associada à Formação Barreiras na porção norte (Compartimento III) e na região de Marabá (Compartimento IV), trecho de margem esquerda do Rio Tocantins, pelo segmento de cobertura cenozóica na margem direita do Rio Tocantins (Compartimento V), controlando sua distribuição. Finalmente, planícies aluvionares quaternárias na zona de confluência dos rios Tocantins e Araguaia (porção leste da área, a montante de São João do Araguaia (Compartimento VI), e na inflexão do rio Tocantins, região compreendida entre Marabá e Itupiranga (Compartimento VII) (Figura 07).

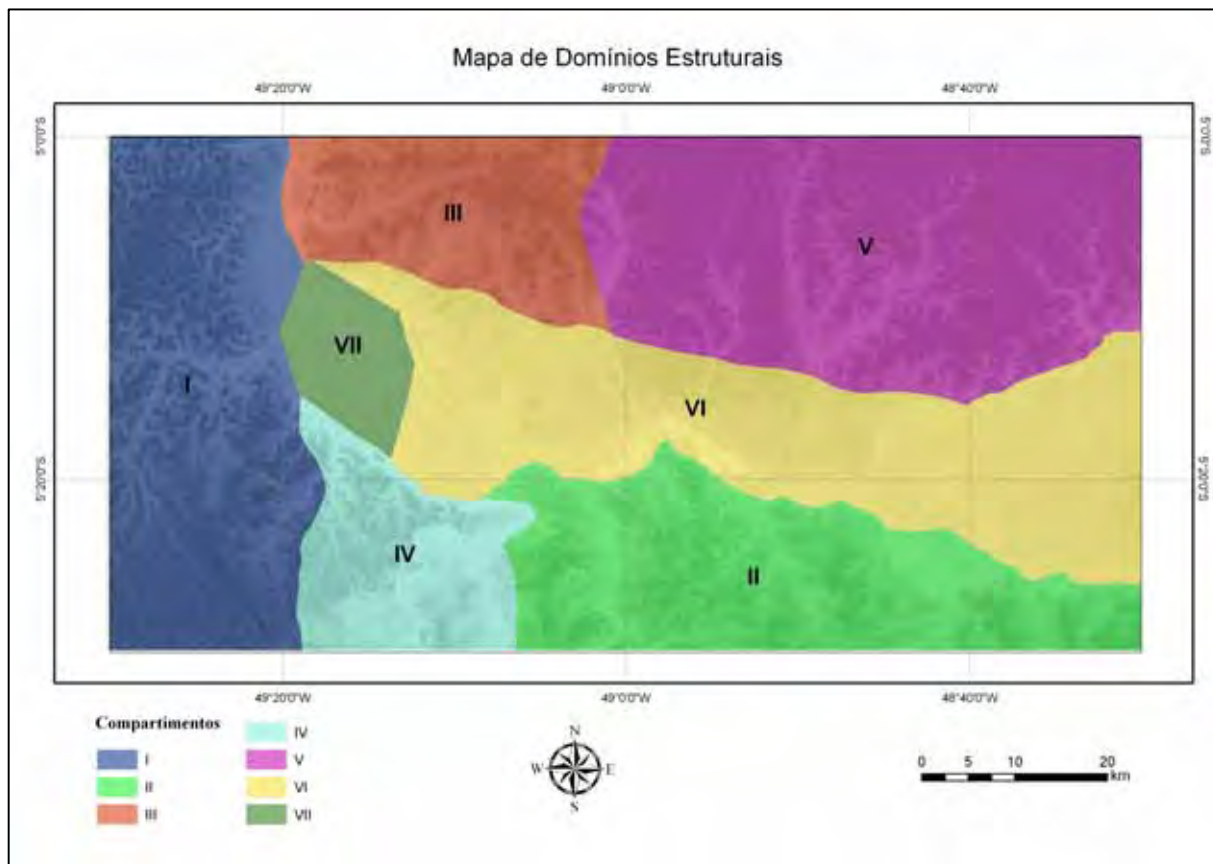


Figura 07: Mapa de Domínios Estruturais.

O **Compartmento I** é marcado pelas rochas do embasamento, correspondentes ao Cráton Amazônico. Apresenta grande número de lineamentos de relevo e de drenagem, condicionadas pelas estruturas das rochas. O destaque, porém, é o limite NS imposto às rochas, ao longo do qual se encaixa o Rio Tocantins pouco antes de alcançar a cidade de Itupiranga. Parece ser herança do limite entre o cráton e a Faixa Araguaia, porém a cobertura sedimentar da Formação Barreiras não permite a visualização deste contato. Na margem esquerda do Rio Tocantins, da confluência do Rio Vermelho para montante, até a cidade de Marabá, os sedimentos Barreiras são onipresentes, desde os contrafortes dos morros do embasamento até a margem do Rio Tocantins. O forte lineamento NS baliza esta ocorrência para leste e os conjuntos sedimentares e sua associação na parte norte, margem direita, indicam que este limite NS serviu de ombreira para a sedimentação Barreiras na região.

O **Compartmento II**, na porção sul e sudeste da área, é marcado por segmentos retilíneos de relevo, invariavelmente associados a rochas quartzíticas pertencentes à Faixa

Araguaia. Apesar deste forte controle estrutural dado pelos corpos rochosos, aparece fortemente interrompido pelos traços EW (em arranjo geral) que balizam segmentos retilíneos das margens do Rio Tocantins em vários pequenos trechos. A passagem da margem esquerda para a margem direita do Rio Tocantins mostra este controle, com a ocorrência de sedimentos cenozóicos (quaternários? Cenozóicos?) e da Formação Barreiras para norte.

O **Compartimento III** é marcado por sedimentos esbranquiçados do Grupo Barreiras, com preservação do perfil de alteração em diferentes níveis de truncamento, localmente preservando até a crosta laterítica em morros testemunhos, pequenas mesas e peões de topos achatados. Os sedimentos se associam a leques aluviais proximais a oeste, e apresentam progressivamente para leste sistemas anastomosados, meandantes e planícies de inundações locais, indicando passagem para leque aluvial distal em sistema fluvial com rios e lagos. Ao longo de todo o trecho de estrada entre o Rio Tocantins e a PA-150, na vicinal da localidade de Murumuru, estas rochas se mostram muito pouco ou quase nada fraturadas, a não ser por sistemas de contração e/ou expansão, em fraturas em arranjos de pontos triplos (mesmo assim, observadas em poucos afloramentos).

Na região compreendida entre Marabá e a confluência com o Rio Vermelho (definindo o **Compartimento IV**), a margem esquerda do Rio Tocantins mostra sedimentos da Formação Barreiras em porções elevadas, patamares bem controlados e dissecados, degrau de abatimento em direção ao rio (controlado por direção NW-SE) e margem retilínea fortemente controlada. Neste segmento, a Formação Barreiras apresenta feições de retrabalhamento, com discordâncias internas em sulcos erosivos com preenchimento, indicando exposição e erosão, com possível desenvolvimento de paleopavimentos. São reconhecidas também crostas lateríticas e perfil de alteração preservados, em processo de dismantelamento e perfis truncados.

A exposição em bons afloramentos ao longo da rodovia Transamazônica permite o reconhecimento de um grande número de falhas afetando estas rochas sedimentares, apontando para deformação tectônica controlando e influenciando no desenvolvimento e implantação dos cursos de drenagem e da paisagem. Estas serão objeto de apresentação e discussão logo adiante.

O **Compartimento V** é marcado por uma região rebaixada na margem direita do Rio Tocantins, limitada por forte lineamento estrutural WNW-ESE, ao longo do qual ocorre extensa cobertura cenozóica, arenosa e inconsolidada, com restos de carvão. O arranjo de relevo mais alto a NE e mais baixo a SW se ajusta a *landform* tectônico de abatimento do bloco a SW,

controlando a presença dos morros testemunhos a NE, no bloco alto, e a ocorrência de cobertura (depósito correlativo) no bloco abatido, sedimentado a partir da erosão do conjunto a NE. Segmentos direcionados NNE-SSW compartimentam este bloco abatido, aparentemente com rotação e basculamento de bloco com suave inclinação do relevo para NW, formando “degraus” incipientes. O “degrau” oriental baliza e limita o Compartimento VI. São raros e superficiais os afloramentos neste domínio, em função da baixa resistência dos sedimentos pouco consolidados.

Os últimos dois compartimentos se caracterizam pelas planícies de inundação atuais. O **Compartimento VI** marca o chamado Bico do Papagaio, na zona de confluência dos rios Araguaia e Tocantins. É claro o barramento do rio no “degrau” NNE-SSW, com o compartimento V, formando cordões e barras arenosas anastomosadas, acumuladas progressivamente a partir do barramento para E, isolando lagos alongados entre as barras arenosas.

Já o **Compartimento VII** representa parte da planície de inundação do Rio Tocantins, imediatamente a jusante de Marabá, fortemente controlada por limites retilíneos arranjados em padrão losangular, indicando bacia romboédrica ou rombo-graben, onde o Rio Tocantins se encaixou e deixou grande parte de sua carga sedimentar, na forma de cordões e barras arenosas, também, neste caso, isolando lagos alongados e aprisionados entre as barras.

O arranjo entre estes compartimentos e o seu controle na distribuição de sedimentos terciários e quaternários mostra a influência do padrão de fraturamento regional e da evolução das falhas, conforme discutido a seguir.

8.2. O PADRÃO DE FRATURAMENTO

Muitas foram as fraturas reconhecidas nos trabalhos de campo, porém em grandes áreas e grandes distâncias sem afloramentos não dá para reconhecer uma influência forte das fraturas, nem mesmo reconhecê-las no campo. O quadro do fraturamento geral engloba tanto juntas quanto falhas, exibindo uma grande distribuição e predomínio das fraturas subverticais (Figura 08). Predominam as fraturas ENE e NE, de alto ângulo de mergulho para NW, seguido de fraturas NNE também de alto ângulo para NW. O padrão NW-SE subvertical também comparece. Os últimos máximos estão direcionados próximos a EW, com mergulhos desde altos para N e para S até subverticais.

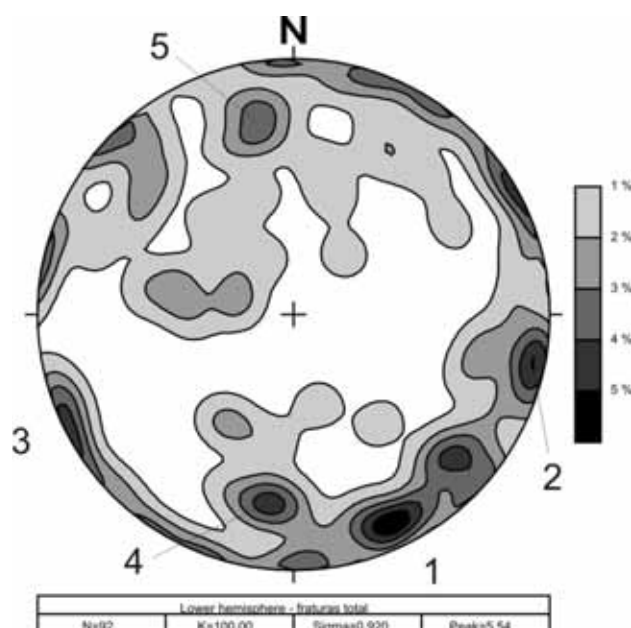


Figura 08: Estereograma de frequência dos pólos das fraturas (incluindo juntas e falhas) da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N65E/80NW; 2. N12E/85NW; 3. N25W/VERTICAL; 4. N82W/60NE; 5. N80E/65SE.

Este padrão de fraturamento reflete razoavelmente o arranjo dos lineamentos de drenagem reconhecidos e tratados por frequência de lineamentos (FIGURA 09 direita) ou mesmo de comprimento acumulado (FIGURA 09 esquerda).

É interessante que, neste quadro, apenas as fraturas NW-SE parecem se ajustar às feições de relevo (FIGURA 09B), provavelmente neste caso fortemente influenciado pelas intercalações de rochas mais resistentes, com contatos verticalizados, associados ao embasamento pré-cambriano.

A retirada das falhas deste conjunto de dados leva a um arranjo definido, apesar do pequeno número de medidas. São reconhecidos os máximos em torno de ENE-WSW, NW-SE, WNW-ESE e NE-SW, todos de mergulhos subverticais, nesta ordem de importância (Figura 10). O baixo número de medidas é decorrente de extensas áreas pouco ou nada fraturadas, localmente com o desenvolvimento localizado de zonas de fraturas.

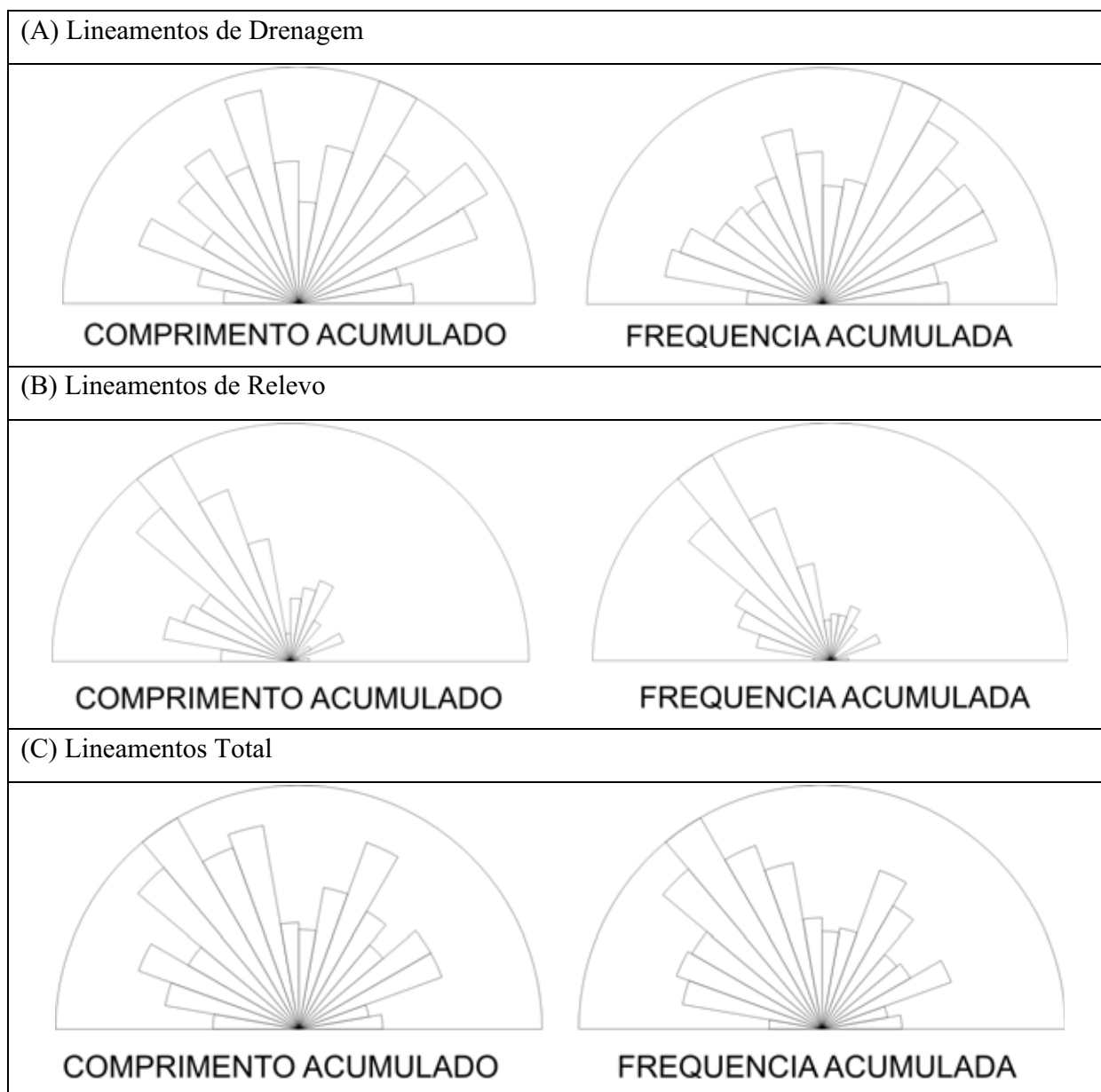


Figura 09: Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem (A), de relevo (B) e total (C), construídos a partir das interpretações das imagens remotas, interpretados a partir do comprimento acumulado (esquerda) e da frequência acumulada (direita).

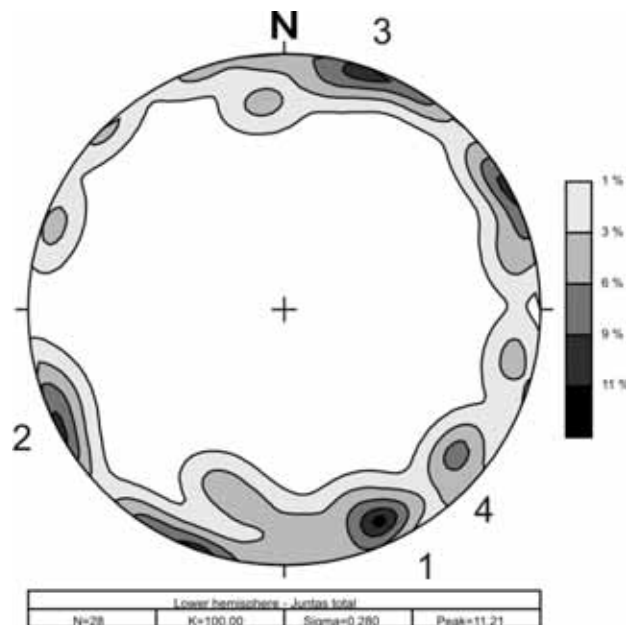


Figura 10: Estereograma de frequência dos pólos das juntas da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N65E/80NW; 2. N25W/VERTICAL; 3. N72W/88SW; 4. N40E/75NW.

8.2.1. As falhas

Neste quadro reconhecido, as falhas cumprem feição de destaque ocorrendo na forma de estruturas isoladas ou em conjuntos de estruturas (Figura 11) e também em função de sua associação com a paisagem, com a morfologia do terreno e com o ajuste da rede de drenagem, denunciando forte controle na evolução geológica mais recente e, assim, na evolução geomorfológica regional, como será demonstrado a seguir.

O número de falhas reconhecido é maior do que o de juntas. O processo de levantamento destas estruturas considerou a amostragem por famílias de juntas nos afloramentos (uma leitura de atitude por família de junta). Já para as falhas, o procedimento foi de, uma vez reconhecida, procurou-se obter as atitudes do plano de falha, da estria e do sentido de movimento. O resultado mostra um número de falhas três vezes maior que o de juntas. Ou seja, grande parte do fraturamento da área está registrado na forma de falhas, de pequenos rejeitos (decimétricos a métricos), que se concentram ao longo da margem esquerda do Rio Tocantins, principalmente a jusante da cidade de Marabá.



Figura 11: Conjunto de falhas normais de rejeito decimétrico, com blocos progressivamente abatidos para a direita da foto (abatidos no sentido NE), no sentido da Rodovia Transamazônica, em direção à margem esquerda do Rio Tocantins (Rod. Transamazônica).

Os dados, observados em conjunto (Figura 12), mostram uma distribuição muito grande, com vários máximos se distribuindo em torno das direções NNE-SSW a NE-SW e WNW-ESE a NW-SE, com mergulhos médios a altos até subverticais. Predominam as falhas normais, seguidas das falhas inversas. Poucas falhas apresentaram movimentos oblíquos ou direcionais.

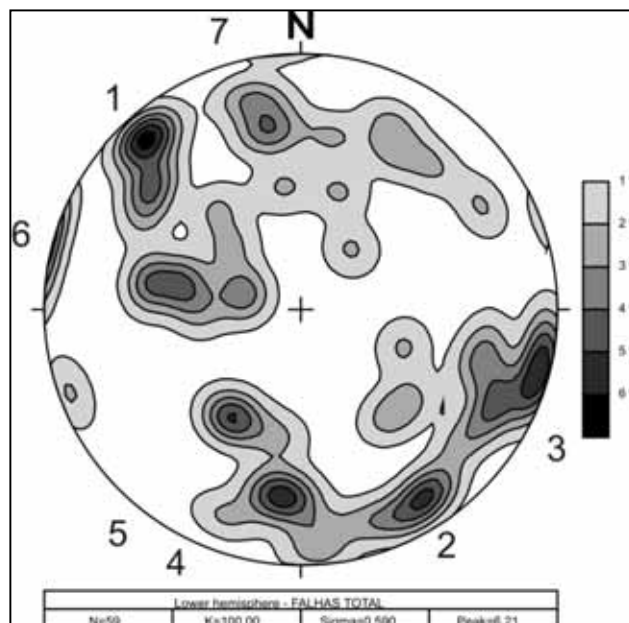


Figura 12: Estereograma de frequência dos pólos das falhas da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são:

1. N48E/78SE;
2. N55E/75NW;
3. N15E/85NW;
4. N85W/60NE;
5. N48W/42NE;
6. N10E/43SE;
7. N80E/63SE.

8.2.1.1. Falhas normais

As falhas normais constituem feições de destaque nos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica (Figuras 13 e 14) e ocorrem em maior número (Figura 15), predominando falhas com orientações próximas de EW e mergulhos médios a altos para N, ENE e SSE. Um segundo conjunto se destaca, com orientações ENE-SSW a NE-SW, e mergulhos altos para NW ou SE.

Esta visão do conjunto, no entanto, não é muito clara nem muito ajustada ao entendimento do controle regional. A diagramação efetuada a partir dos compartimentos e seus limites, separando conjuntos de falhas NNE-SSW a NE-SW, e WNW-ESE a NW-SE, permite uma melhor caracterização do papel destas falhas.

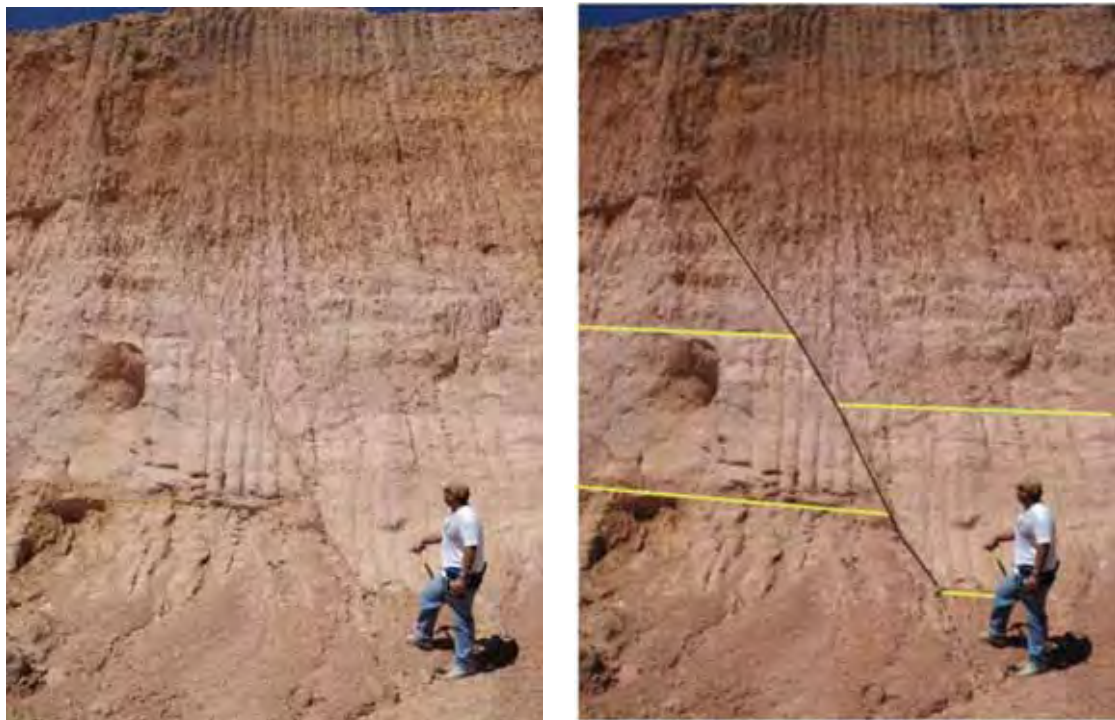


Figura 13: Falha normal em sedimentos da Fm Barreiras, com abatimento do bloco à direita (Rodovia Transamazônica).



Figura 14: Conjunto de falhas normais formando pares conjugados e estruturas em graben, *horste* e bloco abatido à direita, afetando sedimentos da Formação Barreiras (Rodovia Transamazônica).

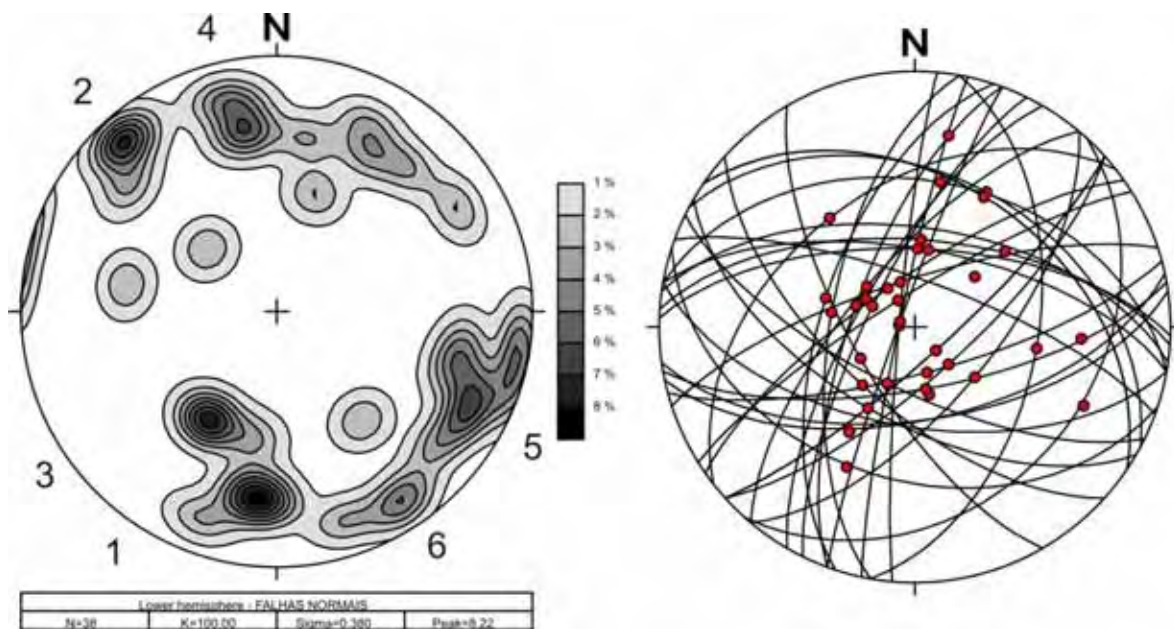


Figura 15: Estereograma de frequência dos pólos das falhas normais da área estudada (esquerda), em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N85W/60NE; 2. N48E/78SE; 3. N58W/40NE; 4. N80E/62SE; 5. N25E/73NW; 6. N53E/76NW . À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias (proj. hemisfério inferior).

Esta separação em dois conjuntos é ainda sustentada pela observação local de falhas sindeposicionais, algumas reconhecidamente afetando apenas o pacote sedimentar inferior (Figura 15), direcionadas NNE-SSW a NE-SW, e o segundo conjunto (WNW-ESE) afetando inclusive as crostas lateríticas e o perfil de alteração (Figuras 16 e 17), além de se ajustar ao quadro geomorfológico “fluvial”. Estas observações suportam, assim, uma separação dos conjuntos com base no seu tempo de formação, bem como na cinemática dos esforços atuantes na época de seu desenvolvimento.



Figura 16: Falha normal sindeposicional deslocando o pacote sedimentar inferior, com abatimento do bloco à direita. Notar que o conjunto superior não é afetado pela falha.



Figura 17: Falha normal deslocando a crosta laterítica em abatimento do bloco da esquerda.

Falhas normais NNE-SSW a NE-SW

As falhas direcionadas NNE-SSW a NE-SW mostram alto a médio ângulo de mergulho, com orientações bem marcadas em torno de dois máximos, N25E/72NW e N55E/76NW (Figura 18), com dispersão alcançando a direção N10E. Este conjunto de falhas apresenta orientações bem definidas, e as falhas reconhecidas afetam sistematicamente as rochas do Grupo Barreiras. São feições sistemáticas, repetitivamente reconhecidas ao longo da Rodovia Transamazônica. Os rejeitos são decimétricos a métricos e, pelo menos em alguns afloramentos visitados (Aflor. 8, 9, 10, 11), há indícios de deformação sin-deposicional, ou pelo menos controlando a sedimentação do pacote imediatamente superior (Figura 19 – Prancha de Fotos de falhas diversas).

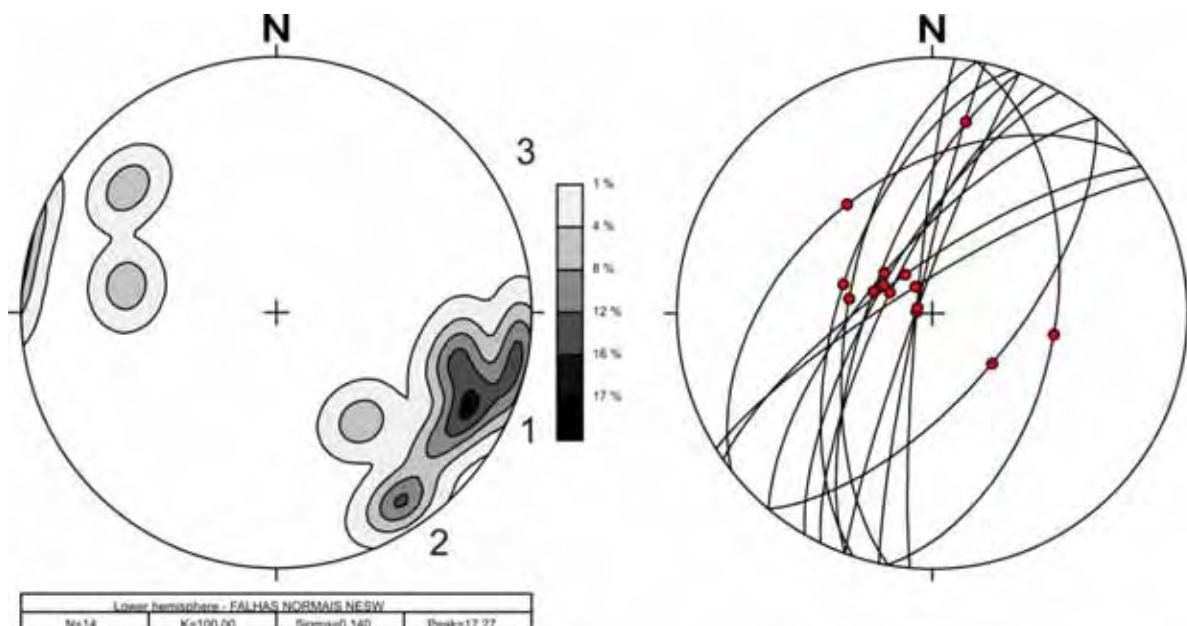


Figura 18: Estereogramas das falhas normais do conjunto NNE-SSW a NE-SW, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N25E/72NW; 2. N55E/76NW; 3. N18E/80NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias.

Falhas normais WNW-ESE

As falhas normais com direção no quadrante NW-SE também formam máximos bem definidos, indicados pelas orientações preferenciais N85W/63NE e N60W/40NE (Figura 20). É mais marcante, porém, o posicionamento das estrias, fortemente orientadas NNE-SSW. Foram reconhecidas principalmente ao longo da Rodovia Transamazônica, como falhas isoladas ou ocorrendo em grupo, paralelas a subparalelas em arranjos de abatimento sucessivo (Figura 21) em direção à margem do Rio Tocantins, numa clara evidência de controle estrutural por falha de bloco abatido a NE, encaixando e controlando, neste setor, o curso do Rio Tocantins e de sua sedimentação no local (Figura 22).



Figura 19: Prancha com 4 fotos de falhas deformando a Formação Barreiras, dos afloramentos 8,9,10 e 11.

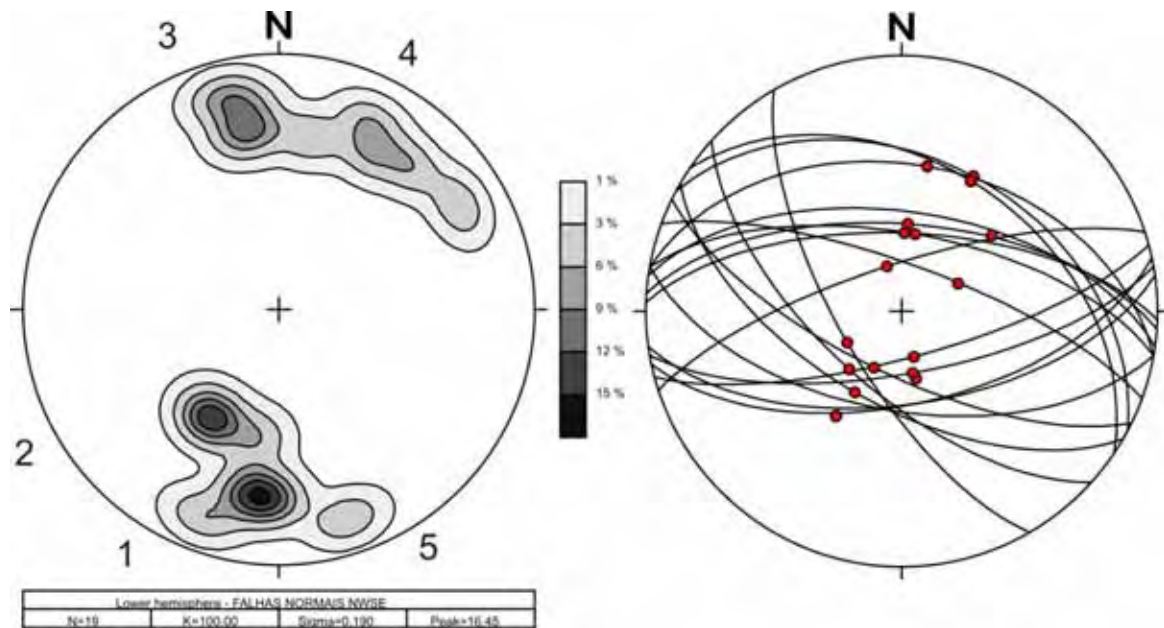


Figura 20: Estereogramas das falhas normais do conjunto WNW-ESE, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N85W/63NE; 2. N60W/40NE; 3. N80E/65SE; 4. N58W/64SW; 5. N70E/75NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias.



Figura 21: Prancha com 2 fotos de falhas deformando o Barreiras.

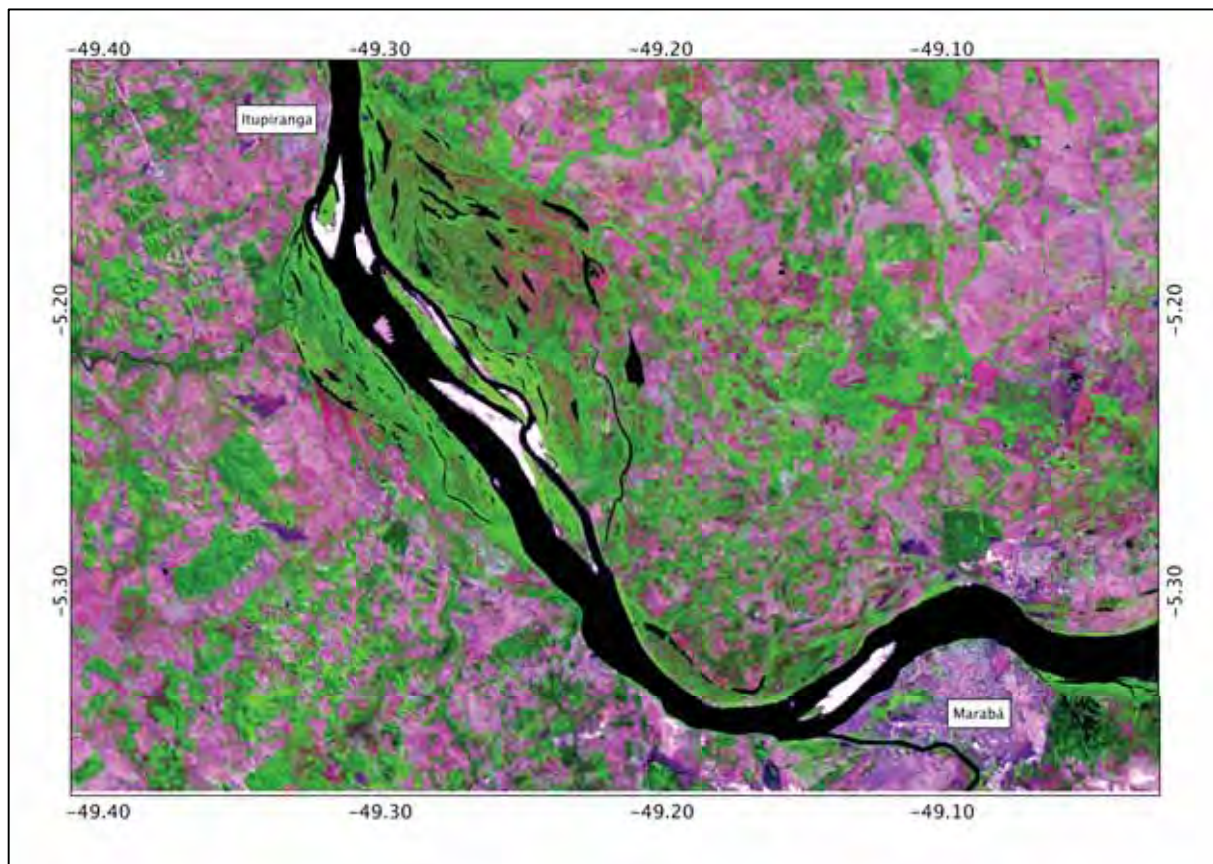


Figura 22: Imagem do sistema LISS III em *closeup* da borda SW da bacia romboédrica (Paleo-Canal do Tocantins), associado com traços de falhas.

Entre as falhas deste conjunto, cabe destacar, em função do quadro reconhecido pelos pesquisadores precedentes (COSTA et al., 1996; MELO Jr., 1998), as falhas que apresentam movimentação oblíqua (Figura 23), com direção próxima a NS, médio ângulo e mergulho e estrias com caimento para NE-SW. O movimento oblíquo reconhecido tem componente direcional destal, ajustando-se portanto ao quadro de falhas normais associadas com transcorrências destrais.

Desta forma, as falhas normais, além de terem sido reconhecidas em maior número, se arranjam em dois conjuntos muito bem estabelecidos, com direções diversas de eixos de paleotensões, como será discutido adiante.

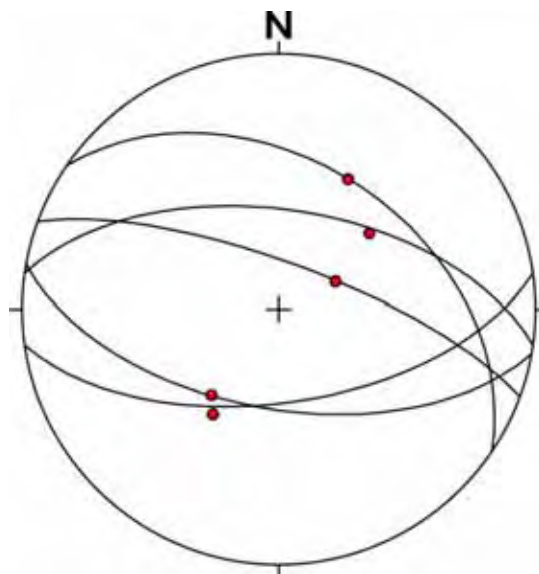


Figura 23: Estereograma da projeção ciclográfica das falhas normais oblíquas do conjunto WNW-ESE e respectivas estrias, em projeção no hemisfério inferior.

Falhas inversas

As falhas inversas representam o segundo conjunto em número de falhas reconhecidas. Apresentam uma distribuição dos seus pólos ao longo de uma guirlanda NW-SE, indicando uma variação das direções predominando no quadrante NE-SW. A orientação preferencial é N10E/40SE, com máximos subordinados em N15E/20SE, N36E/30SE e N60E/78NW (Figura 24).

Estas falhas inversas ocorrem como pares ou sistemas paralelos, como falhas isoladas ou ainda formando caixa de falha com 0,5 a 1m de largura, com brechação e fragmentação intensas, constituindo domínios cataclásticos com intensa alteração das rochas. No afloramento 23, os conjuntos de falhas afetam filitos pré-cambrianos, porém são rochas alteradas e os planos estriados se desenvolveram sobre hidróxidos de ferro (limonita / goethita – Figura 25), indicando francamente movimentação posterior ao desenvolvimento do perfil de alteração. No afloramento 33, foram reconhecidas também sobre rochas filíticas (da Faixa Araguaia), porém caracterizadas também como sendo desenvolvidas sobre as rochas alteradas (Figura 26).

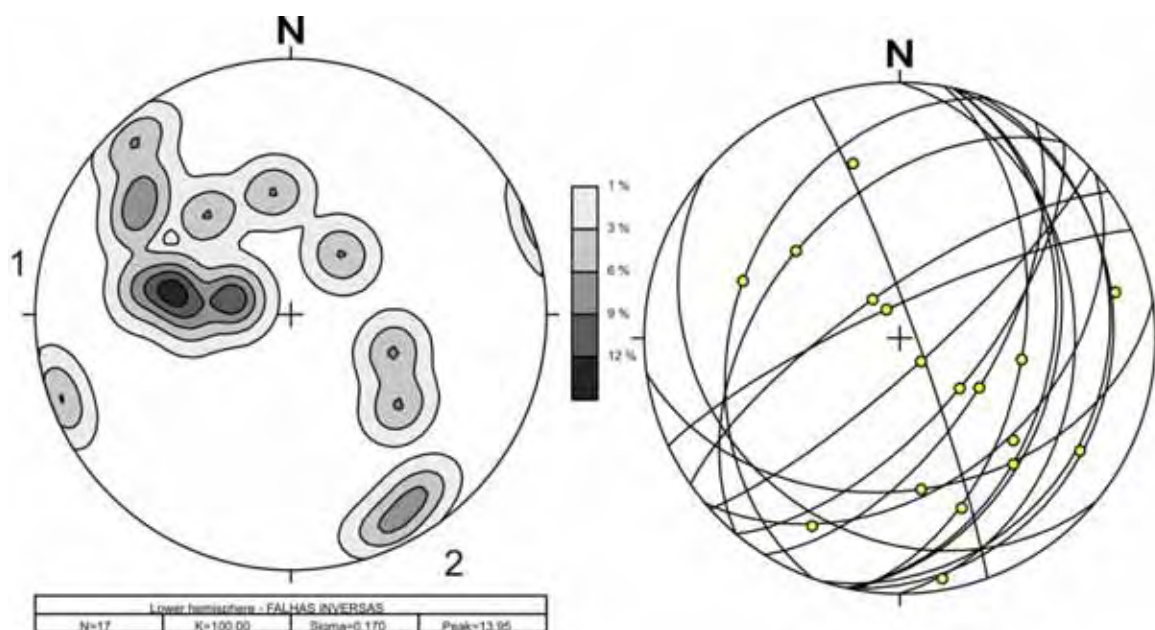


Figura 24: Estereogramas das falhas inversas reconhecidas na área, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N10E/40SE; 2. N15E/20SE; 3. N36E/30SE; N60E/78NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas inversas e respectivas estrias.

No afloramento 23, forma caixa de falha afetando o perfil de alteração, com larga faixa de rochas cataclásticas associadas, deformando o horizonte mosqueado ou plíntico (Figura 27), com desenvolvimento de intensa zona brechada (Figura 28).



Figura 25 – Par de falhas inversas afetando filitos alterados em afloramento na Rodovia Transamazônica (aflor 15), cortando os traços da foliação / bandamento composicional. Na esquerda, planos de falas inclinados para SE e SSE (lado esquerdo da foto). À direita, vista (de baixo para cima) do plano estriado de uma das falhas da foto ao lado, com estrias marcadas sobre o material ferruginoso da crosta laterítica.



Figura 26: Par de falhas inversas afetando filitos alterados da Fx Araguaia, em planos inclinados com baixo ângulo para ESE (afloramento 33, leste de Marabá).



Figura 27: Zona de “caixa de falha” de movimentação inversa no afloramento 23, afetando rochas graníticas alteradas e, principalmente, material argilo-arenoso com alteração de horizonte plíntico (ou mosqueado). Os planos de falhas mergulham com baixo ângulo para NW.



Figura 28: Detalhe da zona de “caixa de falha” de movimentação inversa no afloramento 23, exibindo a brechação intensa. Os planos de falhas mergulham com baixo ângulo para NW.

Falhas transcorrentes

Poucas foram as falhas transcorrentes reconhecidas, apenas 3 com movimentação destal e uma com movimentação sinistral (Figura 29). Entre estas feições, cabe destacar as falhas destrais com orientação EW, subverticais, apresentadas em trabalhos anteriores. A falha sinistral tem direção NNE-SSW, com alto ângulo de mergulho.

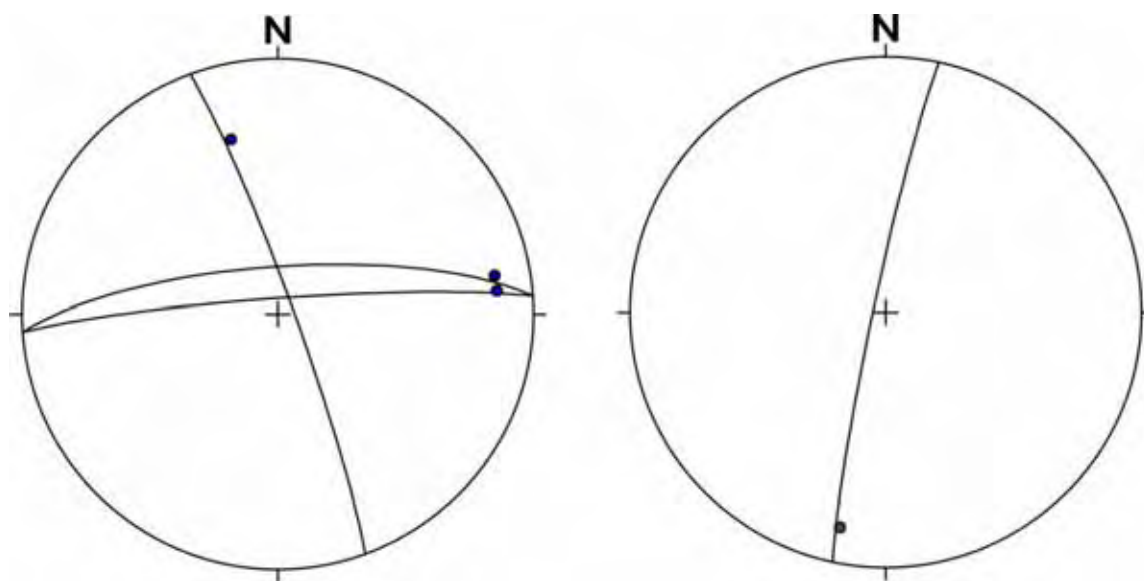


Figura 29: Estereogramas da projeção ciclográfica das falhas transcorrentes destrais (esquerda) e sinistrais (direita), com respectivas estrias, em projeção no hemisfério inferior.

8.2.1.2. Dobras

Este artigo versa sobre estruturas mais jovens, de importância para o entendimento do quadro tectônico mais recente. No entanto, a seguir serão descritas dobras, principalmente porque formam conjuntos de estruturas deformando a crosta laterítica, ou ainda representam dobras tardias associadas ou comprimidas entre empurrões sucessivos. Dobras reconhecidas como associadas às estruturas pré-cambrianas não foram consideradas neste caso.

As dobras da crosta laterítica foram reconhecidas no afloramento 13, na Rodovia Transamazônica, em cava explorada aparentemente para extração de cascalho. A laterita

desenvolveu-se sobre conglomerados, rica em seixos, e imatura, pois tem grande número de nódulos de sílica. Está fragmentadas em muitos blocos, em processos de dissolução ou desmantelamento, com crostas limoníticas / goethíticas em torno dos fragmentos, ou em nódulos. Apesar disto, é possível reconhecer as ondulações em sinformas e antiformas submétricas sucessivas (Figura 30).



Figura 30: Fotos de ondulações na crosta laterítica, interpretadas como dobras, em diferentes partes do afloramento 12, na Rodovia Transamazônica. As fotos da direita repetem as da esquerda, sobrepostas de um traço marcando os limites da crosta laterítica, desenhando parcialmente as dobras.

Os flancos foram lançados em estereograma (Figura 31), e formam um padrão consistente de distribuição (guirlanda ampla) e o eixo construído aponta para NE-SW, com baixa inclinação para NE.

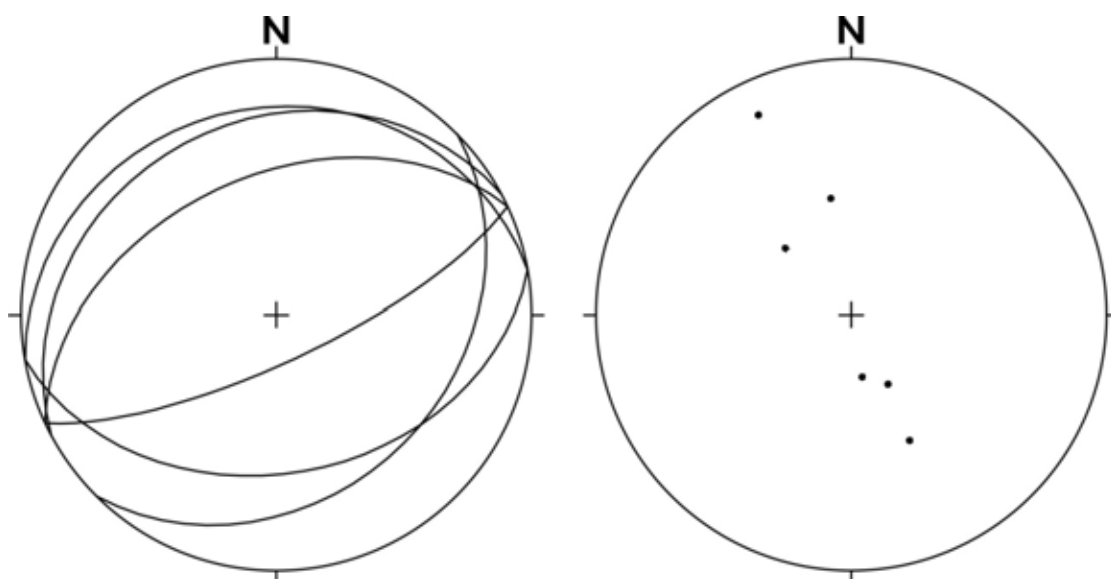


Figura 31: Estereogramas dos flancos das dobras na crosta laterítica, em projeção ciclográfica (esquerda) e distribuição marcada pelos polos (direita), em projeção no hemisfério inferior.

Ainda sobre dobras (ou suaves ondulações), no afloramento 11, em arranjo de bloco alto (*horst*) intermediário, com sedimentos grossos (conglomerados ou arenitos conglomeráticos) nos blocos abatidos, é possível reconhecer padrão de dobras muito suaves em camadas conglomeráticas mais contínuas, mas não foi possível medir seus flancos (Figura 32). Os eixos e planos axiais foram estimados e apresentam orientação paralela às falhas limitantes (laterais), eixos próximos a NNE-SSW subhorizontais e planos axiais subverticais (Figura 33). Outras dobras, também consideradas tardias, também mostram orientações NE-SW.



Figura 32: Fotos de ondulações suaves em camada conglomerática, em sedimentos da Fm Barreiras, interpretadas como dobras (Afloramento 12, na Rodovia Transamazônica). A foto inferior repete a superior, sobreposta por traços delimitando a camada de conglomerado, desenhando parcialmente as dobras. Notar falha normal na parte esquerda da foto, conglomerados alojados no bloco abatido.

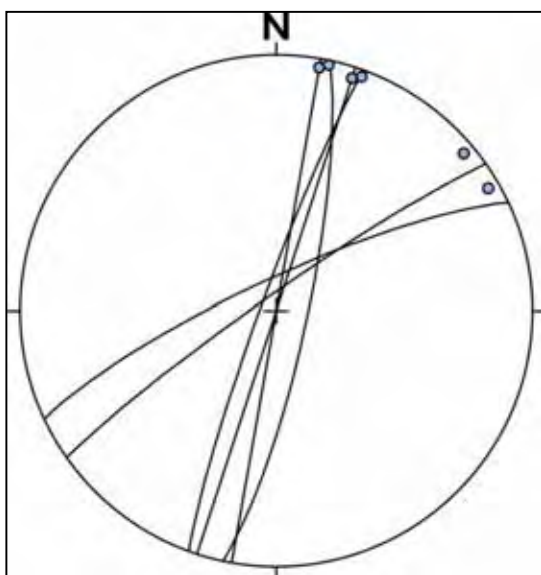


Figura 33: Estereogramas dos planos axiais (projeção ciclográfica) e eixos (pontos azuis) de dobras tardias, em projeção no hemisfério inferior.

8.3. O QUADRO EVOLUTIVO

A partir das estruturas reconhecidas e sua associação com os conjuntos lito-estratigráficos e feições geomorfológicas, é possível interpretar um quadro evolutivo, onde as feições tectônicas desempenham importante papel no controle da sedimentação da Formação Barreiras, na sua distribuição, recobrimdo as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico e da Faixa Araguaia, e no controle do desenvolvimento dos elementos de relevo e da implantação do sistema de drenagem.

8.3.1. Deformação na época da sedimentação Barreiras

A Formação Barreiras ocorre a partir de um lineamento de relevo NNE-SSW para Leste, lineamento este que encaixa o Rio Tocantins no seu curso inflexionado para a direção Norte. A partir desta estrutura, são reconhecidos sedimentos de leques aluviais, com muitos clastos do embasamento, em sequências sedimentares espessas que, progressivamente para leste, incluem pacotes sedimentares de canais, de planícies de inundação, de canais de fluxos. Esta mudança é acompanhada da diminuição da granulação e de camadas cada vez menos espessas. O modelo sedimentar é de leque aluvial proximal cada vez mais distais para a direção leste.

O lineamento também se ajusta às falhas NNE-SSW reconhecidas, algumas delas afetando apenas parcialmente camadas sedimentares, lembrando estruturas sin-sedimentares. Desta forma, as falhas NNE-SSE são reconhecidas como sindeposicionais à Formação Barreiras, a principal delas tendo formado relevo em bloco elevado a W, a partir do qual deve ter se instalado sistema de leques aluviais que progressivamente “empurrou” o Grupo Pirabas para norte, na região NE do Estado do Pará. Reativações do sistema de falhas estariam evidenciadas tanto nas falhas sindeposicionais quanto nos pulsos deposicionais, reconhecidos por paleopavimentos conglomeráticos e mesmo pelas estruturas de corte e preenchimento (sulcos erosivos) entre pacotes sedimentares sucessivos (FIGURAS 34, 35 e 36).



Figura 34: Foto de sedimentos da Formação Barreiras, com destaque para paleopavimento conglomerático, indicando pulsos sucessivos de sedimentação (Afloramento 01, Rod. Transamazônica).



Figura 35: Foto de sedimentos da Formação Barreiras, com destaque para paleopavimento conglomerático com feições de sulcos erosivos do pacote inferior, preenchidos por conglomerados retrabalhados e depositados antes do pulso deposicional superior – feição de corte e preenchimento (Afloramento 1, Rod. Transamazônica).



Figura 36: Detalhe de estrutura do tipo corte e preenchimento em sedimentos da Formação Barreiras, denunciando ciclo erosivo entre os sucessivos ciclos deposicionais. Rod. Transamazônica).

Paleotensões e evolução morfotectônica

O quadro de paleotensões para estas falhas, construído com o auxílio do software WINTensor e elaborado pelo método dos diedros retos, aponta para uma distensão WNW-ESE (Figura 37), com σ_3 posicionado em N60W/18, σ_2 S30W/07 e σ_1 subvertical, orientado em S80W/71. Este arranjo se ajusta com boa aproximação a estudos realizados no nordeste do Brasil, com indicações de distensão EW a WNW-ESE para a Formação Barreiras (GOMES NETO, 2007; SOUZA et al., 1999; SOUZA et al., 2008). Segundo estes autores, as falhas com orientação próxima a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin- a pós- deposicionais à Formação Barreiras. Este pulso deformacional é interpretado como associado aos Mioceno Inferior a Médio, em função das idades reconhecidas para os sedimentos da Formação Barreiras (ARAI, 2006).

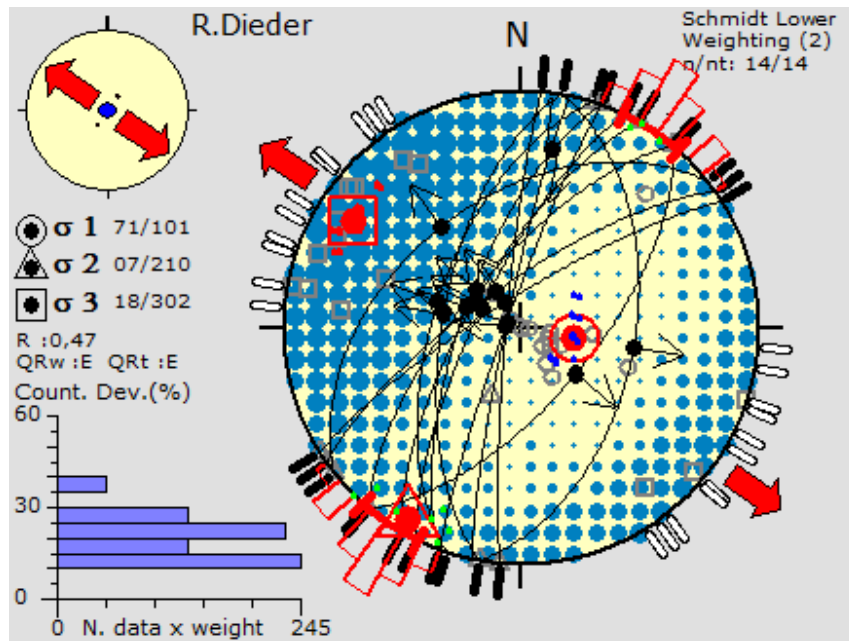


FIGURA 37: Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas NNE-SSW, interpretadas como associadas ao processo deposicional da Fm Barreiras (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

A partir da sedimentação Barreiras, os registros de crosta laterítica e perfil de alteração com desenvolvimento de horizontes intempéricos ferruginoso, plíntico ou mosqueados e pálido ou caolinítico, reconhecidos em todos os afloramentos da Formação Barreiras, indicam período de estabilidade e calmaria em ambiente tropical. Este período resultou em superfície de aplainamento reconhecida em grande parte da área, presente na forma de crosta laterítica em desmantelamento na porção SW (“gorgulho”), nas crostas lateríticas reconhecidas nos afloramentos ao longo da Rod Transamazônica, e nos morros testemunhos da porção norte central (Figuras 38 e 39), na margem direita do Rio Tocantins.



Figura 38: Morro testemunho com topo aplainado sustentado por crosta laterítica na região centro-norte da área (Afloramento 50).



Figura 39: Morro testemunho com topo aplainado sustentado por crosta laterítica na região centro-norte da área (Afloramento 52, estrada vicinal para a localidade de Murumuru).

No domínio IV, nos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica desde Marabá até o Rio Vermelho, e nas estradas que saem da Rodovia para Sul e Sudoeste, topos aplainados são comuns e a laterita em desmantelamento forma um “cascalho”, chamado localmente de “gorgulho” (Figura 40), e usado para a pavimentação das estradas de terra. A ocorrência desses

topos aplainados e da laterita denuncia um aplainamento generalizado e a formação de uma superfície pós-sedimentação da Formação Barreiras.



Figura 40: Crosta laterítica dismantelada, utilizada na região para pavimentação das estradas de terra, conhecido localmente como “gorgulho” (Afloramento 34).

De acordo com Costa et al. (1991), os sedimentos da Formação Barreiras foram intemperizados no Pleistoceno, desenvolvendo perfis lateríticos maduros a imaturos reconhecidos em toda a Amazônia. É sobre este cenário que se desenvolveu o segundo conjunto de falhas. Na região estudada, é possível reconhecer um grande conjunto de falhas normais que afetam as rochas da Formação Barreiras, mas que também truncam o perfil de alteração e as lateritas. De acordo com o quadro regional estabelecido anteriormente, estas falhas devem estar associadas a sistemas transcorrentes e domínios de falhas de empurrão (COSTA et al, 1991, 1996, MELO Jr., 1998, entre outros).

As falhas normais deste conjunto têm direção preferencial próxima a WNW-ESE, com caimento para ambos os quadrantes. O estudo das paleotensões para este conjunto indica um posicionamento de σ_1 próximo da vertical, σ_2 em N55W/02 e σ_3 em N35E/03, marcando a direção de distensão para o conjunto de falhas (Figura 41).

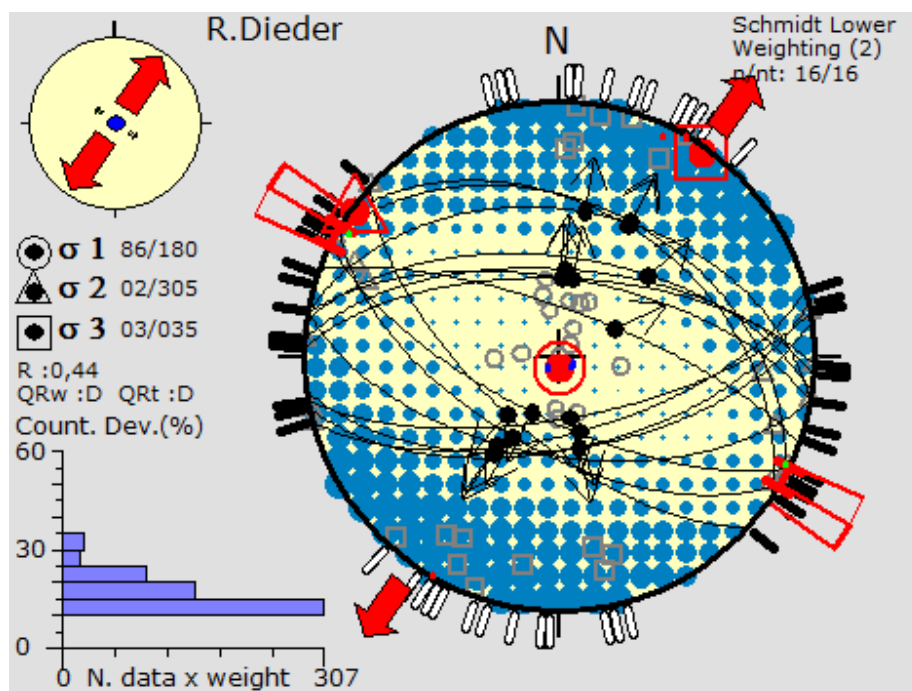


Figura 41: Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas WNW-ESE, interpretadas como associadas ao processo de implantação do quadro geomorfológico atual (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

Este sistema de falhas apresenta mais de um pulso evolutivo, tendo provocado inicialmente o abatimento do bloco central da margem direita do Rio Tocantins, marcando o limite retilíneo entre os compartimentos III e V, com abatimento deste último. As coberturas presentes no Compartimento V são arenosas e inconsolidadas, oriundas da dissecação das rochas da Formação Barreiras do Compartimento III. As falhas deste conjunto, na margem esquerda do Rio Tocantins, mostram um abatimento sucessivo de blocos para NE, levando ao principal bloco abatido na forma de bacia romboédrica (Figura 22), onde se encaixa a planície aluvionar do Rio Tocantins.

A esse respeito, cabe destacar que parte das falhas apresenta rejeito oblíquo, com componente de movimentação direcional destal, também apontando para associação entre as estruturas deformacionais e para um processo de partição da deformação em função da orientação dos planos principais em relação aos esforços regionais.

O outro conjunto rúptil que também deforma as lateritas é representado por falhas de empurrão ou falhas inversas, cuja orientação preferencial está em torno da direção NE-SW, com mergulhos médios a altos para NW ou SE, e poucas de baixo ângulo de mergulho. Sistemáticamente, estas estruturas truncam o perfil de alteração laterítico, indicando uma atividade também jovem. Foram reconhecidas nas rochas na margem esquerda do Rio Tocantins, principalmente na região de Marabá, e algumas afetam as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, já alteradas.

O estudo das paleotensões para estas estruturas indica um quadro compressivo com σ_1 horizontal, na direção N45W, σ_2 N45E/horizontal e σ_3 vertical (Figura 42).

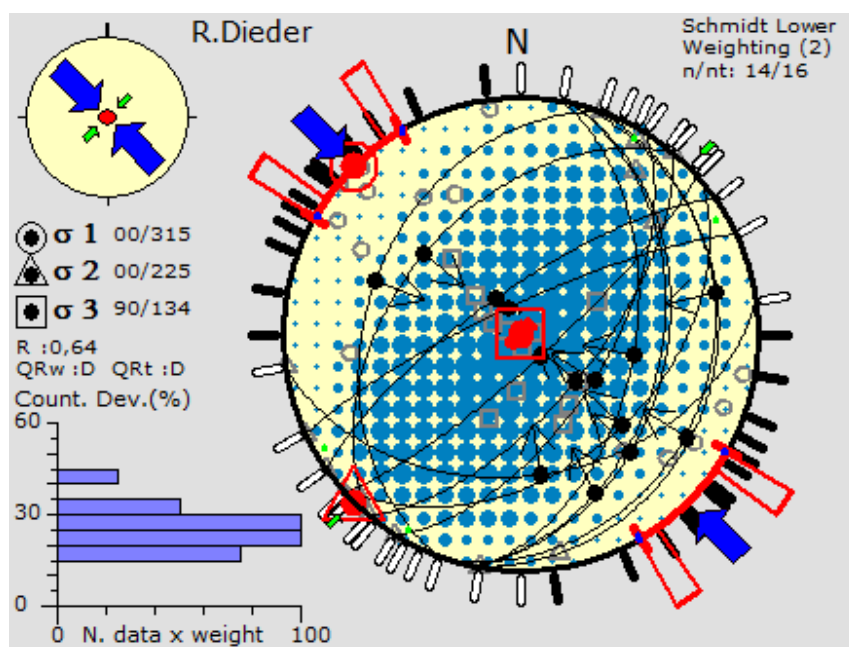


Figura 42: Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas inversas (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

Pelo menos em parte, para as falhas inversas de alto ângulo de mergulho, há indícios de se tratarem de falhas normais reativadas pois, a partir de seus limites em blocos alto e baixo sucessivos, é possível reconhecer “dobras” ou ondulações suaves de camadas conglomeráticas, mostrando um encurtamento do pacote sedimentar (dobras descritas anteriormente). Os eixos e

planos axiais destas dobras, bem como das dobras da crosta laterítica, indicam encurtamento NW-SE, compatível com os eixos de paleotensão das falhas inversas.

Poucas falhas transcorrentes foram reconhecidas, apenas três destrais e uma sinistral, não sendo possível fazer um tratamento adequado. Certamente são necessários mais dados para sua compreensão total. No entanto, as falhas transcorrentes destrais direcionadas próximas a EW são importantes, principalmente pelo reconhecimento anterior (COSTA et al., 1996; MELO Jr, 1998). No quadro geral, elas também dão suporte para a interpretação regional, como será visto a seguir.

As falhas normais do segundo conjunto e as falhas inversas deformam as rochas da Formação Barreiras e truncam o perfil de alteração, por isso foram interpretadas como mais jovens e relacionadas ao quadro neotectônico. A presença de falhas transcorrentes destrais nos modelos evolutivos regionais também indica esta associação, de forma que elas são interpretadas nesta direção, neste mesmo sentido. Um grupo de estruturas decorrentes de um quadro evolutivo regional, neotectônico, com partição da deformação em segmentos distensivos (que em sua associação regional com estruturas transcorrentes destrais, deve ser visualizado como transtensivo ou transtrativo) alternados com segmentos compressivos (ou transpressivos).

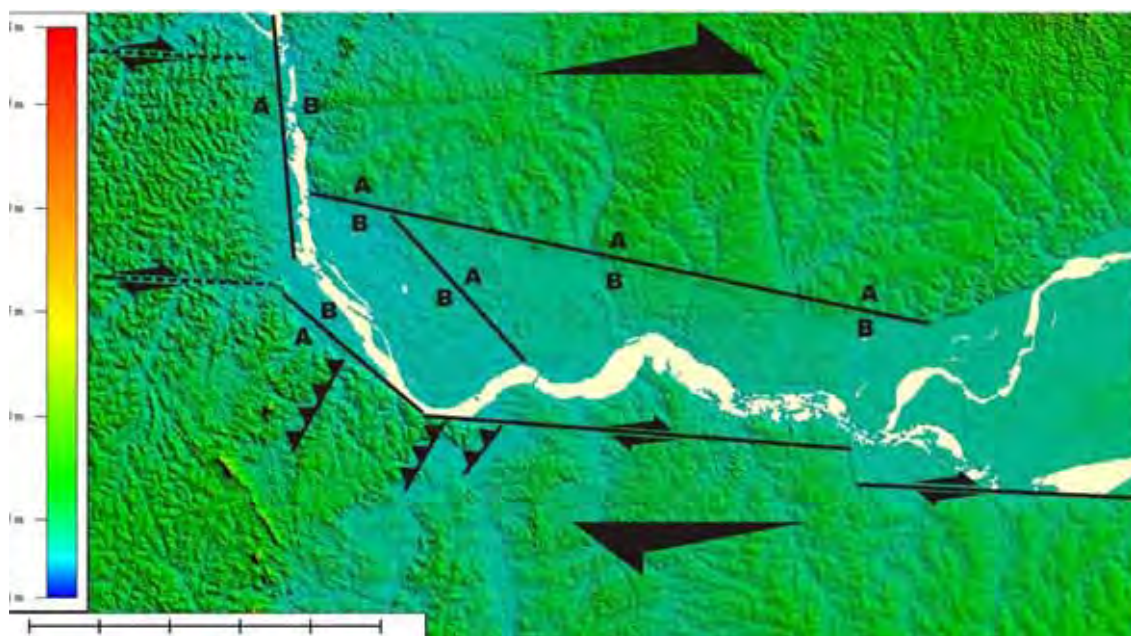


Figura 43: Compartimentação morfotectônica da região de Marabá (PA), com indicação dos principais traços de falhas neotectônicas reconhecidos (falhas transcorrentes destrais, falhas normais e falhas inversas).

A figura 43 mostra esta interpretação em compartimentos morfotectônicos, condicionados por uma deformação principal transcorrentes destal direcionada EW, vertical, onde segmentos abatidos são controlados por falhas normais WNW-ESE a NW-SE, de caráter normal e caracterizando domínios transtensivos. O exemplo mais clássico é a bacia romboédrica que encaixa o Rio Tocantins (Paleo-Canal do Tocantins). Na margem esquerda, com relevo mais alto, até a região de Marabá, domínio atual com ocorrência de falhas de empurrão, caracterizando domínio transpressivo. Salienta-se que, na porção leste de Marabá, os metassedimentos da Faixa Araguaia afloram, sem a “cobertura” Barreiras, sendo ali reconhecidas falhas de empurrão deformando as rochas alteradas. Esta feição também indica um soerguimento (mesmo que de pequenas proporções), levando à erosão da possível cobertura (então existente), decorrentes do papel das falhas de empurrão no terreno. Poucas falhas transcorrentes foram reconhecidas, possivelmente porque, em afloramento de cortes de estrada, não promovem deslocamento reconhecível (separação vertical).

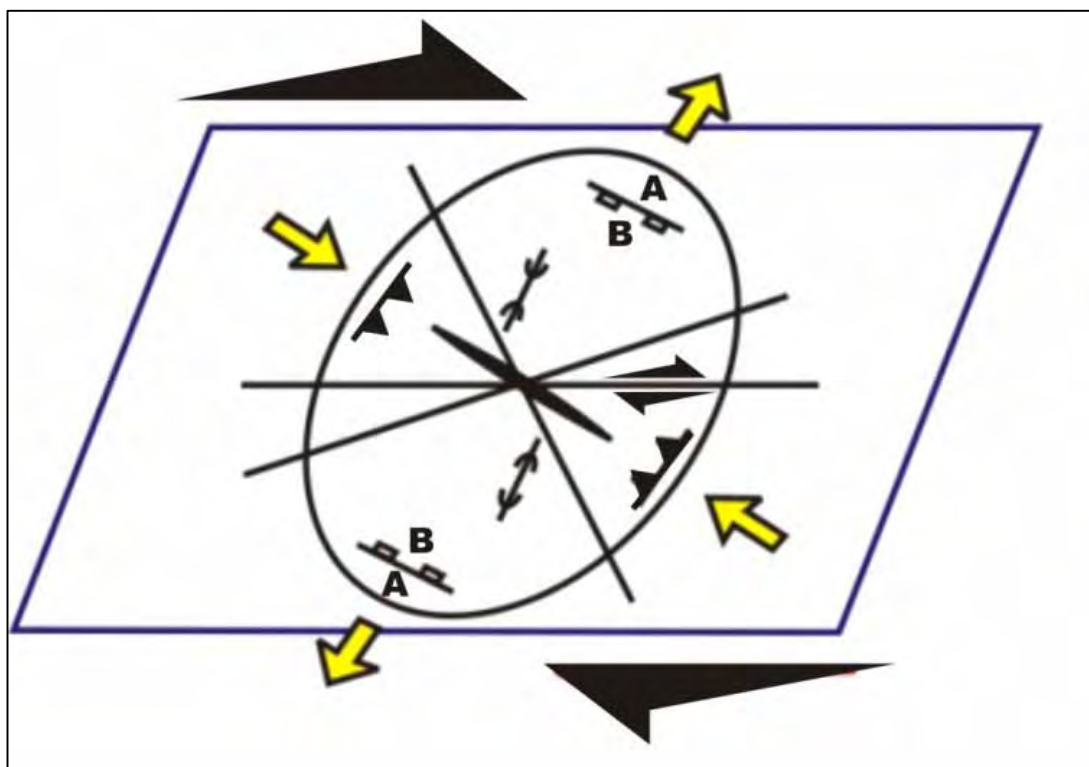


Figura 44: Modelo de deformação de Riedel em binário destal EW vertical, com partição da deformação e desenvolvimento de falhas transcorrentes destais EW, de falhas normais NW-SW e falhas inversas e dobras NE-SW.

O arranjo reconhecido pode ser associado ao modelo de deformação de Riedel para sistema transcorrente destal (Figura 44), onde as falhas transcorrentes associadas predominariam com a direção EW, na direção NW-SE predominam as estruturas trativas, entre elas as falhas normais, e na direção NE-SW, as falhas de empurrão e as direções axiais das dobras. Este regime tectônico é muito semelhante àquele apresentado anteriormente (COSTA et al. 1996, MELO Jr., 1998), e por vários autores que o sucederam para a região Amazônica, para a região de Marabá, e por Hasui e colaboradores em diversos trabalhos no território brasileiro. Se ajusta ao quadro neotectônico para o território brasileiro e é interpretado como decorrente da movimentação da Placa Sul-Americana para NW e sua interação com a Placa de Nazca à W e com a Placa do Caribe a NW.

9. CONCLUSÕES

Após cumpridas as fases de integração de dados de sensores remotos, lineamentos de relevo e drenagem para delimitação dos domínios morfoestruturais, com informações tectono-estruturais obtidas diretamente em campo, nota-se uma forte influência da tectônica recente no quadro evolutivo regional para a região de Marabá. Em parte, foi possível identificar importante reativação de estruturas mais antigas, tanto do Cráton Amazonas quanto do Cinturão Araguaia.

Essas reativações são observadas principalmente sobre o limite do Cráton antigo Arqueano com a faixa móvel neoproterozóica, que é recoberto com sedimentos siliciclásticos miocênicos atribuídos à Formação Barreiras e extensos depósitos aluvionares (Quaternários). Ainda sobre a cobertura sedimentar miocênica, desenvolveram-se extensas áreas de aplainamento (Figura 45), bem como o perfil de alteração laterítico imaturo (COSTA, 1996) e crosta ferruginosa, atribuída ao período Neógeno. As falhas que cortam essas lateritas e os perfis de alteração possuem forte controle estrutural, com formação de Domínios Transtensivos, caracterizados por blocos abatidos, bacia romboédrica (Paleo-Canal do Tocantins), bem como a formação de arranjos transpressivos locais.

As consequências da movimentação neotectônica na região manifestam-se diretamente no relevo e na forma geral da rede de drenagem, definindo muitas feições morfológicas que podem ser utilizadas como indicadoras de estilo, magnitude e taxa de movimentos tectônicos.



Figura 45: Fotografia panorâmica da Bacia Romboédrica, conhecida localmente como Paleo-Canal do Rio Tocantins. Rodovia BR-230, km 40 de Marabá com direção à Itupiranga.

A reconstrução local, com indicação de distensão próxima a NNE - SSW, associada a esforços compressivos NS, seguida por distensão ENE-SSW, com esforços EW, se aproxima muito do quadro reconhecido inicialmente por Saadi e Torquato (1992), reapresentado por Sousa et al. (1999) para a região de Ponta Grossa / Icapuí, e Gomes Neto (2007) para a região do baixo vale do Rio Jaguaribe, no Ceará. Os resultados podem ser comparados àqueles apresentados por Bezerra e Vita-Finzi (2000) para a região Nordeste do Brasil, com esforços compressivos direcionados entre NW-SE e WNW-ESE, e diedros distensivos correspondentes orientados em NE-SW a NNE-SSW. Podem ser comparados também aos resultados mostrados por vários pesquisadores nas regiões norte e sudeste do país.

Desta forma, estas estruturas são interpretadas como resultantes do regime neotectônico atuando sobre as rochas miocênicas da Formação Barreiras, na região de Marabá, associado a binário dextral transcorrente com direção próxima a EW, vertical, cuja componente de esforços distensivo estende-se na direção NNE-SSW, afetando principalmente o Rio Tocantins e formando as principais anomalias de drenagem da região. Este regime é responsável pela formação das falhas, pela deformação das rochas da Formação Barreiras e pela formação do padrão de faturamento principal reconhecido naquelas rochas, promovendo então falhas de pequeno e médio deslocamento para acomodar a deformação.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No mapeamento geológico realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e divulgados por meio digital (DVD do Programa SIG-PARÁ, lançado em 2008 durante o 44º. Congresso Brasileiro de Geologia) e analógico (Relatório Impresso e Mapa Geológico do Estado do Pará), as unidades geológicas descritas não ajustam com os conjuntos lito-estratigráficos mapeados na área de estudo deste trabalho, dentro da Folha Marabá, escala 1:250.000 (SB-22-X-D). Como exemplo, na região entre as cidades de Marabá e Itupiranga está cartografada a Formação Itapecuru (Albiano da Bacia do Paraíba), bem como não são descritos os litotipos relacionados ao Grupo Tucuruí (Formação Morrote), nem os depósitos terciários (Formação Barreiras). Os limites dessas unidades são deficientes, pois os dados foram desenvolvidos em escala pequena (1:2.500.000) e depois ampliados para escala grande (1:250.000). O primeiro artigo desta tese mostra a atual situação espacial das unidades geológicas na região.

O atual cenário socioeconômico da região de Marabá atravessa um intenso crescimento, o que demanda uma melhor ordenação do território e utilização dos recursos naturais disponíveis em curto/médio espaço de tempo. Grandes obras de engenharia estão previstas para início ainda nesta década, são elas: porto fluvial com volumosa capacidade, hidrovía Araguaia-Tocantins, Pequenas Centrais Hidrelétricas – PCH's (nos rios Tocantins e Itacaiúnas), instalação de empresa de grande porte para transformação do ferro proveniente das muitas siderúrgicas instaladas na região, duplicação de estradas e ferrovias, expansão urbana, expansão industrial, etc.

Para a implantação dessas grandes obras, serão necessárias grandes quantidades de insumos minerais. Tais insumos deverão ser obtidos em áreas próximas à zona urbana de Marabá, bem como podem ser extraídos dos próprios canais dos principais rios, como os minerais de classe II (areia, seixos e argila). Os governos municipais e estadual deverão ordenar, licenciar e fiscalizar essa extração, para evitar maior degradação ambiental, haja vista que é uma região historicamente já bastante degradada pela extração de argilo-minerais das margens dos rios Itacaiúnas e Tocantins. Para essa atividade, será de extrema importância um conhecimento acurado do substrato geológico e geomorfológico.

O segundo artigo desta tese apresenta, de forma sistemática, a utilização de imagens de radar do SIPAM no reconhecimento e na cartografia geomorfológica na região de Marabá. Além da importância social, política e econômica, os rios e seus padrões propiciam

informações relevantes sobre o meio físico, em especial refletem o contexto geológico e geomorfológico, além de seus condicionamentos com o clima, a pedogênese e os ambientes fito-fisionômicos, no sentido de prover informações dos recursos naturais de uma região. Tais conhecimentos são relevantes na execução de obras de engenharia, como acontece nas usinas hidrelétricas, além de indicar implicações no planejamento agrícola, zoneamento ecológico - econômico, potencial geoambiental, etc. Seguindo esse raciocínio, as bacias de drenagem constituem a principal unidade para estudos de macrozoneamento ambiental e de zoneamento ecológico - econômico, de grande aplicação atual, e portanto de significativa relevância no estudo do meio ambiente.

A região do Paleo-Canal do Tocantins, como é localmente conhecida a bacia romboédrica descrita entre as cidades de Marabá e Itupiranga, na inflexão do Rio Tocantins para N, apresenta características ambientais únicas. Os mais de 70 lagos já catalogados nos terraços fluviais, abrigam uma grande biodiversidade retida, aprisionada a séculos, e ainda muito pouco estudadas. Espécies de primatas, peixes e plantas únicas já foram identificadas pela Fundação Casa da Cultura de Marabá, porém, ainda há muito a ser descoberto. A região conhecida como Bico do Papagaio (confluência dos rios Tocantins e Araguaia) apresenta uma característica semelhante, porém, é ainda menos conhecida.

Os efeitos da neotectônica podem ser diretamente reconhecidos em rochas consolidadas, por onde os sistemas de canais e a rede de drenagem têm traçado seu curso e ajustam-se através da variedade de resistência das rochas que compõem a superfície. Os melhores exemplos são os vários tipos de sistema de drenagem; por exemplo, uma rede de drenagem retangular formada como resultado da interseção de conjuntos de juntas ou falhas, e a rede de drenagem em treliça, desenvolvida em camadas dobradas.

Em muitos casos, na região de Marabá, o efeito da estrutura e da tectônica é um fato real, que controla o relevo e a rede de drenagem. No entanto, deve haver um longo período de tempo de ajuste para que os canais na rede de drenagem respondam às influências tectônicas. Se a deformação foi rápida e recente, houve uma ruptura do sistema de rios atuais, que podem refletir as suas principais anomalias (Paleo-canal e Bico do Papagaio). A deformação pode não ser contínua, ou seja, pode ser episódica, acompanhada ou não por abalos sísmicos.

O terceiro artigo desta tese apresenta a deformação dútil imposta nas rochas miocênicas e nos perfis de alteração existentes (níveis conclomeráticos e lateritas imaturas), evidenciando uma importante movimentação provocada por forças e tensões a qual as rochas

estão submetidas. Essas tensões tem que ser entendidas a fundo, pois as obras de engenharia previstas podem sofrer problemas estruturais ainda na sua construção. A reconstrução de paleo-tensões local mostra distensão próxima a NNE - SSW, associada a esforços compressivos NS, seguida por distensão ENE-SSW, com instalação da atual rede de drenagem e dos depósitos correlativos, formando ampla área sedimentar aluvionar recente.

Por outro lado, este trabalho apresenta uma sistemática de utilização de dados espaciais diversos em ambiente SIG. Esses dados devem ser, a partir desse momento, melhor utilizados, para a extração de informações geológicas e ambientais, para um melhor ordenamento do território.

As possibilidades de integração de imagens R99b-SAR com sensores ópticos são muitas, e podem beneficiar a visualização de informações diversas sobre a superfície terrestre. Tal ferramental tecnológico, *softwares* e dados de sensores remotos diversos podem ajudar no monitoramento e mapeamento e no planejamento da superfície. Um tipo de produto de sensor remoto, no caso, as imagens R99b-SAR, podem ser de grande utilidade em mapeamentos geológicos e geomorfológicos em escala de detalhe. Outras informações associadas aos dados SAR, como por exemplo, dados geoquímicos, geofísicos e geocronológicos, abrem um vasto leque de possibilidades no mapeamento regional e no monitoramento ambiental ainda pouco explorados.

5. REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro, Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 197 p. 1965.

ABREU, F.A.M. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais... Recife: SBG, 1978. v. 2, p. 539-545.

ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4., 1994, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG, 1994. p. 1-4.

ALMEIDA F.F.M., MELCHER G.C., CORDANI V.G., KAWASHITA K., VANDOROS P. Radiometric age determination from Northern of Brazil. Bol. Soc. Bras. Geologia, São Paulo, 7:3-14. 1968.

ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Review, 17: 1-19. 1981.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas...Campina Grande, SBG, p. 363-391.

ALVARENGA, C. J. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. Paraguay and Araguaia Belts, In: Cordani U., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos Neto M. C., Eds./ Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro -RJ, 183-193p. 2000.

AMARAL G. Radar de Visada Lateral. In: Manual de Sensoriamento Remoto com Ênfase em Geologia, CNPq, INPE - Comissão Técnico Científica de Sensoriamento Remoto, p. 173-209. 1982.

AMARAL, G. Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica. 1974. 212 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

ANDRADE, N.S de O.; SANTA ROSA, A.N.. O novo sistema SAR multipolarimétrico aerotransportado brasileiro. In: 1ª Reunião de Coordenação das Atividades de Planejamento, Execução e Produção de Imagens de Missões de Sensoriamento Remoto realizadas pelas aeronaves R-99B e R-95. Censipam: Brasília, DF. Apostila. 2005.

ARAI, M. GÓES, A; ROSSETTI, D. F. Análise Palinológica da Formação Barreiras, Maranhão.. In: XI CONGRESSO DA ABEQUA, 2007, BELÉM. CD-ROM DO XI CONGRESSO DA ABEQUA, 2007.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

ARCANJO S. H. S, MOURA C. A. V. Geocronologia pb-pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). Revista Brasileira de Geociências 30(4):665-670, dezembro de 2000.

ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. de France, 7 (XI): 729-737. 1969.

AZEVEDO R.P. Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin basins. Tese de Doutorado, Royal School of Mines Imperial College, London, 412 p. 1991.

BARBOSA, G.V.; SILVA, T.C. DA; NATALI FILHO, T; DEL'ARCO, D.M.; COSTA, R.C.R. da. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto Radambrasil. Boletim Técnico, Série Geomorfologia. Salvador n. 1, p. 187, out. 1984.

BARBOSA, G.V.; SILVA, T.C.DA; NATALI FILHO, T; DEL'ARCO, D.M.; COSTA, R.C.R. da. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto Radambrasil. Boletim Técnico, Série Geomorfologia. Salvador n. 1, p. 187, 1984.

BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES M. S. Tectônica e paleogeografia da calha do Rio Amazonas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos... Porto Alegre: SBG/RS e CPGQ/ UFRGS, p 419-420.

1995.

BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ARTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. Sismicidade do Brasil. IAG-USP, 320p. 1984.

BEZERRA, F.H.R. Neotectonics in northeastern Brazil. Ph.D. Thesis, University College London. 208p. 1998.

BEZERRA, F.H.R., AMARO, V.E., VITA-FINZI, C. AND SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 61-75. 2001.

BEZERRA, F.H.R., NEVES, B.B.B., CORREA, A.C.B., BARRETO, A.M.F., SUGUIO, K., Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin—the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology* 97, 555–582. 2008.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto Ciências da Terra*, v. 2, p. 1-14, 1964.

BLUM, M. L. B. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral, Ano de obtenção: 1999. UNB. Tese de Doutorado.

BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L.; HASUI, Y. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5. Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Porto Alegre: SBG/RS e CPGQ/UFRGS, p. 421-422. (a). 1995.

BRANNER, J.C. Agraded Limestone Plain of the Interior of Bahia and the Climatic Changes Suggested by them. *Geological Society American Bulletin*, 2(2): 187-206. 1910.

BULHOES, E.M., DALL'AGNOL, R. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy - Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). In: *SIMP. GEOL. AMAZÔNIA*, 2. Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG/NO. v. 1, p. 59-76. 1985.

CARVALHO, D. S. A geofísica no mapeamento de áreas contaminadas. II Workshop Gestão Integrada: Risco e sustentabilidade. Centro Universitário Senac/ São Paulo. 2006.

CARVALHO, T.M. & BAYER, M. Utilização dos Produtos da “SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHYC MISSION” (SRTM) no Mapeamento Geomorfológico do Estado de Goiás. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.9, n.1, p.35-41, 2008 Page 3. 37.

CAVALCANTE, L. M. Neotectônica na área do Tiracambu (NE do Estado do Pará, NW do Estado do Maranhão). Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 147p. (Dissertação de Mestrado). 1999.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. A: Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciências da Terra, v. 9, p. 6-11, 1984.

COSTA, J. B. S. HASUI, Y, BEMERGUY, R. L., BORGES, M. S. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Geonomos. Revista de Geociências, v.4, n.2, p.23-44. 1996.

COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG/NO, p. 284-286. 1996.

COSTA, J.B.S. A Neotectônica na Amazônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG, p. 35-38. 1996.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, 1991. Boletim... Rio Claro: UNESP e SBG, p. 142-145. 1991.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. São Paulo: Editora da UNESP. Geociências, 13 :2. 1995.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém,

1991. Anais... Belém: SBG, p. 166-178. 1991.

COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.G.; RICCI, P.S.F. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão: In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., 1996, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. p. 110-112.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 1991. 21 (12): 146-160.

COSTA, M.L. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia (Ourém-PA). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2., 1985, Belém. Anais... Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 2, p. 18-32.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA Jr., P.S. Arcabouço tectônico meso- cenozóico da região da calha do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG, p. 47-50. 1994.

DALL'AGNOL, R. TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramento Araguaia – GO - Brasil. In: Congresso Latino Americano de Geologia. 7., 1988, Belém. Anais... Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 1, p.1-19.

DEBLIEUX, C.: Photogeology of Gulf Coast exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 33, 1251-9. 1949.

DELGADO, I.M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. et al. (Org.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas em SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.

FELIPE, L. B.; CORRADINI, F. A.; MORALES, N. Identificação e interpretação de anomalias de drenagem na região de Marabá - PA, utilizando integração de dados cartográficos, sensores remotos e modelos digitais de terreno. In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém - Pa. Anais... CR-ROM. Belém - PA : Sociedade Brasileira de

Geologia - Núcleo Norte, 2010.

FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, J.B.S.; COSTA, M. L.1995. Bacia de Manaus: uma estrutura pull-apart do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. 5. Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos... Porto Alegre: SBG/RS e CPGQ/ UFRGS, p. 419-420.

FERREIRA Jr., C.R.P; COSTA, J.B.S; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. São Paulo: Editora da UNESP. Geociências. 14 :1. 1996.

FEYBESSE, J.L.; MILÉSI, J.P. The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? Precambrian Research, v. 69, n.1-4, p. 199-227, 1994.

FONSECA, J.S. Aeronaves de sensoriamento remoto do Sistema de Vigilância da Amazônia. n: 1a Reunião de Coordenação das Atividades de Planejamento, Execução e Produção de Imagens de Missões de Sensoriamento Remoto Realizadas Pelas aeronaves R-99 B e R-95 Brasília – DF. CD-Rom. 10p. 2005.

FONSECA, J.S. Aeronaves de sensoriamento remoto do Sistema de Vigilância da Amazônia. n: 1a Reunião de Coordenação das Atividades de Planejamento, Execução e Produção de Imagens de Missões de Sensoriamento Remoto Realizadas Pelas aeronaves R-99 B e R-95 Brasília – DF. CD-Rom. 10p. 2005.

FRANZINELLI, E & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: Cong. Lat. Amer. De Geol, 7. Belém, Anais. Belém: SBG, 1988.

FRANZINELLI, E. & IGREJA, H. L. S. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simp. Bras. Sens. Rem. 6, Rio de Janeiro, Anais. V.3, p.164-648. 1990.

FREITAS, R.O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Bol. Fac. Ciênc. Letr. USP., 6:120. 1951.

GALVÃO M.V.G. Evolução Termodinâmica da Bacia do Marajó. Dissertação de Mestrado,

Universidade Ouro Preto, 193p. 1991.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 15-30 (Coleção Friedrich Katzer).

GOMES NETO, A.O. Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe, Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil. 2007.

HASUI Y. & COSTA J. B. S. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36., Natal. Atas... Natal, SBG. v. 5, p. 2535-2549. 1990.

HASUI, Y; TASSINARI, C.C.G.; SIGA, O., Jr.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. Datações Rb-Sr K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriu, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v. 5, p 2659-2667. 1980.

HASUI, Y. & COSTA J. B. S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém: SBG, 1996. V.1. 1996.

HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo, v. 8, p. 107-118, 1977.

HEDBERG H.D. (ed.) International Stratigraphic Guide. Wiley, Nova Iorque, 200 p. 1976.

HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MATTA, M.A.S. The Araguaia Fold Belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-Africano Cycle (550 Ma) Geosuture. Precambrian Research, 42: 371-386. 1989.

HOWARD. A. D.: Drainage analisys in geologic interpretation: a summary. Am. Assoc. Petrol. Geol., 51, 2246-59. 1967.

HUGGETT, R. J. Fundamentals of Geomorphology. Routledge Fundamentals of Physical Geography. 2nd Edition, 2007.

IBGE, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual Técnico de Geomorfologia (Coord. Bernardo de Almeida Nunes et al). Série Manuais Técnicos em Geociências. Número 5, R. de Janeiro, 1995.

IRIONDO, M. H. Modelos sedimentários de cuencas continentales: Las llanuras de agradación. I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos. Buenos Aires, 1986.

JENSEN, J. R. Sensoriamento Remoto do Ambiente. Uma Perspectiva em Recursos Terrestres. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2a ed., 2009.

LAMARÃO, C. N. ; KOTSCHOUBEY, B. Mineralização a berilo e turmalina do corpo pegmatítico do Catingueiro, Suíte Santa Luzia, Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: IV Simpósio de Geologia da Amazônia, 1994, Belém. Boletim de Resumos Expandidos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. v. 1. p. 88-90.

LATRUBESSE, E M. Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Secretaria de Indústria de Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração. Goiânia, 2006.

LEDRU, P. JOHAN V., MILÉSI J. P., TEGYEY, M. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambrian Research, v. 69, n. 1-4, p. 169-191, 1994.

LIMA, H. P. Notas sobre a análise estratigráfica da Bacia do Marajó. Belém, Petrobrás: Departamento de Exploração do Norte. Divisão de Interpretação, 1987. 15p.

LIMA, M.I.C. Metodologia de interpretação radargeológica: exemplo da Sinéclise do Parnaíba e de seu embasamento. 280p.Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém. 1995.

LIMA, M.I.C. Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. Apostila ilustrada digital. 1996.

LISBOA, M.A.R. The Permian geology of Northern Brazil. American Journal of Science, New Haven, Ser. 4, 37 (221): 425-43. 1914.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. Geofísica de prospecção. Belém: Universidade Federal do Pará. 1995. 311 p.

MACAMBIRA, J.B. Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO). 1983. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia) – Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas, Geológicas Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.

MACAMBIRA, M.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; ARMSTRONG, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10., 2007, Porto Velho. Anais... Porto Velho: SBGNúcleo Norte, 2007. p. 105-108.

MATTA M. A. S. Evolução geológica da região de Tucuruí. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 109 p. 1982.

MELO JR. H. R. De. Neotectônica na região de Marabá. Trabalho de Conclusão de Curso. Geologia, UFPA. 1998.

MINTY BRS. Simple micro-leveling for aeromagnetic data. Exploration Geophysics, 22: 591-592. 1991.

MIOTO, J.A. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro: IGCE/UNESP. Tese (Doutoramento). 1993.

MIRANDA, J. M. A. Introdução ao geomagnetismo. Lisboa: Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, 2005. 103 p.

MONTEIRO, P.C. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio Rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico. 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

MONTGOMERY, C.W.; HURLEY, P.M. *Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the*

Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. Earth Planetary Sciences Letter, v. 39, p. 281-290. 1978.

MOURA C. A. V. & GAUDETTE H. E. *Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution*. Revista Brasileira de Geociências 23:117-123. 1993.

MOURA, P. de. Rio Gurupi. B. Serv. Geol. Mineralógico, Rio de Janeiro, 78:1-44, 49-66, 1936.

ONSTOTT T. C., HARGRAVES R. B., YORK D., HALL C. *Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic, I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia*. Geological Society of America Bulletin, v. 95, n. 9, p. 1045- 1054, 1984.

ONSTOTT, T.C.; HARGRAVES, R.B. *Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa*. Nature, v. 289, p. 131-136, 1981.

PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R.; VENEZIANI, P.; CUNHA, E. S. P. *Radares imageadores nas Geociências. Estado da arte e perspectivas*. Revista Brasileira de Cartografia, vol. 57. P. 56 a 62. 2005.

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. *Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil*. Geology, 20:275-379. 1992.

RABELO, T. N., PARADELLA, W. R., SANTOS, A. R., KNUST, S. S. A., MURA, J. C. *Avaliação de imagens multipolarizadas de radar (banda L) do sensor SAR-R99B para mapeamento geológico no Baixo Vale do Curaçá, Bahia*. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 38, No 4, 2008.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. *The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, v. 57, p. 241-262, 2003.

RICCI, P.S.F. et al. *The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the*

crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. Resumos expandidos... Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.

RICCI, P.S.F. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and re-emplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG, 2006. 1 CD-ROM.

ROSA-COSTA, L.T. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico. 2006. 226 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

ROSA, R. Introdução ao sensoriamento remoto. 5 ed., Uberlândia: EDUFU, 2003, 228p.

ROSSETTI D.F., GÓES A.M., ARAI M. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, Maranhão. In: D.F., Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (eds.) O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú. Belém, Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi, pp.:101-118. 2001.

ROSSETTI, D.F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, 169, 151-174. 2004.

ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., GÓES, A.M., NEVES, B.B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*. 2005.

ROSSETTI, D. F., TRUCKENBRODT, W. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e pós-barreiras na Região Bragantina, NE do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, v. 1, n.1, p. 25-37, 1989.

SAADI, A. Ensaios sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Tese para admissão a cargo de professor titular, IGC/UFMG 1991, 300p. 1991.

SANTOS A.R., PARADELLA W.R., VENEZIANI P., LIU C.C., SANT'ANNA M.V. Integração de dados SAR-TM e SAR-GAMA em estudos geológicos na Província Mineral de Carajás (Brasil). In: SELPER, Simp. Latinoamericano de Percepcion Remota, 8, Mérida, Venezuela, *CD-ROM*. 1997.

SANTOS JÚNIOR, A. E. A. ; ROSSETTI, D. F. . Modelo Depositional da Formação Ipixuna (Neocretáceo-?Eocretáceo), área do Rio Capim, Norte do Brasil.. In: 7o Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1o Simpósio do Terciário do Brasil, 2006, Serra Negra. Boletim do 7o Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1o Simpósio do Terciário do Brasil. Rio Claro: Unesp, 2006.

SANTOS JÚNIOR, A. E. A.; ROSSETTI, D. F. Influência estuarina na Formação Ipixuna, porção média do Rio Capim, Sub-Bacia de Cametá. In: 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil / 2º Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur, 2002, São Pedro-SP. Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil / 2º Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur. São Pedro, 2002. v. unico. p. 1-5.

SANTOS, A. R.; VENEZIANI, P.; PARADELLA, W.R.; MORAIS M.C. Radar Aplicado ao Mapeamento Geológico e a Prospecção Mineral: Aplicações. Curso INPE-ADIMB, São José dos Campos, 21-26 de Agosto de 2000. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001, 103 p. (INPE-8117-PUD/45).

SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003.p. 169-226, il.

SANTOS, J.O.S. HARTMANN L. A., GAUDETTE H. E, GROVES, D. I., NEAL JESSE MCNAUGHTON, N. J., IAN ROBERT FLETCHER, I. R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, M.V.; SOUZA FILHO, E.E.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A.C.O.; PAYOLLA, B.L.; VASCONI, A.V. Litoestratigrafia das rochas pré- cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. Anais...,SBG. v.1, p.363-377. 1988.

SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM/SGB, p. 5-25, 2003. SHAW, E.W.; WRIGTH, W.H.; DARNELL J. 1925. The mineral resources of Maranhão, Brazil. Econ. Geol, 20:929-932.

SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (Coordenadores), Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, p. 9-56.

SCHUMM, S. A. The Fluvial System. Wiley. New York. 1967.

SOARES JR, A. V. S. Paleogeografia e Evolução da Paisagem do Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Maranhão - Cretáceo ao Holoceno, Dissertação de Mestrado. UFPA. 2002.

SOARES JR., A. V. S. A fragmentação do Gondwana na região meio-norte do Brasil. Tese de Doutorado em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará. 2007.

SOUZA-FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; FILHO, E. P. S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 29, p. 469-476, 1999.

SOUZA, D.C.; SÁ, E.F.J.; ANTUNES, A.F. Deformação neógena e suas implicações na estruturação dos campos de petróleo na região de Icapuí-Ponta Grossa (CE), Bacia Potiguar emersa. Revista Brasileira de Geociências, , 38(2 - suplemento): 97-110, junho de 2008.

SOUZA, S. C. R; SANTOS JUNIOR, A. E. S. Fácies e estratigrafia da sedimentação proximal da Formação Barreiras, sul do sistema de gráben do Marajó, região de Marabá. 45o. Congresso Brasileiro de Geologia. 2010. Anais...

SOUZA, W. S. P. Caracterização e origem das formações ferríferas e dos xistos grafitosos do Grupo Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, To. Dissertação de Mestrado. UFPA,

Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 2005.

STERNBERG, H. O. R. Vales tectônicos na planície Amazônica. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 1950. 1950.

STERNBERG, H. O. R. Sismicidade e Morfologia na Amazônia Brasileira. In: *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 1953. (25):443-453. 1953.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais*. Ed. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 366 p. 1999.

SUMMERFIELD M. A. *Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms*. 537 pp. Harlow: Longman; New York: John Wiley Inc. 1991.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 180-188. 1987.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TATUMI, S. H.; SILVA, L. P., PIRES, E. L., ROSSETTI, D. F., GÓES, A. M.; MUNITA, C. S. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*. 38(3): 514-524, setembro de 2008.

TEIXEIRA, W. TASSINARI, C. C. G., CORDANI U. G., KAWASHITA K. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3-4, p. 213-227, 1989.

THÉVENIAUT, H. DELOR, C., LAFON J.M., MONIÉ P., ROSSI P., LAHONDÈRE D. Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, v. 150, n. 3-

4, p. 221-256, 2006.

TROUW, R.A.J.; VAZ, L. F.; SLONGO, T. T.; NAKASATO, N. Geologia da região de Tucuruí - Baixo Tocantins. Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29., 1978, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto: SBG, 1976. v. 2, p. 137-148.

TRUCKENBRODT W., KOTSCHOUBEY B., SCHELLMANN W. 1991. Composition and origin of the clay cover on North Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, 80:591-610.

VASQUEZ, M.L. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico. 2006. 212 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; ARMSTRONG, R.A. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian Craton, Brazil: neoproterozoic to orogenic evolution. *Precambrian Research*, v. 161, p. 279-302, 2008.

VENEZIANI, P.; SANTOS, A.R.; PARADELLA, W.R. A evolução tectono-estratigráfica da Província Mineral de Carajás: um modelo com base em dados de sensores remotos orbitais (SAR-C RADARSAT-1, TM Landsat-5), aerogeofísica e dados de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):67-78, 2004.

VILLEGAS, J. M. C. Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Belém. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 1994.

VITA-FINZI, C. Recent Earth Movements. *Academic Press*, London, 1986.