



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIA  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO - TCC**

**GEOLOGIA DA FOLHA RIO BRANCO (SB-22-Y-B-VI), PROVÍNCIA  
CARAJÁS: MAPEAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS**

**Trabalho de Conclusão de Curso Apresentado por:**

**Gabriel Guimarães Favacho**

**Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (IG/UFPA)**

---

**BELÉM – PA**

**2021**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da  
Universidade Federal do Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

---

F272g Favacho, Gabriel Guimarães.  
Geologia da Folha Rio Branco (SB-22-Y-V-VI) : Província Carajás:  
mapeamento e integração de dados geológicos / Gabriel Guimarães  
Favacho. — 2021.  
xix, 89 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira Trabalho de  
Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade  
Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia,  
Belém, 2021.

1. Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI). 2. Mapeamento Geológico. 3.  
Província Carajás. 4. Aerogeofísica. 5. Cráton Amazônico. I. Título.

CDD 558.115

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIA  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**GEOLOGIA DA FOLHA RIO BRANCO (SB-22-Y-B-VI), PROVÍNCIA  
CARAJÁS: MAPEAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS**

**Trabalho de conclusão de curso apresentado por:  
GABRIEL GUIMARÃES FAVACHO**

**Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia**

Data de aprovação: 22/02/2021

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira  
(Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Fábio Henrique Garcia Domingos  
(Relator interno)

Dr. Bhrenno Marangoanha  
(Relator externo)

*Dedico a meus admiráveis familiares*

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Sandra e Jorge, por terem me dado apoio e educação para que hoje eu estivesse aqui realizando este sonho. Ao meu irmão, Raphael, pelo companheirismo de sempre e ser meu melhor amigo. E a minha namorada, Roberta, por estar sempre comigo.

Aos professores Afonso Nogueira, João Milhomem, Roberto Vizeu, Paulo Gorayeb, pelas orientações prestadas durante a minha trajetória na graduação, PIBIC e monitoria. Ao meu orientador Davis Oliveira pelas conversas, orientações e risadas que aconteceram nos anos anteriores e neste trabalho.

Aos membros do Grupo de Pesquisa de Granitóides (GPPG), principalmente aos pesquisadores Williamy Felix, Luciano Silva e a pesquisadora Luana Silva pelas críticas e sugestões extremamente construtivas referentes a este trabalho e durante o Mapeamento Geológico II.

A equipe docente que acompanhou os alunos durante o Mapeamento Geológico II, Prof. Cândido Augusto Veloso Moura, Prof. Davis Carvalho de Oliveira, Prof. Fábio Henrique Garcia Domingos, Prof. João Marinho Milhomem Neto, Prof. Marco Antonio Galarza Toro e Prof. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb. Osmar Guedes pelo apoio técnico.

À servidora do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) Regina Silva por ter auxiliado e dado suporte na parte geofísica deste trabalho.

Aos funcionários da biblioteca do Instituto de Geociência, em especial à Lucia Imbiriba pela assistência nas questões de normalização com as normas.

A minha turma (2016), que sem eles seria impossível ter realizado um mapeamento gigantesco, principalmente as subáreas VI e IX pelas fotos incríveis que me auxiliaram durante as interpretações geológicas.

“As consequências de nossos atos são sempre tão complexas, tão diversas, que predizer o futuro é uma tarefa realmente difícil.”

Alvo Dumbledore.

## RESUMO

A Província Carajás representa o maior núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico. A área da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) está inserida na porção noroeste da Província, no limite tectônico entre o Domínio Rio Maria e o Carajás, onde afloram diferentes tipos de granitoides e rochas metamórficas de baixo a alto grau. Este estudo trata do mapeamento geológico em escala de semidetalhe desta área, que através de imagens de aerogeofísicas (gamaespectrometria, magnetometria) tem a finalidade de discriminar e individualizar novas unidades geológicas, que segundo estudos anteriores (de escala regional) pertenciam à Suíte Rio Maria e ao Complexo Xingu. Sendo assim, oito anomalias radiométricas foram diferenciadas com base na concentração de elementos radioativos ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ) e notou-se que as do extremo norte eram mais afetadas pelos lineamentos magnéticos, resultando em corpos alongados/sigmoidais. Tais dados aerogeofísicos são refletidos em dois domínios tectônico/geológicos para a Folha Rio Branco: Direcional e Imbricado. O primeiro está presente na porção central até o sul da Folha, é composto por (i) rochas metavulcanossedimentar do Grupo Tucumã e granitoides: (ii) trondhjemito, (iii) suíte sanukitoide, (iv) associação monzogranítica-granodiorítica, (v) rochas máficas/ultramáficas da suíte intrusiva cateté e (vi) charnoquitos e rochas associadas. O quadro estrutural deste domínio é formado por zonas de cisalhamento de direção principal NW-SE que apresentam mergulho moderado a alto para NE e raramente para SW. O segundo domínio (Imbricado) ocorre da porção central até o extremo norte, é composto por rochas metamórficas do (i) Grupo Sapucaia e (ii) gnaiss migmatizado, por vezes, granulitizado e granitoides: (iii) bt-tonalito, (iv) bt-leucogranodiorito, (v) monzogranito milonitizado, (vi) bt-leucogranito, (vii) bt-granito e (viii) rochas máficas/ultramáficas da suíte intrusiva cateté. O arcabouço estrutural deste domínio é composto por zonas de cisalhamento anastomosadas que formam um padrão imbricado de direção principal E-W e apresentam mergulho moderado a alto para N, que impõem as unidades geológicas uma geometria de mesma direção. Três níveis de deformação foram descritos para esse segmento de crosta, assim sendo definidos domínios de baixo, médio e alto grau milonítico que juntos compõem uma deformação heterogênea. As rochas mais antigas possuem escala de batólito que alcançam grandes profundidades da crosta superior em vista de seção, enquanto as mais jovens ocorrem intrudidas na forma de *stocks*, que quando visualizada em seção não alcançam raízes profundas, com exceção das rochas máficas/ultramáficas que chegam a nível mantélico. Ocasionalmente, tais rochas são

mineralizadas com estanho, ouro, ferro e níquel e são exploradas em minas como Onça-Puma, Pedreira Milanos, Minera Sul e em garimpos legais e ilegais. A história evolutiva desse segmento de crosta parece indicar uma evolução bastante complexa. A formação dos *greenstones belts* estaria relacionada a um metamorfismo de platôs oceânicos gerado em regime de transpressão. Assim como admitido para outras áreas da Província Carajás, a formação das áreas de Ourilândia e Tucumã, também teria ocorrido inicialmente em dois estágios no Mesoarqueano. Entre 3,05 a 2,92 Ga, haveria a formação das rochas trondhjemíticas, de afinidade TTG que pode ser explicado tanto por tectônica horizontal ou vertical; entre 2,87 a 2,86 Ga eventos termais fundem o manto metassomatizado, que gera magmas sanukitoide e granitos híbridos, que ao se alojarem na base da crosta, servem como fonte de calor para a fusão das rochas sobrejacentes para geração de granitos alto-K.

Palavras-chave: Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI). Folha São Félix do Xingu (SB-22-Y-B). Província Carajás. Cráton Amazônico. Mapeamento Geológico. Aerogeofísica.

## ABSTRACT

The Carajás Province represents the largest preserved Archean nucleus of the Amazonian Craton. The Folha Rio Branco area (SB-22-Y-B-VI) is inserted in the northwestern portion of the Province, at the tectonic limit between the Rio Maria Domain and Carajás, where different types of granitoids and metamorphic rocks from low to high grade. This study deals with geological mapping on a semi-detailed scale of this area, which through aerogeophysical images (gamma spectrometry, magnetometry) has the purpose of discriminating and individualizing new geological units, which according to previous studies (regional scale) belonged to the Rio Maria Suite and to the Xingu Complex. Thus, eight radiometric anomalies were differentiated based on the concentration of radioactive elements ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ) and it was noted the anomalies in the far north were most affected by magnetic lineaments, resulting in elongated/sigmoidal bodies. These aero geophysical data are reflected in two tectonic domains for Folha Rio Branco: Directional and Imbricado. The first is present in the central portion to the south of studied area, is composed of (i) metavolcanosedimentary rocks of the Tucumã Group and granitoids: (ii) trondhjemitic, (iii) sanukitoide suite, (iv) monzogranitic-granodioritic association, (v) mafic/ultramafic rocks of the Suite Intrusiva Cateté and (vi) charnockites and associated rocks. The structural framework of this domain is formed by shear zones of NW-SE direction with moderate to high dip for NE and rarely for SW. The second domain (Imbricate) occurs from the central portion to the far north, it is composed of metamorphic rocks from (i) Grupo Sapucaia and (ii) migmatized gneiss, sometimes granulitized and granitoids: (iii) bt-tonalite, (iv) bt-leucogranodiorite, (v) mylonitized monzogranite, (vi) bt-leucogranite, (vii) bt-granite and (viii) mafic/ultramafic rocks from the Suite Intrusive Cateté. The structural framework of this domain is composed of astomosed shear zones that form an imbricated pattern of main direction E-W and present a moderate to high dip to N, which impose the geological units a geometry of the same direction. Three levels of formation were necessary for this segment of crust: low, medium and high milonitic grade, which together form a heterogeneous deformation. The older rocks have a scale of batholiths that reach great depths of the upper crust in section view, while the younger rocks occur intruded in the older ones, forming stocks, which when seen in section do not reach deep levels, except mafic/ultramafic rocks that the mantle level reaches. Occasionally, these rocks are mineralized by tin, gold, iron and are mined in mines such as Onça-Puma, Pedreira Milanos, Minerá Sul. The evolutionary history of

this crust segment seems to indicate a very complex evolution. The formation of the greenstones belts would be related to a metamorphism of oceanic plateaus generated under transpression regime. It was admitted to other areas of the Carajás Province, the formation of the Ourilândia and Tucumã areas would also have occurred initially in two stages in mesoarchean. Between 3.05 to 2.92 Ga, there would be the formation of trondhjemitic rocks, of TTG affinity that can be explained by either horizontal or vertical tectonics; between 2.87 to 2.86 Ga thermal events fuse the metasomatized mantle, which generates sanukitoid magmas and hybrid granites, which when lodged at the base of the crust and serve as a heat source for the melting of the overlying rocks to generate high-K granites.

Keywords: Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI). Folha São Felix do Xingu (SB-22-Y-B). Carajás Province. Amazonian Craton. Xingu Complex. Aerogeophysics.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

|   |    |
|---|----|
| Figura 1 - Mapa de localização da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) no sudeste do Estado do Pará e que abrange as áreas dos municípios de Tucumã e Ourilândia do Norte.....   | 2  |
| Figura 2 - Articulação da Folha Rio Branco.....   | 3  |
| Figura 3 - Mapa geológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) com base na Folha São Félix do Xingú (SB-22-Y-B) (Macambira & Vale 1997). ....   | 4  |
| Figura 4 - Localização dos levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) realizados no Projeto Carajás. Fonte: Serafim & Costa (2020). ....   | 9  |
| Figura 5 - Mapa de amostragem realizadas no mapeamento geológico na área da Folha Rio Branco.....   | 11 |
| Figura 6 - Mapa de Localização do Programa Grande Carajás. ....   | 13 |
| Figura 7 - Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, evidenciando as províncias geocronológicas segundo (a) Santos (2003) e (b) Tassinari & Macambira (2004) com destaque para a Província Carajás. ....   | 15 |
| Figura 8 - Mapa geológico da Província Carajás, modificado de Dall’Agnol <i>et al.</i> (2013), Feio <i>et al.</i> (2013), Oliveira <i>et al.</i> (2010), Santos <i>et al.</i> (2013), Vasquez <i>et al.</i> (2008). ....  | 18 |
| Figura 9 - Esquema mostrando as formas geomorfológicas presente na Região Geomorfológica Planalto Dissecado do Sul do Pará e na Depressão Periférica do Sul do Pará.....  | 23 |
| Figura 10 - Mapa geomorfológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI). a) Mapa apresentando os compartimentos geomorfológicos presente na área; b) Mapa mostrando os sistemas de relevo descritos; c) Modelo em 3D da folha para melhor visualização da geomorfologia.....   | 24 |
| Figura 11 - Imagens de aerogamaespectrometria utilizadas para extração de anomalias radiométricas. a) Ternário. b) Canal do urânio. c) Canal do tório. d) Canal do potássio. Porcentagem do elemento sendo indicada pelas cores: rosa (muito alta), vermelha (alta), amarela e verde (média) e azul (baixa). .... | 28 |
| Figura 12 - Imagens de radiometria utilizadas para extração de lineamentos radiométricos. Traços finos e grossos correspondendo respectivamente ao lineamento rúptil e dúctil; a) Primeira Derivada; b) Sinal Analítico. ....   | 30 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 13 - Mapa de Anomalias radiométricas e lineamentos magnéticos extraídos das imagens apresentadas na Figura 11 e 12. ....  | 31 |
| Figura 14 - Mapa de Lineamentos magnetométricos extraídos das imagens apresentadas na Figura 12.....   | 32 |
| Figura 15 - Relações de campo entre as principais rochas aflorantes da porção do Domínio Rio Maria inserido na Folha Rio Branco; a) Presença de bolsões de bt-leucomonzograníticos na associação monzogranito-granodiorito com contato difuso entre ambas. b) Enclave máfico presente nos sanukitoides. c) Presença de enclaves máficos presentes na associação do batólito leucogranítico. d) Presença de enclave angulosos trondhjemitico, no bt-leucomonzogranito; e) Relação de contato brusco entre o trondhjemitico e o bt-leucomonzogranito. f) Dique de composição riolítica com textura porfirítica (predomínio de matriz). g) Dique de composição riolítica com texturas porfiríticas (predomínio de pórfiros) e mingling (pontos escuros). .... | 35 |
| Figura 16 - Geologia da porção aflorante no Domínio Rio Maria (Fonte). Modificado de Macambira & Vale (1997), Silva <i>et al.</i> (2018) e Silva-Silva <i>et al.</i> (2020). ....  | 36 |
| Figura 17 - Relações de campo entre as principais rochas aflorantes da porção do Domínio Carajás inserido na Folha Rio Branco. a) Gnaiss bandado e dobrado aflorante abaixo da Serra Arqueada. b) Rocha representativa do granulito máfico presente próximo a rocha anterior. c) Presença de enclave bt leucogranodiorito angulosos no bt granito. d) Presença de enclave tonalítico fino angulosos no bt leucogranodiorito. e) Bt leucogranodiorito mostrando texturas macroscópicas isotrópicas. f) Bt leucogranodiorito mostrando texturas macroscópicas anisotrópicas, trama planar. ....  | 37 |
| Figura 18 - Geologia da porção aflorante no Domínio Carajás. Modificado de Macambira & Vale (1997). ....   | 38 |
| Figura 19 - Foliações descritas neste mapeamento. ....   | 41 |
| Figura 20 - Estruturas dúcteis presente nas rochas da Folha Rio Branco; a) Foliação milonítica; b) Foliação magmática; c) Clivagem ardosiana; d) Dobras centimétricas e clivagem de crenulação. ....   | 42 |
| Figura 21 - Rosetas mostrando a direção das zonas de cisalhamento descritas neste mapeamento. Esquerda sendo representativa do domínio imbricado e a direita, direcional. ....   | 43 |

- Figura 22 - Estruturas dúcteis presente nas rochas da Folha Rio Branco; a) Foliação milonítica formando feldspatos *augen*; b) Banda de cisalhamento sendo cortada por uma falha inversa; c) Vista frontal do tectonito L, mostrando cristais estirados; d) Corte lateral do tectonito L..... 44
- Figura 23 – Rosetas indicando a direção das estruturas rúpteis descritas neste mapeamento. a) Diques, b) Falhas, c) Fraturas. .... 46
- Figura 24 - Diversas estruturas rúpteis encontradas na Folha Rio Branco. a) Dique com a orientação sendo destacada por linhas vermelhas. b/c) Mostram as falhas encontradas, com plano de falha e cinemática sendo destacada na cor vermelha. d) Afloramento mostrando as diversas famílias de fraturas com várias direções. .... 46
- Figura 25 - Mapa Geológico da Folha Rio Branco para observação dos dados de geologia estrutural. Juntamente de secções geológicas proposta para área em escala de profundidade de aproximadamente 5 Km..... 47
- Figura 26 - Fotos de lâmina delgada mostrando os regimes deformacionais. a) Baixo grau milonítico, cristais extremamente fraturados e cominuídos, pórfiros de feldspatos ainda idiomórficos. b) Foto de detalhe de cristal porfirítico falhado e fraturado em regime de baixo grau. c) Médio grau milonítico, porfiroclastos de feldspatos com formato *augen*, cristais neoformados submilimétricos de quartzo, *quartz ribbon* com contato interdigitado. d) Alto grau milonítico, porfiroclastos de feldspatos com formato *augen*, cristais neoformados submilimétricos de quartzo e feldspato, *quartz ribbon* com contato reto. .... 50
- Figura 27 - Rochas descritas no Grupo Tucumã. a) Anf-Qtz-Msc Xisto. b) Amostra extraída da Formação Ferrífera. c) Xisto com foliações sub-verticais. d) Talco Xisto. e) Ouro hospedado em veio de quartzo. f) Cava e trincheiras utilizadas na exploração de Ouro..... 52
- Figura 28 – Metatufos descritos do Grupo Tucumã. a) Afloramento representativo da litologia, exibindo coloração acinzentada com pontos mais escuros. b) Imagem mais detalhada da rocha, mostrando estruturas mais claras circulares que foram interpretadas como bombas vulcânicas. c) Corte longitudinal das bombas vulcânicas, coloração mais clara. d) Foto de microscopia à nicóis cruzado revelando que as partes mais máficas são compostas de anfibólio, podendo ser uma textura relíquia de rochas vulcânicas. Enquanto as partes mais claras são compostas por plagioclásio. .... 53

- Figura 29 - Rochas descritas no Grupo Sapucaia; a) Formação Ferrífera Bandada, estruturada com microdobras; b) Serpentinó muito alterado cortado por veio preenchido por serpentina. .... 54
- Figura 30 - Rochas descritas a norte da Folha Rio Branco, apresentando indícios de metamorfismo e migmatização; a) Bandamento de composição máfica e félsica, rico em biotita, anfibólio e piroxênio e rico em quartzo e feldspato, respectivamente; b) Presença de paleossoma e neossoma gerando texturas de migmatização (metatexito); c) Foto de detalhe do leucossoma e melanossoma (diatexito). d) Enclave tonalítico pouco anguloso, mostrando que foi dissolvido, correspondendo ao paleossoma..... 55
- Figura 31 - Fotos de lâmina delgada das rochas de alto grau metamórfico feita no contato do gnaiss com o granulito. a) Porção superior da lâmina rica em piroxênio (diopsídio) e anfibólio (hornoblenda verde). b) Porção inferior da lâmina rica em anfibólio (hornoblenda verde), sem piroxênio. c) Transformação de anfibólio em piroxênio. d) Transformação de biotita em anfibólio..... 56
- Figura 32 - a) Afloramento nas margens do Rio Carapanã, onde as rochas mostram foliações N-S com mergulho de 85° para oeste. b) Fotografia de detalhe mostrando características macroscópica da rocha. c) Foto de lâmina delgada em observação ortoscópica mostrando as principais características das rochas desta unidade. .... 57
- Figura 33 - Aspectos macro e microscópicos dos granitoides a oeste de Tucumã. a) Leucomonzogranito equigranular médio; b) Leucomonzogranito de textura hipidiomórfica com quartzo e feldspatos primário e quartzo recristalizado via SGR. c) Monzogranito equigranular grosso da unidade AMzGd; d) Monzogranito de textura hipidiomórfica com feldspatos muito alterados para argilominerais; e) Granodiorito com fenocristal de álcali-feldspato; f) Granodiorito porfirítico com detalhe para pórfiro de microclina..... 59
- Figura 34 - ..... 61
- Figura 35 - Imagens representativas da unidade Biotita-Leucogranodiorito. a) Aspecto macroscópico frequentemente encontrado em campo, mostrando textura alotriomórfica média. b) Foto de lâmina delgada em observação ortoscópica mostrando as principais característica das rochas desta unidade. .... 62

- Figura 36 - Amostras representativas dos granitoides presentes nas unidades Biotita Leucogranito, Monzogranito Milonitizado e Biotita Granito, rochas que ocorrem associadas. a) Biotita leucogranito equigranular com textura equigranular fina, mostrando contato entre uma fácies mais granítica e outra mais rica em quartzo, K-feldspato e máfico. b) Biotita monzogranito com foliação milonítica, apresentando cristais de quartzo e feldspatos alongados. c) Bandamento composicional formado pela intrusão das rochas acima. d) Aspecto textural dessas rochas quando são fortemente deformadas. .... 64
- Figura 37 - Amostras representativas dos granitoides presente na unidade Biotita-Granito. a) Biotita granito apresentando textura milonítica, mostrando cristais de feldspato e quartzo alongados, e porfirítica com fenocristais de k-feldspato de 3 cm. b) Mesma rocha anterior, porém, apresenta foliações tipo L, sendo definida estruturalmente como tectonito. .... 64
- Figura 38 - Amostras representativas das rochas presentes na unidade Suíte Intrusiva Cateté. a) Afloramento em bloco rolado na Fazenda Mundial; b) Rocha ultramelonocrática rica em piroxênio. c) Laterita niquelífera descritas associadas as rochas ultramáficas. d) Mineralização em calcopirita nas rochas ultramáficas. .... 66
- Figura 39 - Aspectos texturais associados à associação granítica-charnoquíticas de Ourilândia do Norte. a) Aparência macroscópica dos charnoquitos. b) Textura porfirítica descrita em lâminas, visão a nicóis cruzados. c) Núcleo de piroxênio alterando para anfibólio, mediante a hidratação da rocha. d) Mesma relação encontrada na figura anterior, mas vista a nicóis cruzados. .... 67
- Figura 40 - Fotos representando as composições dos diques encontradas em campo. a) Riólito pórfiro, com fenocristais grossos de plagioclásio, k-feldspato, com textura de magma mingling e textura rapakivi e anti- rapakivi. b) Dique riolítico com a mesma composição mineralógica do anterior, porém, com matriz predominando em relação aos fenocristais. c) Dique de composição andesítica, também com fenocristais grossos de plagioclásio e k-feldspato, apresenta textura de magma mingling. d) Dique com a mesma composição mineralógica do anterior, mas possui o predomínio da matriz. e) Dique dacítico com fenocristais de granulação média, também com textura de magma mingling. f) Aspectos texturais dos diques visto por meio de microscopia a nicóis cruzados. .... 69

|  |    |
|--|----|
| Figura 41 - Amostra de mão representativa do granito presente no Granito Velho<br>Guilherme..... | 70 |
| Figura 42 - Mapa geológico da Folha Rio Branco (reduzido).....                                   | 75 |

**LISTA DE TABELAS**

|   |    |
|---|----|
| Tabela 1 - Geocronologia das Unidades Litoestratigráficas presentes no Domínio Rio Maria. ....  | 19 |
| Tabela 2 - Geocronologia das Unidades Litoestratigráficas presentes no Domínio Carajás. ....  | 20 |
| Tabela 3 – Indica a concentração dos elementos radiométricos $^{238}\text{U}$ , $^{40}\text{K}$ e $^{232}\text{Th}$ nas imagens de aerogamaespectrometria dos respectivos canais da Figura 11. .... | 28 |

## SUMÁRIO

|   |      |
|---|------|
| <b>DEDICATÓRIA</b> .....                          | iv   |
| <b>AGRADECIMENTOS</b> .....                       | v    |
| <b>EPÍGRAFE</b> .....                             | vi   |
| <b>RESUMO</b> .....                               | vi   |
| <b>ABSTRACT</b> .....                             | viii |
| <b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....                 | x    |
| <b>LISTA DE TABELAS</b> .....                     | xvi  |
| <b>CAPÍTULO I APRESENTAÇÃO</b> .....              | 1    |
| <b>1 INTRODUÇÃO</b> .....                         | 1    |
| 1.1 JUSTIFICATIVA .....                           | 5    |
| 1.2 OBJETIVO .....                                | 5    |
| <b>2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....                | 7    |
| 2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICAS .....                 | 7    |
| 2.2 FOTOINTERPRETAÇÃO .....                       | 7    |
| 2.3 AEROGAMAESPECTROMETRIA.....                   | 7    |
| 2.4 ESTUDO PETROGRÁFICO .....                     | 9    |
| 2.5 MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....                     | 10   |
| <b>CAPÍTULO II REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....    | 12   |
| <b>1 TRABALHOS ANTERIORES</b> .....               | 12   |
| <b>2 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....                  | 14   |
| 2.1 CRÁTON AMAZONICO .....                        | 14   |
| 2.2 PROVÍNCIA CARAJÁS.....                        | 14   |
| <b>CAPÍTULO III RESULTADOS</b> .....              | 22   |
| <b>1 GEOMORFOLOGIA</b> .....                      | 22   |
| <b>2 GAMAESPECTROMETRIA E MAGNETOMETRIA</b> ..... | 25   |
| 2.1 ANOMALIAS RADIOMÉTRICAS .....                 | 25   |

|   |           |
|---|-----------|
| 2.2 LINEAMENTOS MAGNÉTICOS .....  | 29        |
| <b>3 GEOLOGIA DA FOLHA RIO BRANCO .....</b>                                       | <b>33</b> |
| 3.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....  | 39        |
| <b>3.1.1 Estruturas Dúcteis .....</b>   | <b>39</b> |
| <b>3.1.2 Estruturas Rúpteis.....</b>  | <b>45</b> |
| <b>3.1.3 Deformação .....</b>   | <b>48</b> |
| 3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....  | 51        |
| <b>3.2.1 Rochas Metamórficas Mesoarqueanas .....</b>                              | <b>51</b> |
| 3.2.1.1 <i>Supracrustais</i> .....  | 51        |
| 3.2.1.2 <i>Rochas de alto grau metamórfico</i> .....                              | 54        |
| <b>3.2.2 Granitoides Mesoarqueanos .....</b>                                      | <b>56</b> |
| 3.2.2.1 <i>Trondhjemitó</i> .....   | 56        |
| 3.2.2.2 <i>Leucomonzogranito e associação monzogranítica-granodiorítica</i> ..... | 57        |
| 3.2.2.3 <i>Sanukitoide (Granodiorito Rio Maria)</i> .....                         | 59        |
| 3.2.2.4 <i>Biotita leucogranodiorito</i> .....                                    | 61        |
| <b>3.2.3 Granitoide e Rochas Máficas Neoqueanas .....</b>                         | <b>62</b> |
| 3.2.3.1 <i>Biotita granitos (milonitizados)</i> .....                             | 62        |
| 3.2.3.2 <i>Suíte Intrusiva Cateté</i> .....                                       | 65        |
| 3.2.3.3 <i>Charnoquito e rochas associadas</i> .....                              | 66        |
| <b>3.2.4 Diques e Granito Paleoproterozoicos.....</b>                             | <b>67</b> |
| 3.2.4.1 <i>Diques</i> .....   | 67        |
| 3.2.4.2 <i>Suíte Intrusiva Velho Guilherme</i> .....                              | 69        |
| <b>4 DEPOSITOS MINERAIS.....</b>  | <b>71</b> |
| <b>CAPÍTULO IV DISCUSSÕES.....</b>  | <b>72</b> |
| <b>1 MAPA GEOLÓGICO .....</b>   | <b>72</b> |
| 1.1 ASPECTOS EVOLUTIVOS DA FOLHA RIO BRANCO .....                                 | 76        |
| <b>2 CONCLUSÃO.....</b>   | <b>80</b> |

**REFERÊNCIAS** .....82

---

---

## CAPÍTULO I APRESENTAÇÃO

---

---

### 1 INTRODUÇÃO

A Província Carajás, considerada o maior núcleo arqueano preservado no Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), vem sendo alvo de diversas pesquisas nas últimas décadas devido ao seu enorme potencial metalogenético, e ocorrências de depósitos minerais de alto teor como aqueles de Cu, Fe, Au, Mn e Ni (Araújo & Maia 1991, DOCEGEO 1988, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Apesar da intensa atividade de pesquisa mineral, a província ainda permanece, em sua maior parte, com conhecimento geológico limitado a trabalhos de escala regional onde as unidades litoestratigráficas dominantes ainda estão associadas ao Complexo Xingu. Neste contexto, a Folha São Felix do Xingu (SB.22-Y-B) foi mapeada em escala de 1:250.000 pelo Serviço Geológico do Brasil durante a execução do relatório do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Macambira & Vale 1997). Foi identificado a ocorrência expressiva de gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e rochas supracrustais do Grupo Tucumã e granitos lenticulares da Suíte Plaquê. Levando-se em consideração a importância metalogenética e de pesquisa mineral da Província Carajás, assim como a ausência de mapas geológicos em escala de semidetalhe, torna-se necessário uma integração das informações litoestratigráfica já existentes da Folha Rio Branco, com aquelas adquiridas durante a realização de atividades ligadas à Faculdade de Geologia e ao Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica do IG-UFGA.

A presente proposta de trabalho encontra-se vinculada às metas e objetivos propostos pelo projeto “Origem e História Tectônica dos Granitoides Arqueanos do Domínio Carajás, SE do Cráton Amazônico” (CNPq Nº 28/2018 – processo 435552/2018-0) vinculado às atividades acadêmicas e de pesquisa desenvolvidas pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (PPGG) da UFGA. As rochas estudadas são alvo de investigação da tese de doutorado de Diwhemerson Barbosa, Luciano Ribeiro Silva, Luana Camile Silva Silva e Williamy Queiroz Felix. Este trabalho, também, encontra-se relacionado ao desenvolvimento da disciplina Mapeamento Geológico II da Faculdade de Geologia da UFGA, que permitiu a geração de um acervo significativo de dados geológicos nas áreas dos municípios de Tucumã e Ourilândia do

Norte (Figura 1). Tais áreas estão inseridas no contexto geológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI, Figura 2) localizada na porção centro-oeste da Província Carajás.

Sendo assim, este trabalho busca definir interpretações de dados aerogeofísicos, estruturais e petrográficos, que definam os arranjos geométricos de corpos geológicos presentes na área de estudo, a fim de detalhar os atuais mapas geológicos inseridos dentro dos limites da Folha Rio Branco (Figura 3).

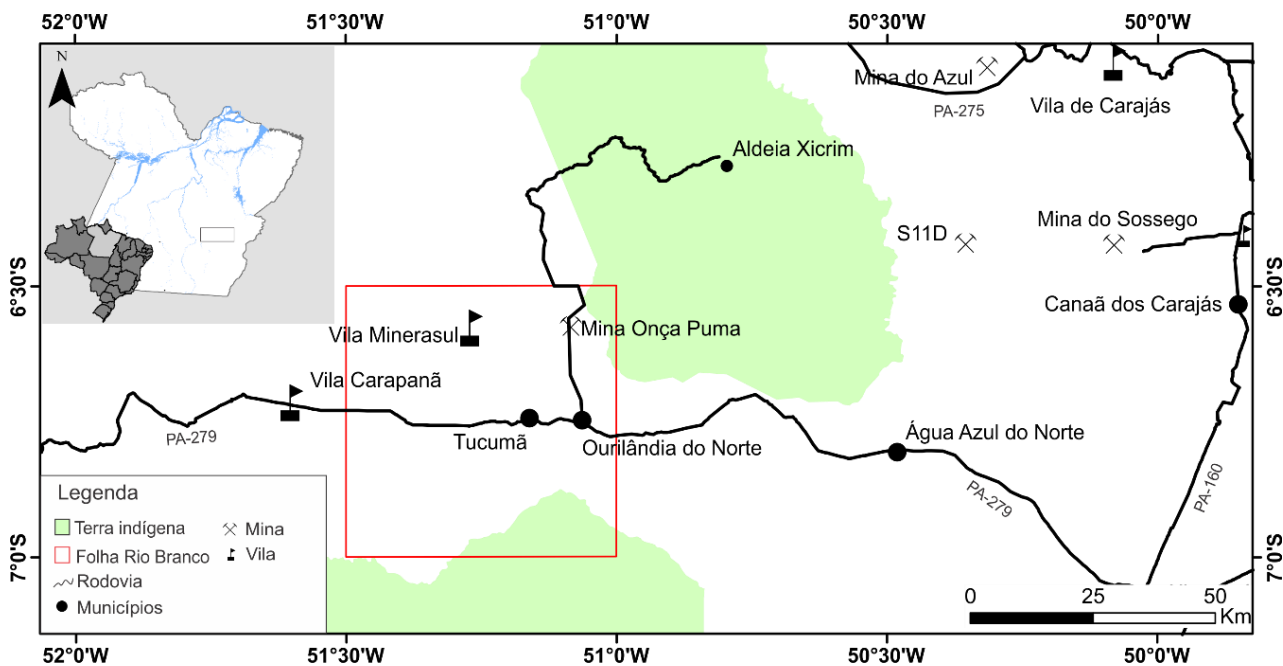
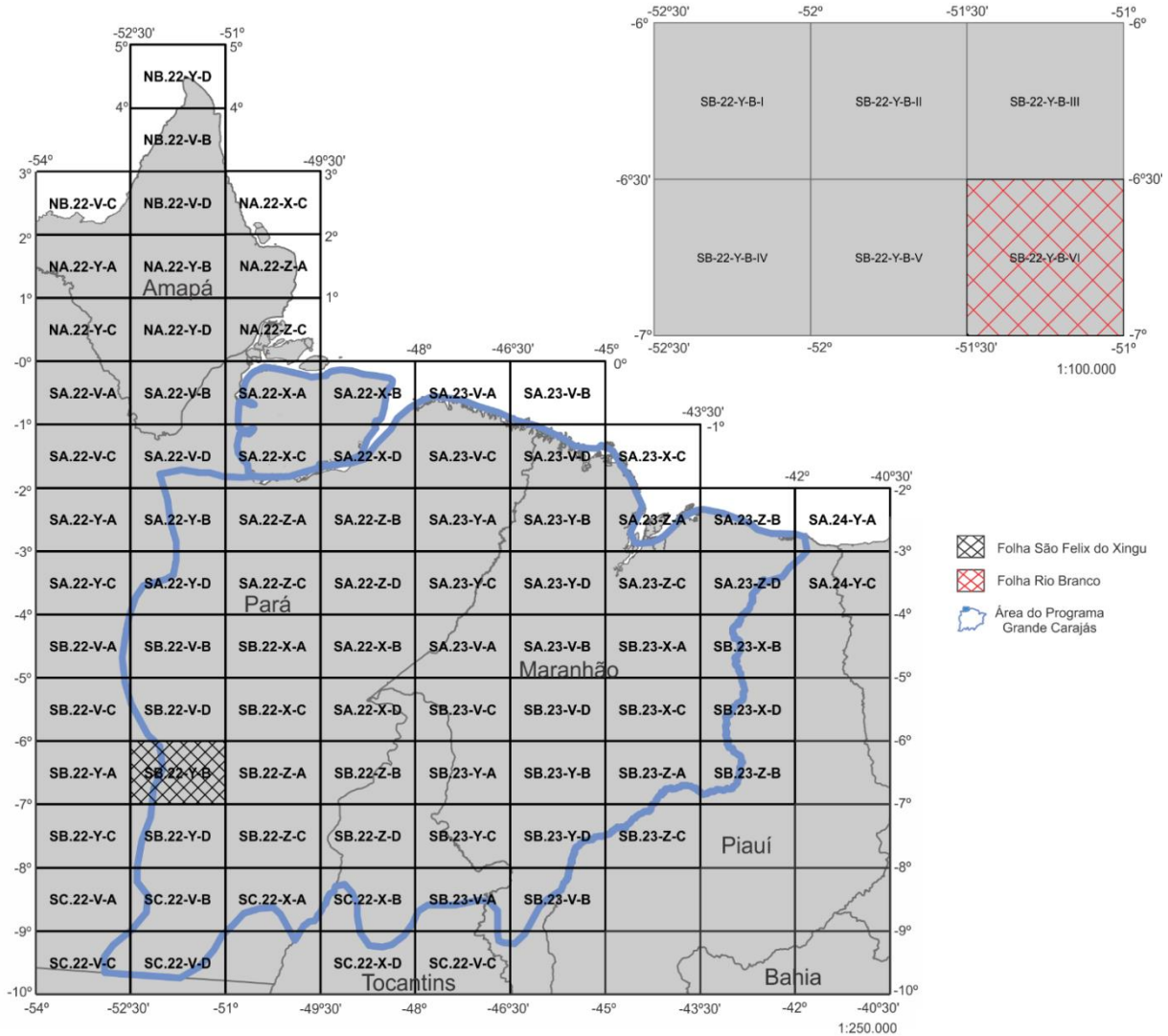


Figura 1 - Mapa de localização da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) no sudeste do Estado do Pará e que abrange as áreas dos municípios de Tucumã e Ourilândia do Norte.

PROJETO ESPECIAL MAPAS DE RECURSO MINERAIS, DE SOLO E VEGETAÇÃO PARA ÁREA DO PROGRAMA GRANDE CARAJÁS



- SA.22-X-A CHAVES
- SA.22-X-B SOURE
- SA.23-V-A SALINÓPOLIS
- SA.23-V-B BAIÁ DE EMBORAÍ
- SA.22-V-D GURUPÁ
- SA.22-X-C PORTEL
- SA.22-X-D BELÉM
- SA.23-V-C CASTANHAL
- SA.23-V-D TURIAÇU
- SA.22-Y-B SENADOR JOSE PORFIRO
- SA.22-Z-A CAMETÁ
- SA.22-Z-B TOMÉ – AÇU
- SA.23-Y-A RIO CAPIM
- SA.23-Z-A PINHEIRO
- \*SA.23-Z-A SÃO LUÍS
- \*SA.23-Z-B BARREIRINHAS
- \*SA.24-Y-A PARNAÍBA
- \*SA.22-Y-C AGRÓPOLIS BRASI NOVO
- SA.22-Z-C ALTAMIRA
- SA.22-Z-C TUCURUÍ
- SA.22-Z-D GOIANÉSIA
- SA.23-Y-C PARAGOMINAS
- SA.23-Y-D SANTA INÊS
- SA.23-Z-C ITAPECURU – MIRIM
- \*SA.23-Z-D CHAPADINHA

- \*SA.24-Y-C GRANJA
- \*SA.24-V-A RIO IRIRI
- SB.22-V-B RIO BACAJÁ
- SB.22-X-A REPARTIMENTO
- SB.22-X-B RONDOM DO PARÁ
- SB.23-V-A AÇAILÂNDIA
- SB.23-V-B VITORINO FREIRE
- SB.23-X-A BACABAL
- \*SB.23-X-B CAXIAS
- \*SB.22-X-C RIO PARDO
- SB.22-V-D ALTO BACAJÁ
- SB.22-X-C SERRA PELADA
- SB.22-X-D MARABÁ
- SB.23-V-C IMPERATRIZ
- SB.23-V-D BARRA DO CORDA
- SB.23-X-C PRESIDENTE DUTRA
- \*SB.23-X-D TEREZINA
- \*SB.22-Y-A IGARAPÉ TRIUNFO
- SB.22-Y-B SÃO FELIX DO XINGU**
- SB.22-Z-A SERRA DOS CARAJÁS
- SA.22-Z-B XAMBIOÁ
- SA.23-Y-A TOCANTINÓPOLIS
- SA.23-Y-B FORTALEZA DOS NOGUEIRA
- \*SA.23-Z-A SÃO JOÃO DOS PATOS
- \*SA.23-Z-B FLORIANO

- \*SB.22-Y-C CROCAIMORE
- \*SB.22-Y-D RIO FRESCO
- SB.22-Z-C XINGUARA
- SB.22-Z-D ARAGUAÍNA
- SB.23-Y-C CAROLINA
- \*SB.23-Y-D BALSAS
- \*SB.23-Z-C URUCUÍ
- \*SC.22-V-A RIO CHICHÉ
- \*SC.22-V-B SERRA CUBENCANQUÉM
- \*SC.22-X-A REDENÇÃO
- \*SC.22-X-B CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA
- \*SC.23-V-A ITACAJÁ
- \*SC.23-V-B TASSO FRAGOSO
- \*SC.22-V-C RIO IRIRI NOVO
- \*SC.22-V-D RIO CAPIVARA
- \*SC.22-X-D MIRACEMA DO NORTE
- SC.23-V-C LIZARDA
- #SB.22-Y-B-I SÃO RAIMUNDO
- #SB.22-Y-B-II IGARAPÉ SÃO SEBASTIÃO
- #SB.22-Y-B-III FAZENDA ANAPORA
- #SB.22-Y-B-IV RIO XINGU
- #SB.22-Y-B-V SÃO FÉLIX DO XINGU
- SB.22-Y-B-VI RIO BRANCO**

\*Folha Parcial  
#Sem Folha

Figura 2 - Articulação da Folha Rio Branco.

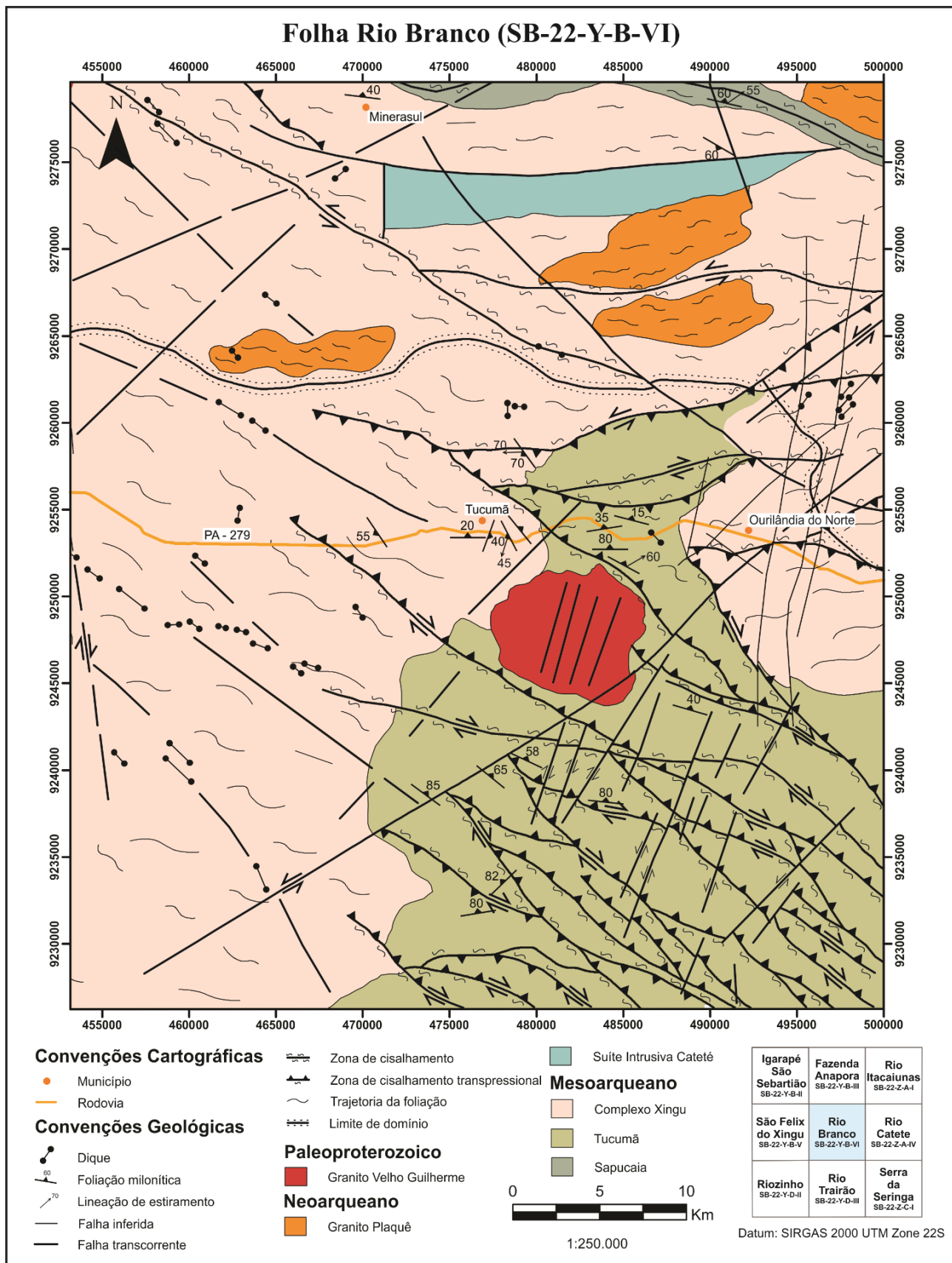


Figura 3 - Mapa geológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) com base na Folha São Félix do Xingú (SB-22-Y-B) (Macambira & Vale 1997).

## 1.1 JUSTIFICATIVA

Anteriormente aos estudos realizados pelo Grupo de Pesquisa de Granitóides (GPPG), o Complexo Xingu ocorria de maneira expressiva na porção centro-leste da Província Carajás, próximo ao município de Canaã dos Carajás. Após essas pesquisas, foram individualizadas rochas da série TTG, granitoides cálcico-alcálicos, granitos tipo-A (metaluminosos a peraluminosos) e uma associação tonalítica-trondhjemitica com alto Zr, Y e Ti. Contudo, na porção centro-oeste da província, onde estão localizados os municípios de Tucumã e Ourilândia do Norte, as rochas do Complexo Xingu ainda permanecem pobremente caracterizadas, dificultando a definição de uma sequência litoestratigráfica para a região. Além disso, a ausência do magmatismo subalcalino neoarqueano do tipo-A (Suíte Planalto) na área de estudo chama atenção, pelo fato de ser bastante frequente na porção norte da Província Carajás. A inserção indiscriminada desses corpos neoarqueanos no contexto da Suíte Plaquê por Araújo & Maia (1991), devido à ausência de trabalhos sistemáticos na área, resultou na falta de registro do magmatismo subalcalino do tipo-A de idade neoarqueana. O conhecimento limitado sobre as associações litológicas na porção centro-oeste da província impede a construção de uma evolução mais precisa para a mesma, tornando necessário o desenvolvimento de mapas geológicos em escala de semidetalhe para a área de estudo.

A área representada pela Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) não possui um trabalho que integre os vários mapas geológicos desenvolvidos em escala de semidetalhe e já publicados (Felix *et al.* 2020, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). Por enquanto, a geologia da folha só é discutida no âmbito da Folha São Félix do Xingu (escala de 1:250.000), que abrange uma área de 18.287 Km<sup>2</sup> (Macambira & Vale 1997; Figura 2). Portanto, este trabalho se faz necessário pelo fato de propor os resultados de atividades de mapeamento em escala de 1:100.000 da Folha Rio Branco, cuja área é de 3.054 Km<sup>2</sup> (Figura 2). Isto permitirá, aliado à integração de dados já publicados e de levantamentos aerogeofísicos, a individualização de novas unidades litoestratigráficas e identificação de seus principais aspectos estruturais.

## 1.2 OBJETIVO

Tem-se como principal objetivo deste Trabalho de Conclusão de Curso, a confecção do mapa geológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI), na escala de

1:100.000 e elaborar nota explicativa. Para atingir tal objetivo, é necessário realizar os seguintes objetivos específicos:

- Sistematizar dados pré-existentes gerados por pesquisadores e discentes do Instituto de Geociências da UFPA;
- Individualizar (classificar) e delimitar as principais unidades geológicas;
- Caracterizar as principais relações de campo;
- Identificar as estruturas dúcteis e rúpteis da área;
- Identificar as principais ocorrências minerais;
- Caracterizar as condições de metamorfismo das rochas supracrustais;
- Elaborar um mapa de interpretação aerogeofísica;
- Elaborar uma proposta de coluna litoestratigráfica para a área estudada;
- Elaborar um mapa geológico em escala de semidetalhe (~1:100.000) em ambiente SIG.
- Elaborar nota explicativa sobre o mapa gerado;

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICAS

Esta etapa consiste no levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, realizando uma síntese de grande parte dos dados já publicados para compartimentalização do Cráton Amazônico e para a Província Carajás. Além de temas mais específicos relacionados à evolução crustal nos períodos meso- e neoarqueano e paleoproterozoico, geologia estrutural, geofísica, magmatismo e metamorfismo.

### 2.2 FOTOINTERPRETAÇÃO

Esta etapa consiste na extração da imagem de satélite da área estudada, por meio dos programas *Google Earth Pro* e *DigitalGlobe*, Georreferenciamento foi realizado no *software ArcGis 10.4.1*, ligando a imagem aos vértices da quadrícula por meio de pontos de controle. O Modelo Digital de Terreno (*Shuttle Radar Topography Mission - SRTM*) foi obtido no site do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Dessa maneira, foram extraídos os dados de logística como localidade, rodovias, estradas, caminhos, drenagem, lineamentos e curva de nível.

### 2.3 AEROGAMAESPECTROMETRIA

Gamaespectrometria e magnetometria são técnicas geofísica que utilizam sensores capazes de medir o campo magnético e a radiação emitida por alguns elementos radioativos e magnéticos presente nas rochas, solo e água. As principais fontes de decaimento radioativo vêm da desintegração do  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , encontrados em minerais acessórios (principalmente o tório) como titanita, alanita, monazita, xenotima e zircão em rochas ígneas e metamórficas (Dickson & Scott 1997). As anomalias magnéticas são mudanças que ocorrem no campo magnético terrestre devido a presença de minerais magnéticos – como magnetita, titanomagnetita, maghemita, pirrotita ou ligas de Fe-Ni-Co – devido sua susceptibilidade magnética elevada. Tal interferência provoca perturbações locais que formam relevos magnéticos ao ser analisada pela magnetometria (Soares 2001). As técnicas empregadas na radiometria limita-se a um alcance médio de 30 a 40 cm de profundidade, portanto, matéria espessa contida entre o emissor e o receptor pode prejudicar a detecção (Minty 1988), enquanto a magnetometria atinge uma maior profundidade. Cobertura sedimentar, vegetação densa, umidade do solo, variações topográficas e outras são os principais fatores que

podem prejudicar a captação de dados radiométricos (gamaespectrometria, Ribeiro *et al.* 2013).

A extração dos dados foi feita com base nas imagens aerogeofísicas fornecidas pela CPRM e têm como fonte os levantamentos geofísicos no período de 2003 - 2009 pelo Projeto Carajás (Figura 4) que possui 500 m de espaçamento entre as linhas de voo (direção N-S), 10 Km entre as linhas de controle (direção E-W) e altura de voo de 100 m. A medição de gamaespectrométrica possui espaçamento de 77 m e a magnetométrica de 7,7 m (Serafim & Costa 2020). Neste trabalho foram utilizados os canais tório, urânio, ternário, primeira derivada, sinal analítico e canal do potássio. Este último não provou ser eficiente devido as rochas da região serem ricas nesse elemento, com tendência de produzir uma grande anomalia homogênea devido à alta mobilidade do K. A interpretação das imagens geofísicas seguiu o princípio que zonas de cisalhamento podem promover a justaposição de unidades litológicas e percolação de fluidos e magmas, ao longo das estruturas, com susceptibilidade magnética distintas, assim, permitindo a individualização de segmentos lineares e unidades litoestratigráfica (Medeiros *et al.* 2011).

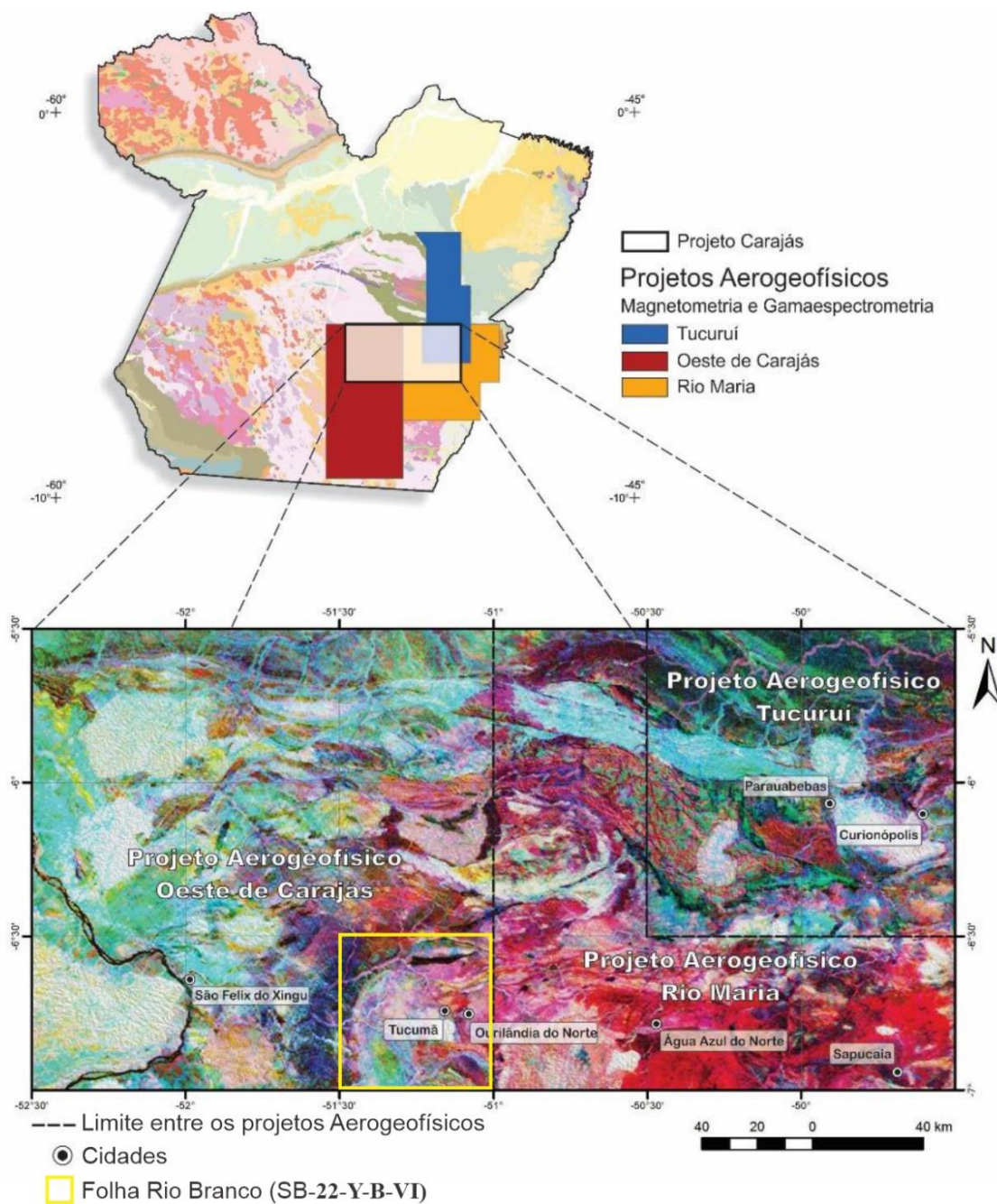


Figura 4 - Localização dos levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) realizados no Projeto Carajás. Fonte: Serafim & Costa (2020).

## 2.4 ESTUDO PETROGRÁFICO

A etapa consiste na descrição das lâminas delgadas realizadas das rochas coletadas durante o Mapeamento Geológico II. Serão identificados e descritos o conteúdo mineralógico, relações de contato entre os minerais adjacentes, consequentemente o equilíbrio entre as associações minerais, além dos aspectos texturais e microtectônicos. Tais análises serão efetuadas nos laboratórios de petrografia da Faculdade de Geologia (Petro I e II), com auxílio das seguintes referências: Fettes &

Desmons (2007) e Yardley (1994) para rochas metamórficas; Streckeisen (1973) para as ígneas; Twiss & Moores (1992) e Passchier & Trouw (2005) na análise microtectônica.

## 2.5 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Os mapas bases utilizados como guias no Mapeamento Geológico foram realizados a partir dos dados extraídos nas etapas anteriores. Esses dados aliados aos estudos de campo e petrografia foram de fundamental importância para a confecção do Mapa Geológico da Folha Rio Branco na escala 1:100.000. O mapeamento geológico foi realizado durante o período de 26/07/2019 a 11/07/2019, somando um total de 682 pontos (Figura 5) que visaram a descrição de afloramentos e relevo, com destaque para os aspectos litológicos e estruturais, o que possibilitou diversas observações das relações de contato e intrusões entre as rochas. Amostras de mão foram coletadas em afloramentos complexos e fundamentais para a interpretação da evolução geológica, dessas, 115 foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas e estudadas microscopicamente. Para o georreferenciamento desses pontos foi utilizado o aplicativo *Avenza Maps* (precisão de ~3 m). As estruturas presentes nas rochas foram medidas por meio de bússola geológica *Brunton M2* e aplicativo *FieldMove Clino*, posteriormente tratadas no software *Openstereo 2.0b* e *Stereonet 10.4.6*.

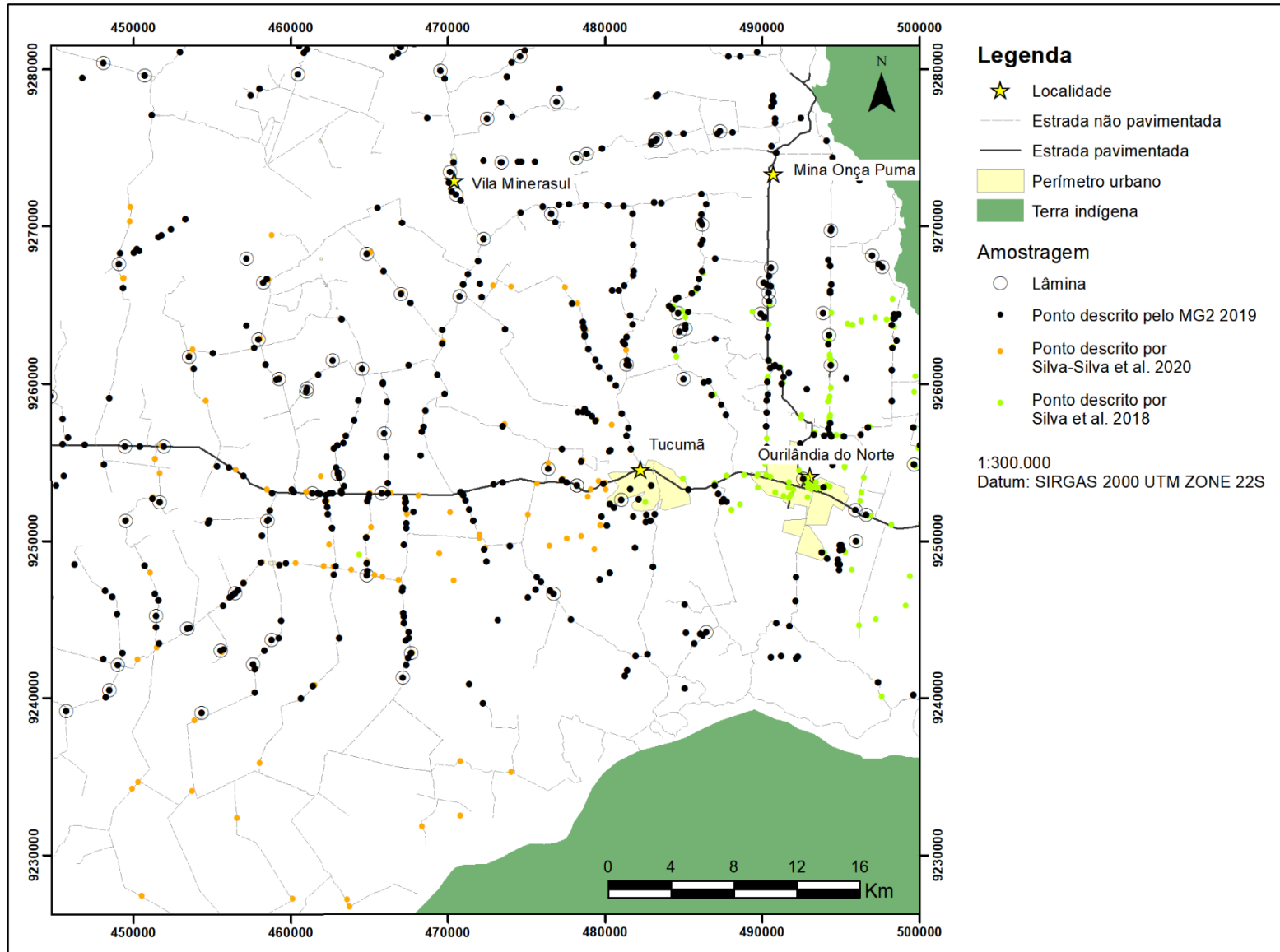


Figura 5 - Mapa de amostragem realizadas no mapeamento geológico na área da Folha Rio Branco.

---

---

## CAPÍTULO II REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

---

---

### 1 TRABALHOS ANTERIORES

As pesquisas geológicas pioneiras realizadas na região sudeste do Estado do Pará tiveram apenas âmbito exploratório (Guimarães 1928, Moraes Rego 1933, Oliveira 1928, Oliveira & Leonardos 1943 *apud* Santos & Pena Filho 2000) devido ao acesso limitado que dificultou a construção de seções geológicas, resultando em mapas com poucas informações (Macambira & Vale 1997). Durante a década de 60, incursões particulares foram empreendidas buscando a descoberta de pedras preciosas e ouro. Essas evoluíram para um caráter mais regional (Barbosa 1966), onde unidade e grupos foram descritos visando um empilhamento estratigráfico (Araújo & Maia 1991, Santos & Pena Filho 2000). Pesquisas realizadas por empresas de mineração no decorrer da década levaram a descoberta do depósito de manganês na Serra de Buritirama e de ferro na Serra dos Carajás (Macambira & Vale 1997).

A valorização econômica da Serra do Carajás proporcionou a realização de vários trabalhos em escala regional e de semidetalhe com o enfoque em descrição de rochas, agrupamento, correlação e estratigrafia a partir dos anos 70, destacando os trabalhos de Knup (1971), DOCEGEO (1972), Puty *et al.* (1974) entre outros. Alvos específicos foram estudados a fim de discutir a gênese de anomalias encontradas na Província Carajás, como em Tolbert *et al.* (1970), Resende & Barbosa (1972) e Valarelli *et al.* (1978). Eventos evolutivos foram estabelecidos utilizando-se ferramentas de geocronologia com finalidade de definir províncias geológicas (Tolbert *et al.* 1970, Amaral 1974). O Governo Brasileiro iniciou o reconhecimento sistemático da Amazônia Brasileira na escala de 1:1.000.000 através do Projeto RADAM, resultando na Folha Araguaia/Tocantins (abrange a Folha Rio Branco) e definiu o Complexo Xingu como o principal embasamento da região (Silva *et al.* 1974). As Serras Puma/Onça, presentes na Folha Rio Branco e Jacaré/Jacarezinho foram estudadas no final da década de 70, por pesquisadores da Mineração Serra do Sul Ltda. e Mineração Serra do Oeste Ltda. levando a cubagem de jazidas de níquel laterítico nos anos seguintes (Macambira & Vale 1997).

O Projeto Especial Mapa de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação foi instaurado entre a década de 70 e 80 sendo limitado pelos paralelos 0°00' e 9°00'S e pelos meridianos 42°00' e 52°00'W contendo parte dos estados do Pará, Tocantins e

Maranhão em uma área de aproximadamente 840.000 Km<sup>2</sup> (Figura 6). Tal Programa visava fornecer subsídios para o Programa Grande Carajás, obter informações geológicas básicas para avaliação do potencial metalogenético, gerir a ocupação do solo sem degradação ambiental e fomentar desenvolvimento econômico da região. A Folha São Félix do Xingu, a qual engloba a Folha Rio Branco, foi escrita na década de 90 para atender a essas necessidades e está inserida na área daquele Projeto Especial Mapa de Recursos Minerais. A geologia da região permaneceu com poucas contribuições desde a publicação da Folha, até que o Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) em cooperação com o Laboratório de Geologia Isotópica (PARA-ISO), ambos vinculados ao Programa de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), começou a realizar mapeamentos geológicos de semidetalhe e detalhe que resultou na diferenciação de novas unidades (Felix *et al.* 2020, Leite-Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Souza *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020).



Figura 6 - Mapa de Localização do Programa Grande Carajás.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 CRÁTON AMAZONICO

O Cráton Amazônico está localizado na Plataforma Sul-americana. É uma das maiores áreas cratônicas do mundo, está estável há 1.0 Ga e contém aproximadamente 430 mil km<sup>2</sup>. Seu limite é definido por cinturões orogênicos neoproterozoicos: Tucavaca, Araguaia-Cuiabá e Tocantins. Rochas sedimentares paleozoicas depositadas na Bacia do Amazonas o fragmentaram em escudos: Guianas (norte) e Brasil Central (sul; Tassinari & Macambira 2004).

O Projeto RADAM, através dos relatórios internos do DNPM, CPRM, Petrobras e imagem aeroespacial do Programa ERTS (*Earth Resources Technology Satellite*), sugeriu que a evolução tectônica do Cráton iniciou através de um núcleo antigo (Amazônia Central) e faixas móveis acrescidas durante o proterozoico (Amaral 1974, Santos 2003). Caracterizando uma tectônica marcada por processos de reativação de plataforma, retrabalhamento crustal e formação de blocos continentais no arqueano e paleoproterozoico (Tassinari & Macambira 2004). Posteriormente, Cordani *et al.* (1979), Cordani & Neves (1982) e Tassinari (1996) adaptaram o modelo evolutivo de Amaral (1974) com base nas orogenias modernas. Chegando à conclusão que durante o Arqueano, paleo- e mesoproterozoico teriam ocorridos sucessões de arco magmático envolvendo a geração de magmas retrabalhados das rochas crustais preexistentes e adição de material juvenil derivado do manto (Tassinari & Macambira 2004).

### 2.2 PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás (Figura 7,8) é considerada como a principal porção crustal de idade arqueana presente no Cráton Amazônico e ganhou atenção nas décadas passadas devido ao alto potencial metalogenético (Araújo & Maia 1991, DOCEGEO 1988, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Está localizada no sudeste do estado do Pará e limitada a norte pelo Domínio Bacajá, a sul pelo Domínio Santana do Araguaia, a leste pelo Cinturão Araguaia e a oeste pela Província Amazônia Central (Santos 2003) e foi considerada como uma Província independente por Santos (2003, Figura 7a). Outros autores consideram que a Província pertencente ao contexto geológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 2004; Figura 7b).

Usando dados estruturais, geofísicos, litológicos, geoquímicos e geocronológicos, a Província Carajás foi dividida em dois domínios tectônicos, Carajás

e Rio Maria (Santos 2003). O Domínio Rio Maria (Sul) é constituído por granitoides de idade Mesoarqueana dispondo de texturas primárias preservadas e rochas metamórficas de baixo e alto grau. As rochas dos Domínios Carajás e Rio Maria possuem idades de extração semelhantes, variando entre o mesoarqueano ao neoarqueano, porém, um intervalo cristalização diferente, enquanto o Rio Maria é mais curto (3.0 a 2.8 Ga) o Carajás é mais longo (3.0 a 2.5 Ga).

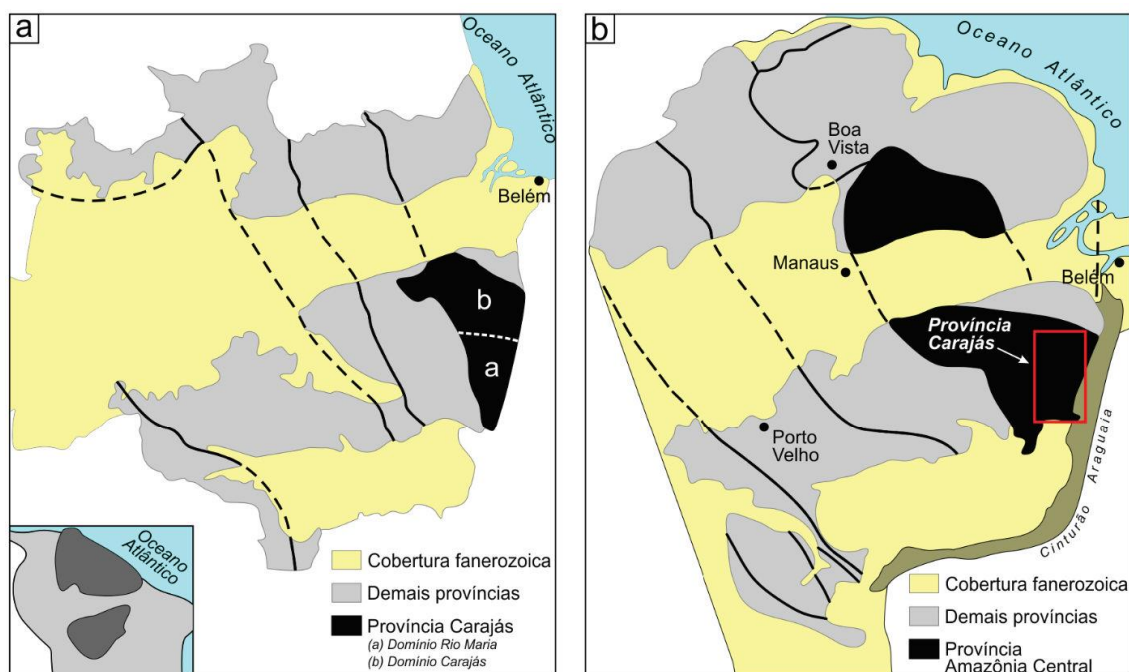


Figura 7 - Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, evidenciando as províncias geocronológicas segundo (a) Santos (2003) e (b) Tassinari & Macambira (2004) com destaque para a Província Carajás.

O Domínio Rio Maria (Figura 8) é um terreno granito-*greenstone* mesoarqueano gerados em dois períodos de acreção de crosta juvenil (Oliveira *et al.* 2010, Almeida *et al.* 2011). É constituído por associações *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas de idade entre 3.0 Ga a 2.9 Ga (Lafon *et al.* 2000, Pimentel & Machado 1994, Rolando & Macambira 2003, Souza *et al.* 2001) e do Grupo Tucumã de idade 2.97 Ga (Araújo & Maia 1991, Sousa *et al.* 2018). Além das suprascrustais, o Domínio é formado por diversos granitoides divididos em: (i) Série TGG de idade 2.98 - 2.92 Ga composta pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Almeida *et al.* 2008, 2011) cujos possuem foliação preferencial NW-SE a E-W, com exceção do Tonalito Mariazinha, o qual mostra orientação NE-SW e variações para N-S (Guimarães *et al.* 2010). (ii) Sanukitoides que são representados

pelo Granodiorito Rio Maria de idade 2.87 Ga e rochas associadas (Oliveira *et al.* 2009, Leite-Santos & Oliveira 2016), o Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães 2009) e o Granito Rancho de Deus (Dias 2009) ocorrem relacionados a essa unidade. (iii) Leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr corresponde a Suíte Guarantã de 2.87 a 2.86 Ga composta pelos plútons Guarantã, Trairão e Azulona (Althoff *et al.* 2000, Dias 2009, Almeida *et al.* 2010) com valores de ETR similares aos TGG arqueanos e derivados de magmas sanukitoide (Marangoanha *et al.* 2019a, 2019b, 2020). (iv) Leucomonzogranitos de afinidade cálcio-alcálica é representado pelo Granito Mata Surrão, composto por monzogranitos e ocorrência restrita de granodioritos, e Xinguara datados em 2.87 (Almeida *et al.* 2013, Dall’Agnol *et al.* 2006, Lafon *et al.* 1994, Leite *et al.* 1999). As sequências transgressivas clásticas do Grupo Rio Fresco recobriram a crosta após a colocação dessas rochas (DOCEGEO 1988). Granitos intrusivos Tipo-A de 1.88 Ga da Suíte Jamon e dique associados marcam a cratonização do Domínio Rio Maria (Dall’Agnol *et al.* 2005, Dall’Agnol & Oliveira 2007, Silva *et al.* 2016).

O Domínio Carajás (Figura 7) é um terreno composto por embasamento Mesoarqueano afetado por processos tectonotermiais, representado por uma sequência vulcanossedimentar e intrusões magmáticas sin-tectônicas estruturadas na direção E-W (Araujo & Maia 1991, Avelar 1999, Macambira & Vale 1997). Sendo constituído por: (i) *Greenstone belts* do Grupo Sapucaia, composto por rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas metamorfizadas em fácies compatível com xisto verde a anfíbolito (DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1994, Sousa *et al.* 2015); (ii) Ortogranulito Chicrim-Cateté de 3.0 Ga (Pidgeon *et al.* 2000); (iii) Tonalito São Carlos representado por granitoides sódicos de 2.95 Ga, diferente dos TTG e sanukitoides arqueanos (Silva *et al.* 2014); (iv) Diopsídio-Norito Pium de 2.7 Ga; (v) Complexo Xingu de 2.97±15 Ga (Avelar *et al.* 1999); (vi) Granitoides sódicos representados pelo Tonalito Bacaba de 3.0 Ga (Moreto *et al.* 2011), Granito Canaã dos Carajás de idade 2.95 Ga (Feio *et al.* 2013), Complexo Tonalítico Campina Verde de 2.87 a 2.85 Ga (Feio *et al.* 2013), e Trondhjemitó Rio Verde com idade de 2.0 Ga (Feio *et al.* 2013); (vii) Tonalito Caracol ocorre como uma estreita faixa NW-SE de 2.93 Ga (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011); (viii) Granodiorito Água Azul e Água Limpa de afinidade sanukitoide de 2.87 Ga (Gabriel *et al.* 2010, Gabriel & Oliveira 2014); (ix) Granitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica, caracterizados pelos corpos: Serra Dourada de 2.86 Ga (Moreto *et al.* 2011) e 2.83 Ga (Feio *et al.* 2013), Boa Sorte de 2.85 - 2.89 Ga (Rodrigues *et al.* 2010), Cruzadão de 2.84 Ga (Feio *et al.* 2013) e Bom Jesus de 2.83 Ga (Feio *et al.* 2013). (x)

Leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr são representados pelo Leucogranodiorito Nova Canadá; (xi) Granitos de alto-K e afinidade cálcio-alcálica retratados pelo Granito Xinguara de 2.86 Ga (Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004) e Leucogranito Velha Canadá de  $2.74 \pm 2$  Ga (Leite-Santos & Oliveira 2016); (xii) Granitoides subalcalinos sintectônicos de caráter oxidado representados pela Suíte Vila Jussara de 2.75 - 2.73 Ga (Dall'Agnol *et al.* 2017); (xiii) Complexo Estrela de 2.76 Ga (Barros *et al.* 2001), Granito Serra do Rabo de 2.74 Ga (Barros *et al.* 2009), Granito Igarapé Gelado datado em 2.73 Ga (Barros *et al.* 2009) e Suíte Planalto de idade variando entre 2.75 - 2.71 Ga (Feio & Dall'Agnol 2012), granitoides sintectônicos do tipo-A colocado através de zonas de cisalhamento; (xiv) Rochas charnoquíticas compostas por tonalitos e granodioritos com ortopiroxênio de 2.75 Ga (Silva 2019, Feio & Dall'Agnol 2012, Gabriel *et al.* 2010, Santos *et al.* 2013, Silva-Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2018); (xv) Granitoides sódicos de afinidade toleítica pertencente a Suíte Pedra Branca de idade 2.75 Ga (Feio *et al.* 2013); (xvi) Suíte Plaquê de assinatura metaluminosa a peraluminosa (Vasquez *et al.* 2008).

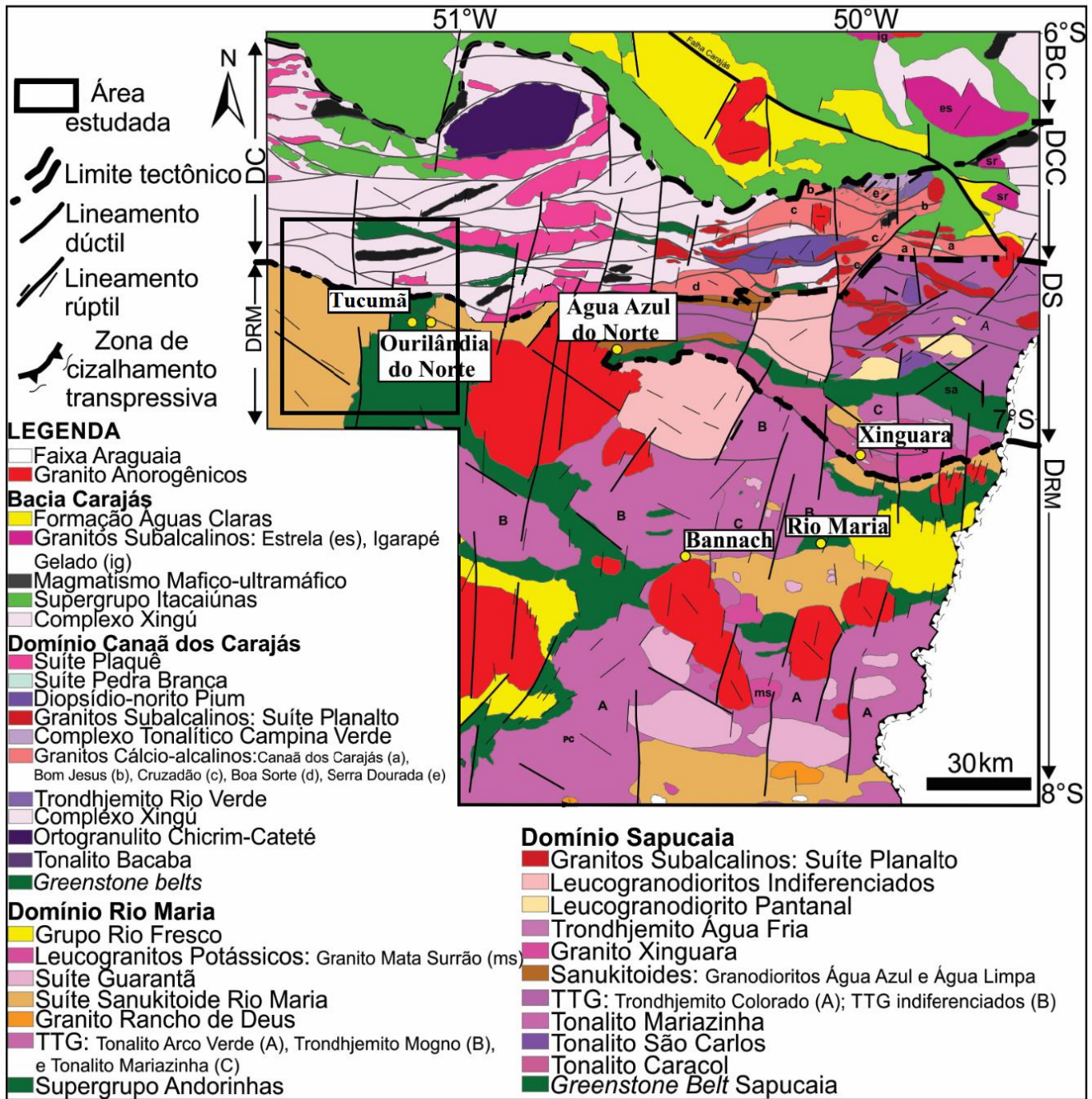


Figura 8 - Mapa geológico da Província Carajás, modificado de Dall'Agnol *et al.* (2013), Feio *et al.* (2013), Oliveira *et al.* (2010), Santos *et al.* (2013), Vasquez *et al.* (2008).

Tabela 1 - Geocronologia das Unidades Litoestratigráficas presentes no Domínio Rio Maria.

| Associação                                      | Unidade litoestratigráfica                 |                       | Idade de Formação (Ma)                          | Método            | TDM (Ga)                  | $\epsilon\text{Nd (t)}$    |
|---|--|-----------------------|---|-------------------|---------------------------|----------------------------|
| Magmatismo Félsico Intracontinental             | Suíte Jamon                                | Jamon                 | 1885 ± 32 <sup>19</sup>                         | Pb-Pb Zr          | 3,02 e 2,87 <sup>19</sup> | -9,7 e -9,5 <sup>19</sup>  |
|   |  | Musa                  | 1883 +5/-2 <sup>20</sup>                        | U-Pb T Zr         | 2,60 a 2,82 <sup>19</sup> | -9,3 a -9,6 <sup>19</sup>  |
|   |  | Redenção              | 1870 ± 68 <sup>3</sup>                          | Pb-Pb Rt          | 2,73 a 2,80 <sup>12</sup> | -8,8 a -10,5 <sup>12</sup> |
|   |  | Seringa               | 1893 ± 15 <sup>4</sup>                          | Pb-Pb Zr          |                           |                            |
|   |  | Bannach               |   |                   |                           |                            |
|   |  | Manda Saia            |   |                   |                           |                            |
|   |  | Diques Associados     | 1880.9 ± 3.3 <sup>18</sup>                      | U-Pb Zr           |                           |                            |
| Leucomonzogranitos de Afinidade Cálcio-Alcalina | Granito Xinguara                           |                       | 2865 ± 1 <sup>17</sup>                          | Pb-Pb Zr          | 2,88 <sup>13</sup>        | +1,6 <sup>13</sup>         |
|   | Granito Mata Surrão                        |                       | 2875 ± 20 <sup>16</sup>                         | Pb-Pb Rt          | 2,90 e 3,05 <sup>2</sup>  | +0,56 e +1,89 <sup>2</sup> |
| Leucogranodioritos-Granitos de Alto Ba-Sr       | Suíte Guarantã                             | Ganodiorito Azulona   | 2869 ± 12 <sup>15</sup>                         | Pb-Pb Zr          |                           |                            |
|   |  | Granodiorito Trairão  |   |                   |                           |                            |
|   |  | Granito Guarantã      | 2864 ± 8 <sup>15</sup>                          | Pb-Pb Zr          |                           |                            |
|   |  |                       | 2930 <sup>14</sup>                              | U-Pb Zr           |                           |                            |
| Sanukitoide                                     | Granodiorito Rio Maria e Rochas Associadas |                       | 2872 ± 5 <sup>8</sup>                           | U-Pb Zr, Ti       | 3,01 a 2,95 <sup>13</sup> | +0,4 a +1,2 <sup>13</sup>  |
|   |  |                       | 2874 +9/-10 <sup>6</sup>                        | U-Pb Zr           | 3,01 e 2,92 <sup>12</sup> | +0,2 a +1,2 <sup>12</sup>  |
|   |  |                       | 2875 ± 7, 2877 ± 6 <sup>2</sup>                 | Pb-Pb Zr          | 3,07 a 2,97 <sup>2</sup>  | -0,53 a +0,74 <sup>2</sup> |
| TTG   | Tonalito Mariazinha                        |                       | 2925 ± 4 <sup>11</sup>                          | Pb-Pb Zr          |                           |                            |
|   | Trondhjemitó Mogno                         |                       | 2956 ± 5 <sup>11</sup>                          | Pb-Pb Zr          | 2,92 e 2,95 <sup>12</sup> | +0,9 e +1,0 <sup>12</sup>  |
|   | Tonalito Arco Verde                        |                       | 2957 +25/-21 <sup>16</sup>                      | U-Pb Zr           | 2,94 e 2,91 <sup>12</sup> | +2 e +2,6 <sup>12</sup>    |
|   |  |                       | 2965 ± 1, 2981 ± 8, 2988 ± 5 <sup>2</sup>       | Pb-Pb Zr          | 3,02 e 3,01 <sup>2</sup>  | +1,56 e +1,72 <sup>2</sup> |
|   |  |                       | 2936 ± 4 <sup>10</sup>                          | Pb-Pb Zr          |                           |                            |
| <i>Greenstone Belt</i>                          | Grupo Tucumã                               |                       | 2868 ± 8 <sup>9</sup> , 2979 ± 24 <sup>21</sup> | Pb-Pb Zr, U-Pb Zr |                           |                            |
|   | Grupo Lagoa Seca                           |                       | 2979 ± 5 <sup>8</sup>                           | U-Pb Zr           |                           |                            |
|   |  |                       | 2971 ± 18 <sup>7</sup>                          | U-Pb Zr           |                           |                            |
|   |  |                       | 2904 +29/-22 <sup>6</sup>                       | U-Pb Zr           |                           |                            |
|   |  |                       | 2979 ± 88 <sup>5</sup>                          | Pb-Pb Rt          | 3,24 a 3,05 <sup>5</sup>  | +0,22 a +3,15 <sup>5</sup> |
|   | Grupo Babaçu                               |                       | 3046 ± 32 <sup>4</sup>                          | Sm-Nd Rt          |                           | +1,11 a +2,53 <sup>4</sup> |
|   | Grupo Serra do Inaja                       | Fm. Morada da Prata   | 2.96 – 3.07 <sup>(*) 3</sup>                    | Pb-Pb Zrd         |                           |                            |
|   |  | Fm. Quixadá           | 2988 ± 4 <sup>2</sup>                           | U-Pb Zr           | 3,02 <sup>2</sup>         | +1,67 a +5,78 <sup>2</sup> |
| Grupo Gradaús                                   |  | 3002 ± 3 <sup>1</sup> | U-Pb Zr   | 3,4 <sup>1</sup>  | -0,34 <sup>1</sup>        |                            |

Abreviatura: Zr - Zircão; Zrd - Zircão detrítico; Rt - Rocha Total; Ti - Titanita; (\*) - Idade em Ga.

Referência: 1 - Tassinari *et al.* 2005; 2 - Rolando & Macambira 2003; 3 - Barbosa *et al.* 1995; 4 - Avelar 1996; 5 - Souza *et al.* 2001; 6 - Macambira & Lancelot 1996; 7 - Macambira & Lancelot 1991; 8 - Pimentel & Machado 1994; 9 - Alvelar *et al.* 1999; 10 - Almeida *et al.* 2010; 11 - Almeida 2010; 12 - Håmo *et al.* 2002; 13 - Leite 2001; 14 - Althoff *et al.* 2000; 15 - Almeida *et al.* 2013; 16 - Lafon *et al.* 1994; 17 - Leite *et al.* 2004; 18 - Silva *et al.* 2016; 19 - Dall'Agnol *et al.* 1999a; 20 - Machado *et al.* 1991; 21 - Sousa *et al.* 2018.

Tabela 2 - Geocronologia das Unidades Litoestratigráficas presentes no Domínio Carajás.

(continua)

| Associação                                 | Unidade Litoestratigráfica        | Idade de Formação (Ma)                            | Método             | TDM (Ga)                 | $\epsilon\text{Nd}$ (t)     |
|--|-----------------------------------|---|--------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Magmatismo Máfico-Ultramáfico              | Suíte Intrusiva Cateté            | 2.76 (*) <sup>25</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
| Granitoides Sódicos de Afinidade Toleítica | Suíte Pedra Branca                | 2750 ± 5 <sup>15</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
| Rochas Charnoquíticas                      |                                   | 2.75 (*) <sup>24</sup>                            |                    |                          |                             |
| Granitoides Alto K                         | Granito Plaquê                    | 2736 ± 24 <sup>2</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
|  | Suíte Planalto                    | 2730 ± 2 <sup>23</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
|  | Igarapé Gelado                    | 2731 ± 26 <sup>26</sup>                           | Pb-Pb Zr           | 2.97 a 3.2 <sup>26</sup> | -0.38 a -2.06 <sup>26</sup> |
|  | Complexo Estrela                  | 2763 ± 7 <sup>22</sup>                            | Pb-Pb Zr           | 2.97 a 3.2 <sup>26</sup> | -0.38 a -2.06 <sup>26</sup> |
| Granitoides Subalcalinos Oxidados          | Suíte Vila Jussara                | 2.72 - 2.76 (*) <sup>21</sup>                     | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
| Granitoides Subalcalinos a Metaluminoso    | Granitoides Vila União            | 2744 ± 5.5 <sup>28</sup>                          | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
| Granitoides K de Afinidade Cálcio-Alcalina | Leucogranito Velha Canadá         | 2747 ± 2 <sup>27</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
|  | Bom Jesus                         | 2833 ± 2 <sup>15</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Cruzadão                          | 2845 ± 15 <sup>15</sup>                           | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Boa Sorte                         | 2857 ± 2 <sup>19</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
|  | Serra Dourada                     | 2831 ± 6 <sup>15</sup><br>2860 ± 22 <sup>14</sup> | U-Pb Zr<br>U-Pb Zr |                          |                             |
| Granitoide de Afinidade Sanukitoide        | Granodiorito Água Limpa           | 2.87 (*) <sup>17</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Granodiorito Água Azul            | 2.87 (*) <sup>17</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Trondhjemito Rio Verde            | 2929 ± 3 <sup>15</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
| Granitoide Sódico                          | Complexo Tonalítico Campina Verde | 2.85 - 2.87 (*) <sup>15</sup>                     | U-Pb /<br>Pb-Pb Zr |                          |                             |
|  | Tonalito Caracol                  | 2930 ± 2 <sup>16</sup>                            | Pb-Pb Zr           |                          |                             |
|  | Granito Canaã dos Carajás         | 2959 ± 6 <sup>15</sup>                            | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Tonalito Bacaba                   | 3004.6 ± 9 a 2,860 ± 22 <sup>14</sup>             | U-Pb Zr            |                          |                             |
|  | Tonalito São Carlos               | 2.934 ± 8,6 <sup>13</sup>                         | Pb-Pb Zr           |                          |                             |

(conclusão)

| Associação                | Unidade Litoestratigráfica   | Idade de Formação (Ma)                           | Método  | Idade de Metamorfismo                   | Método  | TDM (Ga)                  | $\epsilon$ Nd (t)         |                           |
|---------------------------|------------------------------|--|---|---|---------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| <i>Greenstone Belts</i>   | Grupo Rio Novo               | 2658 ± 213 <sup>11</sup>                         | Sm-Nd Rt  |   |         |                           |                           |                           |
|                           | Grupo Igarapé Pojuca         | 2757 ± 81, 2719 ± 80 <sub>10</sub>               | Sm-Nd Rt  |   |         | 3,06 a 2,85 <sup>10</sup> | -0,8 e -1,4 <sup>10</sup> |                           |
|                           | Grupo Igarapé Bahia          | 2751 ± 81 <sup>9</sup><br>2759 ± 24 <sup>9</sup> | Pb-Pb Rt<br>Sm-Nd Rt                                      |   |         |                           |                           |                           |
|                           | Grupo Grão-Pará              | Formação Carajás                                 | 2757 ± 18 <sup>7</sup><br>2593 ± 260 <sup>8</sup>         | Pb-Pb Zr<br>Sm-Nd Rt                    |         |                           |                           | - 4,2 <sup>8</sup>        |
|                           |                              | Formação Parauapebas                             | 2759 ± 2 <sup>3</sup><br>2760 ± 11, 2757 ± 7 <sup>5</sup> | U-Pb Zr<br>U-Pb Zr                      |         |                           |                           | + 4,6 a -7,0 <sup>6</sup> |
|                           | Grupo Igarapé Salobo         |  |   | 2761 ± 3 <sup>3</sup>                   | U-Pb Zr |                           |                           |                           |
| Assembleia de Embasamento | Complexo Xingu               | 2974 ± 15 <sup>2</sup>                           | Pb-Pb Zr  | 2859 ± 2 <sup>3</sup>                   | U-Pb Zr |                           |                           |                           |
|                           |                              | 2950 ± 25 <sup>4</sup>                           | U-Pb Zr   | 2857 ± 6,7 <sup>4</sup>                 | U-Pb Zr |                           |                           |                           |
|                           | Diopsídio-Norito Pium        | 3002 ± 14 <sup>12</sup>                          | U-Pb Zr   |   |         |                           |                           |                           |
|                           | Ortogramulito Chicrim-Cateté | 2,93 – 3,06 <sup>(*)</sup> <sup>1</sup>          | U-Pb Zr   | 2.83 – 2.89 <sup>(*)</sup> <sup>1</sup> | U-Pb Zr |                           |                           |                           |

Abreviatura: Zr - Zircão; Zrd - Zircão detrítico; Rt - Rocha Total; Ti - Titanita; (\*) - Idade em Ga.

Referência: 1 - Delinardo *et al.* 2014; 2 - Avelar *et al.* 1999; 3 - Machado *et al.* 1991; 4 - Melo *et al.* 2014; 5 - Trendall *et al.* 1998; 6 - Gibbs *et al.* 1986; 7 - Macambira *et al.* 1996; 8 - Lobato *et al.* 2005; 9 - Santos 2002; 10 - Pimentel *et al.* 2003; 11 - Reis *et al.* 2001; 12 - Pidgeon *et al.* 2000; 13 - Silva *et al.* 2014; 14 - Moreto *et al.* 2011; 15 - Feio *et al.* 2013; 16 - Almeida *et al.* 2011; 17 - Gabriel *et al.* 2014; 19 - Rodrigues *et al.* 2014; 20 - Leite-Santos & Oliveira 2016; 21 - Dall'Agnol *et al.* 2017; 22 - Barros *et al.* 2001; 23 - Feio & Dall'Agnol 2020; 24 - Silva *et al.* 2018; 25 - Lafon *et al.* 2000; 26 - Barros *et al.* 2009; 27 - Santos *et al.* 2010; 28 - Marangoanha *et al.* 2020.

---

---

## CAPÍTULO III RESULTADOS

---

---

### 1 GEOMORFOLOGIA

As unidades geomorfológicas presente na Folha Rio Branco foram descritas segundo o modelo hierárquico de classificação adotado pelo Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE 2009, Figura 9) e nos estudos geomorfológicos realizados por Boaventura *et al.* (1974, Figura 10). A Folha está inserida no domínio morfoestrutural de Crátons Neoproterozoicos (IBGE 2009). Esses possuem planaltos residuais, chapadas e depressões inter-planálticas, associados a terrenos metamórficos, ígneos e cobertura sedimentares (IBGE 2009). Enquanto no contexto de região geomorfológica, está inserida no Planalto Dissecado do Sul do Pará e na Depressão Periférica do Sul do Pará, os quais foram moldados mediante a processos erosivos de acumulação, aplanamento e dissecação que foram intensificados por meio de configurações estruturais as quais resultaram em serras, morros e colinas (Boaventura *et al.* 1974). Também, enquadra-se no Domínio Morfoclimático Amazônico, cujo exibe terras baixas e florestas equatoriais (IBGE 2009).

A extensão da Província Carajás e a grande variabilidade litologia propiciam a formação de diversas feições de relevo na superfície, devido as rochas apresentarem resistência diferenciada à erosão. O Planalto Dissecado do Sul do Pará (Figura 10) foi observado em porções descontínuas a leste e corresponde a 15% da área, estando relacionado a vários litotipos. Caracteriza-se por relevo de degradação que formaram serras com topos extensos e tabulares e serras alongadas ou alinhadas com cristais com altitudes superiores a 300m e máximo de 720m com uma média de 500m, interpenetradas por faixas de terrenos rebaixados e estruturadas por um controle de fraturas NW-SE e NE-SW. Litologicamente as serras tabulares são constituídas por rochas de sequência *greenstone belt* do Grupo Tucumã e granitoides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme que compõem a Serra do Cuca. Tal morfologia, assim como a rede de drenagem exibe um controle estrutural imposto por movimentos tectônicos no Cenozoico (Macambira & Vale 1997). Em contrapartida, as serras alongadas são constituídas por rochas metaultramáficas e metamáficas do Grupo Sapucaia, ultrabásicas e básicas da Suíte Intrusiva Cateté –compondo respectivamente as Serras Arqueada e Onça – e rochas de sequência *greenstone belt* do Grupo Tucumã. As serras

alinhadas estão dispostas aproximadamente na direção E-W, refletindo os principais esforços tectônicos exercidos na área.

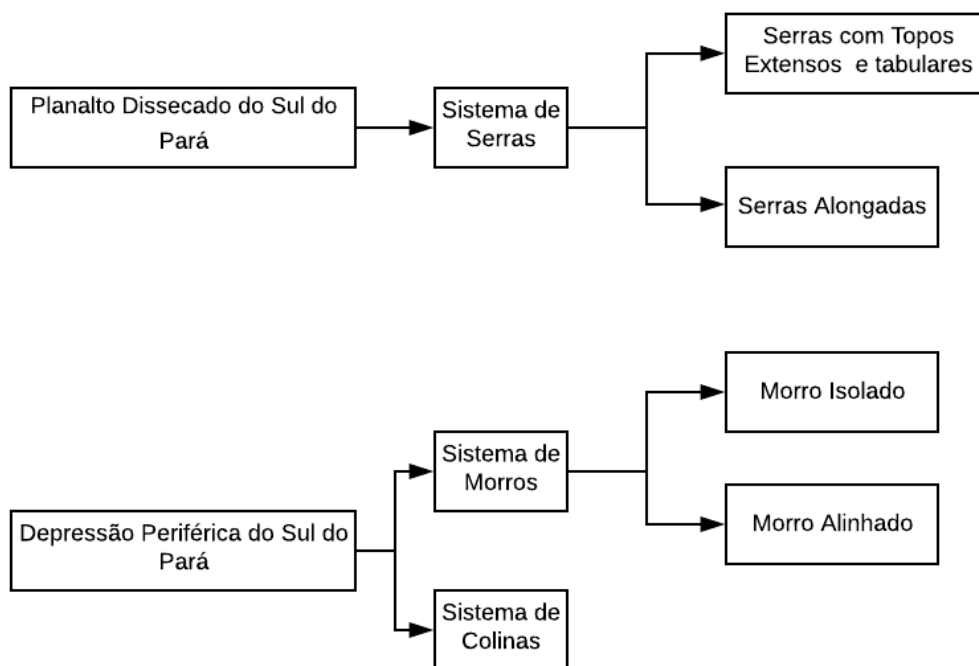


Figura 9 - Esquema mostrando as formas geomorfológicas presente na Região Geomorfológica Planalto Dissecado do Sul do Pará e na Depressão Periférica do Sul do Pará.

A Depressão Periférica do Sul do Pará (Figura 10) ocupa 85% de extensão territorial da Folha Rio Branco, estando relacionado à várias unidades, principalmente as mais basais e diques, cujas foram moldadas por meio de processos erosivos pós-pliocênico que atuaram nas diferentes configurações estruturais e litológica, promovendo a denudação de uma ampla faixa de terra que formaram sistema de morros e colinas (Macambira & Vale 1997). O Sistema de Morro é caracterizado por meio de formas e dimensões variadas, altitudes superiores a 300m, encostas com altas declividades, podendo apresentar ravinamento, e topos agudos a subarredondados. Litologicamente os morros são constituídos por diques de composição dacítica e riolítica que se sobressai em unidades estratigráficas aplainadas, como nos granitoides presentes a oeste da Folha. Boaventura *et al.* (1974), dividiram esse sistema em duas morfologias (Morro Isolado ou Alinhado) para denotar o comprimento e abaulamento da crista. O Morro da Boa Esperança e a Serra dos Três Irmão são exemplos dessa morfologia que ocorrem a oeste da Folha Rio Branco. O Sistema de Colinas exhibe amplas formas com encostas de baixa declividade, vertentes retilíneas ou côncavas, topos arredondados a sub-tabulares e altitude médias entre 200 e 280 m (Boaventura *et al.* 1974), sustentadas por granitoides do embasamento.

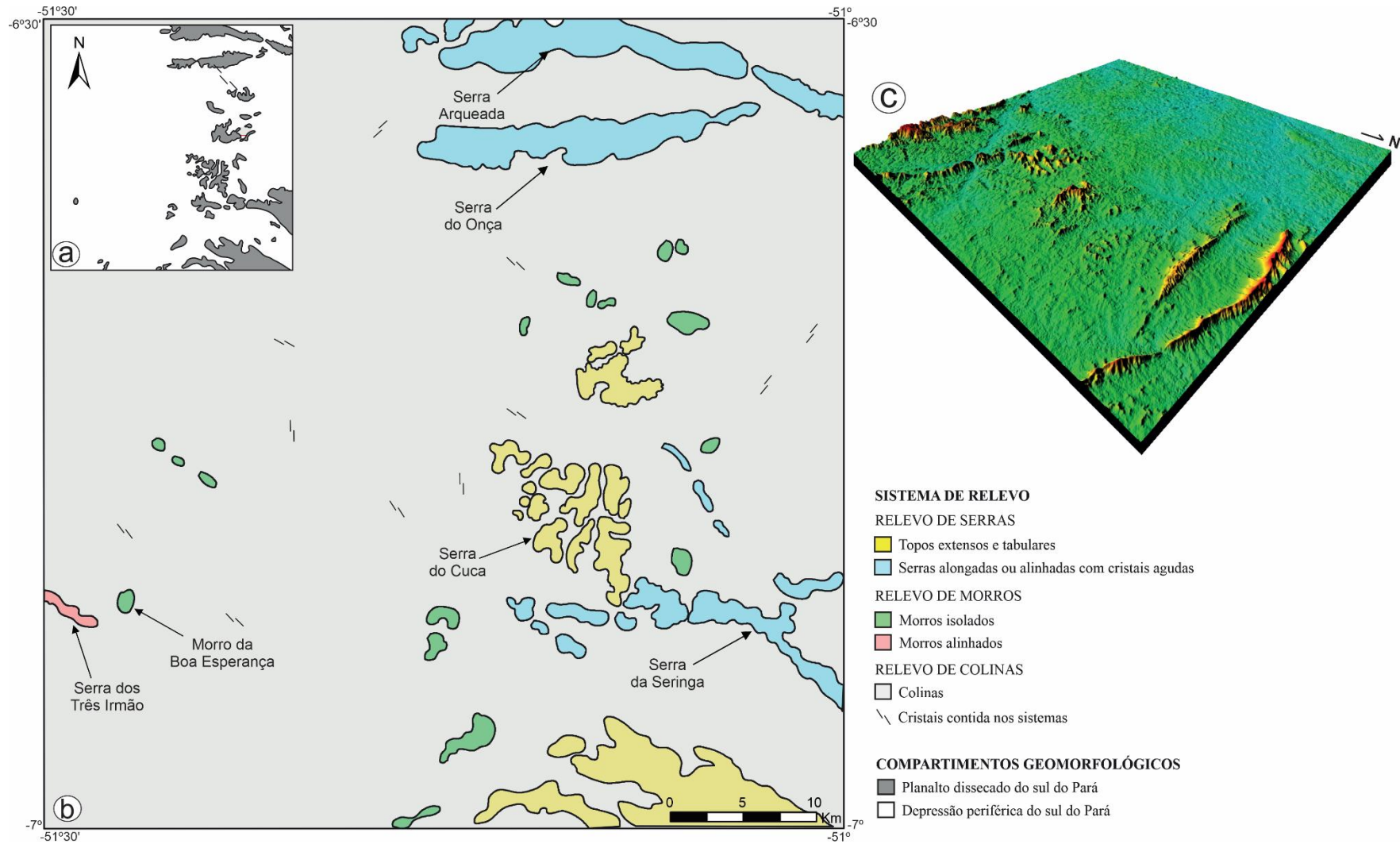


Figura 10 - Mapa geomorfológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI). a) Mapa apresentando os compartimentos geomorfológicos presente na área; b) Mapa mostrando os sistemas de relevo descritos; c) Modelo em 3D da folha para melhor visualização da geomorfologia.

## 2 GAMAESPECTROMETRIA E MAGNETOMETRIA

Gamaespectrometria e magnetometria são técnicas que quando aplicadas ao mapeamento geológico permite a diferenciação de unidades geológicas e extração de estruturas profundas e superficiais com mais exatidão. No grupo das imagens de gamaespectrometria, a concentração de potássio (%) é importante devido sua abundância na crosta terrestre 2,5% associada aos minerais do grupo dos feldspatos e das micas presente em rochas félsicas, metassedimentares e sedimentares, principalmente, pelíticas. A concentração de tório (ppm) presente em minerais acessórios é importante por causa de sua baixa mobilidade, sendo o menos suscetível ao intemperismo entre os três elementos radioativos. Enquanto isso, a concentração de urânio (ppm) aumenta conforme o teor de sílica das rochas, estando presente em minerais acessórios como uraninita (óxido) e uranotorita (silicato; Dickson & Scott 1997). A medição dos três elementos possibilita a elaboração da composição ternária (*red, green, blue* - RGB) que auxilia a diferenciação de unidades geológicas (Serafim & Costa 2020). O nível de potássio, tório e urânio é indicado por meio de graduações das cores: vermelha (alto potássio), verde (alto tório), azul (alto urânio), branca (altas contagens dos três elementos) e preta (baixo nível dos três elementos; Nicolet & Erdi-Krausz 2003). Entre as imagens magnetométricas, as anomalias do sinal analítico são eficazes à resposta magnética das rochas básicas e ultrabásicas colocadas em níveis crustais rasos a moderados (5 – 12 km), no caso da porção norte da Folha Rio Branco. A derivada vertical é importante devido sua confiabilidade para o entendimento do arcabouço estrutural (Serafim & Costa 2020).

### 2.1 ANOMALIAS RADIOMÉTRICAS

As anomalias radiométricas foram extraídas com base nas imagens de aerogamaespectrometria do ternário, e canais do U, Th e K, onde as cores mais azuladas indicam concentração muito baixa, esverdeadas média, avermelhadas alta e rosadas muito alta para estes elementos (Figura 11). Com base nos critérios observados nas respostas radiométricas das quatro imagens, foram individualizados ao menos 8 domínios com predominância de anomalias maiores, apresentadas na Tabela 3, e que podem ser correlacionados com as áreas de ocorrência das principais litologias apresentadas em mapas regionais (Figura 3) e naqueles de escala de semi-detelhe (Silva-

Silva *et al.* 2020, Silva *et al.* 2018). A seguir serão apresentadas as principais características de cada anomalia e suas disposições em mapa (Figura 13).

A **anomalia 1** possui concentrações muito baixas de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ , onde destaca-se nas imagens aerogeofísicas pela coloração escura e que parecem delinear a ocorrência de um corpo alongado na direção E-W na porção norte da área e que coincide com a área de ocorrência das rochas ultramáficas relacionadas à Suíte Intrusiva Cateté. A **anomalia 2**, apresenta valores médios de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , e baixo  $^{40}\text{K}$ , e é indicada pelos domínios no extremo norte da área onde predominam tons azulados e esverdeados. Tais domínios estariam relacionados às áreas de ocorrência das faixas de *greenstone* Sapucaia (Serra Arqueada). A **anomalia 3** contém moderadas a baixas concentrações de  $^{238}\text{U}$  e  $^{40}\text{K}$  (tons verde a azulados) e moderada a alta de  $^{232}\text{Th}$  (tons avermelhados) que pode ser delineada por meio de um polígono irregular na porção centro-sul da área e estaria relacionada às rochas do Granodiorito Rio Maria de Vasques *et al.* (2008), do Complexo do Xingu (Macambira & Vale 1997) ou ainda, como um fragmento de crosta tonalítica (Silva-Silva *et al.* 2020). **Anomalia 4** é marcada pela moderada a baixa concentração de  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  e alta de  $^{40}\text{K}$ , definida por um polígono na porção centro-leste da Folha e que coincide com a área de ocorrência das rochas do Grupo Tucumã. Além disso, esta anomalia pode se estender para a porção nordeste da área, seria correlacionada aos granitoides do Complexo Xingu.

O domínio da **anomalia 5** é marcada pelas altas concentrações de  $^{238}\text{U}$  e  $^{40}\text{K}$  e moderadas de  $^{232}\text{Th}$ , e possui forma de um polígono subarredondado e alongado na direção E-W na porção centro-norte da área. Possui forte correlação espacial com o corpo granítico da Suíte Plaquê no mapa regional de Macambira & Vale (1997). Os domínios da área distinguido como **anomalia 6**, são caracterizados pela dominância de campos com alta concentração de  $^{40}\text{K}$  e  $^{238}\text{U}$ , e moderada de  $^{232}\text{Th}$  e, além daqueles com baixos radiométricos. Estes domínios ocupam as porções central centro-leste da Folha, onde são correlacionáveis, em mapa de escala regional, às áreas de ocorrência do Granodiorito Rio Maria (Vasques *et al.* 2008), enquanto em mapa de escala de semi-detalle, esta anomalia corresponderia à ocorrência de batólitos formados por diferentes tipos granitoides, por vezes hibridizados (Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020). Adicionalmente, a extensão desta anomalia para a porção sudeste da Folha, pode indicar o prolongamento da área de ocorrência destes granitoides em direção a área dominada pelas rochas do Grupo Tucumã.

Os domínios da **anomalia 7** possuem concentrações moderadas a altas de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ , e desenham pequenos polígonos alongados na direção E-W na porção nordeste da Folha. Em geral, tais anomalias estão associadas à ocorrência de um corpo pertencente à Suíte Plaqué, conforme definido por Macambira & Vale (1997), exceto a anomalia representada pela área do polígono localizada acima da Serra da Onça (Suíte Intrusiva Cateté), que corresponderia, segundo estes autores, às rochas do embasamento (Complexo Xingu). A **anomalia 8** foi a última a ser identificada, contendo concentrações moderadas a baixa dos três elementos radiométricos. Está possui um extenso corpo de geometria irregular na porção sudeste da Folha Rio Branco. O domínio é composto por diversas anomalias menores e de coloração diferente, esverdeada, rosada, azulada e esbranquiçada, representando um indício de litologias diferentes: vulcânicas, greenstone belts, granitoides e afins. O domínio da **anomalia 9** é marcada pelas concentrações muito altas dos três elementos, e possui forma de um polígono arredondado na porção central da área. Possui forte correlação espacial com o corpo do Granítico Velho Guilherme no mapa regional de Macambira & Vale (1997).

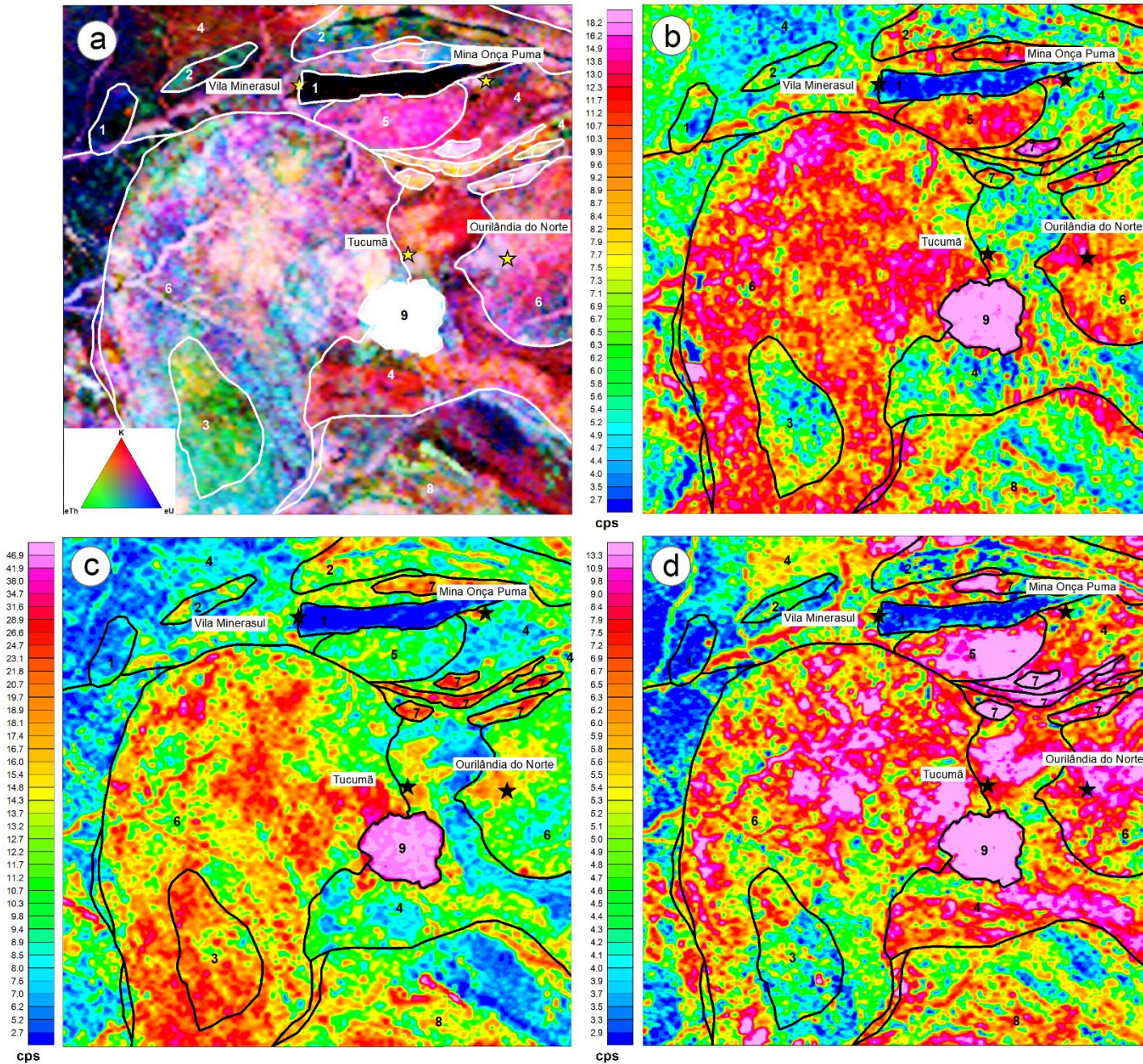


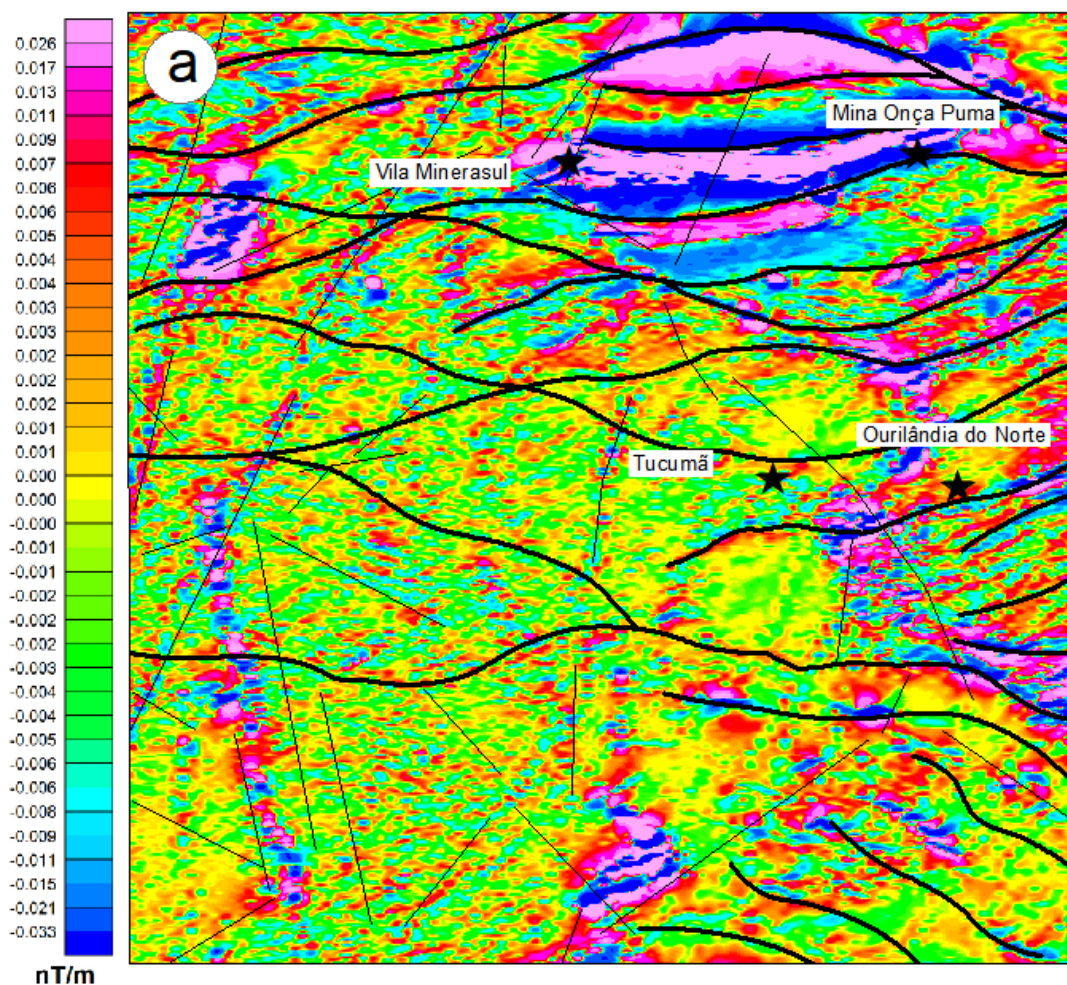
Figura 11 - Imagens de aerogamaespectrometria utilizadas para extração de anomalias radiométricas. a) Ternário. b) Canal do urânio. c) Canal do tório. d) Canal do potássio. Porcentagem do elemento sendo indicada pelas cores: rosa (muito alta), vermelha (alta), amarela e verde (média) e azul (baixa).

Tabela 3 – Indica a concentração dos elementos radiométricos <sup>238</sup>U, <sup>40</sup>K e <sup>232</sup>Th nas imagens de aerogamaespectrometria dos respectivos canais da Figura

| Anomalia | % Urânio         | % Tório          | % Potássio       |
|----------|------------------|------------------|------------------|
| 1        | Muito Baixa      | Muito Baixa      | Muito Baixa      |
| 2        | Média            | Média            | Baixa            |
| 3        | Moderada a baixa | Moderada a alta  | Moderada a baixa |
| 4        | Moderada a baixa | Moderada a baixa | Alta             |
| 5        | Alta             | Moderada         | Alta             |
| 6        | Alta             | Moderada         | Alta             |
| 7        | Alta             | Alta             | Alta             |
| 8        | Baixa            | Baixa            | Baixa            |
| 9        | Muito Alta       | Muito Alta       | Muito Alta       |

## 2.2 LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

Os lineamentos magnéticos foram extraídos das imagens aerogeofísicas: primeira derivada e sinal analítico (Figura 12). Foram observados dois tipos de lineamentos principais: (i) Os lineamento anastomosado (LA) que ocorrem de maneira contínua, marcam os limites das principais anomalias radiométricas, e apresentam direção principal E-W, e subordinadamente NW-SE, correspondendo às estruturas dúcteis mais antigas definidas como zonas de cisalhamento transcorrente; e (ii) lineamentos retilíneo (LR) que ocorrem de maneira descontínua com *trend* NE-SW e NW-SE seccionando as anomalias radiométricas e o LA. Estas são interpretadas como diques, veios ou falhas mais jovens em relação à estruturação dúctil. Os dados interpretados a partir das imagens magnetométricas são apresentados no mapa de lineamentos (Figura 14). As anomalias magnéticas de sinal analítico denunciam diversas intrusões de rochas básicas e ultrabásicas na Folha Rio Branco, exceto em sua porção central, onde ocorre o principal batólito granítico definido por (Silva-Silva *et al.* 2020).



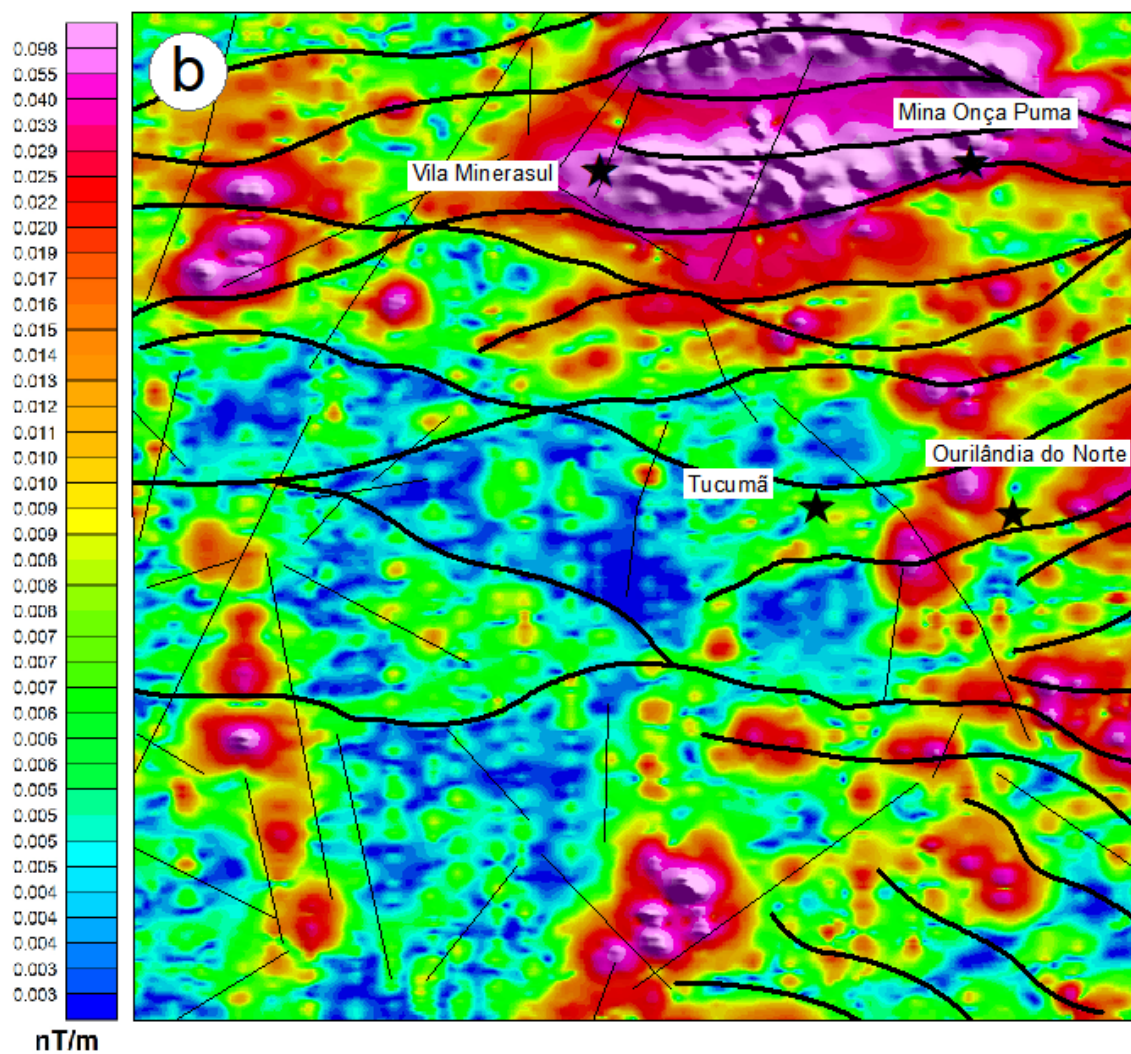


Figura 12 - Imagens de radiometria utilizadas para extração de lineamentos radiométricos. Traços finos e grossos correspondendo respectivamente ao lineamento rúptil e dúctil; a) Primeira Derivada; b) Sinal Analítico.

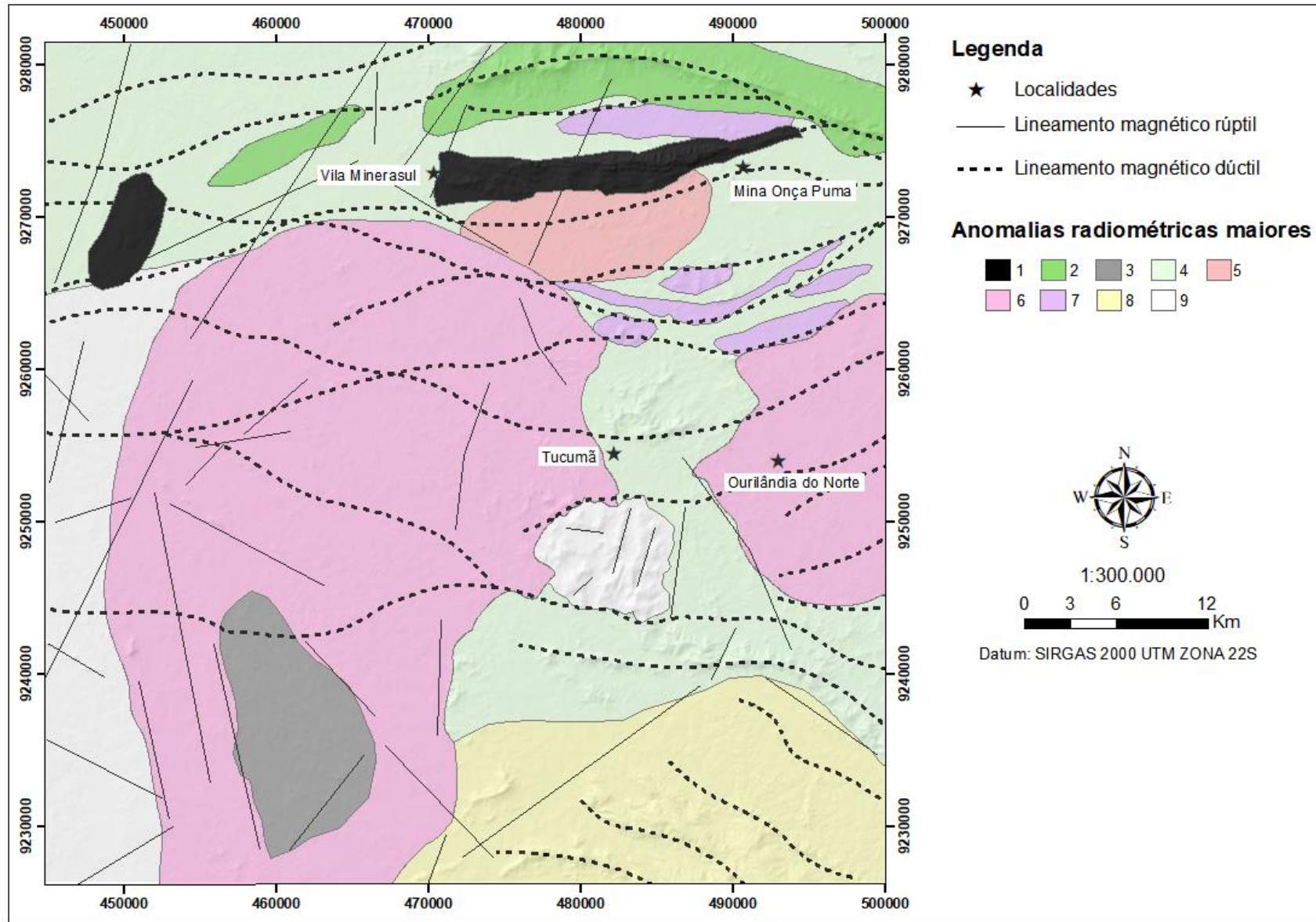


Figura 13 - Mapa de Anomalias radiométricas e lineamentos magnéticos extraídos das imagens apresentadas na Figura 11 e 12.

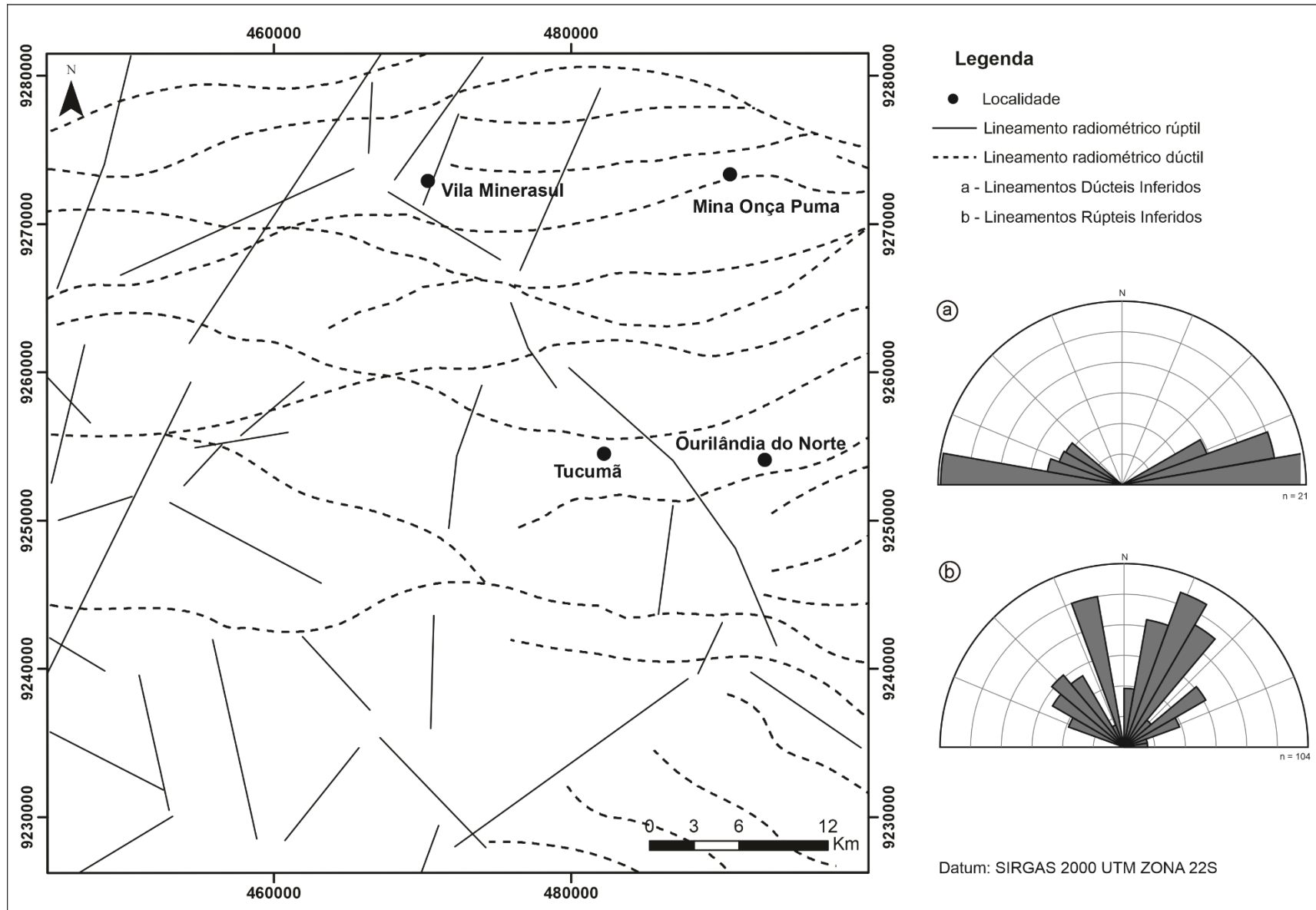


Figura 14 - Mapa de Lineamentos magnetométricos extraídos das imagens apresentadas na Figura 12.

### 3 GEOLOGIA DA FOLHA RIO BRANCO

Os primeiros estudos apontavam que a área da Folha Rio Branco seria composta por rochas suprascrustais do Grupo Tucumã e Sapucaia, granitoides mesoarqueanos associados ao Complexo Xingu, Granodiorito Rio Maria, unidades neoarqueanas correlacionadas à Suíte Intrusiva Cateté e Suíte Plaquê e o Granito Velho Guilherme de idade paleoproterozoica (Avelar *et al.* 1999, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Entretanto, estudos mais recentes envolvendo mapeamento geológico mostram uma geologia mais complexa e variada para a área, que seria constituída por diversas unidades, em sua maioria individualizadas a partir do que era considerado como Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria: tonalitos e trondhjemitos, gnaiss, granulito migmatizado, biotita leucogranodiorito e leucogranitos indiferenciados. Tais unidades são intrusivas na sequência *greenstone belt* do Grupo Tucumã, Sapucaia e seccionadas por enxames de diques (Silva *et al.* 2016, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020).

A articulação da Folha estudada permite a observação de rochas aflorantes no extremo norte do Domínio Rio Maria e sul do Domínio Carajás. O embasamento da porção sul da Folha Rio Branco é representado por trondhjemitos ± tonalitos que experimentou diversas intrusões magmáticas, e que são representadas por plútons de composição leucogranítica e granodiorítica, que ocorrem como lentes (sigmóides) orientadas sob o *trend* NW-SE e E-W na porção central e centro-sul da Folha (Figura 16, letra “b”). As relações de campo observadas entre as rochas do batólito leucogranítico e dos plútons monzograníticos a granodioríticos atestam o baixo contraste de viscosidade mostrado através de enclaves arredondados e de contatos difusos entre as rochas das duas unidades (Figura 15a). Adicionalmente, feições análogas são observadas nos inúmeros enclaves máficos encontrados no interior destes plútons e nas rochas sanukitoides (Granodiorito Rio Maria; Figura 15b,c).

Corpos lenticulares de rochas máfico-ultramáficas orientados sob o *trend* N-S ocorrem ao longo da borda oeste do plúton leucomonzogranítico (Figura 16, letra “e”). Janelas estruturais (Figura 16, letra “b”) possibilitaram a exumação do embasamento TTG na porção sul do batólito leucomonzogranito (Figura 16, letra “c”). O embasamento foi intrudido ainda por rochas de afinidade sanukitoide e charnoquíticas na região leste da Folha (Figura 16, letra “d”). Na área de Tucumã é possível observar enclaves ângulos (xenólitos) pertencentes à unidade Trondhjemitica no

leucomonzogranito (Figura 15d,e). As rochas supracrustais metamorfolizadas na fácies *prehnita-pumpellyita* e xisto verde composta por metamáficas, metafélicas, filitos e xistos foliadas segundo *trend* NW-SE e E-W e mergulho moderado a alto (55-75°), são aflorantes na porção sudeste da folha (Figura 16, letra “a”) e foram correlacionadas ao Grupo Tucumã em trabalhos anteriores (Macambira & Vale 1997). Por sua vez, o Granito Velho Guilherme aflora na porção central da Folha, onde é intrusivo tanto nas metavulcânicas do Grupo Tucumã quanto no corpo leucogranítico (Figura 16, letra “f”). Os diques presentes na Folha possuem relações de textura porfirítica (Figura 15f) e feições de *mingling* com magma máfico (Figura 15g).

Na porção norte da Folha Rio Branco, o embasamento aflora em áreas restritas como tonalitos e gnaisses ortoderivados migmatizados, e por vezes, granulitizados (Figura 17 a,b; Figura 18, letras “b” e “c”). Em contraste, a unidade dominante nesta área é representada por rochas leucogranodioríticas (Figura 18, letra “d”). Esta é intrudida por corpos lenticulares de granitos, frequentemente milonitizados e estirados na direção E-W (Figura 18; letra “e”). Além da crosta leucogranodiorítica ser cortada por granitos *strictu sensu* mais jovens (Figura 17c), apresenta ainda enclaves de tonalito fino (Figura 17d). O magmatismo máfico-ultramáfico é expressivo na porção norte da Folha, e é representado por dois corpos alongados na direção E-W pertencentes à Suíte Intrusiva Cateté (Figura 18; letra “f”). Já o extremo norte da área é marcado pela ocorrência de uma faixa “arqueada” formada por rochas supracrustais metamorfolizadas na fácies xisto verde e anfibolito. Estas são correlacionadas ao Grupo Sapucaia, e são caracterizadas como rochas metassedimentares, metamáficas e BIFs (Figura 18; letra “a”). As estruturas desenvolvidas nestas rochas são marcadas pelo desenvolvimento de foliação e xistosidade com planos de direção WNW-ESE de mergulho alto (80-90°). Em comparação ao que foi descrito para a porção sul da Folha Rio Branco, a porção norte, pertencente ao Domínio Carajás, é marcada pela presença de extensas zonas de cisalhamento anastomosadas com direção E-W e que denotam um padrão fortemente imbricado para as rochas da região. No entanto, tanto o embasamento quanto as outras intrusões graníticas da Folha Rio Branco exibem texturas ígneas bem preservadas (Figura 17e) e são delimitadas por zonas de cisalhamento dispostas segundo o *trend* NW-SE com inflexões para E-W, e que frequentemente desenvolvem estruturas de milonitização (porfiroclastos, *cominuição*, *augen*; Figura 17f).



Figura 15 - Relações de campo entre as principais rochas aflorantes da porção do Domínio Rio Maria inserido na Folha Rio Branco; a) Presença de bolsões de bt-leucomonzograníticos na associação monzogranito-granodiorito com contato difuso entre ambas. b) Enclave máfico presente nos sanukitoides. c) Presença de enclaves máficos presentes na associação do batólito leucogranítico. d) Presença de enclave angulosos trondhjemítico, no bt-leucomonzogranito; e) Relação de contato brusco entre o trondhjemito e o bt-leucomonzogranito. f) Dique de composição riolítica com textura porfirítica (predomínio de matriz). g) Dique de composição riolítica com texturas porfiríticas (predomínio de pórfiros) e mingling (pontos escuros).

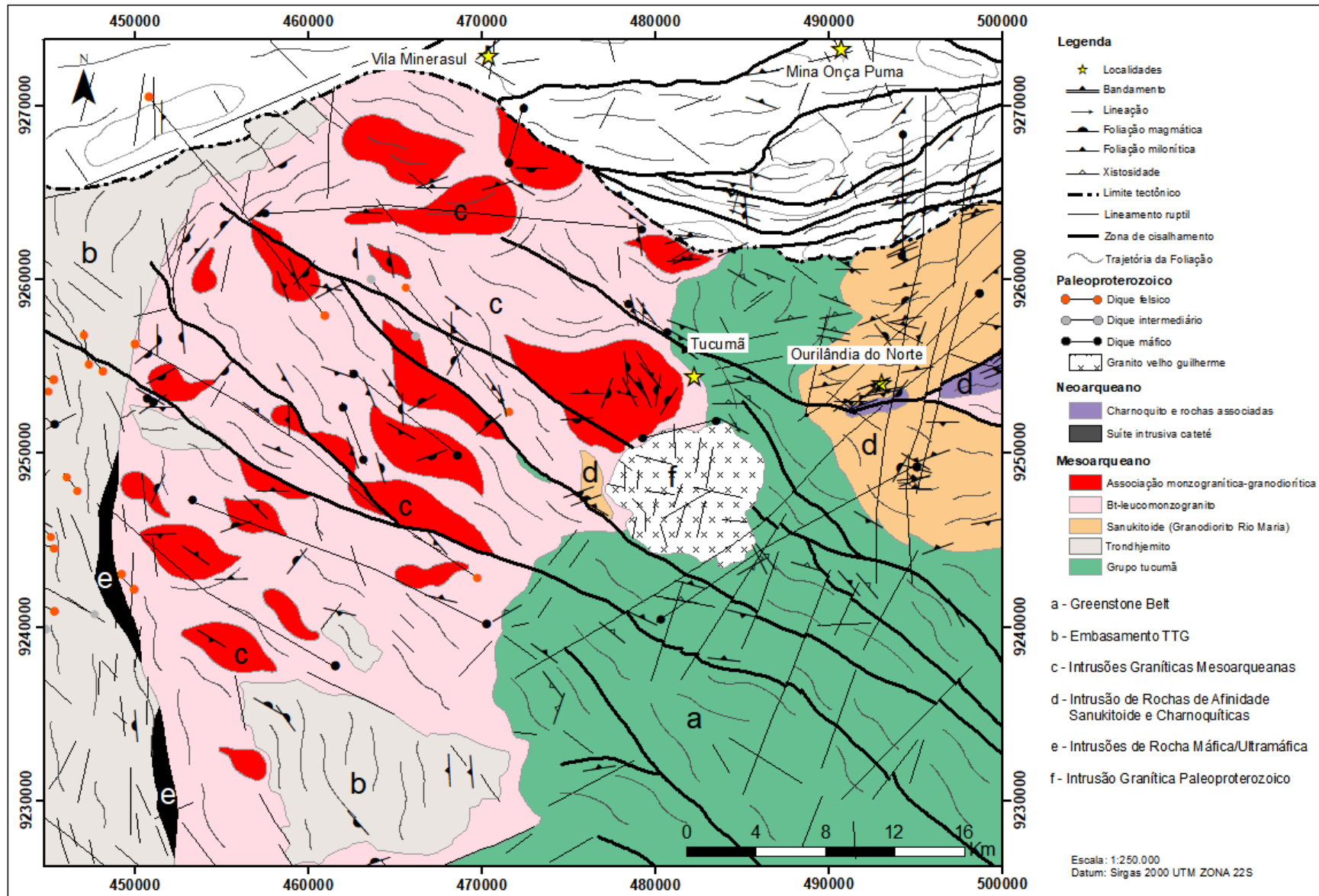


Figura 16 - Geologia da porção aflorante no Domínio Rio Maria (Fonte). Modificado de Macambira & Vale (1997), Silva *et al.* (2018) e Silva-Silva *et al.* (2020).

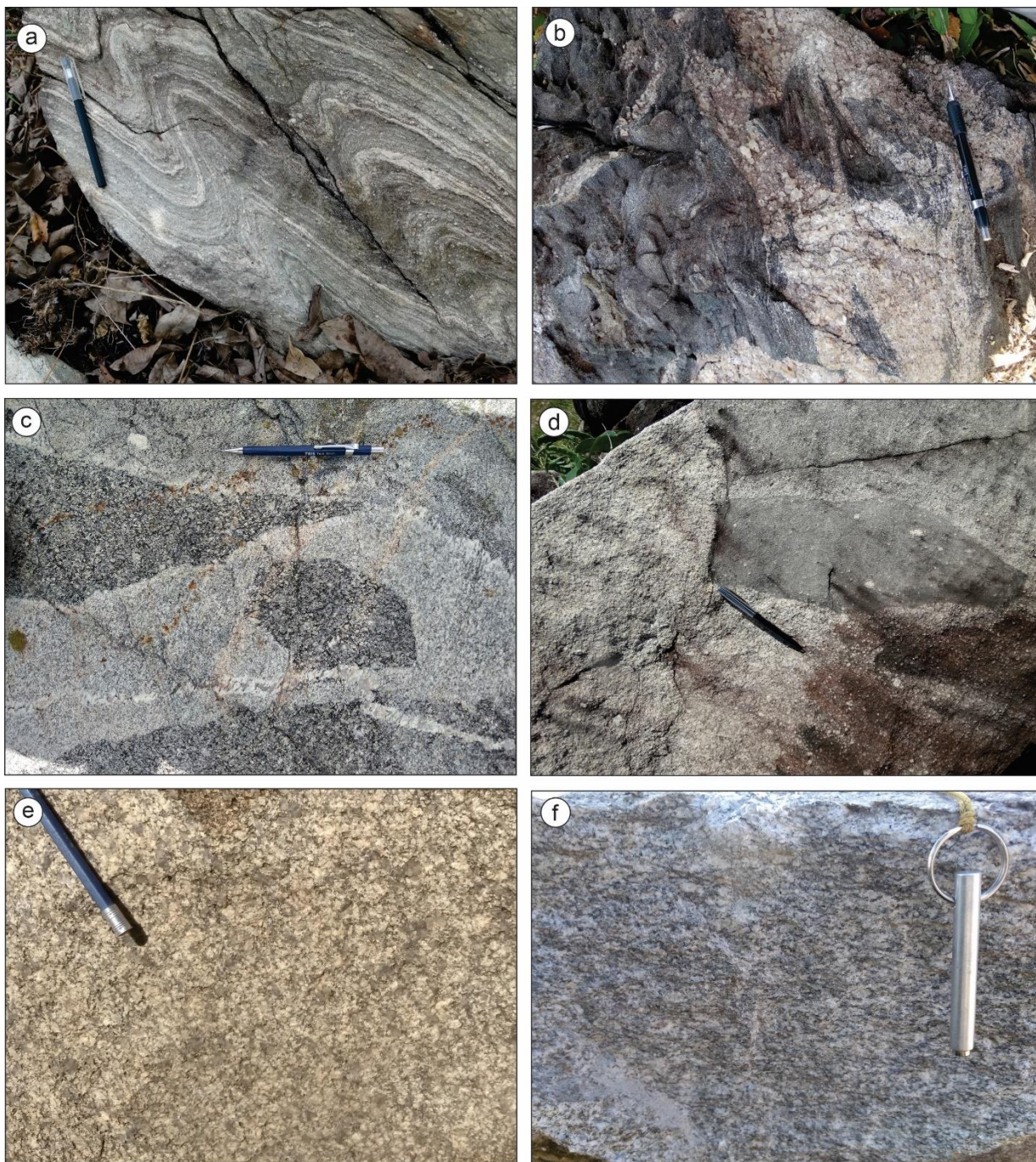


Figura 17 - Relações de campo entre as principais rochas aflorantes da porção do Domínio Carajás inserido na Folha Rio Branco. a) Gnaiss bandado e dobrado aflorante abaixo da Serra Arqueada. b) Rocha representativa do granulito máfico presente próximo a rocha anterior. c) Presença de enclave bt leucogranodiorito angulosos no bt granito. d) Presença de enclave tonalítico fino angulosos no bt leucogranodiorito. e) Bt leucogranodiorito mostrando texturas macroscópicas isotrópicas. f) Bt leucogranodiorito mostrando texturas macroscópicas anisotrópicas, trama planar.

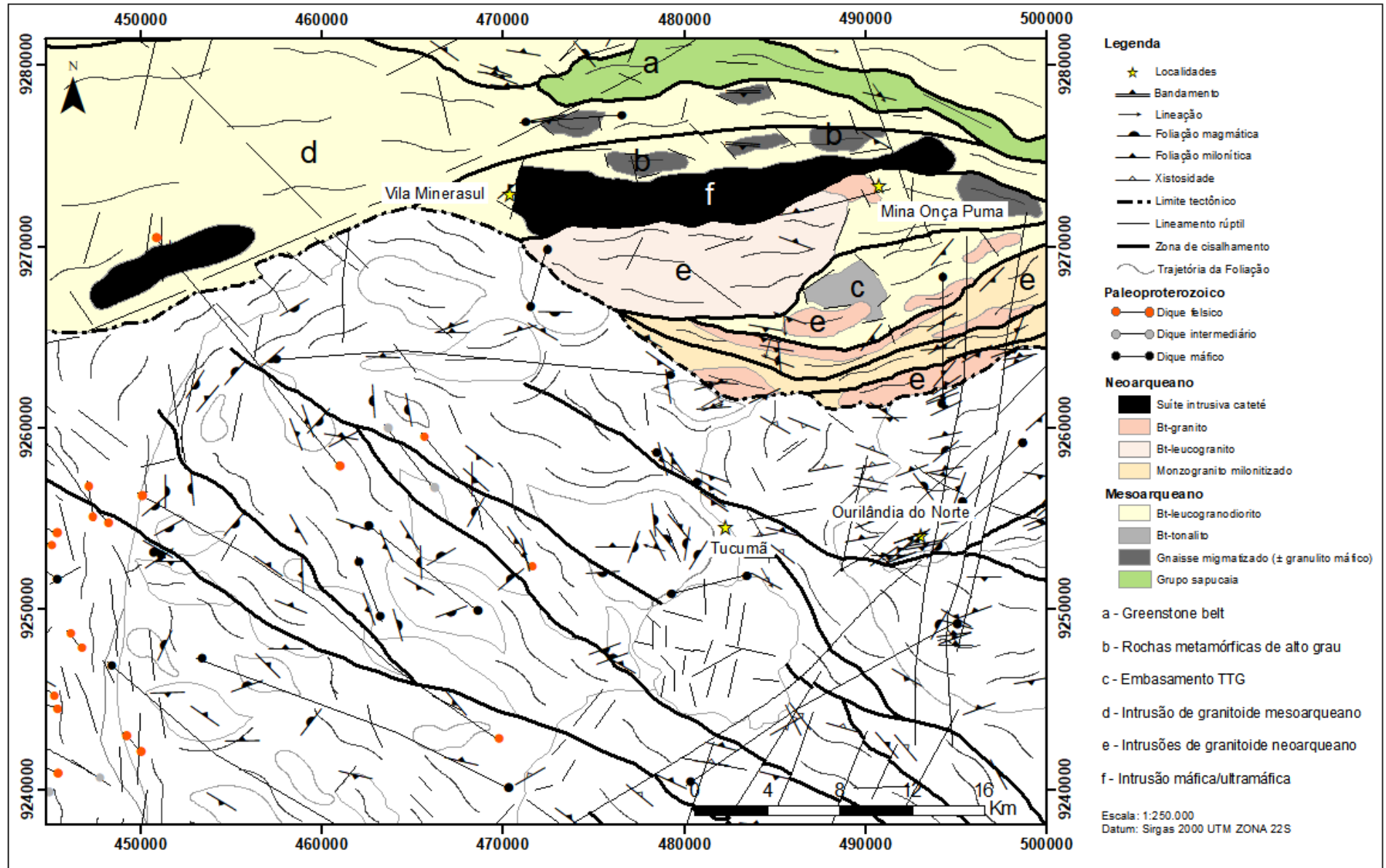


Figura 18 - Geologia da porção aflorante no Domínio Carajás. Modificado de Macambira & Vale (1997).

### 3.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Estudos anteriores e o mapeamento geológico realizado durante a realização deste trabalho proporcionaram um amplo conhecimento sobre o arcabouço estrutural da área estudada (Macambira & Vale 1997, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020), possibilitando a construção de um mapa estrutural e discussões sobre as estruturas rúpteis e dúcteis, e o padrão de deformação experimentada pelas rochas da Folha Rio Branco. Os granitoides e as rochas suprascrustais aflorantes na área do Domínio Rio Maria orientam-se preferencialmente na direção NW-SE. Sua estruturação interna é caracterizada por um conjunto de foliações e zonas de cisalhamento com direção NW-SE e mergulho moderado a alto para NE e, por vezes, para SW. Enquanto isso, os granitoides e as suprascrustais aflorante na porção do Domínio Carajás apresentam-se preferencialmente na direção E-W e, por vezes, NE-SW. A estruturação interna é caracterizada por foliações e zonas de cisalhamento anastomosadas possuindo direção preferencial E-W e inflexões para NW-SE e raramente NE-SW. Estas são fortemente realçadas nas imagens de aerogeofísicas na forma de corpos alongados e anastomosados (Figura 11,12). Os dois Domínios são fortemente marcados por falhas, fraturas e lineamentos de direção N-S e NW-SE.

#### 3.1.1 Estruturas Dúcteis

As estruturas dúcteis ocorrem com frequência em níveis crustais de catazona e mesozona, onde pressão e temperaturas podem chegar ao nível elevado e proporcionar a formação destas feições. Foliação milonítica, xistosidade, clivagem, lineação, dobra, banda e zona de cisalhamento são as estruturas presentes na Folha Rio Branco. As foliações miloníticas é composta por domínios de *micronitons* ricos em feldspatos e quartzo (porfiroclastos/recristalizado) e domínios de clivagem formados por minerais ferromagnesianos, quando classificadas pelos critérios de Twiss & Moores (1992). Elas ocorrem de maneira incipiente no interior dos granitoides (Figura 20a) e acentuada nas zonas de cisalhamento e bordas das intrusões ígneas (Figura 22a). Essas foliações no trondhjemitóide de afinidade TTG, aflorante na porção oeste da Folha, são subverticais (65 – 85°) com direção principal N-S, inflexões para NW-SE e E-W mergulhando para oeste e NW, raramente NE, retratando um padrão encontrado nas rochas mais antigas do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011). A estruturação no batólito leucomonzogranito e nos plútons associados, apresenta direção principal seguindo o

*trend* regional do Domínio Rio Maria (NW-SE) com mergulho de ângulo moderado a alto ( $55 - 85^\circ$ ) para SW e NE, e subordinada (foliação magmática) que forma um padrão concêntrico (Figura 19, 25). Na região de Ourilândia do Norte as estruturas dúcteis possuem um arranjo de foliação E-W e subordinadamente NE-SW, raramente NW-SE, com mergulho moderado a alto ( $60 - 85^\circ$ ) para norte e sul. A foliação presente nos granitoides da porção setentrional da Folha segue o *trend* regional E-W do Domínio Carajás, com inflexões para NE-SW e mergulho moderado a alto ( $60 - 85^\circ$ ) para sul e raramente para norte (Figura 19, 25). Poucos dados de lineação foram coletados, mas verificou-se uma tendência oblíqua recorrente nas estruturas medidas, indicando um *rake* intermediário. A foliação magmática aparece de maneira restrita nos granitoides e pode ser identificada pela orientação de pequenos enclaves máficos elipsoidais, minerais micáceos e fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de feldspatos (Figura 20b), normalmente ocorrendo fora do *trend* imposto pelas zonas de cisalhamento.

As estruturas dúcteis ocorrem com frequência em níveis crustais de catazona e mesozona, onde pressão e temperaturas podem chegar ao nível elevado e proporcionar a formação destas feições. Foliação milonítica, xistosidade, clivagem, lineação, dobra, banda e zona de cisalhamento são as estruturas presentes na Folha Rio Branco. As foliações miloníticas é composta por domínios de micronitons ricos em feldspatos e quartzo (porfiroclastos/recristalizado) e domínios de clivagem formados por minerais ferromagnesianos, quando classificadas pelos critérios de Twiss & Moores (1992). Elas ocorrem de maneira incipiente no interior dos granitoides (Figura 20a) e acentuada nas zonas de cisalhamento e bordas das intrusões ígneas (Figura 22a). Essas foliações no trondhjemitico de afinidade TTG, aflorante na porção oeste da Folha, são subverticais ( $65 - 85^\circ$ ) com direção principal N-S, inflexões para NW-SE e E-W mergulhando para oeste e NW, raramente NE, retratando um padrão encontrado nas rochas mais antigas do Domínio Rio Maria (Figura 19; Almeida *et al.* 2011). A estruturação no batólito leucomonzogranito e nos plútons associados, apresenta direção principal seguindo o *trend* regional do Domínio Rio Maria (NW-SE) com mergulho de ângulo moderado a alto ( $55 - 85^\circ$ ) para SW e NE, e subordinada (foliação magmática) que forma um padrão concêntrico (Figura 19, 25). Na região de Ourilândia do Norte as estruturas dúcteis possuem um arranjo de foliação E-W e subordinadamente NE-SW, raramente NW-SE, com mergulho moderado a alto ( $60 - 85^\circ$ ) para norte e sul. A foliação presente nos granitoides da porção setentrional da Folha segue o *trend* regional E-W do Domínio Carajás, com inflexões para NE-SW e mergulho moderado a alto ( $60 - 85^\circ$ ) para sul e

raramente para norte (Figura 19, 25). Poucos dados de lineação foram coletados, mas verificou-se uma tendência oblíqua recorrente nas estruturas medidas, indicando um rake intermediário. A foliação magmática aparece de maneira restrita nos granitoides e pode ser identificada pela orientação de pequenos enclaves máficos elipsoidais, minerais micáceos e fenocristais idiomórficos a subidiomórficos de feldspatos (Figura 20b), normalmente ocorrendo fora do *trend* imposto pelas zonas de cisalhamento.

As rochas supracrustais do Grupo Tucumã, aflorantes na porção sudeste da Folha, orientam-se preferencialmente na direção NW-SE, variando para E-W e mergulho moderado a alto para N e NE (Figura 19, 25). Tal estruturação é marcada nos filitos por uma clivagem ardosiana formadas por um conjunto de minerais micáceos e bandas pelíticas (Figura 20c), enquanto quartzo-feldspáticas domina nos xistos e nos anfibolitos e é definida por cristais de hornblenda e plagioclásio. As estruturas do Grupo Sapucaia apresentam-se fortemente orientadas no sentido E-W com variações para NW-SE, mergulhando para norte (Figura 19, 25). Nas formações ferríferas bandadas é comum a presença de dobras centimétricas que, por vezes, formam clivagens de crenulação (Figura 20d).

#### Estereograma de Foliação

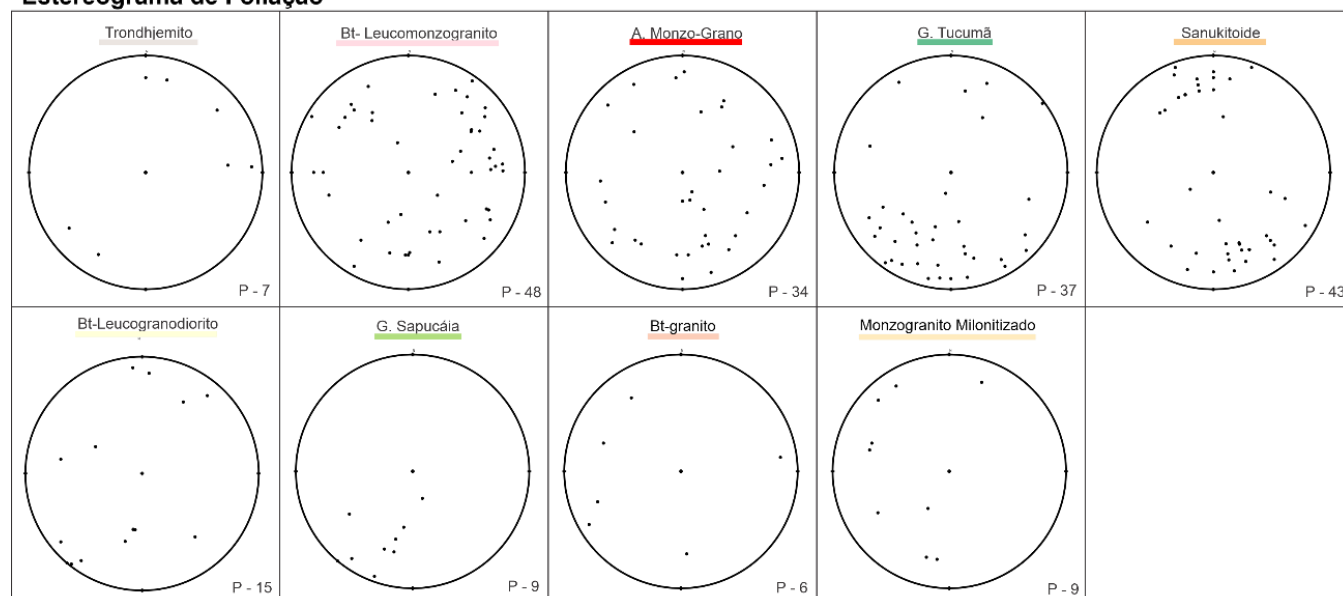


Figura 19- Foliações descritas neste mapeamento.

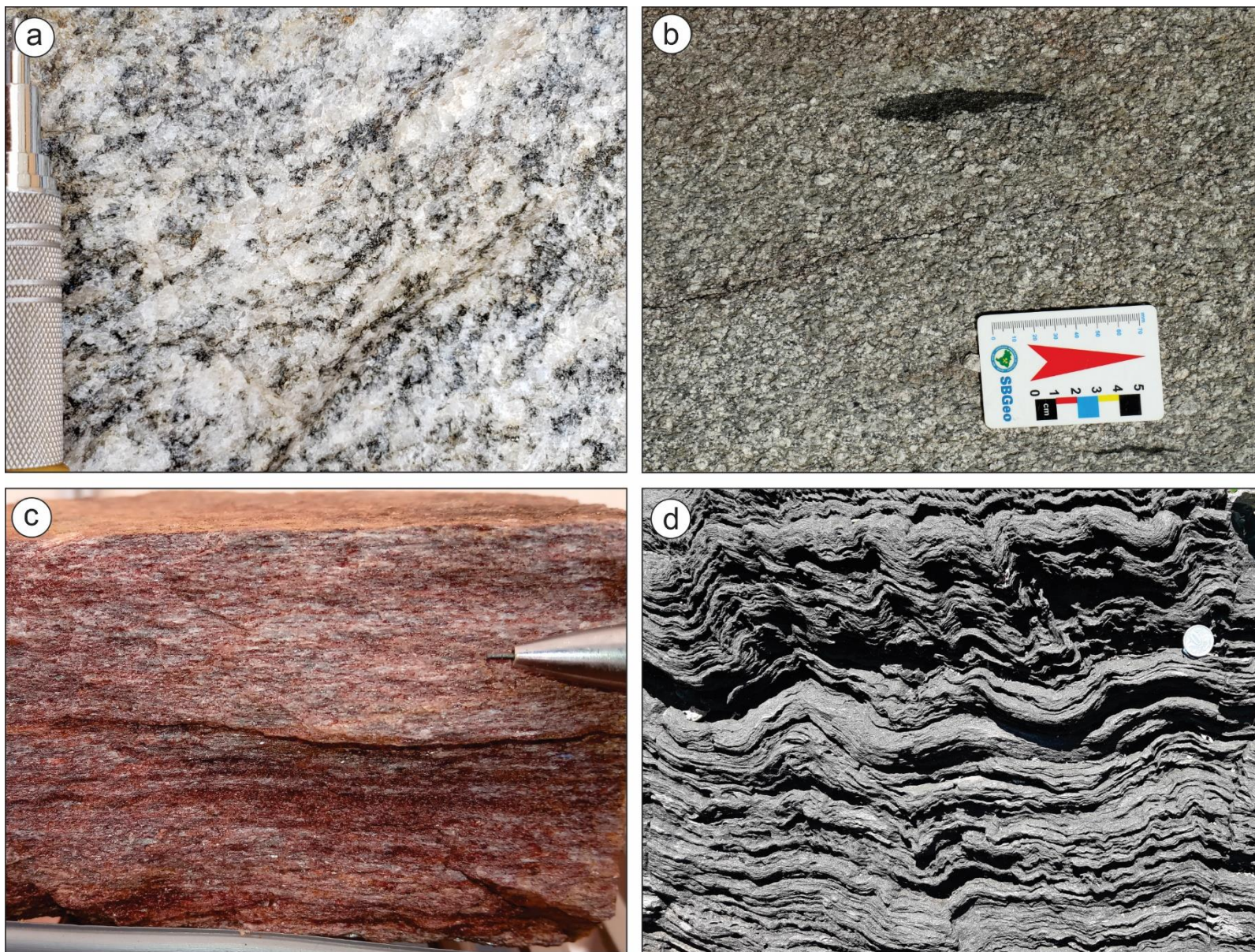


Figura 20 - Estruturas dúcteis presente nas rochas da Folha Rio Branco; a) Foliação milonítica; b) Foliação magmática; c) Clivagem ardosiã; d) Dobras centimétricas e clivagem de crenulação.

As zonas de cisalhamento são estruturas formadas por meio de duas margens que se deslocam em sentido opostos formando uma zona muito mais deformadas que as rochas circundantes (Fossen 2010). Essas estruturas ocorrem em toda área de mapeamento e podem ser observadas em escala regional, afloramento e microscópica. Em escala de regional elas são visualizadas por meio de lineamento magnéticos que formam um arranjo anastomosado, principalmente nos granitoides a norte de Ourilândia (Figura 12); em afloramento, as zonas de deformação são observadas através do desenvolvimento de foliações milonítica, tectonitos tipo L e bandas de cisalhamento (Figura 20); em escala microscópica elas podem ser observadas, por meio de cristais cominuídos, orientados e cristais *augens* (Figura 26). Tais zonas podem ser agrupadas em duas famílias (Figura 21): (i) ocorre nas rochas aflorantes na porção do Domínio Rio Maria (Figura 25). Apresentam direção principal NW-SE com raras inflexões para E-W, mergulho subvertical forte para NE, por vezes SW. A cinemática pode ser observada em porfiroclastos presentes nas rochas metavulcânicas ácidas, próximas ao contato com o Granito Velho Guilherme. Há dominância da rotação dextral sobre a sinistral (Macambira & Vale 1997). Esse arranjo estrutural foi definido neste trabalho como Domínio Direcional, visto que as zonas estão fortemente estruturadas em apenas uma direção e que não influencia a geometria das unidades (Figura 25, ver seção). (ii) Ocorre na região setentrional da Folha e apresentam direção principal E-W com inflexões para NW-SE e NE-SW, com mergulho de alto ângulo para NNE. Tais estruturas são dominadas por cisalhamento puro, visto a ausência de cinemática em porfiroclastos. Esse arranjo estrutural foi definido neste trabalho como Domínio Imbricado, visto que as zonas impõem uma geometria alongada e anastomosada/sigmoidal às unidades aflorantes nessa porção (Figura 25, ver seção).

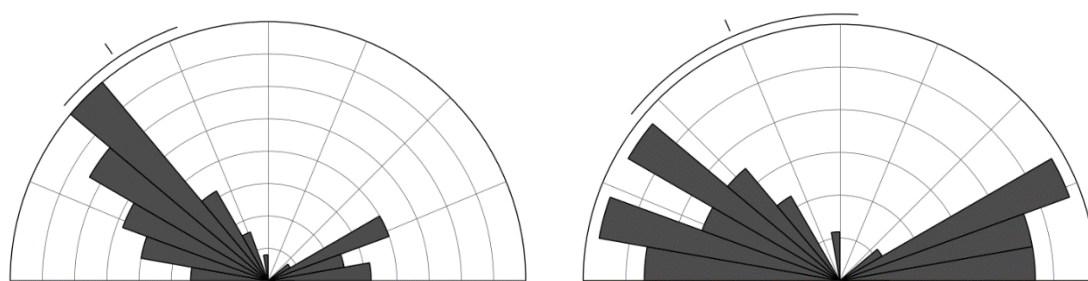


Figura 21 - Rosetas mostrando a direção das zonas de cisalhamento descritas neste mapeamento. Esquerda sendo representativa do domínio direcional e a direita imbricado.

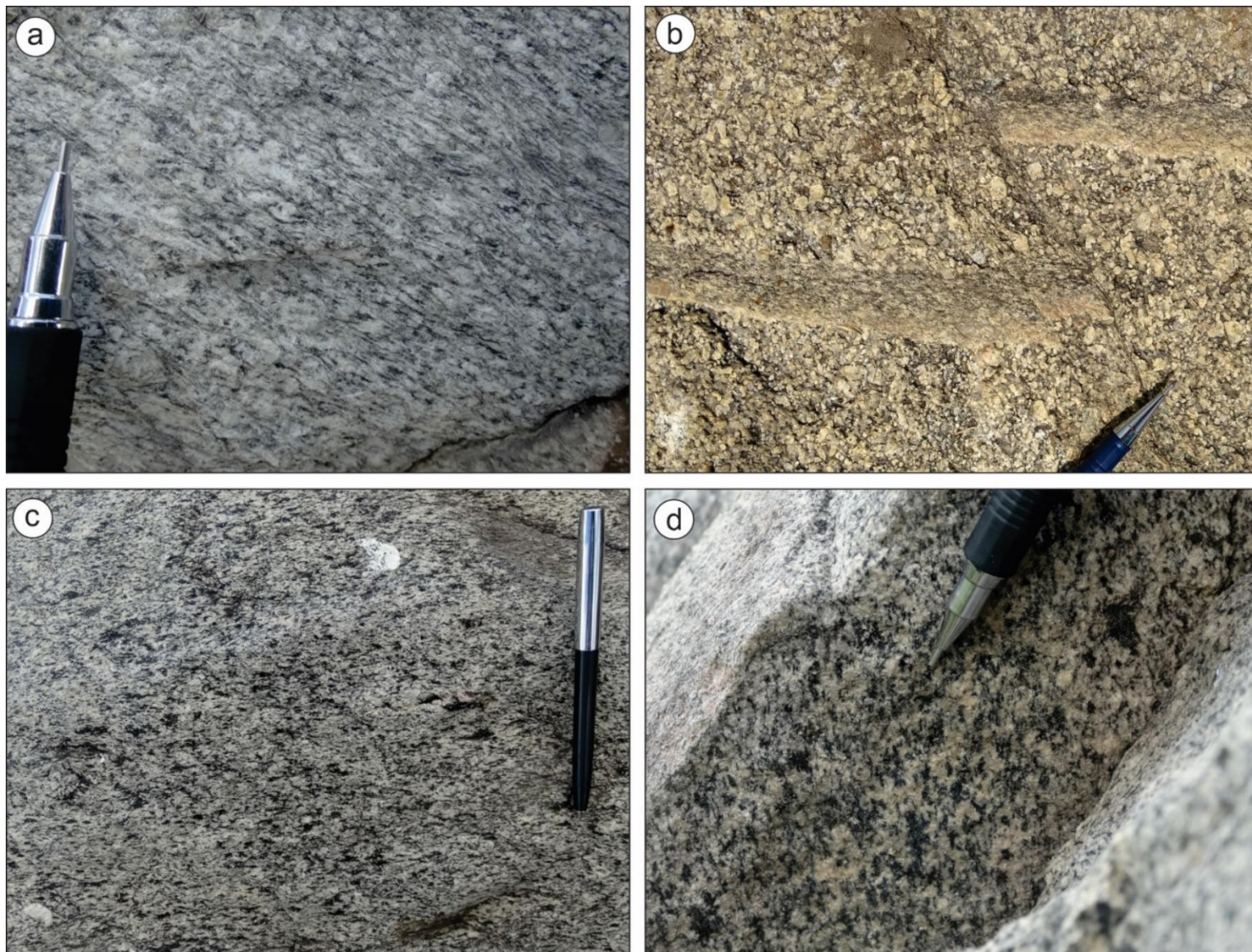


Figura 22 - Estruturas dúcteis presente nas rochas da Folha Rio Branco; a) Foliação milonítica formando feldspatos *augen*; b) Banda de cisalhamento sendo cortada por uma falha inversa; c) Vista frontal do tectonito L, mostrando cristais estirados; d) Corte lateral do tectonito L.

### 3.1.2 Estruturas Rúpteis

As estruturas rúpteis ocorrem em áreas onde o nível de esforço excedeu o limite de ruptura das rochas. Elas podem ser descritas como fraturas e falhas geradas por processos de resfriamento e/ou movimentos tectônicos, normalmente estão associadas a deformação na crosta superior (Fossen 2016). A Folha Rio Branco possui um ótimo registro dessas estruturas. Diques, falhas e fraturas foram as principais estruturas rúpteis descritas no mapeamento (Figura 24). Os diques são similares aos descritos por Silva *et al.* (2016) e Oliveira *et al.* (2009), e correspondem as estruturas tabulares de 20 Km de comprimento e direções preferências NW-SE, NE-SW, e subordinadamente WNW-ESSE (Figura 23a). Apresentam diversas composições litológicas e são mais frequentes na porção sudoeste da Folha (Figura 24a). O mapeamento geológico realizado por Macambira & Vale (1997) proporcionou uma grande contribuição às descrições de falhas geológicas presentes nos granitoides e supracrustais da área de estudo. Estas estruturas foram classificadas como do tipo normal e transcorrente, de cinemática dextral e sinistral, apresentam direção principal NE-SW e NW-SE, mergulho moderado a alto (Figura 23; 24b,c). O principal exemplo destas estruturas é a Falha Carapanã, que ocorre a noroeste da Folha e se estende até a porção nordeste da mesma. As fraturas mostram três famílias de direção principal: NW-SE, N-S e NE-SW (Figura 23; 24d). Tais estruturas moldam as principais serras encontradas na área mapeada, como por exemplo: Serra Arqueada, Cuca, Seringa e afins.

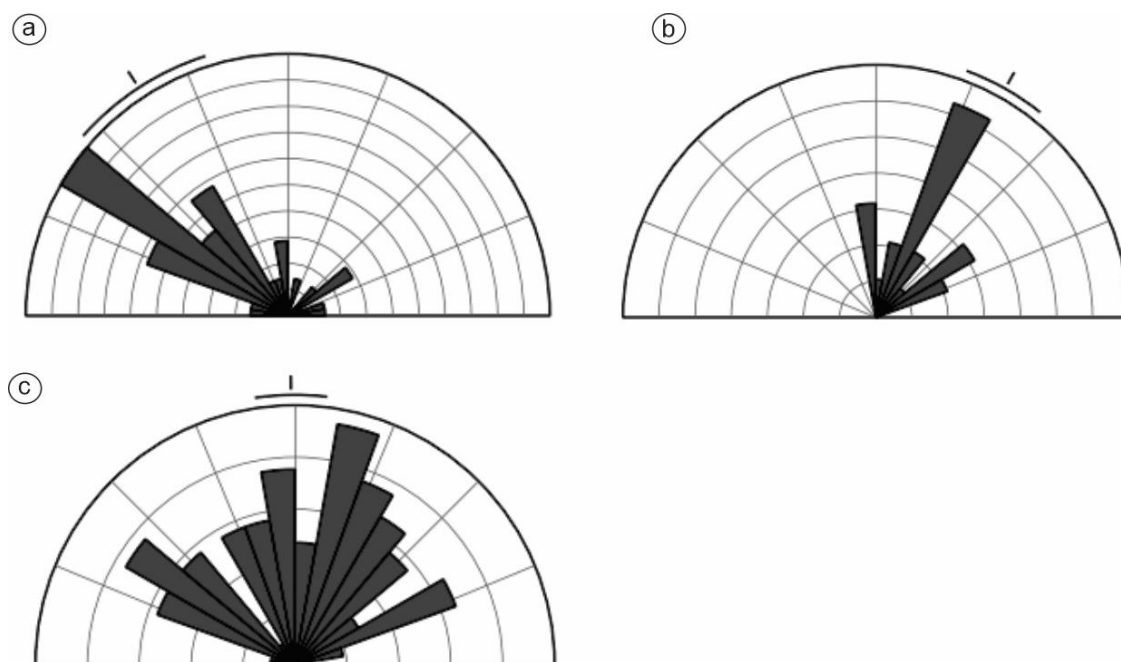


Figura 23 – Rosetas indicando a direção das estruturas rúpteis descritas neste mapeamento. a) Diques, b) Falhas, c) Fraturas.



Figura 24 - Diversas estruturas rúpteis encontradas na Folha Rio Branco. a) Dique com a orientação sendo destacada por linhas vermelhas. b/c) Mostram as falhas encontradas, com plano de falha e cinemática sendo destacada na cor vermelha. d) Afloramento mostrando as diversas famílias de fraturas com várias direções.

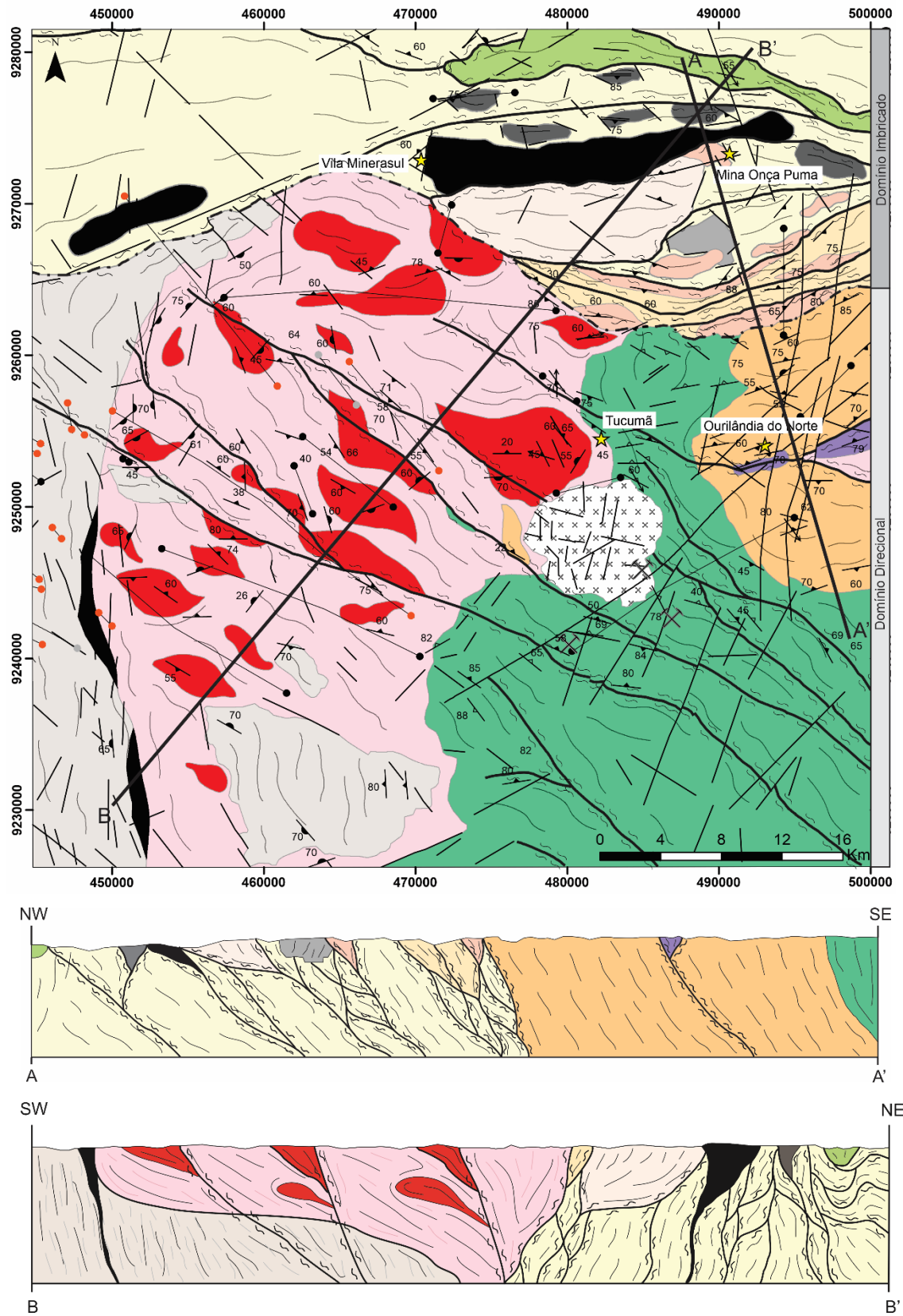


Figura 25 - Mapa Geológico da Folha Rio Branco para observação dos dados de geologia estrutural. Juntamente de seções geológicas proposta para área em escala de profundidade de aproximadamente 5 Km.

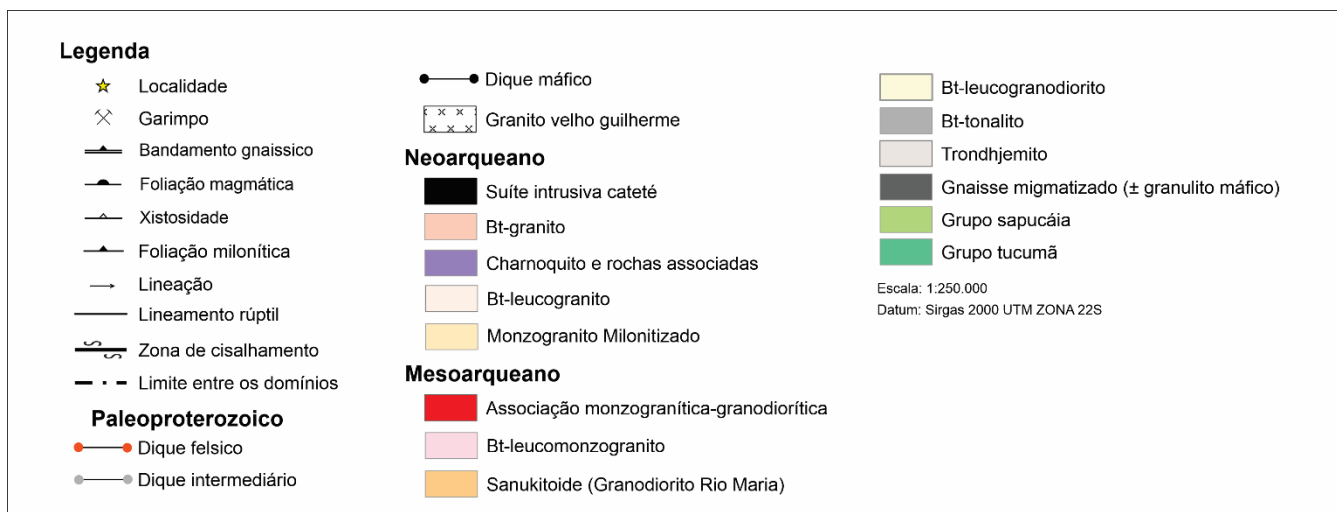


Figura 25 - Continuação.

### 3.1.3 Deformação

A tectônica ocorrida no Arqueano proporcionou a instalação de extensas zonas de cisalhamento na área de estudo. Estas estruturas fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e foram reativadas no Neoarqueano (Araújo & Maia 1991), tornando-as um agente fundamental na deformação litológica (Marangoanha *et al.* 2019a). A maioria das rochas mapeadas neste trabalho apresentam evidências de deformação heterogênea em temperatura relativamente alta. Dessa forma, as rochas foram agrupadas de acordo com a intensidade de deformação e características microestruturais em três domínios diferentes de *strain*: baixo, médio e alto. Estes exibem características em comum, como o alinhamento dos minerais máficos e porfiroclastos de feldspato e quartzo.

As rochas presentes no domínio de baixo grau milonítico (Figura 26a,b) caracterizam-se pela predominância de porfiroclastos centimétricos de feldspato e quartzo, matriz composta de subgrão de quartzo recristalizado via *bulging* (BLG). O arranjo estrutural deste domínio é composto por foliações miloníticas nos granitoides, enquanto nas rochas supracrustais, é formado por clivagem ardosiana e xistosidade. Este ocorre no interior dos corpos granitoides e tem condições de deformação compatíveis com a fácies xisto verde baixo.

O domínio de médio grau milonítico (Figura 26c) é o mais frequente na Folha, sendo composto por rochas localizadas próximas às zonas de cisalhamento e bordas de plútons ígneos. São milonitos de textura inequigranular porfiroblástica, com presença de porfiroclastos de *augen* feldspatos, quartzo fitado com contato interdigitado e matriz

composta feldspato e quartzo recristalizado via BLG, *subgrain rotation* (SGR) e, por vezes, *grain boundary migration* (GBM). O arranjo estrutural do domínio é composto por de zonas de cisalhamento, foliações miloníticas, tectonitos tipo-L e clivagem de crenulação nos *greenstone belts*. A pressão e temperatura atuantes neste domínio é compatível com a fácies xisto verde alto a anfibolito.

O domínio de alto grau milonítico (Figura 26d) é restrito, sendo identificado no interior das zonas de cisalhamento e áreas submetidas a alta pressão e temperatura. As rochas presentes neste domínio são ultra-milonitos, gnaisses e granulito migmatizados caracterizados por apresentar bandamento gnáissico, granulação fina à média, porfiroclastos de *augen* feldspatos, quartzo fitado com contato reto e matriz composta feldspato e quartzo recristalizado via SGR e GBM, respectivamente. O arranjo estrutural do domínio é composto pela presença de zonas de cisalhamento e um complexo sistema de dobras centimétricas e métricas. Em termos de pressão e temperatura o domínio é compatível com a fácies anfibolito alto a granulito.

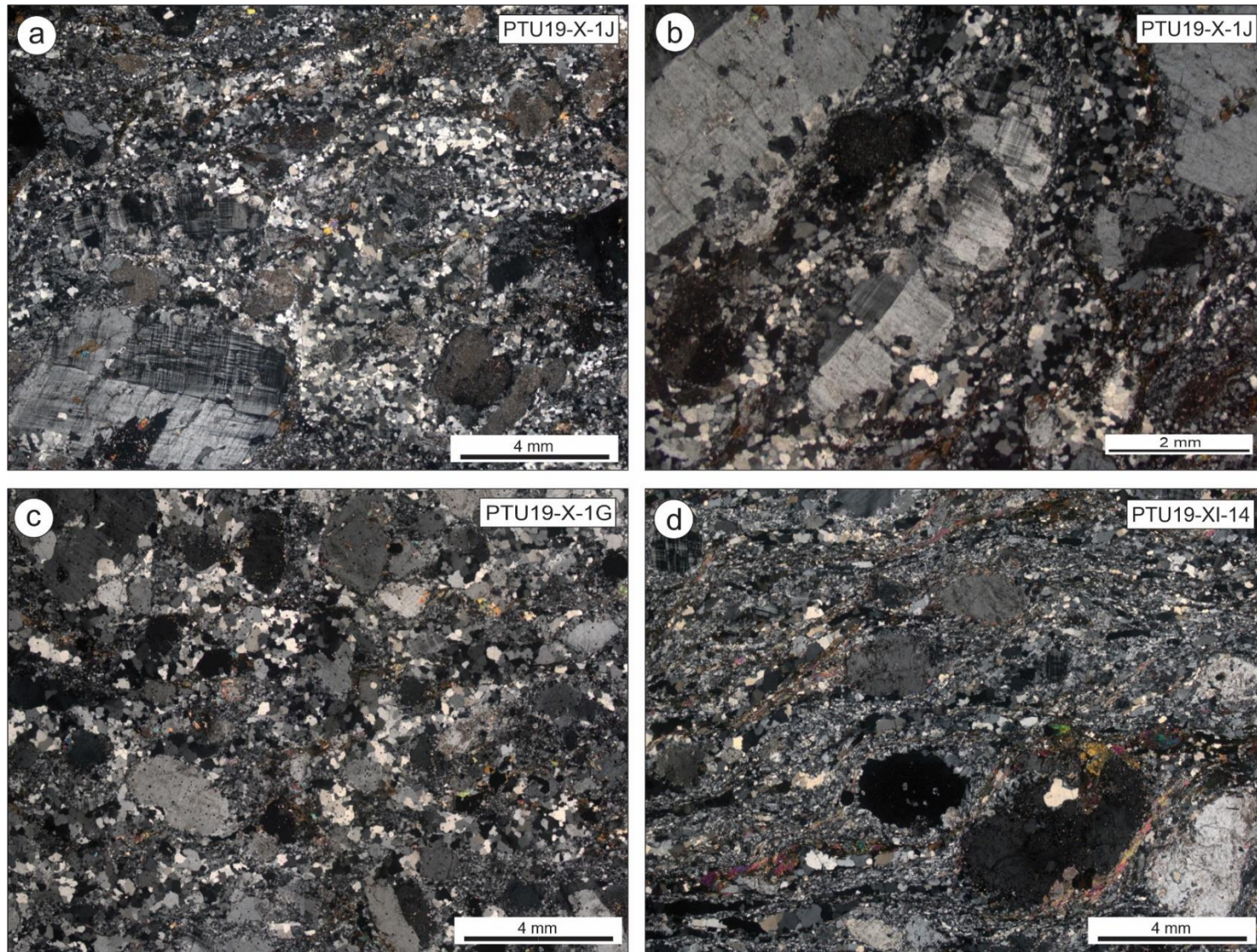


Figura 26 - Fotos de lâmina delgada mostrando os regimes deformacionais. a) Baixo grau milonítico, cristais extremamente fraturados e cominuídos, pórfiros de feldspatos ainda idiomórficos. b) Foto de detalhe de cristal porfirítico falhado e fraturado em regime de baixo grau. c) Médio grau milonítico, porfiroclastos de feldspatos com formato *augen*, cristais neoformados submilimétricos de quartzo, *quartz ribbon* com contato interdigitado. d) Alto grau milonítico, porfiroclastos de feldspatos com formato *augen*, cristais neoformados submilimétricos de quartzo e feldspato, *quartz ribbon* com contato reto.

## 3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A litoestratigrafia da Folha Rio Branco será dividida em grupos litológicos em função de sua grande complexidade geológica. Desta forma, nas rochas metamórficas mesoarqueanas, foram agrupadas as rochas supracrustais e aquelas de alto grau metamórfico como gnaisses e granulito. Nos granitoides mesoarqueanos, foram inseridas as rochas do embasamento, batólitos leucograníticos e intrusões menores associadas. E por fim, tem-se os grupos dos granitoides e rochas máficas neoarqueanas, e dos diques e granitos paleoproterozoico que são discordantes e intrusivos nas demais unidades.

### 3.2.1 Rochas Metamórficas Mesoarqueanas

#### 3.2.1.1 Supracrustais

As rochas do Grupo Tucumã afloram na forma de blocos *in-situ* e lajedo a sul da cidade homônima. Possui contato de natureza discordante e intrusiva com os granitoides e é caracterizado em imagens aerogamaespectrométricas pelas altas anomalias de K, baixas de U e Th, além de baixas anomalias magnéticas (Figura 12). Este grupo é definido por uma sequência metavulcanossedimentar composta por filitos, metamáficas e metaultramáficas, deformadas em regime de cisalhamento dúctil. São marcadas por tramas planares formadas por xistosidade e foliação milonítica que possuem direção principal NW-SE e mergulho moderado a alto ( $60^\circ \sim 85^\circ$ ), além de dobras e clivagens de crenulação.

As rochas metassedimentares podem ser observadas na bacia do Igarapé Abelha e nas cavas de garimpo de Au. Correspondem principalmente a filitos de coloração marrom avermelhada e granulação fina, compostos por quartzo, muscovita e biotita. Ocorrem ainda, Chl-Bt-Msc Xisto de coloração marrom rosada e granulação média e Anf-Qtz-Msc Xisto de coloração cinza esverdeado e granulação fina (Figura 27a), e formação ferrífera bandada compostas por bandas silicosas e hematitas (Figura 27b). Mineralogicamente as rochas do Grupo Tucumã apresentam microestruturas nematoblástica e lepidoblástica. Sua paragênese mineral indica metamorfismo em fácies xisto verde.

As rochas metamáficas e metaultramáficas são representadas por metatufos de tonalidade cinza esbranquiçada, a cinza escuro, por vezes, esverdeada e granulação fina. São compostas por anfibólio e plagioclásio e faixas escuras constituídas somente por anfibólio também são frequentes (Figura 28). Microscopicamente é observado

microestruturas nematoblásticas e, localmente blastofíticas, indicando arranjos intergranulares reliquiais de protólito ígneo. Quartzo, minerais opacos, apatita e titanita ocorrem como minerais acessórios epidoto, clorita e sericita como secundários. Além disso, são encontrados metabasalto de coloração cinza escura composto por plagioclásio, anfibólio e piroxênio, serpentinito de coloração cinza esbranquiçado e talco xisto de coloração rosada e esbranquiçada constituído por intercalação pelítica e talco (Figura 27d). Ocorrências minerais estão associadas a sulfetos (Au, Cu) e às formações ferríferas bandadas (Fe). Ouro aluvionar associado a veios de quartzo (Figura 27e) são observados em cavas de garimpos ativos (Figura 27f).



Figura 27 - Rochas descritas no Grupo Tucumã. a) Anf-Qtz-Msc Xisto. b) Amostra extraída da Formação Ferrífera. c) Xisto com foliações sub-verticais. d) Talco Xisto. e) Ouro hospedado em veio de quartzo. f) Cava e trincheiras utilizadas na exploração de Ouro.

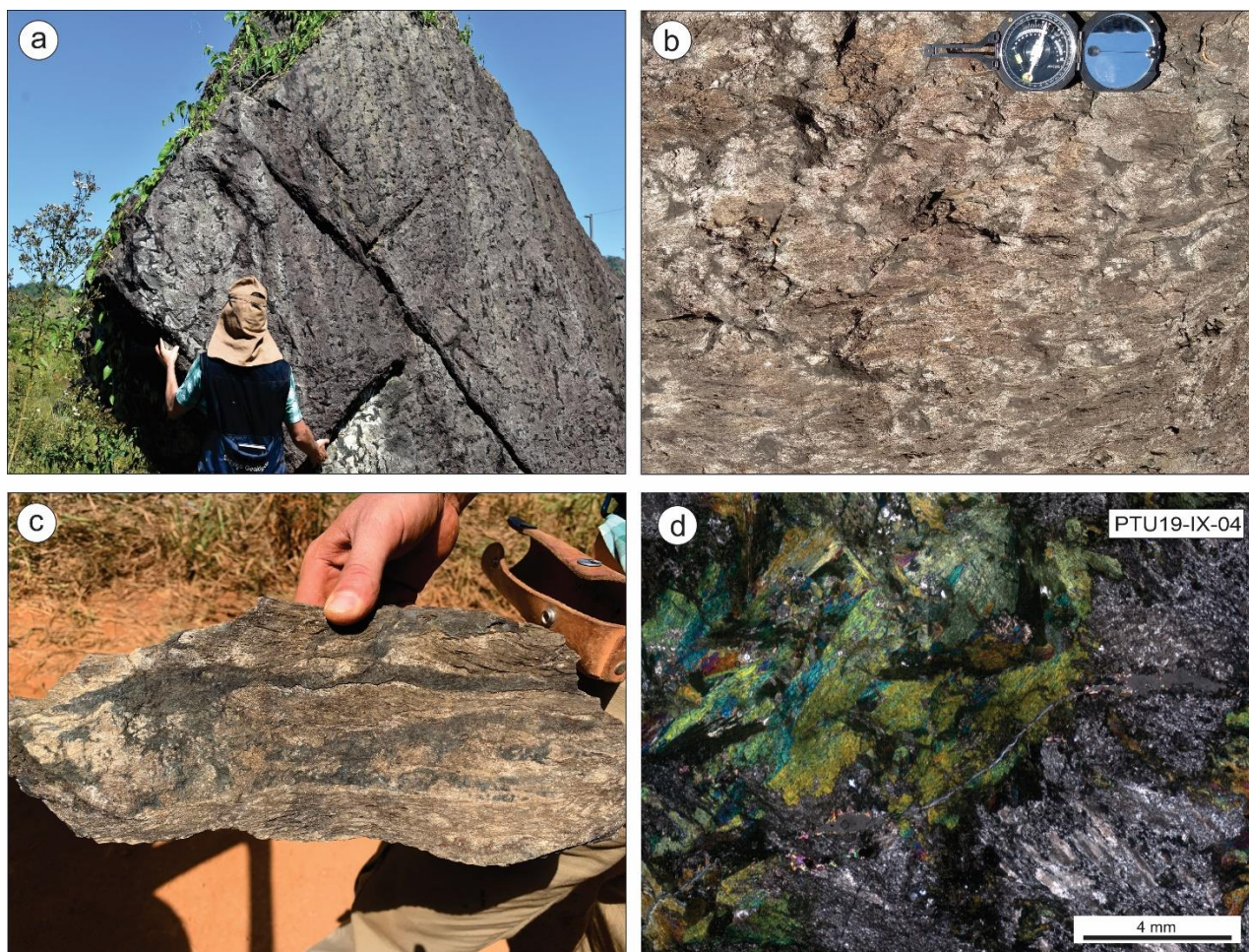


Figura 28 – Metatufo descrito do Grupo Tucumã. a) Afloramento representativo da litologia, exibindo coloração acinzentada com pontos mais escuros. b) Imagem mais detalhada da rocha, mostrando estruturas mais claras circulares que foram interpretadas como bombas vulcânicas. c) Corte longitudinal das bombas vulcânicas, coloração mais clara. d) Foto de microscopia à nicóis cruzado revelando que as partes mais máficas são compostas de anfibólio, podendo ser uma textura relíquia de rochas vulcânicas. Enquanto as partes mais claras são compostas por plagioclásio.

As rochas do Grupo Sapucaia afloram ao de uma faixa de 18 km de extensão que coincide com os domínios da Serra Arqueada, a norte da Mina Onça Puma. O domínio de ocorrências dessas rochas é marcado por baixas anomalias radiométricas, que contrastam com suas elevadas anomalias magnéticas (Figura 12). Seus limites com os granitoides mesoarqueanos (biotita leucogranodiorito) são marcados pela ocorrência de extensas zonas de cisalhamento. Estruturalmente, a Serra Arqueada representa um corpo alongado de direção E-W composta uma sequência metavulcanossedimentar deformada em regime de cisalhamento dúctil, que originou foliações miloníticas, dobras e clivagens de crenulação.

As rochas metassedimentares são formadas por quartzitos de coloração cinza esverdeada e xistos (Qtz-Chl Xisto, Qtz-Msc Xisto e Qtz-Bt Xisto). Estes mostram

arranjo microestrutural formado por texturas lepidoblástica e milonítica. Afloramentos composto por formação ferrífera bandada ocorrem associados a pacote de xisto e quartzito (Figura 29a), e são constituídas por hematitas, magnetitas e goethita intercaladas com estratos silicosos.

As rochas metamáficas e metaultramáficas são compostas por Spt-Mag-Tlc Xisto de coloração cinza esverdeada, granulação fina, xistosidade bem desenvolvida, formadas por cristais fibrosos de talco (50%), circulares de magnetita (40%) e serpentina (10%). Serpentinitos de coloração cinza esbranquiçada são cortados por enxames de veios preenchidos por serpentina (Figura 29b). A paragênese mineral indica que essas rochas foram metamorfizadas em temperatura e pressão compatível com a fácies xisto verde.

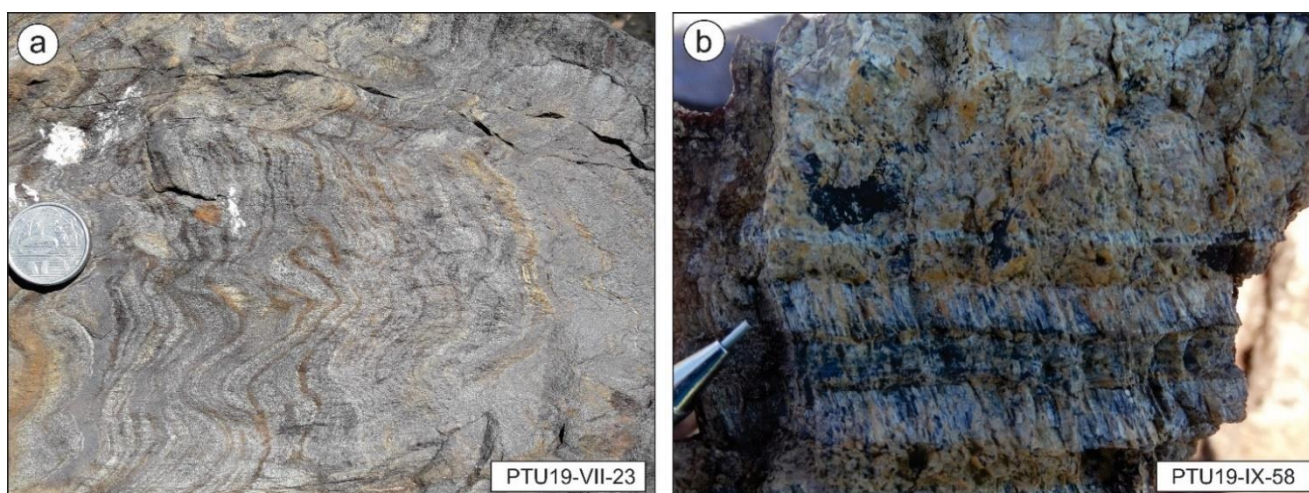


Figura 29 - Rochas descritas no Grupo Sapucaia; a) Formação Ferrífera Bandada, estruturada com microdobras; b) Serpentinito muito alterado cortado por veio preenchido por serpentina.

### 3.2.1.2 Rochas de alto grau metamórfico

Os gnaisses migmatizados e granulitos máficos estão localizados na porção norte da área, entre a Serra Arqueada e Onça. Ocorrem como corpos orientados segundo o *trend* E-W, aflorando como lajedos e blocos *in-situ*. É composta por rochas gnáissicas e granulíticas de coloração acinzentada, e granulação fina a média. Os gnaisses apresentam bandamento definido por bandas félsicas, ricas em quartzo e feldspato, e bandas máficas compostas por biotita e anfibólio, enquanto nos granulitos ocorre piroxênio e anfibólio. Nessa unidade ocorrem porções migmatizadas caracterizadas pela presença de paleossoma e leucossoma (metatexito, Figuras 30a,b). O melanossoma é formado por agregados centimétricos de anfibólio e biotita caracterizando estruturas do tipo *Schlieren*. Subordinadamente, ocorrem enclaves tonalíticos de até 30 centímetros

pouco angulosos e parcialmente digeridos que caracterizam estruturas do tipo *Schollen C* (Figura 30d). Tais estruturas podem ser classificadas como diatexitos.

Os gnaisses são compostos por plagioclásio (55%), anfibólio (40%), biotita (10%) e quartzo (5%), enquanto os granulitos são formados por piroxênio (50%), plagioclásio (30%) e anfibólio (15%), resultando em uma rocha coloração escura. Titanita e opaco aparecem como minerais acessórios, e argilominerais como secundários (Figura 31). A anisotropia da rocha é caracterizada por microestrutura nematoblástica, definida através da orientação dos cristais de plagioclásio e anfibólio, e piroxênio nos granulitos. O metamorfismo pode ser observado nos granulitos por meio da transformação de anfibólio em piroxênio (Figuras 31c), e gnaisses ocorre pela transformação de biotita em anfibólio (Figuras 31d). A paragênese mineral composta pelos minerais piroxênio, anfibólio, plagioclásio e biotita indica metamorfismo na fácies anfibolito alto.

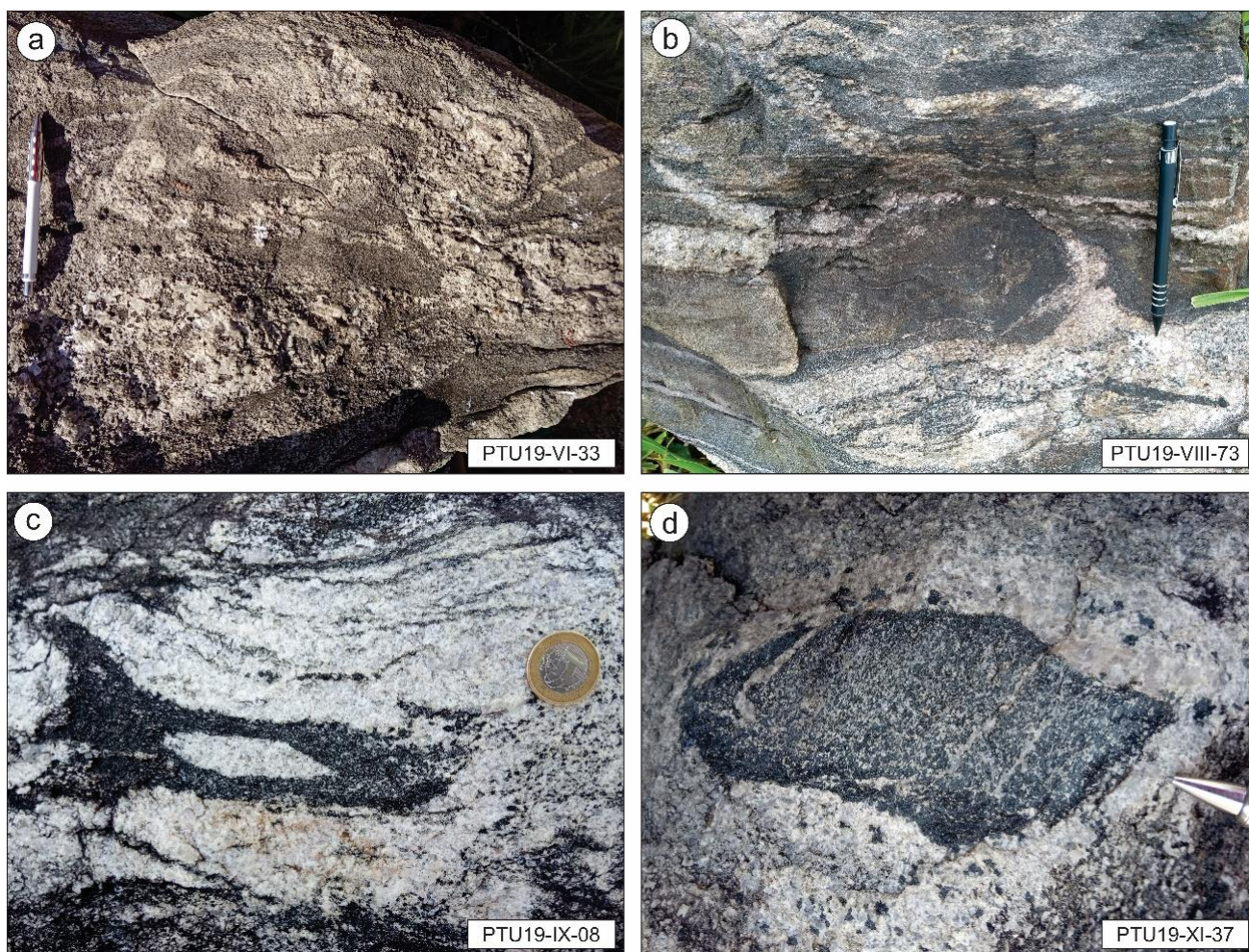


Figura 30 - Rochas descritas a norte da Folha Rio Branco, apresentando indícios de metamorfismo e migmatização; a) Bandamento de composição máfica e félsica, rico em biotita, anfibólio e piroxênio e rico em quartzo e feldspato, respectivamente; b) Presença de paleossoma e neossoma gerando texturas de migmatização (metatexito); c) Foto de detalhe do leucossoma e melanossoma (diatexito). d) Enclave tonalítico pouco anguloso, mostrando que foi dissolvido, correspondendo ao paleossoma.

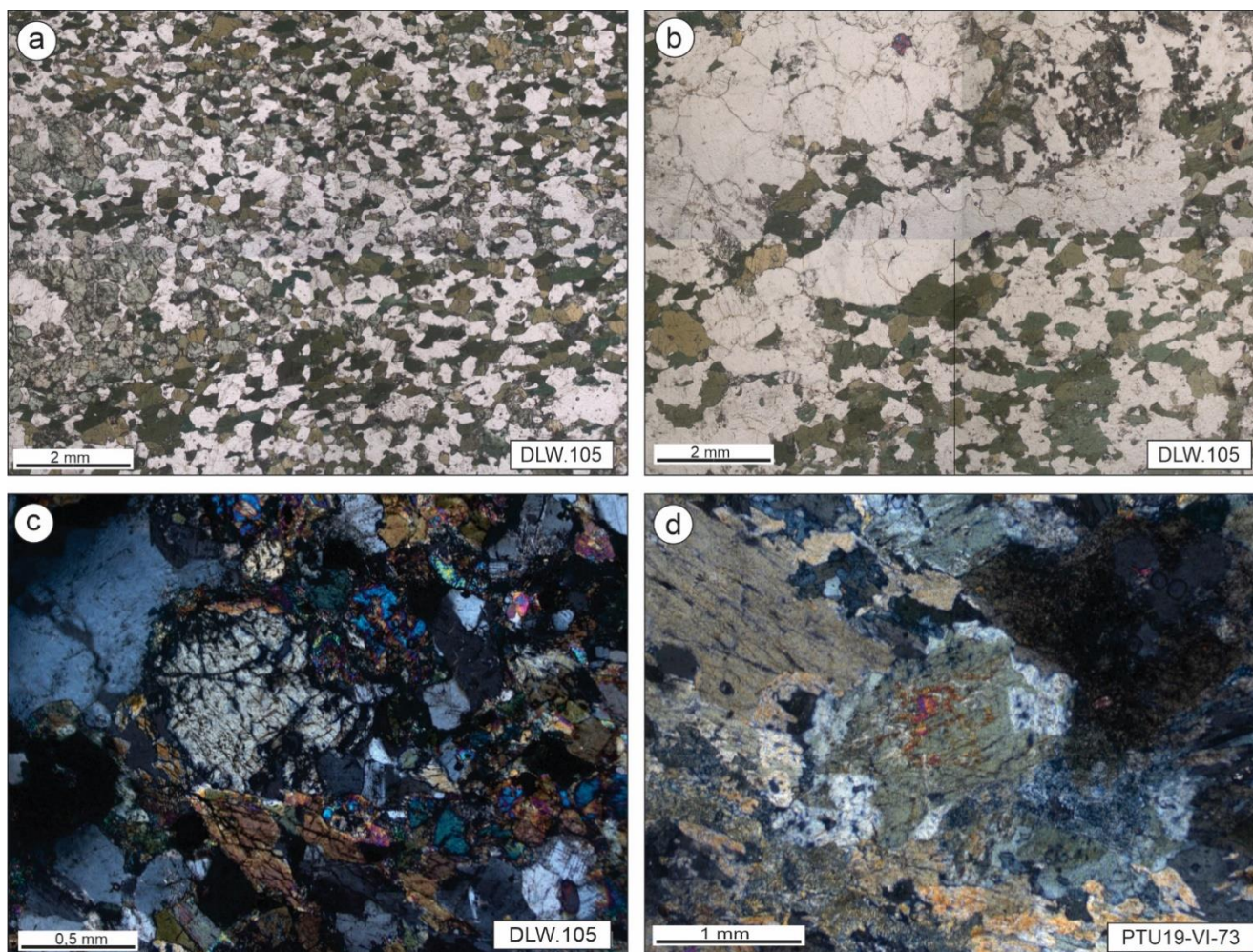


Figura 31 - Fotos de lâmina delgada das rochas de alto grau metamórfico feita no contato do gnaiss com o granulito. a) Porção superior da lâmina rica em piroxênio (diopsídio) e anfibólio (hornblenda verde). b) Porção inferior da lâmina rica em anfibólio (hornblenda verde), sem piroxênio. c) Transformação de anfibólio em piroxênio. d) Transformação de biotita em anfibólio.

### 3.2.2 Granitoides Mesoarqueanos

#### 3.2.2.1 Trondhjemito

Aa rochas trondhjemítica foram mapeadas na porção ocidental da Folha Rio Branco e seus afloramentos são recorrentes na forma de lajedo e blocos *in-situ*, principalmente ao longo das margens do Rio Carapanã (Figuras 32a). Xenólitos angulosos desta variedade são encontrados no interior do batólito leucomonzogranítico (Figura 15d). Estruturalmente as foliações medidas mostram um padrão concêntrico indicando possivelmente a colocação magmática do *plúton*. Dados geocronológicos obtidos por Araújo & Sousa (2015), no Projeto Arim Carajás da CPRM, mostraram idade de cristalização de 3001 Ma para estes granitoides.

Estas rochas são hololeucocráticas (M~7) e possuem coloração cinza esbranquiçada a cinza escuro e textura inequigranular média a grossa (Figura 32b). São

fracamente deformadas (Figura 32c). O plagioclásio (46,5%) ocorre na forma de porfiroclastos hipidiomórficos a alotriomórfico e neoformados recristalizados por meio de BLG e SGR. Possui maclamento polissintético, *carlsbad*, periclina e albita, indicando composição oligoclásio (An23-28). Textura manto/núcleo e granoblástica são frequentes. O quartzo (42,5%) é encontrado na forma de porfiroclastos alotriomórfico, cristais neoformados alotriomórficos e quartzo ribbon recristalizados por meio de SGR e GBM. A biotita (7%) é o único mineral ferromagnésiano presente nestas rochas, ocorrendo como cristais idiomórficos finos com hábito lamelar, por vezes, formando textura lepidoblástica. A microclina (2,5%) ocorre como porfiroclastos subidiomórficos e neoformados alotriomórficos. Maclamento xadrez é encontrado nos cristais de maiores dimensões. Textura granofírica e pertítica são comuns. Os minerais acessórios primários são epidoto, allanita, apatita, minerais opacos e zircão e os minerais secundários são representados por clorita, epidoto, carbonato, sericita, argilominerais e muscovita.

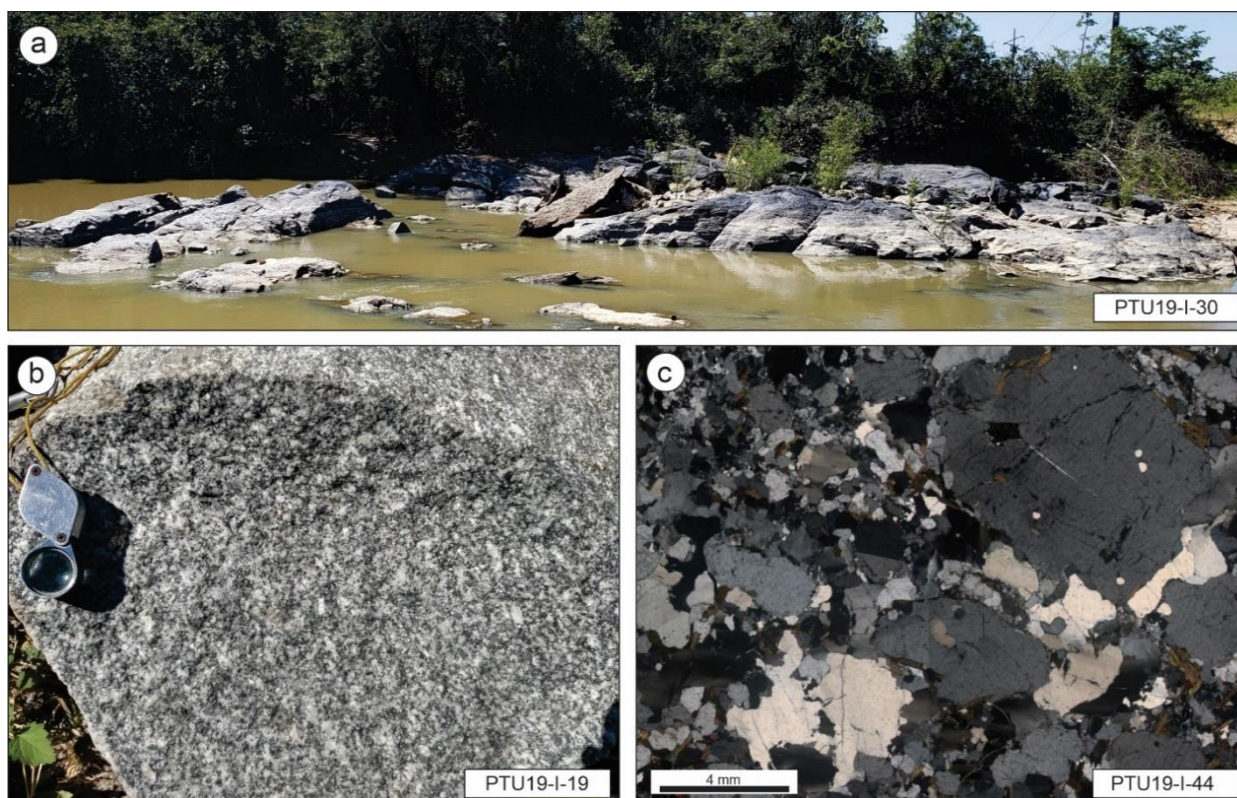


Figura 32 - a) Afloramento nas margens do Rio Carapanã, onde as rochas mostram foliações N-S com mergulho de 85° para oeste. b) Fotografia de detalhe mostrando características macroscópica da rocha. c) Foto de lâmina delgada em observação ortoscópica mostrando as principais características das rochas desta unidade.

### 3.2.2.2 Leucomonzogranito e associação monzogranítica-granodiorítica

O batólito leucogranítico e plútons associados ocorrem nas porções central e sudeste da Folha Rio Branco. O limite do corpo principal é facilmente delimitado pelas

altas anomalias aerogamaespectrométricas (Figura 11). As rochas leucomonzograníticas apresentam coloração cinza rosado e textura hipidiomórfica inequigranular média a grossa e fraca deformação (Figura 33a). São hololeucocráticas (M~6) e seus minerais acessórios são representados por epidoto magmático, allanita e traços de titanita, zircão, apatita, fluorita e minerais opacos enquanto a paragênese secundária é formada por muscovita, clorita, sericita e epidoto. Os plútons relacionados à associação monzogranítica-granodiorítica distinguem-se dos leucogranitos pelo enriquecimento em titanita (3,3%) que formam cristais de até 6 mm (Figura 33c). A variedade granodiorítica pode ser encontrada com textura equigranular, mas destaca-se devido à textura porfírica com megacristais de álcali-feldspatos que podem atingir até 12 mm. Além disso, enclaves são frequentes e apresentam elevado conteúdo de minerais máficos (~25%), onde ocorre o domínio de biotita, por vezes apresentando hornblenda como mineral acessório (Figura 30e).

Os aspectos microestruturais destes granitoides é marcado pela ocorrência de porfiroclastos e matriz recristalizada de feldspatos e quartzo. O plagioclásio ocorre como cristais subédricos com maclamento do tipo albita, albita-*carlsbad* e zoneamento concêntrico marcado por alterações para sericita e epidoto. Microestrutura granoblástica são formadas nos cristais submilimétricos neoformados gerados por meio de recristalização de BLG e SGR. O álcali-feldspatos apresenta maclamento do tipo xadrez e textura pertítica. O quartzo ocorre como cristais alotriomórficos com extinção ondulante forte e cristais neoformados (BLG) de extinção ondulante fraca. Textura mimerquítica é gerada quando está em contato com o plagioclásio. A biotita encontra-se moderadamente alterada para clorita, em domínios de baixa deformação onde forma agregado máfico associado a outros minerais máficos, nos domínios de deformação mais intensa, porfiroclastos deste mineral podem ser descritos.

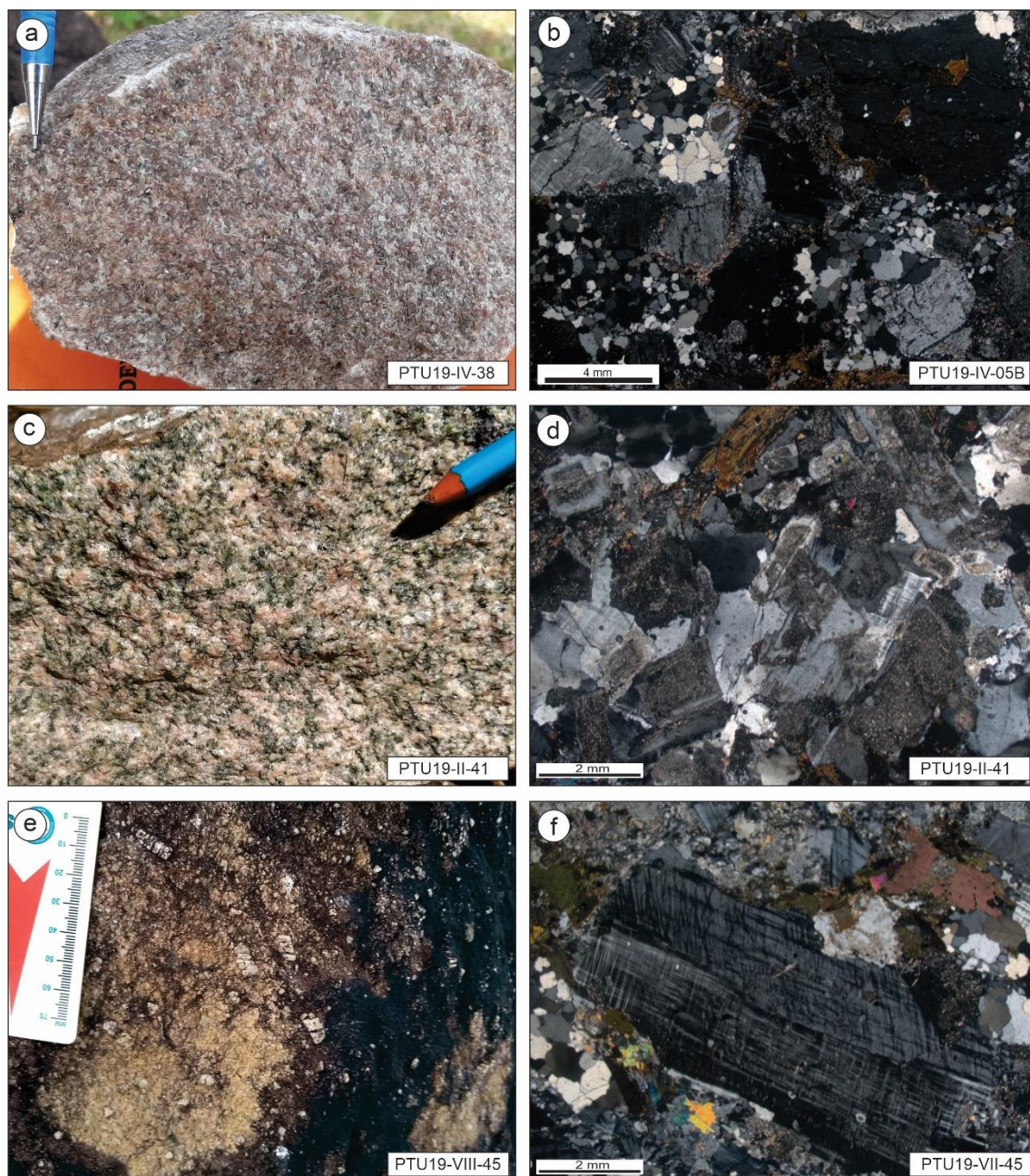


Figura 33 - Aspectos macro e microscópicos dos granitoides a oeste de Tucumã. a) Leucomonzogranito equigranular médio; b) Leucomonzogranito de textura hipidiomórfica com quartzo e feldspatos primário e quartzo recrystalizado via SGR. c) Monzogranito equigranular grosso da unidade AMzGd; d) Monzogranito de textura hipidiomórfica com feldspatos muito alterados para argilominerais; e) Granodiorito com fenocristal de álcali-feldspato; f) Granodiorito porfirítico com detalhe para pórfiro de microclina.

### 3.2.2.3 Sanukitoide (*Granodiorito Rio Maria*)

Os granitoides de afinidade sanukitoide são intrusivos nas rochas supracrustais do Grupo Tucumã. Seus limites podem ser facilmente delimitados pelo padrão indicado na anomalia do ternário (Figura 11) e seus afloramentos concentram-se em áreas próximo do município de Ourilândia do Norte, onde ocorrem blocos *in-situ* e mantêm correspondência com o relevo de colina na porção sudeste da Folha Rio Branco.

Estruturalmente estes granitoides apresentam foliações com direção NW-SE com mergulho moderado a alto (60° a 85°) e são afetados por zonas de cisalhamento de mesma direção. O Sanukitoide Rio Maria é composto por sete litotipos que mostram características ígneas bem preservadas. Possuem muitos enclaves máfico e deformação heterogênea em temperatura relativamente alta. Dentre os litotipos identificados, a principal variedade apresenta anfibólio como mineral varietal (Anf-Bt Granodiorito) e possui coloração cinza esbranquiçado a esverdeado (saussuritização), textura equigranular média e aspecto leucocrático (M~24; Figura 34a). Subordinadamente ocorrem Anf-Bt Tonalito (Figura 34b), Anf-Qtz Monzodiorito (Figura 34c) e Bt-Anf Quartzodiorito (Figura 34d). São frequentes ainda termos mais evoluídos como Bt Granodioritos (M~14, Figura 34d) e Bt-Anf Granodiorito (M~12, Figura 34e) que apresentam textura heterogranular à porfírica definida por fenocristais centimétricos de álcali-feldspato hipidiomórfico imerso em matriz de granulação média. Os parâmetros geoquímicos utilizados por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018), definem esse grupo de rochas como de afinidade sanukitoide (alto Mg, Cr e Ni), e que além desse aspectos, é distinguido dos demais grupos de granitoides por apresentarem conteúdo moderado a alto de minerais máficos, presença frequente de anfibólio e epidoto e enclaves máficos.

Os feldspatos destes granitoides podem ser descritos como cristais idiomórficos a hipidiomórficos em domínios de baixo *strain* e como porfiroclastos arredondados (*augen*) em domínios de maior *strain*, apresentam maclamento do tipo albita e intensa saussuritização. Texturas granoblástica poligonal e manto-núcleo são frequentes em cristais neoformados gerados por recristalização de SGR e GBM. O quartzo ocorre como cristais xenomórficos de granulação fina, cristais neoformados alotriomórficos recristalizados por meio de SGR, GBM e *quartz ribbon*. A maioria dos litotipos apresentam hornblenda, biotita e epidoto como minerais varietais, com exceção do Bt Granodiorito, em que a hornblenda ocorre apenas como mineral acessório. Os minerais acessórios primários são formados por titanita, apatita, zircão, magnetita, enquanto os acessórios secundários são clorita, muscovita, epidoto, biotita, titanita, hematita, ilmenita, pirita e calcopirita.

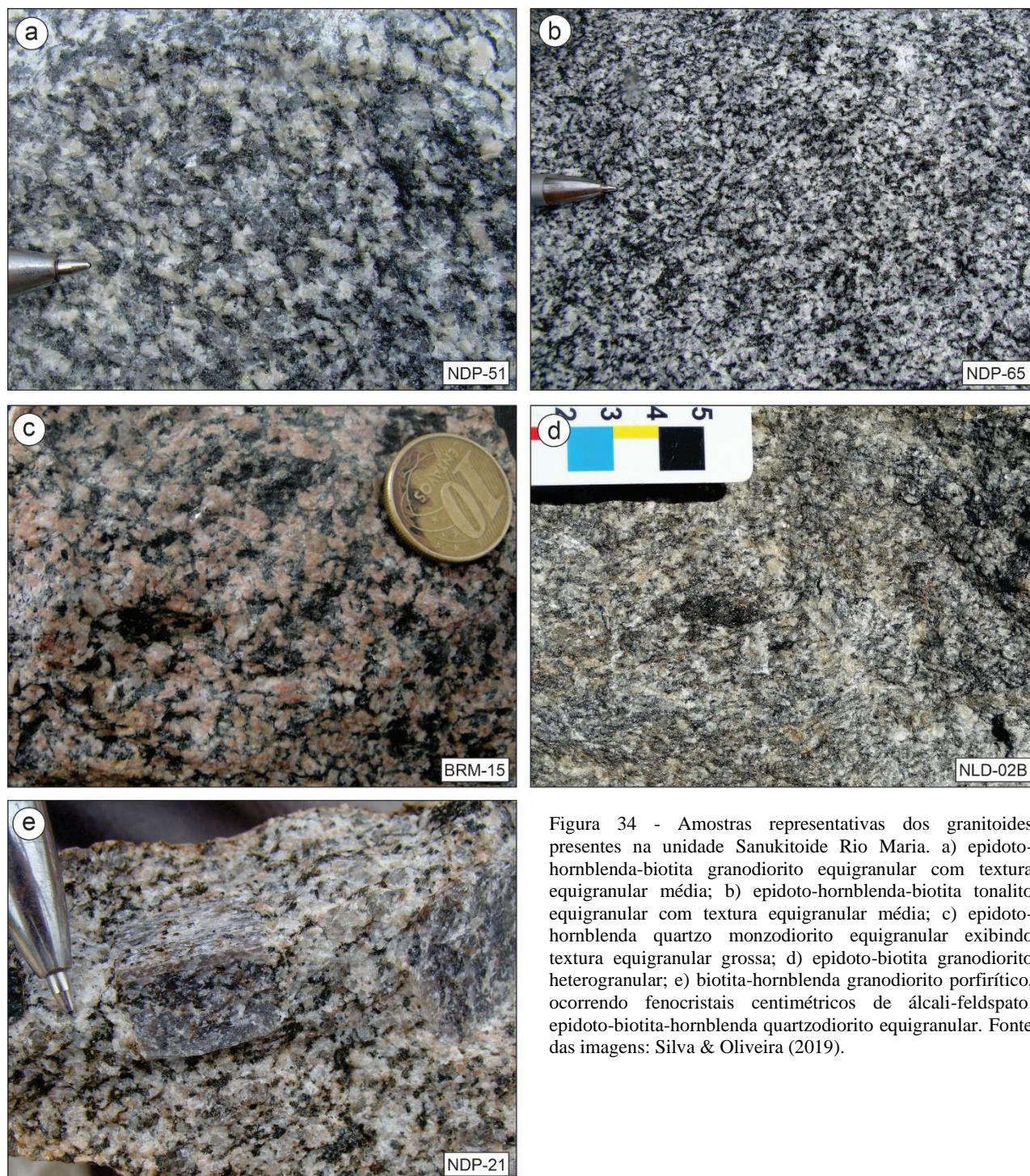


Figura 34 - Amostras representativas dos granitoides presentes na unidade Sanukitoide Rio Maria. a) epidoto-hornblenda-biotita granodiorito equigranular com textura equigranular média; b) epidoto-hornblenda-biotita tonalito equigranular com textura equigranular média; c) epidoto-hornblenda quartzo monzodiorito equigranular exibindo textura equigranular grossa; d) epidoto-biotita granodiorito heterogranular; e) biotita-hornblenda granodiorito porfirítico, ocorrendo fenocristais centimétricos de álcali-feldspato. epidoto-biotita-hornblenda quartzodiorito equigranular. Fonte das imagens: Silva & Oliveira (2019).

#### 3.2.2.4 Biotita leucogranodiorito

Os granitoides leucogranodioríticos predominam amplamente na porção norte da Folha Rio Branco, onde apresentam várias intrusões de granitos e rochas máfica-ultramáficas de idade neoarqueana. Macroscopicamente possuem coloração cinza esbranquiçada e inequigranular média a grossa, por vezes, porfiríticas. São hololeucocráticas (M~5) com fraca anisotropia (Figura 35a) na porção noroeste da

Folha e forte na nordeste. Apresentam foliação com direção principal E-W, com inflexões para NW-SE e NE-SW seguindo o *trend* das zonas de cisalhamento e mergulho de ângulo alto a moderado (60° a 85°). Xenólitos de rochas tonalíticas são encontrados neste granitoide na porção nordeste da Folha (Figura 18d). O plagioclásio (36%) ocorre como porfiroclastos hipidiomórficos e cristais neoformados recristalizados por meio de SGR. Frequente presença de maclamento albita e polissintético, por vezes, *carlsbad* e periclina. Processos de saussuritização e carbonatização podem ser observados nesse mineral. Quartzo (40%), também ocorre na forma de porfiroclastos alotriomórfico e cristais neoformados, porém, possuem granulação menor que o plagioclásio e foram recristalizados por SGR e GBM. Na matriz recristalizada é comum a microestrutura granoblástica poligonal e podem ser encontradas textura mimerquítica. Microclina (18%) é descrita como porfiroclastos hipidiomórficos e principalmente como cristais neoformados/recristalizados por meio de SGR. Pontualmente ocorre maclamento de tipo *carlsbad*. Biotita (5%) ocorre como cristais idiomórficos lamelares, por vezes, recristalizados e orientados (Figura 35b). Os minerais acessórios primários são epidoto, allanita, titanita, apatita, opacos e zircão, enquanto os minerais secundários são argilominerais, sericita, epidoto, carbonato e clorita.

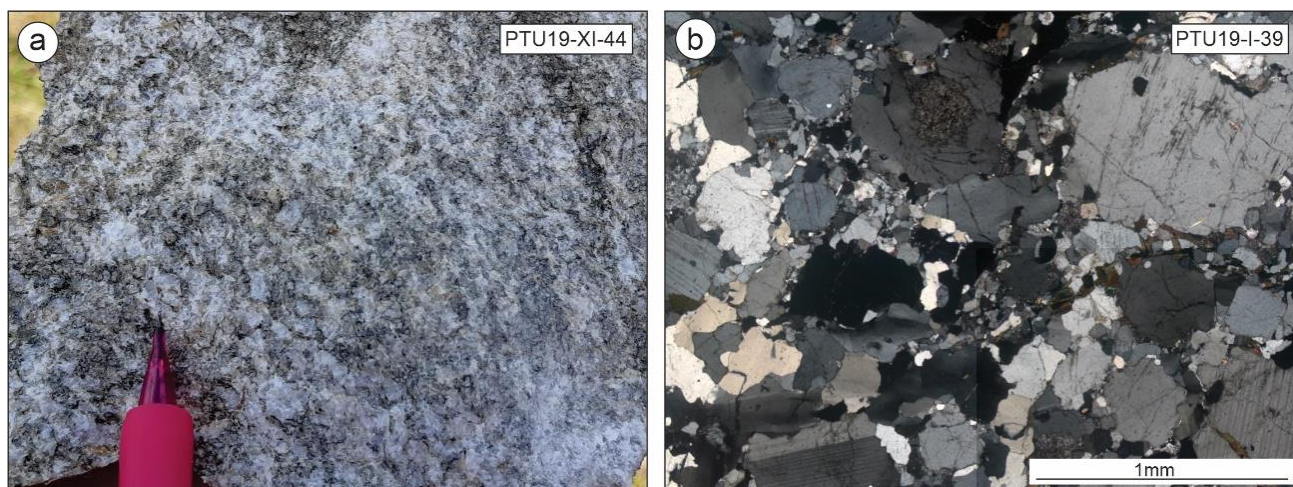


Figura 35 - Imagens representativas da unidade Biotita-Leucogranodiorito. a) Aspecto macroscópico frequentemente encontrado em campo, mostrando textura alotriomórfica média. b) Foto de lâmina delgada em observação ortoscópica mostrando as principais características das rochas desta unidade.

### 3.2.3 Granitoide e Rochas Máficas Neoarqueanas

#### 3.2.3.1 Biotita granitos (*milonitizados*)

Os corpos dos granitoides nearqueanos são encontrados na porção sudeste da Folha Rio Branco. São intrusivos tanto no embasamento tonalítico quanto nos leucogranodioritos. Apresentam deformação heterogênea e estruturalmente essas rochas

mostram foliações com direção principal E-W e subordinadas NE-SW e NW-SE com mergulho moderado a alto ( $60^\circ$  a  $85^\circ$ ), formando uma geometria sigmoidal e imbricada seguindo o *trend* das zonas de cisalhamento. Os granitoides neoarqueanos possuem mineralogia e microestruturas similares, variando apenas a porcentagem de minerais essenciais. O biotita leucogranito apresenta coloração esbranquiçada e textura equigranular média. São rochas hololeucocrática (M~2) que apresentam duas fácies: uma mais enriquecida em mineiras ferromagnesianos e outra rica em minerais félsicos (quartzo, K-feldspato; Figura 36a). Xenólitos de biotita leucogranodiorito foram descritos na unidade (Figura 17c). Variedades monzograníticas milonitizadas e leucocrática (M~13; Figura 36b) também ocorrem como intrusões no tonalito fino do embasamento norte e no biotita leucogranodiorito (Figura 36c), mas ocorre de maneira disseminada ao longo da zona de maior deformação no contato entre os domínios na porção leste. O biotita granito é uma rocha de coloração cinza claro esbranquiçado, granulação média que exhibe textura porfirítica com fenocristais hipidiomórficos prismáticos de no máximo 2 cm e foliações do tipo L (tectonito) e milonítica (Figura 37). Frequentemente ocorre como intrusão nos demais granitoides da porção nordeste da Folha.

Os feldspatos nestes granitoides ocorrem como cristais hipidiomórficos prismáticos e, por vezes, xenomórficos com formato augen em zonas de alta deformação (Figura 36d). Possuem maclamento polissintético, albita (plagioclásio) e xadrez e carlsbad (K-feldspato). Apresentam alteração para sericita, epidoto (saussuritização) e argilominerais (K-feldspato). O quartzo consiste em cristais xenomórficos, hábito granular e ocorre predominante de maneira intersticial na rocha. Exibem agregados policristalino, extinção ondulante e contatos sinuosos e irregulares. A textura de manto-núcleo é frequente e composta pelos minerais essenciais, onde o núcleo é um porfiroclasto e o manto é formado por um agregado granoblástico fino de plagioclásio, k-feldspato e quartzo recristalizado. A biotita é o único mineral varietal presente nessas rochas, apresenta cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de hábito lamelar medindo entre 2-6 mm. Alterações para clorita e mica branca. Frequentemente ocorre ao redor dos feldspatos e nos interstícios. Apatita, zircão, opacos e titanita foram os minerais acessórios mais recorrentes.

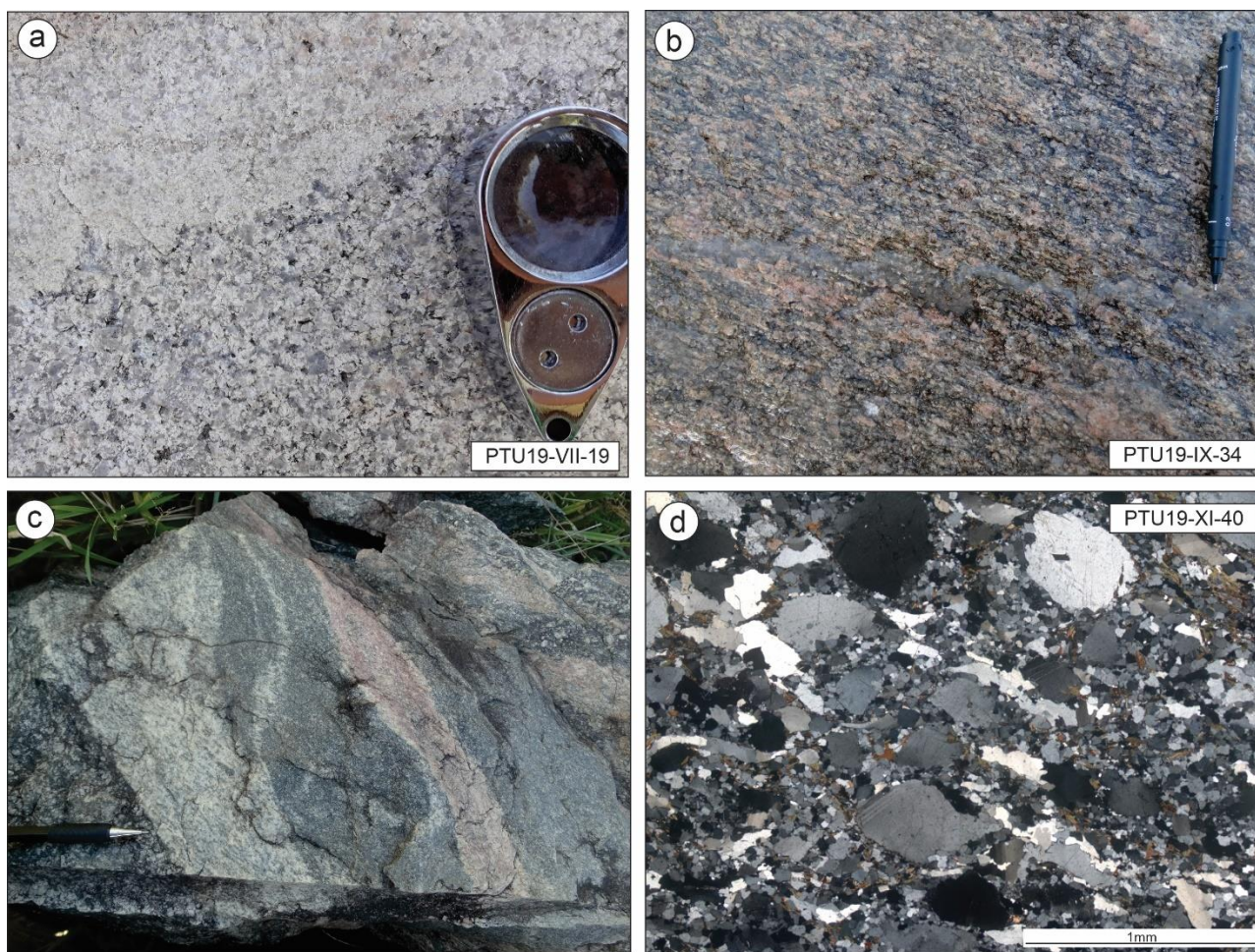


Figura 36 - Amostras representativas dos granitoides presentes nas unidades Biotita Leucogranito, Monzogranito Milonitizado e Biotita Granito, rochas que ocorrem associadas. a) Biotita leucogranito equigranular com textura equigranular fina, mostrando contato entre uma fácies mais granítica e outra mais rica em quartzo, K-feldspato e máfico. b) Biotita monzogranito com foliação milonítica, apresentando cristais de quartzo e feldspatos alongados. c) Bandamento composicional formado pela intrusão das rochas acima. d) Aspecto textural dessas rochas quando são fortemente deformadas.

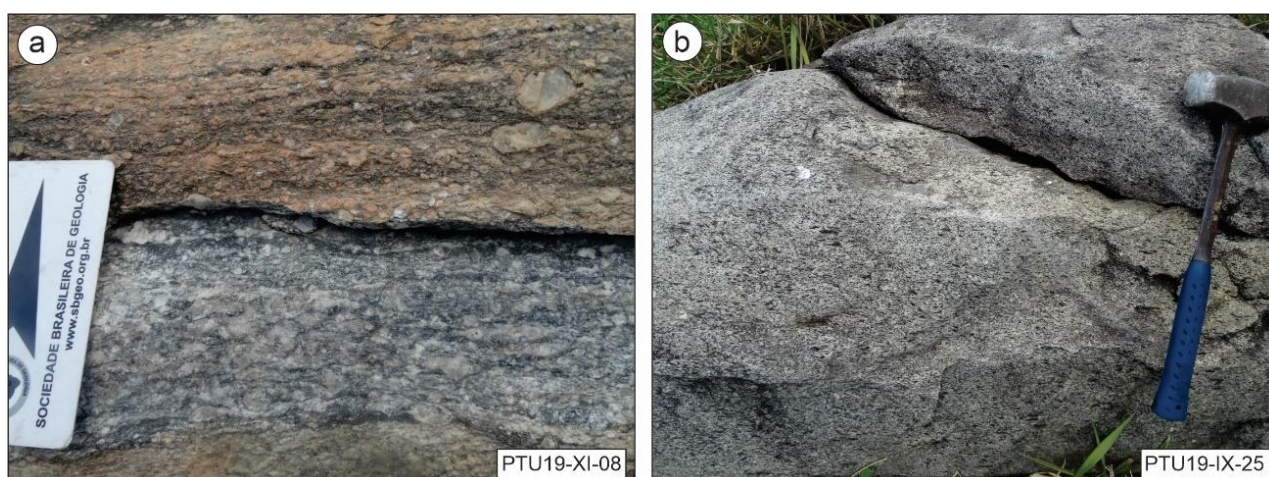


Figura 37 - Amostras representativas dos granitoides presente na unidade Biotita-Granito. a) Biotita granito apresentando textura milonítica, mostrando cristais de feldspato e quartzo alongados, e porfírica com fenocristais de k-feldspato de 3 cm. b) Mesma rocha anterior, porém, apresenta foliações tipo L, sendo definida estruturalmente como tectonito.

### 3.2.3.2 *Suíte Intrusiva Cateté*

As rochas da Suíte Intrusiva Cateté afloram na forma de blocos rolados e lajedos *in-situ* no leito do Rio Carapanã e próximo à Fazenda Montreal, nordeste e noroeste da Folha Rio Branco. Estas sustentam o relevo da Serra Onça ao longo de seus 20 km de extensão e são intrusivas em leucogranodioritos a norte e no contato do batólito leucomonzogranito a sul. A unidade é definida por uma sequência de rochas máficas e ultramáficas que formam corpos alongados no sentido das foliações da rocha encaixante (E-W). Aparentemente, as rochas desta suíte possuem área de ocorrência mais expressiva ao norte, uma vez que foram descritas em pontos localizados no limite de vários granitoides mesoarqueanos na porção sul da Folha.

As rochas máficas (Figura 38), são de coloração cinza escuro, de aspecto isotrópico, e textura equigranular grossa. São melanocráticas com índice de cor  $\pm 63$  %. Exibem as texturas subofítica e mais localmente as texturas intergranular e granofírica. São compostas por plagioclásio (70%), clinopiroxênio (25%) e concentrações acessórias ( $\pm 6\%$ ) de anfibólio, quartzo, K-feldspato, biotita, apatita e minerais opacos. Como minerais secundários estão a clorita, biotita, micas brancas, argilominerais e epidoto. Já as ultramáficas são ultramelanocráticas com índice de minerais máficos maior que 90%, e constituídas predominantemente por piroxênio (50%) e olivina (45%). Algumas rochas apresentam-se serpentinizadas com texturas cumuláticas e intercúmulos de cristais de olivina nos piroxênios. A ocorrência expressiva desta variedade favoreceu a concentração de metais como níquel, cobalto e cromo. Isto permitiu a formação e descoberta de jazidas níquelíferas nos corpos Puma, Onça, Jacaré e Jacarezinho; todos pertencentes a esta Suíte Intrusiva Catete. O teor médio de níquel nestes depósitos varia entre 1,19% a 2% em rochas compostas por garnierita, clorita e limonita níquelífera (Macambira & Vale 1997).

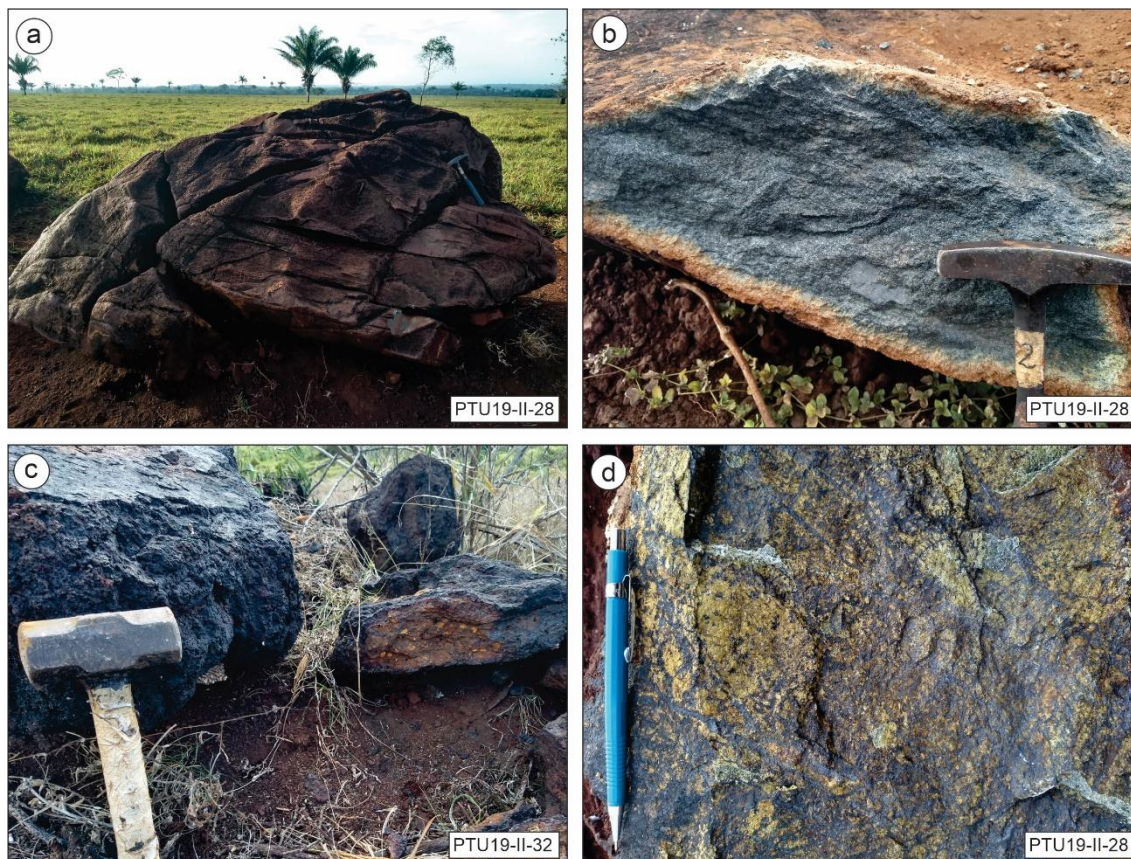


Figura 38 - Amostras representativas das rochas presentes na unidade Suíte Intrusiva Cateté. a) Afloramento em bloco rolado na Fazenda Mundial; b) Rocha ultramelonocrática rica em piroxênio. c) Laterita niquelífera descritas associadas as rochas ultramáficas. d) Mineralização em calcopirita nas rochas ultramáficas.

### 3.2.3.3 Charnoquito e rochas associadas

Os charnoquitos de Ourilandia (Figura 39a) compreende rochas leucocráticas ( $22 \geq M \leq 30\%$ ) de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas e cinza rosado de textura inequigranular média a grossa (1-5 mm), por vezes, porfíricas (Figura 39b). São compostos por três fácies petrográficas distintas, devido às variações na estabilidade dos minerais ferromagnesianos: ortopiroxênio granodioritos, clinopiroxênio monzogranito e anfibólio monzogranito. Estas são intrusivas nos leucomonzogranito, a sudeste, seguindo o *trend* NE-SW. Os granodioritos são enriquecidos em ortopiroxênio. Enquanto no monzogranito, o ortopiroxênio é raro ou ausente. Clinopiroxênio é reconhecido como um mineral traço (<1%) no monzogranito enriquecido com anfibólio, embora esteja presente no monzogranito contendo clinopiroxênio como a principal fase ferromagnesianas (até 20%). A substituição generalizada de minerais anidros por hidratos é comumente observada em monzogranitos, onde o piroxênio é preservado como um núcleo remanescente dentro do anfibólio (textura corona) nas variedades mais evoluídas (Figura 39c,d). O plagioclásio mostra saussuritização moderada a intensa. O quartzo ocorre com faces hipidiomórficas e geralmente mostra microestruturas núcleo-

manto, onde esse é representado por agregados de cristais de quartzo recristalizados. Textura granofírica ocorre em associação com feldspato alcalino. Felix *et al.* (2020) admite que estas variedades evoluíram por processo de cristalização fracionada a partir de um magma máfico parental.

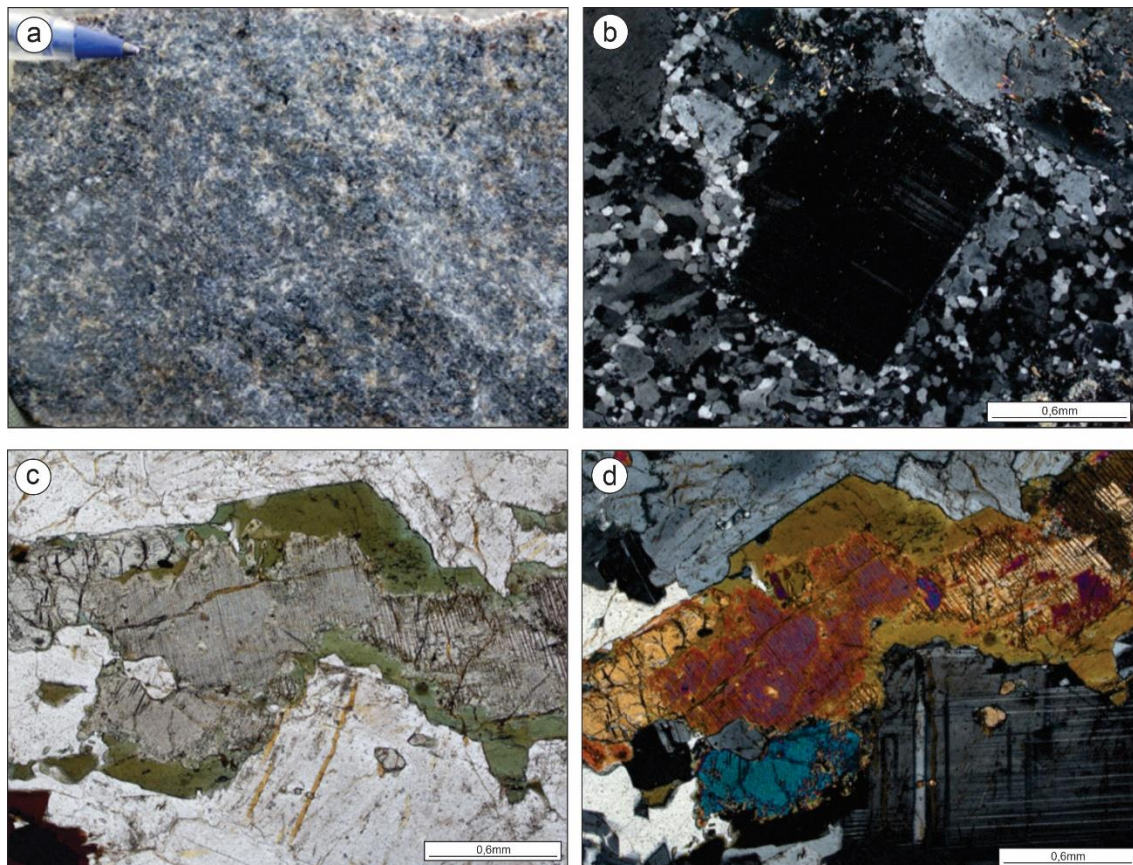


Figura 39 - Aspectos texturais associados à associação granítica-charnoquíticas de Ourilândia do Norte. a) Aparência macroscópica dos charnoquitos. b) Textura porfirítica descrita em lâminas, visão a nicóis cruzados. c) Núcleo de piroxênio alterando para anfíbólio, mediante a hidratação da rocha. d) Mesma relação encontrada na figura anterior, mas vista a nicóis cruzados.

### 3.2.4 Diques e Granito Paleoproterozoicos

#### 3.2.4.1 Diques

Grande variedade de exames de diques foram mapeados na porção SW da Folha Rio Branco, onde afloram como blocos *in-situ* e correspondem as serras de morro alinhados. Estes possuem extensão quilométrica e estão orientados segundo o *trend* geral NW-SE. São classificados como riolito pórfito e, por vezes, de composição intermediária (andesítica e dacítica; Silva *et al.* 2016). Tais tipos são facilmente distinguidos em campo pela coloração de seus respectivos exemplares de mão. Os riolíticos mostram coloração marrom avermelhada (Figura 40a,b), os andesitos apresentam coloração cinza escura (Figura 40c,d) e as rochas dacíticas possuem

coloração marrom rosado (Figura 40e). A característica mineralógica se repete para as diferentes composições, variando apenas a porcentagem dos minerais essenciais. Possuem textura porfirítica, mineralogicamente composto por k-feldspato prismáticos medindo entre 1 e 5 mm com maclamento xadrez e *carlsbad*. O quartzo geralmente é anédrico, com dimensões de 2 a 5 mm. O plagioclásio possui dimensões maiores nos andesitos e dacitos (entre 2 e 8 mm), onde apresenta maclamento polissintético e parcialmente alterado para epidoto. Textura *rapakivi* é frequente nos tipos félsicos (Figura 40a). A matriz destas rochas é composta por agregados policristalinos de mesma composição mineralógica dos fenocristais, e sua granulação é fina a muito fina. Relações de magma *mingling* (interação entre magmas) é comum nestes diques, mostrando-se através de pequenas porções escuras na rocha que, por vezes, podem ser confundidas com enclaves (Figura 40a). Silva *et al.* (2016) admite que os diques de composição intermediária são produtos de mistura em diferentes níveis crustais entre o magma félsico formador do riolitos e um magma máfico, que devido a intensidade elevada deste processo raramente aflora na região.

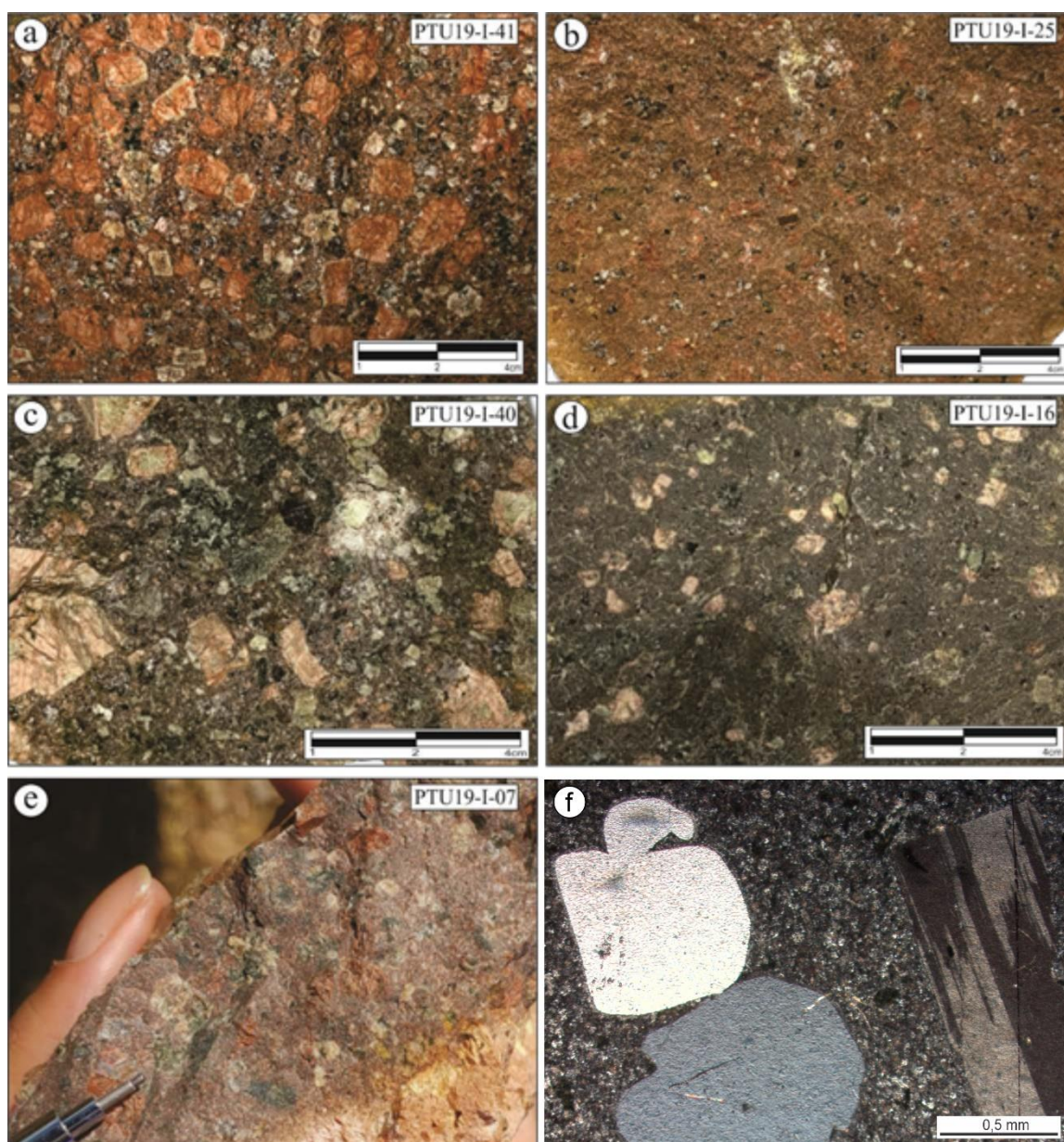


Figura 40 - Fotos representando as composições dos diques encontradas em campo. a) Riolito pórfiro, com fenocristais grossos de plagioclásio, k-feldspato, com textura de magma mingling e textura rapakivi e anti-rapakivi. b) Dique riolítico com a mesma composição mineralógica do anterior, porém, com matriz predominando em relação aos fenocristais. c) Dique de composição andesítica, também com fenocristais grossos de plagioclásio e k-feldspato, apresenta textura de magma mingling. d) Dique com a mesma composição mineralógica do anterior, mas possui o predomínio da matriz. e) Dique dacítico com fenocristais de granulação média, também com textura de magma mingling. f) Aspectos texturais dos diques visto por meio de microscopia a nicóis cruzados.

#### 3.2.4.2 Suíte Intrusiva Velho Guilherme

As rochas do Maciço Velho Guilherme pertencem à suíte intrusiva homônima e afloram imediatamente a sul da cidade de Tucumã, onde sustentam a Serra do Cuca e formam um corpo circular de aproximadamente de 10 km de diâmetro. O corpo é intrusivo nas rochas na sequência *greenstone belt* do Grupo Tucumã e no batólito leucomonzogranito. É composto por rochas hololeucocrática (M~3) de coloração rosa avermelhada, e de textura equigranular média e aspecto isotrópico (Figura 41). O

maciço é fortemente fraturado e falhado segundo as direções NW-SE e NE-SW, por vezes, gerando veios hidrotermais ricos em fluorita.

Mineralogicamente as rochas são compostas por cristais de k-feldspato (55%) hipidiomórficos a idiomórficos com intercrescimento perítico e incipiente alteração para argilominerais. Os cristais de quartzo (26%) são hipidiomórficos e estão associados à intercrescimentos granofíricos. O plagioclásio é pouco expressivo (20%) e ocorre como cristais idiomórficos com maclamento albita e mostra ocasionalmente alteração para sericita. A biotita é o mineral varietal mais frequente, ocorre geralmente como finas lamelas intersticiais e alterada para clorita e muscovita. Fluorita, zircão e minerais opacos são os minerais acessórios mais recorrentes na rocha. Além disso, é frequente a ocorrência de cassiterita associada a veios hidrotermais com fluorita. É comum na área de ocorrência do Granito Velho Guilherme a atividade de garimpo extraíndo depósito aluvionar de estanho, além de áreas de extração de brita para a construção civil (Pedreira Milanos).



Figura 41 - Amostra de mão representativa do granito presente no Granito Velho Guilherme.

#### 4 DEPOSITOS MINERAIS

O mapeamento geológico permitiu descrever diversos focos de mineralizações, como níquel laterítico, ferro bandado, cassiterita, ouro e cobre em garimpos e minas (Onça-Puma, Pedreira Milanos e Fazenda Mundial). A mineração em níquel é a mais volumosa na área e tem como principal mineral minério a garnierita. Encontra-se principalmente no capeamento laterítico da Suíte Intrusiva Cateté, gerando zonas de minério oxidado das rochas duníticas e peridotíticas serpentinizadas dessa unidade. Está presente na Serra Onça, cuja é explorada pela mineradora Vale, e na Fazenda Mundial. Levantamentos geológicos e geoquímicos com abertura de poços e furos de trado foram realizados pela MINERASUL (Mineração Serras do Sul) e revelaram teor médio de níquel de 2% e reserva superior a 40.106t com *cut off* de 1,5%. Ferro é encontrado em abundância na forma de formações ferríferas bandadas a nordeste da Folha Rio Branco no Grupo Sapucaia. Frequentemente esses afloramentos encontram-se intemperizados, formando laterita e ferricrete, que se assemelham às brechas. Cassiterita é comumente associada às intrusões ígneas da Suíte Velho Guilherme, onde a mineralização ocorre em aluviões de rios que cortam o batólito granítico. Os antigos trabalhos da Mineração Fluminorte Ltda. nesses depósitos indicaram volume de 550.000 m<sup>3</sup> de reservas medidas de aluvião mineralizado com teor médio de 0,330 kg Sn/m<sup>3</sup>. Garimpos de ouro e cobre foram visitados durante o desenvolvimento deste trabalho, e verificou-se que as mineralizações estão concentradas em veios de quartzo que cortam os metassedimentos do Grupo Tucumã. Os teores nos antigos Garimpos como o Serrinha e Manelão chegaram atingir 1,1 g/m<sup>3</sup>. Depósitos secundários também são descritos em aluviões que drenam as rochas desse Grupo, exemplo desses são: Grotta Rica e Cuca com teores de 0,259 g/m<sup>3</sup> e 0,273g/m<sup>3</sup> respectivamente.

---

## CAPÍTULO IV DISCUSSÕES

---

### 1 MAPA GEOLÓGICO

As atividades de mapeamento geológico realizadas em escala de semidetalhe por pesquisadores e estudantes do GPPG-UFPA (Felix *et al* 2020, Santos & Oliveira 2016, Santos *et al.* 2013a, Silva *et al.* 2018, Silva-Silva *et al.* 2020) e daqueles envolvidos nas atividades curriculares da disciplina de MGII-2019 na área da Folha Rio Branco, mostraram um quadro geológico mais complexo para este segmento de crosta do que aquele descrito em trabalhos desenvolvidos em escala regional. Estes admitiram que a Folha Rio Branco seria dominada pelas rochas do Complexo Xingu, Granodiorito Rio Maria e granitos neoarqueanos da Suíte Plaquê, além das rochas da sequência *greenstone belt* da Grupo Tucumã (Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008, Figura 3,8). A partir dos novos dados obtidos para a folha, foram identificadas as ocorrências de rochas metamórficas de baixo e alto grau agrupadas nos grupos Tucumã e Sapucaia. Os *greenstones belts* (Tucumã e Sapucaia) são compostos por uma sequência metavulcanossedimentar formadas por metatufos, serpentinitos, filitos, xistos e formação ferrífera bandada. Os xistos apresentam textura granoblástica, lepidoblástica e blastofítica e são formados por uma paragênese mineral que indica metamorfismo na fácies xisto verde sob condições de temperatura e pressão próximas de 400°C e 4 Kbar. Serpentinitos e talco-xistos têm como protólito rochas peridotíticas e as rochas pelíticas foram metamorfozadas em filitos e xistos.

Gnaisses tonalíticos migmatizados e granulitos máficos ocorrem na porção norte da área em um corredor com lentes de direção E-W associadas ao Complexo Xingu. Tais ocorrências são formadas por uma paragênese mineral que indica metamorfismo nas fácies anfíbolito a granulito. As condições de metamorfismo foram estimadas à temperatura e pressão próximas de 600°C e 5 Kbar para os gnaisses, 700°C e 5 Kbar para os granulito, e acima disso para os migmatitos (diatexitos) do Complexo Xingu. Neste trabalho, este complexo foi individualizado em uma ampla diversidade de granitoides mesoarqueanos, classificados como: trondhjemitos ± tonalitos, leucogranitos, granodioritos, monzogranitos e sanukitoides. Os primeiros representam o embasamento e ocorrem como uma crosta bem preservada na porção oeste da Folha Rio Branco, cujo padrão estrutural é marcado por distribuição concêntrica ou semicircular da foliação (direção N-S com inflexões para NE-SW). Na porção centro-sul da folha, a

variedade trondhjemítica aparece como janelas de embasamento e xenólitos angulosos no interior do batólito leucogranítico. Este último está associado à uma sequência de pequenas intrusões granodiorítica  $\pm$  monzogranítica que formam corpos alongados com contato difuso (baixos contraste de viscosidade) e que apresentam o mesmo padrão deformacional do corpo leucogranítico. Já a porção norte da Folha Rio Branco é dominada por biotita-leucogranodioritos, com raros registros do embasamento tonalítico. Este último aparece apenas como xenólitos angulosos no interior da variedade dominante.

Granitoides que apresentam anfibólio como a principal fase ferromagnésiana, são classificados como granodioritos, com ocorrência subordinada de tonalitos, monzodioritos e dioritos (enclaves), e afloram no sudeste da Folha Rio Branco. Tais variedades apresentam afinidade com as rochas sanukitoides e são relacionadas ao Granodiorito Rio Maria (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Silva & Oliveira 2019). A área de ocorrência do Granodiorito Rio Maria teria sido superestimada em trabalhos anteriores (Vasquez *et al.* 2008), que como base nos dados mostrados nesta nova proposta de mapa geológico para Folha Rio Branco, tal unidade fica restrita a sua porção sudeste, dando lugar na porção oeste para diversas ocorrências de leucogranitos.

As rochas neoarqueanas concentram-se na porção norte da Folha Rio Branco (Domínio Carajás), onde seguem o *trend* regional E-W e seccionam o embasamento mesoarqueano. São compostas por granitos, charnoquitos, gabros e piroxenitos. Os granitos apresentam textura milonítica formada por porfiroclastos de plagioclásio e foliações tipo L. Os charnoquitos compreendem a uma associação de rochas ricas em orto- e clinopiroxênios e que ocorrem como pequenos corpos alongados próximos à cidade de Ourilândia do Norte. As rochas máficas e ultramáficas que ocorrem na porção norte da área formam corpos extensos e estão inseridas na Suíte Intrusiva Catete. Por outro lado, na porção sul da área, tais rochas formam pequenos corpos dispostos no contato entre unidades, que por vezes não são mapeáveis em escala de semidetalhe. Já as rochas do paleoproterozoico são representadas no mapa geológico da Folha Rio Branco pelo Granito Velho Guilherme e diques máficos a félsicos. Ambos são intrusivos nas rochas supracrustais do Grupo Tucumã e nos granitoides mesoarqueanos da porção SE da área.

Os dados estruturais permitiram individualizar dois compartimentos tectônicos distintos: um direcional e outro imbricado. A estruturação interna do primeiro é caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento dúcteis de direção NE-SW e

cavalgamento oblíquo interpretado pela relação foliação x lineação que mostram um *rake* intermediário. Estas zonas apresentam mergulho moderado a alto para NE e raramente para SW, e foram definidas através das foliações miloníticas presentes nas rochas a sul do limite entre os domínios tectônicos. Tais informações são coincidentes com o que foi descrito para o Domínio Rio Maria por Macambira & Vale (1997). Já a estruturação interna do compartimento imbricado é caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas de direção principal E-W com inflexões para NE-SW e NW-SE, mergulho forte para S, SW e NE que formam lineação de direção NNW e NE. Estas são fortemente identificadas em imagens de aerogeofísicas (Figura 11,12). Tais zonas são formadas em regime transpressivo dominado por cisalhamento puro com baixa rotação e *rake* alto a intermediário. Tais dados são coincidentes com aqueles descritos para o Domínio Carajás. Ambiente transpressivo, gerado em colisões de placas tectônicas é interpretado neste trabalho como a causa para a geração de tais estruturas no mesoarqueano. Enquanto, falhas normais e diques de direção NE-SW estão relacionadas a evento extensional ocorrido no paleoproterozoico.

As rochas meso- e neoarqueanas possuem uma clara variação no grau de deformação que pode ser classificado como incipiente, moderado e alto. A deformação pode obliterar completamente o aspecto textural original da rocha e ocorre durante a colocação dos corpos ígneos ao longo das zonas de cisalhamento. O caráter tectônico destes corpos é dado pela disposição das foliações dos granitoides paralela à direção das zonas de cisalhamento regionais. Dessa forma, a intensidade da deformação aumenta com a proximidade e a espessura das zonas de cisalhamento. O baixo grau é definido onde as rochas apresentam suas características ígneas primárias preservadas, os cristais de feldspatos são prismáticos com bordas fraturadas e ocorre recristalização via BLG nos cristais de quartzo. O estágio moderado de deformação é definido pela ocorrência de raros cristais prismáticos, por vezes formando *augen*, onde a borda dos feldspatos começa a ser recristalizada via BLG. Neste estágio ocorre ainda textura de manto e núcleo, e o quartzo é recristalizado por SGR, quando fitado, apresenta contato interlobado, e uma trama milonítica já pode ser observada ao microscópico. Este estágio de deformação é o predominante na área mapeada. As rochas com alto grau de deformação são definidas por cristais na forma de *augen*, onde os feldspatos são recristalizados via SGR e o quartzo GBM, e aparecendo contato reto quando fitado. São rochas finas com uma trama milonítica mais acentuada.

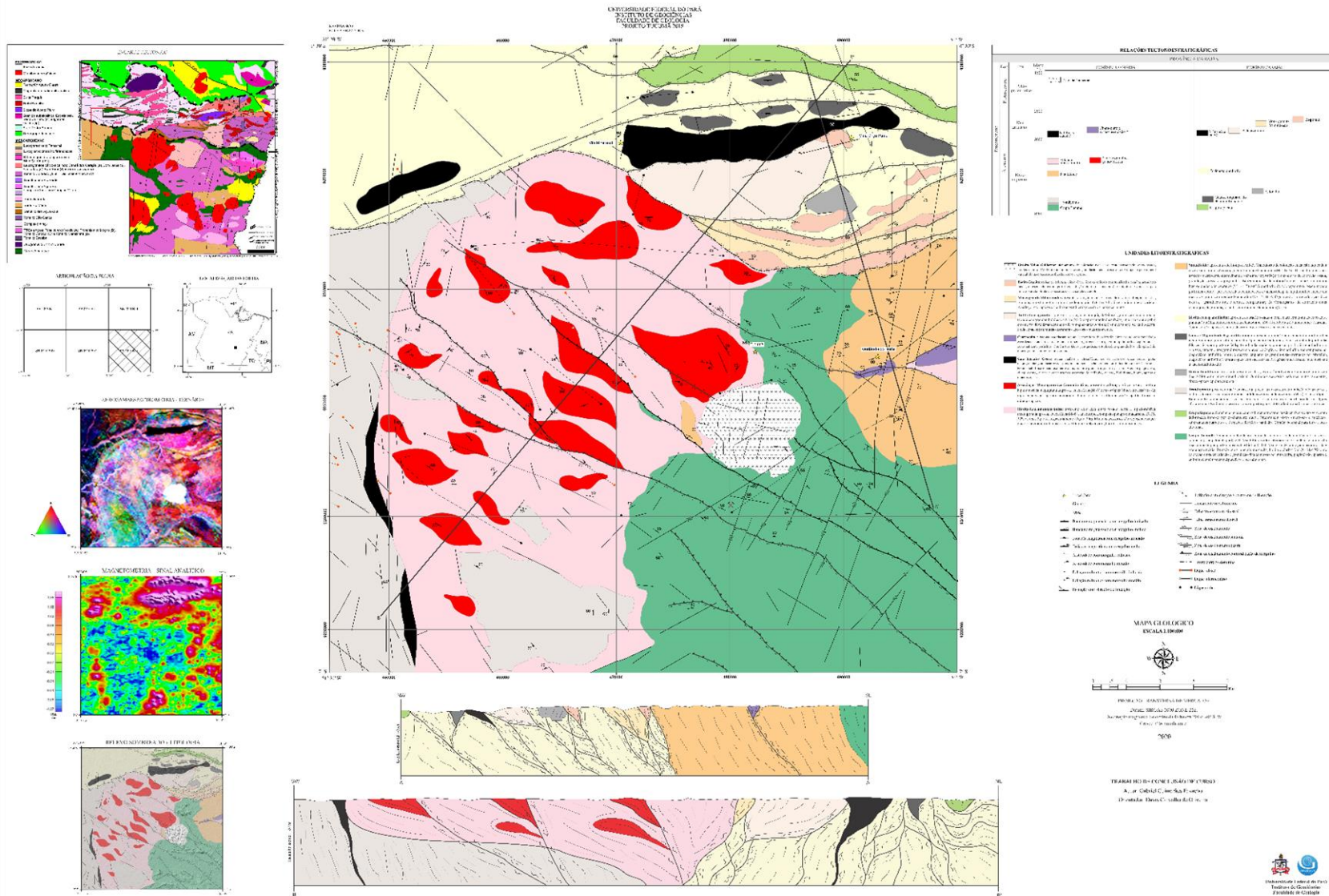


Figura 42 - Mapa geológico da Folha Rio Branco (reduzido).

## 1.1 ASPECTOS EVOLUTIVOS DA FOLHA RIO BRANCO

Os traços da história evolutiva da crosta arqueana inserida nos limites da Folha Rio Branco parece indicar uma evolução bastante complexa, mas que a partir da individualização das unidades geológicas em mapa e das observações feitas sobre suas relações de contato, podemos fazer algumas considerações importantes sobre tais aspectos. Dessa forma, podemos considerar inicialmente que a formação dos *greenstones belts* do Grupo Tucumã e Sapucaia se deu partir de platôs oceânicos que englobaram espessas sequências vulcanossedimentares e que foram metamorfizadas em regime de transpressão. Idade de cristalização U-Pb em cristais de zircão obtidas para os metadacitos de 2,97 Ga, é considerada com a idade de formação da sequência *greenstone belt* de Tucumã (Sousa *et al.* 2018). Posteriormente, ainda no mesoarqueano, tal sequência foi cortada por granitoides de naturezas distintas. Portanto, assim como admitido para outras áreas da Província Carajás, a formação da crosta das áreas de Ourilândia e Tucumã, também teria ocorrido inicialmente em dois estágios no Mesoarqueano: o primeiro, entre 3,05 a 2,92 Ga, haveria a formação das rochas trondjemíticas, que teriam fortes afinidades com a crosta TTG do Domínio Rio Maria, cuja origem de seu magma estaria relacionada a um baixo ou moderado grau de fusão parcial de uma crosta máfica em condições análogas a de fácies anfíbolito, granada-anfíbolito ou eclogito (Halla *et al.* 2016, Rapp *et al.* 2003). Neste contexto, existem pelo menos duas hipóteses uniformitaristas que tentam explicar as condições de formação da crosta félsica primitiva, que em linhas gerais, são: i) fusão de *slab* oceânica ou platô oceânico subductado (Martin *et al.* 2014, Rapp *et al.* 2003); e ii) fusão parcial de uma crosta máfica de arco de ilha tectonicamente espessada (Hastie *et al.* 2016, Polat 2012). Por sua vez, uma vertente não-uniformitarista defende dominância de uma tectônica vertical (ascensão de plumas mantélicas), geralmente relacionada à fusão de uma crosta de platô oceânico (Bédard 2006, Johnson *et al.* 2017, Smithies *et al.* 2009). Tais hipóteses têm em comum a existência de um espessamento crustal favorecendo fusão no campo de estabilidade da granada, que se inicia a partir de 0.7 - 0.8 GPa (20 – 35 km) que corresponderia a níveis inferiores de um platô espessado (Johnson *et al.* 2017).

Na porção leste da Domínio Carajás, o segundo estágio da evolução corresponde a uma colisão continental em 2.87 a 2.86 Ga, onde a crosta foi espessada e retrabalhada provocando metamorfismo regional da fácies granulito (Marangoanha *et al.* 2020). A presença de rochas metamórficas de alta temperatura (granulitos máficos e

gnaiesses migmatizados) na área da Folha Branco indica que processos colisionais análogos aqueles inferidos para a área de Canaã dos Carajás também ocorreram nas áreas de Tucumã e Ourilândia. Os leumonzogranitos são os principais constituintes da crosta na porção sul da Folha Rio Branco (Domínio Rio Maria) e o batólito leucogranítico pode ser correlacionado à suíte formada pelos granitos cálcio-alcalinos de alto-K do tipo Xinguara e demais corpos análogos que ocorrem no Domínio Carajás (Feio *et al.* 2013, Leite *et al.* 1999, Rodrigues *et al.* 2014, Silva-Silva *et al.* 2020). Assim como em grande parte dos terrenos arqueanos, na área de Tucumã a colocação de plútons graníticos de alto-K sucede a principal fase de magmatismo TTG. No Domínio Rio Maria a colocação desses plútons se deu ~70 Ma após a formação da crosta trondhjemítica (2,94 Ga). Conforme mostrado na seção geológica, os leucogranitos de Tucumã também são intrusivos em grantioides TTG e podem fazer parte do mesmo evento tectonotermal que deu origem aos granitos mesoarqueanos de Rio Maria (Almeida *et al.* 2013, Leite *et al.* 2004, Souza *et al.* 2001). Processos envolvendo fusão parcial anidra de rochas arqueanas sódicas (crosta TTG) são atribuídos à geração de grandes volumes de magmas graníticos de alto-K no Domínio Carajás, implicando na produção de um restito granulítico (Ortogramulito Chicrim-Cateté; Marangoanha *et al.* 2020).

Os granitoides de alto-Mg da Folha Rio Branco são diretamente correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (suíte sanukitoide). Estes ocorrem formando uma batólito na porção sudeste da área de estudo e compondo pequenas intrusões no interior do batólito leucogranítico de Tucumã (ver seção geológica). Conforme proposto por Silva-Silva *et al.* (2020), a origem do magma formador do Granodiorito alto-Mg de Tucumã pode ser atribuída à metassomatização do manto por líquidos félsicos (TTG) oriundos da fusão da slab oceânica, com contribuição de fluidos liberados por sedimentos subductados (Jiang *et al.* 2016). A ascensão e colocação de magmas de alto Mg na base da crosta teriam servido como fonte de calor para a fusão parcial da crosta TTG e geração dos magmas leucograníticos potássicos (Halla *et al.* 2016). Já para os biotita granodioritos da porção norte da Folha Rio Branco (Domínio Carajás), seria improvável a origem destas rochas a partir da fusão parcial de uma crosta TTG mais antiga devido suas razões K-felspato/plagioclásio bem mais baixas em relação aquelas dos leucogranitos. Dessa forma, Silva-Silva *et al.* (2020) admite que a fonte dessas rochas seria compatível com magmas mais enriquecidos

(andesíticas/dacíticas) do que basaltos arqueanos típicos, ou até mesmo uma associação destes basaltos com um componente crustal.

A colocação dos magmas relacionados ao evento termal de 2,87 Ga estaria relacionada ao desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamentos de cinemática sinistral, as quais formaram uma rede de canais tabulares que serviram como conduto para múltiplas injeções magmáticas em crosta rasa e que ocorreram simultaneamente com a deformação. Nesse contexto, a criação de espaço para colocação magmática está relacionada a deformação e o movimento de translação das zonas de cisalhamento (Neves 2012, Silva *et al.* 2018, Silva & Oliveira 2019).

Os granitoides e rochas máfica-ultramáficas que ocorrem como diversos corpos alongados na direção E-W são considerados como de idade neoarqueana (2,76 Ga; Avelar *et al.* 1999). São considerados como sintectônicos e importantes marcadores da deformação por cisalhamento direcional na Província Carajás. Conforme discutido por Marangoanha *et al.* (2019), a base crosta inferior (granulítica) experimentou um processo de delaminação durante a evolução tectônica do Domínio Carajás no neoarqueanos (2.75 a 2.73 Ga), devido ao espessamento crustal e metamorfismo que levou ao aumento de densidade, desidratação e afundamento da mesma. Este processo induziu o *underplating* máfico que promoveu a fusão parcial da crosta mesoarqueana metamorfizada em fácies granulítica, gerando magmas de composição máfica (protólito mantélico) e félsica (protólito granulítico). O modelo adotado por estes autores pode ser utilizado para explicar a origem das unidades relacionadas às suíte intrusivas Cateté (rochas máfica-ultramáficas) e Plaque (biotita-granito e rochas afins) da Folha Rio Branco. Um modelo alternativo foi adotado por Felix *et al.* (2020) para explicar a origem dos granitos neoarqueanos que ocorrem no sudeste da Folha Rio Branco. Tais granitos foram caracterizados como fazendo parte de uma sequência charnoquítica (granitoides com ortoprixênio) e evoluíram por cristalização fracionada a partir de uma magma máfico (norito). Assim como ocorrem em todo Domínio Carajás, o magmatismo neoarqueano da Folha Rio Branco teve ascensão e colocação facilitadas pelas zonas de cisalhamento (reativadas), onde a consolidação desses magmas ocorreu sob regime tectônico transpressional dominado por cisalhamento puro, atribuindo uma natureza sintectônica a estas rochas, assim como ocorrido no mesoarqueano (Feio *et al.* 2010, Marangoanha *et al.* 2020, Silva *et al.* 2018).

Finalmente, durante o Paleoproterozoico, a Província Carajás foi palco de um extenso magmatismo de caráter anorogênico e que foi responsável pela colocação de

inúmeros granitos tipo-A e diques no embasamento mesoarqueano (Dall'Agnol *et al.* 2005). Este magmatismo está relacionado a um evento continental que marca o início do rompimento de um continente no Paleoproterozoico (Columbia?), o qual foi formado no final do ciclo orogênico transamazônico (Dall'Agnol *et al.* 2005). Na Folha Rio Branco este magmatismo de 1,88 Ga é representado pelo Granito Velho Guilherme e diques associados. A orientação destes corpos, com *trend* principal NW-SE, indicam que a tectônica extensional existente estaria orientada segundo a direção NE-SW. O adelgaçamento da crosta continental promoveu o *underplating* do manto, e a ascensão do magma máfico, através de falhas e fraturas, provocou a fusão parcial da crosta rasa. Isto é evidenciado pela ocorrência de um magmatismo bimodal, que pode ser notado através de feições de mistura entre magmas félsico e máfico em diques da Folha Rio Branco (Silva *et al.* 2016). Entretanto, a ocorrência frequente de famílias de diques máficos de direção geral N-S e NE-SW, podem indicar pelo menos mais dois episódios de distensão crustal na Folha Rio Branco, e já relatados na porção leste do Domínio Carajás: um relacionado à amalgamação da Amazônia Oriental e África Ocidental (Gondwana) entre 540 e 520 Ma e outro à abertura do Oceano Atlântico há 200 Ma (Teixeira *et al.* 2019).

## 2 CONCLUSÃO

A atualização do quadro geológico das áreas de Tucumã e Ourilândia do Norte mostrou que a crosta inserida no polígono definido para a Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) é mais diversificada em comparação àquela mostrada nos mapas desenvolvidos pelo Serviço Geológico Brasileiro (Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Neste segmento foram individualizados pelo menos quatro grupos de granitoides mesoarqueanos e diversos corpos de granitos e rochas máfica-ultramáficas de idade neoarqueana. Dessa forma, o avanço do conhecimento sobre a geologia da porção norte Folha Rio Branco (Domínio Carajás), mostrou que a extensa área tida como de ocorrência das rochas Complexo Xingu, é dominada por leucogranodioritos mesoarqueanos intrudidos por corpos neoarqueanos. São raras as ocorrências de gnaisses migmatizados e granulitos. Já na porção sul da folha (Domínio Rio Maria), anteriormente caracterizada pela ampla ocorrência de granitoides pertencentes ao Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria, é notável a ocorrência de uma crosta trondhjemítica e de um batólito leucogranítico associado a plútons menores de composição variada. As principais mudanças sugeridas para o contexto geológico da Folha Rio Branco é uma configuração onde o Complexo Xingu foi extinto e a ocorrência das rochas de afinidade sanukitoide ficou restrita à porção sudeste da área estudada. Neste sentido, os corpos lenticulares de idade neoarqueana que foram anteriormente relacionados a Suíte Plaque e que ocorrem seccionando o embasamento mesoarqueano na Folha Rio Branco, foram caracterizados como afins de granitos da série charnoquítica.

A nova configuração do embasamento mesoarqueano da porção norte da Folha Rio Branco pode ser atribuída a processos de retrabalhamento de uma crosta de ~3.0Ga. Isto pode ser evidenciado pela presença de gnaisses tonalíticos migmatizados que sugerem que o leucogranodiorito teriam se originado por fusão de uma crosta TTG. A crosta trondhjemítica, bem preservada na porção da Folha Rio Branco, estaria relacionada ao primeiro momento de evolução do mesoarqueano (3,05 a 2,92 Ga). O segundo período de formação de crosta está relacionado à origem dos granitoides crustais e sanukitoides de 2.87 Ga. Para este último é admitido que a fonte seria compatível com magmas mantélicos enriquecidos, ao invés de fusão parcial de uma crosta TTG mais antiga. A formação dos granitoides mesoarqueanos de 2,87 Ga promoveu o espessamento, desidratação e consequente aumento de densidade da crosta

inferior (granulitização), levando a mesma a um processo de delaminação no neoarqueano. Este evento tectonotermal foi responsável pela geração de grande volume de magma que se consolidaram como corpos alongados na direção E-W no nordeste da Folha Rio Branco. Por fim, durante o paleoproterozoico ocorreu a geração e colocação de granitos tipo-A e inúmeros diques no embasamento mesoarqueano.

A história geológica da Folha Rio Branco pode ser aprimorada a partir da confecção de mapas geológicos complementares em escala de detalhe e da obtenção de dados analíticos (geocronológicos e geoquímicos), sobretudo, nos granitoides de afinidade TTG. O aperfeiçoamento da integração dos dados estruturais com aqueles provenientes de interpretação de imagens aerogeofísicas também contribuirão para uma melhor definição dos limites de corpos.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Borges R.M.K. 2008. *Relatório de mapeamento geológico na escala 1: 100.000 da Folha Marajoara (SB-22-zc v)*. Brasília, DF, CPRM–Serviço Geológico do Brasil. 147p. (Programa GeoBrasil-PGB).
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120**: 235–257. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.026>.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Silva Leite A.A. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201–221.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103–126. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.008>.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Althoff F., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajas Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187–206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00103-0).
- Amaral G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. PhD Theses, Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás*. Brasília,DF, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -PLGB).
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências* **29**: 453–460.
- Barbosa O. 1966. Geologia básica e econômica de região do Médio Tapajós, Estado do Pará. *Divisão de Fomento da Produção Mineral*, (126): 1-55.
- Barros C. E. M., Sardinha A. S., Barbosa J. D. P. O, Macambira M. J. B., Barbey P., Boullier A.M. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **47**(6): 1423-1440.

Barros C.E.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela granite complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics* **343**: 93–109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00260-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00260-8).

Bédard J.H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **70**: 1188–1214.

Boaventura R., Rennó C.V., Marita C., Franco E.M.S., Boaventura F.M.C., D'Avila L.M., Ventura L.M. 1974. *Geomorfologia da Folha SB. 22-Araguaia e parte da Folha SC. 22-Tocantins*. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil, DNPM, II/1-II/39. (Levantamento de Recursos Naturais,4).

Conceição F.T. & Bonotto D.M. 2003. Use of U-isotope disequilibrium to evaluate the weathering rate and fertilizer-derived uranium in São Paulo state, Brazil. *Environmental Geology* **44**: 408–418.

Cordani U.G. & Neves B.B.D.E.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* **12**: 78–88.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno, Chilean Geological Society, *Actas[...]*, Ciudad de Arica, Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 137-148.

Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Jorge João X.S., Maia R., Macambira E.M.B., Lafon J.M., Vale A.G., Santos A., Pena Filho J.I.C., Neves A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região Sudeste do Estado do Pará. In: SBG-Núcleo Norte, 4º Simp. Geol. Amazônia, Belém-Pa, *Anais[...]*, p. 314–317.

Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**: 3–32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>.

Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C. 2013. Geologia do subdomínio de transição do Domínio Carajás—Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás-Pará. In: SBG-Núcleo Norte, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-Pa, *Anais[...]*, p. 1082–1085.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. *In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide*. p. 99–150.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101–129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>.

Dias S.B. 2009. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, Sudeste do Pará*. MS Dissertation, Mestrado em Geoquímica e Petrologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009, x, 129p.

Dickin A.P. 1995. Isotope geochemistry of oceanic volcanics. *In: Dickin A.P. Radiogenic isotope geology*. 2 ed. Cambridge, Cambridge University Press, p 136-173. DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139165150.007>.

Dickson B.L. & Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**: 187–200.

Faure G. 1997. *Principles and applications of geochemistry*. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall.

Feio G.R.L. & Dall'Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoproterozoic granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos* **154**, 33–52. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.022>

Feio, G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, **101**: 102598.

Fettes D. & Desmons J. 2007. Impactites. *In: Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 82–92.

Fornazzari Neto L., Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 197–208.

Fossen H. 2016. *Structural geology*. Cambridge, Cambridge University Press.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Ciências Nat., **9**: 53.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-Pa, *Anais[...]*. 1 CD-ROM.

Guimarães F.V. 2009. *Geologia, petrografia e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e rochas arqueanas associadas, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-SE do Pará*. MS Dissertation, Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.

Guimarães F.V., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**: 196–211. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2010402196211>.

Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. 2016. Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.* **449** (1):1–18.

Hastie A.R., Fitton J.G., Bromiley G.D., Butler I.B., Odling N.W.A. 2016. The origin of Earth's first continents and the onset of plate tectonics. *Geology*, **44** (10): 855–858.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 2009. *Manual técnico de geomorfologia*. Rio de Janeiro, RJ.

Jiang N., Guo J., Fan W., Hu J., Zong K., Zhang S. 2016. Archean TTGs and sanukitoids from the Jiaobei terrain, North China craton: insights into crustal growth and mantle metasomatism. *Precambrian Res.*, **281**: 656–672.

Johnson T.E., Brown M., Gardiner N.J., Kirkland K.L., Smithies R.H. 2017. Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature*, **543**: 239–242.

Lafon J.M., Rodrigues E., Dantas D.K. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes **318**: 643–649.

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro, *Anais[...]*. p. 00-00.

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP - Serie Científica*, **16**: 37–66. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i2p37-66>.

Leite A.A.D.A.S., Dall'Agnol R., Althoff F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno Granito-Greenstone arqueano de Rio Maria-Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 429–436.

Leite A.A.D.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia E Geocronologia Dos Granitóides Arqueanos Da Região De Xinguara-Pa E Suas Implicações Na Evolução Do Terreno Granito-Greenstone De Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447–458. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2004344447458>

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Félix do Xingu: folha SB. 22-YB, Estado do Pará, escala 1: 250.000*. Brasília,DF, CPRM 344p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil -PLGB).

Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019a. Neoproterozoic A-Type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Res.***324**: 86–108.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019b. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350–351**: 105275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105275>.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Galarza M.A., Marques G.T. 2020. Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoproterozoic A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Res.*, **338**: 105585. Mar. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105585>.

Martin, H., Moyen, J.F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Pennec, J.L. 2014. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos* 198, 1–13.

Medeiros V.C., Medeiros W.E., Sá E.F.J. 2011. Utilização de Imagens Aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e Aeromagnéticas no Estudo do Arcabouço Crustal da Porção Central do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **29**: 83–97.

Minty B.R.S. 1988. A review of airborne gamma-ray spectrometric data processing techniques. Australia, 48p.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C.C.R.S. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**: 789–811. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0352-9>.

Nicolet J.P. & Erdi-Krausz G. 2003. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Vienna, Austria, International Atomic Energy Agency Technical Documents (IAEA-TECDOCs n. 1363).

- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E. M., Oliveira M.A. 2009. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the Paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção granite of the Jamon suite, eastern Amazonian craton, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **47**(6): 1441-1468.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A. S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 146–160. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003>.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. [S.l.], Springer Science & Business Media.
- Polat A. 2012. Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, **40**: 383–384.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajas Province, Brazil: Evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159–171. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00190-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4).
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais[...]*, Camboriú (SC), p. 390–391.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, **425**: 605–609.
- Resende N.P. & Barbosa A.L.M. 1972. *Relatório de pesquisa de minério de ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás, estado do Pará*. Belém, AMZA. 1248p.
- Ribeiro V.B., Mantovani M., Louro V.H.A. 2013. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didactica*, **10**: 29. <https://doi.org/10.20396/td.v10i1.8637386>.
- Rio Doce Geologia e Mineração S.A - DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província mineral de Carajás. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém-Pa. *Anais[...]*, p. 11–56. (Anexo - Província Mineral de Carajás–Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais).
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira J.B. 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte–Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais[...]*. p. 00-00.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: 4º South American Symposium on Isotope Geology. *Short Papers*, Salvador, BA, p.268-270.

Santos A. & Pena Filho J.I.C. 2000. *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, região de Xinguara, folha Xinguara (SB-22-ZC), Estado do Pará*. Brasília,DF, DNPM.

Santos J.O.S. 2003. *Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central*. Brasília, DF, CPRM, p. 169-226.

Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, **8**: 331–337.

Serafim I.C.C.O. & Costa I.S.L. 2020. *Kit de produtos aerogeofísicos do Projeto Carajás (2020 - 2023)*. [S.l.], Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Smithies R.H., Champion D.C., Van Kranendonk M.J. 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth Planet Sci. Lett.*, **281**: 298–306.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Barbosa S.D. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **100**: 102568. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102568>.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **82**: 33–61.

Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D'Agrella Filho M.S., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**: 95–114. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.016>.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**: 33–61. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.004>.

Sousa C.S., Silva R.C.S., Silva C.M.G., Saboia A.M., Polo H.J.O. 2018. Dados geocronológicos U-Pb e estratigráficos dos Greenstones Belts Tucumã e Gradaús, Domínio Rio Maria - Província Mineral de Carajás. In: SBG, 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. *Resumos[...]*, Disponível em: <http://cbg2018anais.siteoficial.ws/resumos/7939.pdf>. Acesso em: ???.

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Silva M.A.D., Moreto C.P.N., Juliani C. 2015. O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica. In: Gorayeb P. & Lima A. M. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Pará, SBG-NO, v.9, p. 305–328.

Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293–315.

Souza D.B., Oliveira D.C. Monteiro L.V.S., Gabriel E.O., Marangoanha B. 2018. Colocação, metamorfismo e natureza dos anfíbolitos de Água Azul do Norte, Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, **17**: 99. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-441>.

Streckeisen A.L. 1973. Plutonic rock: Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18**; 26–30.

Tassinari C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. PhD Thesis, Doutorado, Universidade de São Paulo. 257 p.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V. (org) et al. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, SP, Beca, p. 471–486.

Teixeira W., Hamilton M. A., Girardi V. A., Faleiros F. M., Ernst R. E. 2019. U-Pb baddeleyite ages of key dyke swarms in the Amazonian Craton (Carajás/Rio Maria and Rio Apa areas): tectonic implications for events at 1880, 1110 Ma, 535 Ma and 200 Ma. *Precambrian Research*, **329**: 138-155.

Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1970. Geology and iron ore deposits of Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: Kiev Symposium. *Proceedings* [...]p. 271–280.

Twiss R.J. & Moores E.M. 1992. *Structural geology*. New York, W. H. Freeman; Macmillan.

Ulbrich H.H.G.J., Ulbrich M.N.C., Ferreira F.J.F., Alves L.S., Guimarães G.B., Fruchting A. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, **9**(1): 33-53, jan.

Valarelli J.V., Bernardelli A.L., Beisiegel V.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: SBG, 30º Congr. Brás. Geol, Camboriu,SC, *Anais*[...] p.1670–1679.

Vasquez M. L., Rosa-Costa L. T. da, Silva C. M. G. da, Ricci P. dos S. F., Barbosa J. dos P. de O., Klein E. L., Lopes E. C. dos S., Macambira E. M. B., Chaves C. L., Carvalho J. M. de A., Oliveira J. G. F. de, Anjos G. C. dos, Silva, H. R. da. 2008. Unidades litoestratigráficas. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. da (org.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará. Belém-Pa*, CPRM, p.113-215.

Yardley B.W.D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. Brasília, DF, Editora Universidade de Brasília.

