



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Trabalho de Conclusão de Curso
Graduação em Geologia

Interferência Tectônica no Extremo Nordeste da Província Mineral de Carajás

Marion Freitas Neves

RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL

Agosto de 2013

INTERFERÊNCIA TECTÔNICA NO EXTREMO NORDESTE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

MARION FREITAS NEVES

Trabalho de Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para a obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Orientador: Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw (UFRJ)

Coorientador: Msc. Felipe Mattos Tavares (CPRM)

Aprovada em 09 de agosto de 2013 por:

Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

**Rio de Janeiro
Agosto/2013**

NEVES, Marion Freitas

Interferência Tectônica no Extremo Nordeste da Província Mineral de Carajás.

XI, 63P. 29,7cm (Instituto de Geociências- UFRJ, B.Sc, Curso de Graduação em Geologia, 2013)

Monografia- Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Carajás
2. Transamazônico
3. Interferência Tectônica

I-IGEO/UFRJ

II-TÍTULO (série)

Agradecimentos

Após um longo processo de intensa aprendizagem, agradeço muito ao querido orientador Felipe Mattos Tavares, por ter sido tão aplicado em seu objetivo de ensinar e tão paciente com minhas dúvidas e limitações. Aprendi geologia em doses cavalares com você, em momentos absolutamente bons, ao longo de um tempo humano muito geológico, por assim dizer. Obrigada pelo apoio, incentivo, pela confiança e honra de estar inserida neste projeto e pelo novo olhar geológico que adiquiri.

À CPRM (pelo apoio institucional e financeiro) e à equipe de campo: Ana Dreher (ótima professora, grande petróloga), Cíntia Gaia (um rápido contato, porém um longo aprendizado...), Stella Bijos (autora da maioria das fotos, salvando meu trabalho da monotonia textual), Celso e Seu Pedro (assistência total e muitas risadas).

Preciso dizer que sou fruto do amor incondicional da minha mãe e incentivo ao conhecimento e raciocínio de meu pai e os amo e agradeço acima de tudo.

Ao amado Tomas Lisboa, que pingou em meus olhos e coração algo de poder inestimável, maravilhoso.

Aos meus amigos, a todos eles, mas principalmente à Bia, Dani, Elisa e Marize e aos amigos de campo e prosa Fred, Gabriel, Guiles, Pelito e Rodolfo, por terem participado de muitas descobertas pessoais, inclusive a geologia. À Bel, Carla, Clara, Gabi, Gaia, Lívia e Mariana, por serem parte da minha infância e crescimento, portanto, parte de mim. Desculpe a ausência.

Ao espaço acadêmico-recreativo D.A. Joel Gomes Valença e todos que fazem dele um instrumento de conexão.

E, por fim, talvez mais importante na construção do todo que envolve este trabalho, à Universidade Federal do Rio de Janeiro, aos mestres que tive, em especial à Rudolph A. J. Trouw (orientador e ídolo!) e à Fábio Vito Pentagna Paciullo (*in memoriam*).

RESUMO

NEVES, M. F. **Interferência Tectônica no Extremo Nordeste da Província Mineral de Carajás.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Província Mineral de Carajás (PMC) está localizada no sudeste do Estado do Pará, borda oriental do Cráton Amazônico. Trata-se de área abundante em recursos minerais, intensamente estudada desde a década de 1960, porém com importantes questões acerca da sua evolução geotectônica ainda pouco conhecidas. O presente trabalho objetiva estudar as tramas dúcteis impressas nessas rochas e contribuir para a compreensão da evolução geotectônica da região, a partir de dados de campo, petrografia e de microtectônica. A área em estudo fica localizada entre as serras do Sereno, mais a norte, e do Rabo, a sul, e tem como arcabouço geológico ortognaisses e anfibolitos do Complexo Xingu (assembléia de embasamento), sequências meta-vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, bem como intrusões máficas-ultramáficas acamadadas do Complexo Luanga (e correlatos) e metagranitóides como o corpo Estrela. Estas unidades são parcialmente recobertas em discordância angular por rochas da Fm. Águas Claras e cortadas por granitóides anorogênicos da Suíte Serra dos Carajás. As estruturas estudadas indicam que há uma superposição entre duas fases de comportamento dúctil, que produziram foliações de estilos tectônicos distintos. A primeira fase deformacional (Dn) produziu uma foliação de alto ângulo (Sn), com mergulho para sul e lineação mineral *down dip*, marcada por associações minerais de fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, além de dobras apertadas a isoclinais. As estruturas Dn são progressivamente transpostas de N para S por uma segunda família de estruturas (Dn+1). A foliação Sn+1 se desenvolve como uma fraca crenulação a N da serra do Sereno, mergulhando 20° para SSE, até o desenvolvimento de shear bands e/ou clivagem espaçada por transposição da foliação Sn, mergulhando até 85° para SSE já próximo à serra do Rabo. Em rochas da Fm. Águas Claras, na região de Serra Pelada, ocorre uma clivagem ardosiana de baixo ângulo, subparalela a Sn+1, interpretada como cogenética às crenulações. Dobras Dn+1 assimétricas, suaves a apertadas, bem como lineações de estiramento *down dip* a levemente oblíquas indicam transporte tectônico para NNW. Dn+1 possui caráter compressivo, com encurtamento na direção NNW-SSE. O estudo petrográfico de amostras coletadas ao longo de um perfil geológico que atravessa a área estudada mostrou um incremento do grau metamórfico de norte para sul, em petrotramas associadas a Dn+1, desde fácies sub-xisto verde até xisto verde alto. Interpretou-se que as estruturas Dn estão associadas à Orogênese Itacaiúnas (~2.74 Ga), enquanto que Dn+1 corresponde à evolução do Evento Tectono-termal Sereno (CPRM, 2012). Com relação ao último, foi possível observar que há crescimento na quantidade de *strain* de norte para sul, assim como padrões de interferência e transposição tectônica progressivos, sugerindo sua origem em local atualmente encoberto pelas rochas do Grupo Baixo Araguaia, a leste e a sudeste da área estudada. Por relações de campo, é possível deduzir para o Evento Sereno idade mínima tardi-transamazônica, pois retrabalha estruturas relacionadas à colisão Carajás-Bacajá e idade máxima de 1,88 Ga, por ser cortado por corpos intrusivos paleoproterozóicos da Suíte Serra dos Carajás.

Palavras-chave: Carajás, Transamazônico, Interferência Tectônica.

ABSTRACT

NEVES, M. F. **Tectonic Interference in the northeastern of the Carajás Mineral Province: The Sereno Tectono-thermal Event.** *End of Course Work (BSc Geology) – Department of Geology*, Geosciences Institute of Rio de Janeiro Federal University, Rio de Janeiro.

Carajás Mineral Province (CMP) is located in the southeastern part of Pará State, in the oriental border the Amazonian Craton. It is an area abundant in mineral resources intensely studied since the 1960s, however still having important issues about its geotectonic evolution. Tavares *et al.* (2010) suggest that, in the northeastern portion of CMP, occur patterns of structures and metamorphic superposition associated with distinct tectono-thermal events. The present work aims to study the ductile deformation of these rocks and contribute to the comprehension of the geotectonic evolution of the region, from field, petrography and microtectonic data. The studied area is located between Sereno sierra, in the north, and Rabo sierra, in the south and has as geologic framework of orthogneiss and amphibolites of Xingu Complex (basement assemblage), meta-volcanosedimentary sequences of Itacaiúnas Supergroup, as well as layered mafic-ultramafic intrusions of Luanga Complex (and correlated rocks) and metagranitoids such as the Estrela body. These units are partially covered through an angular unconformity by the Águas Claras Formation and cut by anorogenic granitoids of the Serra dos Carajás Suite. The studied structures reveal a superposition between two ductile phases which produced different types of tectonic foliation. The oldest (D_n) produced a high angle foliation, dipping south with down dip mineral lineation, marked by high greenschist to low amphibolite facies mineral assemblages, beyond tight to isoclinal folding. D_n structures are progressively transposed, from N to S, by a second family of structures (D_{n+1}). The S_{n+1} foliation develops as a weak crenulation to the north of Sereno sierra, dipping 20° to SSE till the development of shear bands and/or spaced cleavage by foliation transposition of S_n foliation, dipping up to 85° to SSE close to Rabo sierra. In Águas Claras Formation, in Serra Pelada region, occurs a low angle slate cleavage, sub-parallel to S_{n+1} , interpreted as cogenetic to crenulations. D_{n+1} asymmetrical soft to tight folds, as well as stretch down dip to slightly oblique stretching lineations indicate tectonic transport to NNW. D_{n+1} has a compressive character, with NNW-SSE shortening. The petrographic study of samples collected along a geological profile that crosses the studied area showed an increase in the metamorphic degree from north to south, from sub-greenschist to high green schist facies. It was interpreted that D_n structures are associated with Itacaiúnas Orogeny (~ 2.74 Ga), while D_{n+1} corresponds to the evolution of the Sereno Tectono-thermal Event (CPRM, 2012). With respect to the last, it was possible to recognize some increase in strain from north to south, as well as patterns of progressive tectonic interference and transposition, suggesting its origin in a place currently covered by Baixo Araguaia Group rocks, located east and southeast of the studied area. By field relationships it was possible to deduce for the Sereno Event a post-transamazonian minimum age, once it reworks structures related to the Carajás-Bacajá collision and a maximum age of 1,88 Ga, because it is cut by intrusive paleoproterozoic bodies of Serra dos Carajás Suite.

Keywords: Carajás, Transamazonian, Tectonic Interference.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
SUMÁRIO	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
INDICE DE TABELAS	xi
1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	3
1.3 METODOLOGIA	4
1.3.1 Mapas Geofísicos	6
1.4 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	9
2 – GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1 LITOESTRATIGRAFIA	14
2.2 GEOTECTÔNICA	19
3 – UNIDADES MAPEADAS	22
3.1 COMPLEXO XINGU	22
3.2 SUPERGRUPO ITACAIÚNAS	25
3.2.1 Porção Basal do Supergrupo Itacaiúnas	25
3.2.2 Porção Superior do Supergrupo Itacaiúnas	30
3.3 COMPLEXO LUANGA	36
3.4 GNAISSE ESTRELA	40
3.5 FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS	41
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	44
4.1 ESTRUTURAS D1	44

4.2 ESTRUTURASD2	48
4.3 ESTRUTURASD3	49
4.4 ESTRUTURASD4	57
4.7 COMPILAÇÃO DOS DADOS	58
5 – CONCLUSÕES	59
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61
7 –ANEXOS	
I – Tabela e Mapa de Pontos	
II – Mapa e Seção geológica 1:100.000	

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1** – Localização da área de estudo e das cidades de Parauapebas, Curionópolis e Marabá (PA), com estradas e rios marcados. **3**
- Figura 1.2** – (1) Mapa de Sinal Analítico e (2) Mapa Gamaespectométrico fornecidos pelo CPRM, cortados para a região estudada. Em (1), as regiões com alto teor de ferro e/ou minerais pesados tem sinal analítico positivo, se destacando por cor roxa e são predominantemente constituídos por formações ferríferas com contribuições menores de corpos máfico-ultramáficos intrusivos. No mapa ainda é possível a diferenciação dois granitóides encontrados na região, onde o Gnaiss Estrela contém assinatura magnética mais forte que o Granito Cigano. O mapa da figura (2) deixa os granitoides em questão evidentes (em branco) e na região de Serra Leste uma depressão em U e Th, com incrementos em K devido à processos hidrotermais, tornam a região preta com pontos avermelhados. Sobre os BIFs, cangas lateríticas são observadas em verde. Serras de metassedimentos predominantemente clásticos, como quartzitos, arenitos, filitos e conglomerados são vistas em cores alaranjadas a amareladas, a norte da área de estudo. **8**
- Figura 1.4** – (1) Fim de tarde e a volta do campo nos deixa céus lindos e o contorno do que um dia foi uma exuberante floresta robusta hoje revela morros baixos e pouco vegetados com muitas palmitáceas. (2) Panorama da área de estudo, onde a autora encontra-se apoiada sobre fuchsite-xisto da base da sequência meta-vulcanossedimentar, também aflorante no morro em frente. A Serra Leste (ao fundo à direita) é formada por BIFs e no extremo leste da serra, no vale, aflora dique básico. **10**
- Figura 1.5** – Imagem SRTM com limites geomorfológicos delineados ressaltando os principais domínios geomorfológicos para a região SE do Estado do Pará, com informações adaptadas de Dantas & Teixeira (*no prelo*). O retângulo em preto contorna a área em estudo, que abrange a Serra dos Carajás e as Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia. **11**
- Figura 2.1** – Mapa regional da Província Mineral de Carajás de DOCEGEO (1988) adaptado por Santos (2003) com as divisões tectono-estratigráficas por ele propostas. **12**
- Figura 2.2** – Mapa geológico da Província Mineral de Carajás segundo DOCEGEO (1988). O retângulo em preto marca a área de estudo. **16**
- Figura 2.3** – Coluna estratigráfica referente ao mapa da Fig. 2.2 (DOCEGEO, 1988). **17**
- Figura 2.4** – (1) Esquema tectônico para a zona de cisalhamento Carajás na região de Águas Claras, segundo Pinheiro & Holdsworth (2000). (a) Grandes sistemas de falhamentos afetam o embasamento e funcionariam como zonas de fraqueza onde movimentos compressivos dobrariam a cobertura sobrejacente em monoclinais. (b-d) o sistema compressivo continua, se aproveitando dos flancos íngremes de dobras fechadas, rotacionando as estruturas e facilitando a instalação de um sistema transcorrente sinistral de caráter anastomótico. (2) Bloco diagrama esquemático representando a interpretação estrutural da PMC segundo de Rosière *et al.* (2006). As setas representam eixos que mergulham entre 20° e 35°W. Escala horizontal próxima à real e escala vertical exagerada. **21**
- Figura 2.5** – Mapa de associações litotectônicas mostrando as correlações entre estruturas e associações litológicas (inédito – CPRM), com limites tectônicos marcados por empurrões D1 (vermelho), D2 (azul) e D3 (preto). **21**
- Figura 3.1** – Anfíbolito do Complexo Xingu. (1) amostra de mão e (2) afloramento em lajedo mostrando o aspecto foliado da rocha (orientação 190/85°) e duas gerações de veios que a cortam. O mais antigo tem direção 65° e é preenchido por quartzo e o mais novo, encaixado em *shearband* de direção 150°, é preenchido por quartzo+epidoto. (3) e (4) Micrografias em nicóis paralelos e cruzados (4X) mostrando anfíbólios hipidiomórficos em foliação descontínua com matriz cálcio-feldspática com zonas compostas por microclina (canto inferior esquerdo). **23**
- Figura 3.2** - Ortognaisse do Complexo Xingu. (3) Distintivas bandas félsicas compõem o bandamento gnáissico observado nestes blocos. (1) e (2) Micrografias da parte máfica (1) e félsica (2) dos blocos. (1) Forte blastese em hornblendas e plagioclásios que compõem a parte máfica. Titanita ao centro com relevo bem alto. Nx, 4X. (2) Banda félsica (leucossoma ou veio injetado?) com quartzos fitados ao centro e feldspatos sericitizados. NX, 20X. **24**
- Figura 3.3** – (1) Tremolita-xisto com íngreme ângulo de mergulho da foliação principal que aflora próximo à (2) fuchsite-xisto crenulado. (3, 4, 5 e 6) Anfibólito. Em (3) e (4) charneiras isoladas de actinolitas demonstram se tratar de um Sn dobrado. Em (5) e (6) zonas de cisalhamento são responsáveis pela local transposição da foliação e desmembramento das charneiras. *Fotos 3, 4 e 6: 10X,* **27**

4X e 4X aumentos em nicóis cruzados. Foto 5: 4X em nicóis paralelos.

Figura 3.4– (1, 2) Talco-xisto com estruturas S/C marcadas pela dissolução de minerais opacos nos planos de clivagem. (2) Porfiroclasto de mineral opaco com *straincap* de muscovita ao redor do qual a foliação Sn+1 deflete. (3, 4, 5 e 6) Biotita xisto em afloramento (3 e 4) e petrografia (5 e 6). Reconhece-se bem uma foliação Sn dobrada por dobras assimétricas abertas a fechadas com veios de quartzo+clorita e níveis de epidoto marcando possíveis contribuições hidrotermais pretéritas à deformação. **28**

Figura 3.5 – Formações ferríferas bandadas fácies óxido da porção basal do SIT, onde é possível reconhecer a laminação sedimentar paralelizada ao Sn com locais perturbações nos estratos. As fotos verticalizadas detalham a ocorrência dos veios de quartzo (4) e quartzo+hematita (5), destacado em amarelo. **29**

Figura 3.6 - Aspectos estruturais observáveis em grafita-xisto do SIT. Em (1) a interferência entre duas fases deformacionais caracteristicamente distintas. (2, 3 e 4) Cortes perpendiculares ao traço do plano axial Sn+1 (D3 regional) demonstram como é forte a assimetria da deformação, marcada por dissolução de grafita+opacos nos planos da clivagem em meio à matriz sericítica. Foliação S1 é bem vista na foto (3), onde trilhas de diminutos minerais opacos arqueiam na crenulação Sn+1. (4) Veios injetados ou níveis sedimentares de quartzo. (5 e 6) Fotomicrografia do corte perpendicular ao traço do plano axial Sn+2. Note como os planos de clivagem Sn+1 estão crenulados por dobras em *chevron* **31**

Figura 3.7 – Formação manganésifera bandada. (1) Afloramento em garimpo abandonado, mostrando dobramentos abertos a fechados (D1) com veio plano-axial. (2) Anfibólio manganésifero (cumingtonita-grunerita) em nicóis paralelos. (3) Nível de opacos arqueado em meio a níveis de silicatos manganésiferos e (4) foliação descontínua plano axial marcada por anfibólios em meio à acúmulo de quartzo na charneira da dobra. Observe que esta foliação encontra-se suavemente deformada. **32**

Figura 3.8 – (1) Afloramento bastante alterado de Msc-Bt-Qtz-xisto em ravina de aprox. 20m. Em campo dois aspectos são notórios: a alternância entre níveis micáceos e quartzosos e dobramentos fechados, crenulados por dobras suaves (foto 3-NP,4X) com plano axial subvertical. A foto (2) mostra clastos subangulosos de quartzo e plagioclásio sericitizado confinados em níveis intraestratais, demonstrando algum incremento hidrotermal quartzo-feldspático posterior aos dobramentos fechados, brechado. **33**

Figura 3.9 – Xistos micáceos da porção superior do SIT. (1, 2 e 3) Msc-Qtz-xisto que aflora em contato com o gnaiss (do embasamento, sul da área), com lentes de quartzo fortemente dobradas e fitas de muscovita marcando a transposição da foliação Sn por Sn+1. (3) Porfiroclastos de quartzo com muscovitas desenvolvidas no *strain cap*. (4, 5 e 6) Bt-Qtz-xisto proto-milonítico. (4) Lente de quartzo fitado em meio à matriz foliada composta por biotita+sericita com finas superfícies de dissolução de opacos. (5) Veio de Qtz dobrado (como na foto 2) e rompido na divisa entre regiões onde há predominância de sericita (direita da foto) ou biotita (parte superior esquerda). (6) Aspecto milonítico da rocha evidenciado através de uma rede anastomosada de finos planos de dissolução que circundam grãos de Bt, Ser e Qt. **34**

Figura 3.10 – **Esquerda:** Brecha sedimentar polimítica com clastos de clorita-xistos, biotita-xistos e quartzitos, principalmente. Nas fotos 2 e 3 (nicóis paralelos e cruzados, 4X) clastos de quartzito e clorita-xisto com matriz foliada composta predominantemente por biotita e muscovita. **Direita:** Silimanita-muscovita-quartzo-xisto. (4) Foliação metamórfica (M2) bem marcada por níveis de muscovita em meio à matriz quartzosa. Dobra isoclinal (Dn) pode ser observada entre os domínios de clivagem (Dn+1) através de cristais de silimanita (indicado pela seta preta). (5) Quartzos bastante recristalizados e muscovitas são vistos como sigmoides S/C. (6) Corte perpendicular às seções das fotos (5) e (6), onde é possível reconhecer a fase Dn+2 por dobramentos suaves. **35**

Figura 3.11 – Micrografias em nicol cruzado de tremolita-xisto da porção ultramáfica do Complexo Luanga, que revelam dobramentos apertados (1) e fechados (2) com desenvolvimento de cloritas nas zonas de charneira e flancos formados por cristais hipidiomórficos de tremolita. **37**

Figura 3.12 – Aspectos de macro e micro escala da porção máfica do Complexo Luanga. (1) e (2) Anfibólito com textura de L-tectonito. Em (1) é possível observar bem os leitões cumuláticos, com banda anortosítica ao centro. (3) e (4) afloram a menos de 5 metros um do outro e demonstram como é o aspecto cumulático da porção indeformada da unidade. (5) e (6) Detalhe para o aspecto nucleado dos anfibólios, com tremolita-actinolita mostrando progressão metamórfica do núcleo para a borda. N// e NX, 20X. **38**

Figura 3.13 – Fotomicrografias em nicóis paralelos de anfibólito milonítico e Tremolita-xisto do Complexo Luanga. (1) *shear band* caracterizando um milonito de baixo grau (segundo a classificação de **39**

Trouw, Passchier&Wiersma, 2010), com porfiroclastos de plagioclásio em *book shelf* entre fitas de anfibólio+opacos, com sentido de movimento dextral. Deformação plástica maior que recristalização. (2) Rocha que abriga a deformação em questão, onde é possível reconhecer anfibólios com *bleeds* de quartzo, característicos de litotipos do Complexo Luanga. No centro da foto cristal de mineral opaco (possivelmente magnetita) manteado por titanita. (3) Discreta zona de cisalhamento em Tremolita-xisto (mesmo da Fig. 3.11).

Figura 3.14 - Gnaiss Estrela em afloramento. Em (1) dobramentos abertos (D3), desenvolvidos em fácies xisto verde (M3), crenulam uma foliação pretérita (S1).(2) Zona de cisalhamento D3 onde o gnaiss Estrela (porção escura central) e veios quartzo-feldspáticos (bandas claras) estão deformados coaxialmente (D3). **41**

Figura 3.15 – Sericita-quartzo-filito da Formação Águas Claras. (1) Amostra de mão cortada, ficando clara a relação entre estruturas sedimentares e metamórficas. A clivagem de crenulação corta o plano axial desta dobra. Notar estruturas sedimentares e pequenos cavalgamentos no núcleo da charneira, contemporâneos à sua formação, assim como a orientação de diminutos porfiroclastos de minerais opacos (ver níveis claros). Em (2) e (3) a interdigitação entre níveis mais e menos micáceos marca o So da rocha. O S1 (perpendicular ao So) é bem reconhecido pelo contraste entre os domínios de clivagem Sn (D3 regional) e domínios de micrólitos, onde crescem micro-cristais de quartzo. NX, 4X. (4) e (5) Crenulação assimétrica Sn+1 com planos de clivagem marcados pela dissolução de opacos e crescimento sericítico, mesma observada na foto (1). 10X, N// e NX. **43**

Figura 4.1 – Texturas nematoblástica (a) granonematoblástica (b) e granoblástica/lepidoblástica (c) em rochas dos Complexo Luanga e Xingu e Spg. Itacaiúnas, respectivamente, representando a fase de deformação D1. **45**

Figura 4.2 – Estereogramas ilustrando a orientação dos elementos referentes à D1. A variação em ângulos de mergulho da foliação S1 reflete a interferência de eventos posteriores. São encontrados mergulhos para SE, NW (reflexo da estruturação D3), SW e NE (originalmente D1). As lineações que as acompanham também parecem estar re-estruturadas durante nova fase deformacional. **46**

Figura 4.3 – Formações ferrífera (1) e manganésifera (2) bandadas e anfibolito do Complexo Luanga (3 e 4). Em (1) finas lâminas de hematita se alternam com quartzo em um acamadamento sedimentar paralelo ao S1. Em (2) camadas centimétricas de minerais manganésiferos (cor ocre) se alternam à camadas hematíticas e traduzem a foliação S1 na formação arqueada de cummingtonitas. Em (3) e (4) o acamadamento magmático se revela pela alternância entre camadas anortosíticas e actinolíticas e a composição sódica dos feldspatos e blastese observada nos anfibólios são fruto do metamorfismo M1 e deformação D1. **46**

Figura 4.4– Fotomicrografias de anfibolito do SIT. No fotomosaico da foto (1) (NX, 4X) o arqueamento de actinolitas é visto na parte inferior esquerda da foto, sendo este levemente deformado por estruturas tipo *kink band*. A foto (2) melhora a observação do tipo de dobramento reconhecido. Ainda na porção superior da foto (1), a actinolita (azul) arqueada como um “~” continua para a esquerda, estando seu flanco esquerdo extinto. **47**

Figura 4.5 – Mosaico de fotomicrografias (NX, 4X) mostrando a foliação sigmoidal S2 marcada por muscovitas em matriz quartzo-sericítica em Sil-Msc-Qtz-xisto que aflora a norte da área. **48**

Figura 4.6 – Sil-Msc-Qt-xisto e sua forte foliação metamórfica S2. No detalhe (B) silimanitas intrafoliares apresentam dobras relictuais D1 nos domínios de clivagem S2. (NX, 4X e 20X). **49**

Figura 4.7 –*Shear bands* de baixo ângulo em garimpo na região de Curionópolis, na porção norte do bloco Curionópolis/Estrela. **51**

Figura 4.8 – *Shear band* de baixo ângulo em anfibolito do Complexo Luanga, com lineação de estiramento correspondente (b), com movimento tectônico *up dip* e vergência NNW. **52**

Figura 4.9 – Estereogramas das superfícies S3 e lineações L3. A foliação S3 mostra-se, de uma modo geral, em moderados ângulos de mergulho para SSE enquanto a lineação L3 ocorre em baixo a moderado *rake*. **53**

Figura 4.10 – Par conjugado de foliações S3 em filito da Formação Águas Claras. O traço cheio marca o plano axial (Sn) originado por D3, orientado paralelamente ao estiramento de porfiroclastos de minerais opacos (ressaltados pelo círculo). A progressão da deformação (Sn-b) é marcada pelo tracejado que corta o plano axial da dobra, perfazendo um ângulo de 30º entre as “fases”. Falhamentos reversos (parte inferior, indicado pela seta) estão associados à formação da charneira do dobramento observado (comprimento da visada ~20cm). **53**

Figura 4.11 – (1) e (2) Substituição metamórfica de anfibólios por biotitas em ortoderivada do SIT. **54**

- Figura 4.12** – Esquema com fotomicrografias de Sil-Msc-Qt-xisto que apresenta as três fases de deformação regional superpostas. (A) Foliação S1 preservada como charneiras entre planos S2 (B). Na face perpendicular (c), a interferência D2-D3, reconhecida em dobramentos suaves, com crescimento plano-axial de muscovitas. **54**
- Figura 4.13** – Grafita-xisto do SIT mostrando torção nos eixos L3. (1) e (3) Ângulos opostos de visada de uma mesma amostra de grafita-xisto, evidenciando bem os dobramentos assimétricos Sereno (Sn+1) e a torção destes dobramentos (Sn+1b), formando pares oblíquos de deformação dúctil. Em (2) as charneiras de dobras D3 parecem estar retorcidas, evidenciando o torque durante estágios tardios da deformação D3. **55**
- Figura 4.14** – Área de estudo em *hillshade* com as “mega-divisões” estruturais D3 e estereogramas correspondentes. **56**
- Figura 4.15** – (1) Veio de quartzo tipo dente-de-cão.(2) Brecha tectônica com clastos angulosos de quartzo e feldspato (grãos sericitizados) acomodada paralelamente à foliação S3 em Bt-xisto (mesmo da Fig.4.19). Interpreta-se uma fase hidrotermal com enriquecimento quartzo-feldspático pretérita à brechação D4. Estereograma representativo das aproximadas medidas dos planos axiais de dobramentos suaves D4, mostrando planos axiais subverticalizados em direção ~N-S. **57**
- Figura 5.1** – (A) Formação da Bacia Carajás, possivelmente em um ambiente de *back-arc*, com deposição de sequências clásticas a clástico-químicas associadamente à magmatismo bimodal. (B) Colisão entre os terrenos Rio Maria e Carajás (D1 regional), granitogênese sin-tectônica, formação do Orógeno Itacaiúnas e subsequente formação da bacia molássica das Águas Claras, com intrusão de diques máficos associadamente. (C) Delineação final da estruturação na região estudada, após o Evento tectono-termal Sereno (D3 regional), quando o arranjo estrutural se dispõe segundo a orientação mostrada. O evento transamazônico não foi esquematizado por não se inserir majoritariamente na área. **60**

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1.1** – Compilação das formas abreviativas usadas ao longo do texto e suas significações. **5**
- Tabela 4.1** – Cronologia dos eventos descritos, sua natureza e principais aspectos relacionados. **58**

1 – INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás – PMC – é uma porção do sudeste do Cráton Amazônico com idade de formação arqueana (Santos, *et al.*, 2000; Santos, 2003). Discorre-se muito acerca da sua evolução tectônica, principalmente a partir da década de 1960, quando grandes companhias pioneiras, como a Companhia Meridional de Mineração e a antiga Companhia Vale do Rio Doce (e sua subsidiária DOCEGEO), fizeram grandes e sucessivas descobertas de depósitos minerais na região. Apesar de intensamente estudada, possui importantes questões acerca de sua evolução tectônica ainda a serem compreendidas.

A partir de anomalias magnetométricas e contatos litológicos não coincidentes, Santos (2003) subdividiu a PMC em dois domínios tectônicos principais: Rio Maria (a sul) e Carajás (a norte), sendo o limite entre eles representado por uma zona de transição com idades mistas (Dall’Agnoli *et al.*, 1997), constituindo uma área supostamente estabilizada no Arqueano, considerada não afetada pelos processos orogênicos do Ciclo Transamazônico (Teixeira *et al.* 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999, 2004).

O Domínio Rio Maria caracteriza-se por apresentar crosta juvenil mesoaqueana, com cinturões do tipo *greenstone* e granitóides tipo TTG. Em contraste, o Domínio Carajás apresenta crosta formada predominantemente durante o Neoarqueano e sequências meta-vulcanossedimentares associadas a granitóides de alto K (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Ambos os domínios são marcados por magmatismo anorogênico Orosiriano.

Este trabalho detalha estruturas dúcteis e rúpteis observadas na porção nordeste da PMC, onde há confluência entre três eventos tectônicos superpostos. A partir de sucessivas campanhas englobadas nos Projetos Serra Pelada e Carajás Oriental (CPRM) foram adquiridos pontos suficientes para elaboração de um perfil em escala regional, ortogonal ao *trend* estruturado pelo terceiro evento tectono-metamórfico identificado (principal encontrado na área).

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho objetiva descrever, através de uma seção geológica e análises petrográficas e de microtectônica, as superposições de tramas dúcteis observadas na porção nordeste da PMC, mais especificamente na Folha Rio Verde (1:100.000), a fim de elucidar sua real disposição e metamorfismo associado, uma vez que a literatura existente disserta sobre arranjos morfo-estruturais que, na área de estudo, não bem acompanham o padrão observado em mapeamento geológico e petrografia. Com base nos estudos de Tavares *et al.* (2010) e Tavares & Gaia (2012) testar a hipótese já apresentada por estes autores sobre uma colisão frontal oblíqua com vergência NNW, com provável origem em um bloco tectônico hoje encoberto pelas rochas do Grupo Baixo Araguaia (Faixa Araguaia).

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área em estudo fica localizada na Folha Rio Verde (SB-22-Z-A-III), entre os paralelos 5°50'S e 6°22'S e meridianos 49°45'W e 49°30'W, na região centro-leste do Estado do Pará.

A base para as pesquisas de campo foi na cidade de Parauapebas, por conter melhor infraestrutura que a cidade de Curionópolis, que se insere na área de estudo. Parauapebas pode ser acessada por meio das estradas PA-150 e PA-257, que ligam a cidade em questão à Marabá, 167 km distante (Fig. 1.1), onde é possível aterrissar a partir de conexão em Brasília com origem no Rio de Janeiro. Também é possível chegar através de voo direto de Belo Horizonte ou Belém até o aeroporto de Carajás (CKS). A melhor época para estudos de mapeamento geológico se faz entre os meses de junho e novembro, quando a pluviosidade é menor.

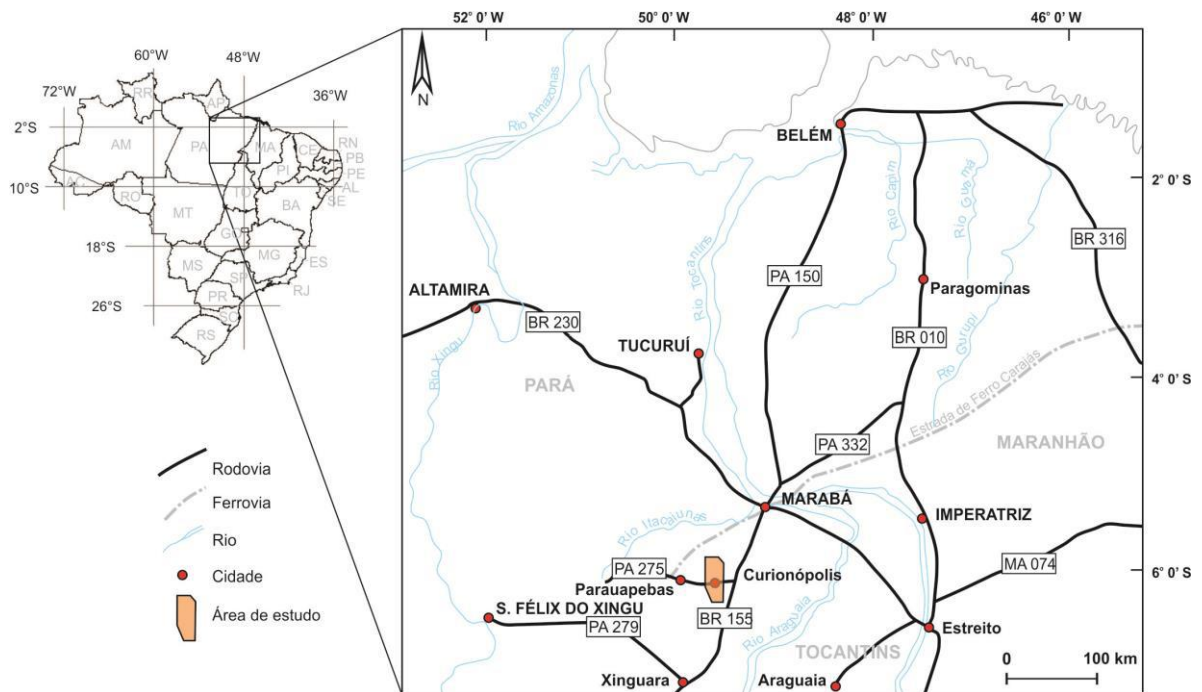


Figura 1.1 – Localização da área de estudo e das cidades de Parauapebas, Curionópolis e Marabá (PA), com estradas e rios marcados.

1.3 METODOLOGIA

Este trabalho foi desenvolvido em três etapas principais. Primeiro, foi realizado um trabalho de reconhecimento bibliográfico, incluindo a leitura de algumas lâminas delgadas de campanhas anteriores a que a autora participou. A segunda etapa do trabalho consistiu em identificação de campo (em escala 1:100.000) do arranjo litoestratigráfico da região, realizada em meados de novembro de 2011, prazo final antes do período de chuvas. Durante esta campanha foram pontuadas amostras em quatro Folhas (1:100.000) adjacentes: Caldeirão (SB-22-X-C-V), Serra Pelada (SB-22-X-C-VI), Serra dos Carajás (SB-22-Z-A-II) e Rio Verde (SB-22-Z-A-III), onde foi possível uma visão bastante ampla da região.

Como mapa-base para interpretação, foi utilizado mapa gamaespectrométrico com os elementos U-Th-K nos canais verde, azul e vermelho, respectivamente. Foi efetuada a fusão deste com mapa de relevo (*hillshade*) tipo MDT para auxílio no mapeamento em área intempericamente arrasada. Também foram de grande ajuda os mapas de Primeira Derivada do Campo Magnético Total, que embasaram a interpretação estrutural.

A última etapa foi realizada no escritório da CPRM no Rio de Janeiro e baseou-se em análise petrográfica e microtectônica. Os dobramentos foram classificados segundo a abertura de seus ângulos, de acordo com a classificação de Rowland (1986). As fotomicrografias que não apresentam escala na própria foto foram obtidas em microscópio petrográfico Olympus BX51 e apresentam seu foco e cruzamento dos retículos identificados foto a foto. As abreviações utilizadas no texto encontram-se por extenso na Tabela

A compilação dos dados adquiridos possibilitou a elaboração de um mapa geológico interpretado, com questões litoestratigráficas e estruturais ainda a serem resolvidas, a partir do qual foi elaborada uma seção geológica, em *softwares* apropriados (ArcGIS 10.0 e CorelDraw 13.0).

LISTA DE ABREVIACÕES

Tabela 1.1 – Compilação das formas abreviativas usadas ao longo do texto e suas significações.

Act = Actinolita

Anf = Anfibólio

BIF = Banded Iron Formation

Chl = Clorita

Gr = Grafita

Hbl = Hornblenda

Mc = Microclina

Ms = Muscovita

NX, n^oX = Nicóis cruzados, aumentos no microscópico

N// = Nicóis paralelos

Op = Opaco

Pl = Plagioclásio

PMC = Província Mineral de Carajás

Qtz = Quartzo

Rt = Rutilo

SIT = Supergrupo Itacaiúnas

Tn = Titanita

Zr = Zircão

1.3.1 MAPAS GEOFÍSICOS

A disponibilidade atual de dados geofísicos é um auxiliar importantíssimo no mapeamento geológico na PMC. Estes produtos foram utilizados para estudar limites geológicos e grandes lineamentos, servindo de mapa-base para a pesquisa em campo.

Segundo Costa e Silva (2011), o campo magnético anômalo representa as anomalias magnéticas situadas desde a base da crosta até níveis bem rasos, fato que dificulta sua interpretação direta. Fruto do tratamento dos dados magnetométricos é a Amplitude do Sinal Analítico, uma função que não depende da direção de magnetização da fonte e das características do campo magnético terrestre, onde os picos estão posicionados sobre as bordas da feição geológica estudada, facilitando sua interpretação. O mapa (Fig. 1.2.1) referente a esta assinatura mostra que extensos lineamentos são ressaltados, formações ferríferas e cangas lateríticas, corpos ultramáficos e alguns diques fanerozóicos. Preenchimentos hidrotermais enriquecidos em ferro também sobressaem.

Já os dados gamaespectrométricos, de acordo com os mesmos autores, derivam de valores de concentração obtidos da radiação gama emitida por determinados elementos que compõem os diversos tipos de rocha. Neste caso, foram preenchidos os canais RGB (vermelho/verde/azul) com os elementos K, U e Th, respectivamente. Porém estes dados, ao contrário dos dados magnetométricos, representam apenas os primeiros 30 a 40 centímetros da superfície.

O K é um elemento facilmente lixiviado, porém abundante na maioria das rochas crustais. Já o Th é inerte, e se concentra em locais marcados por forte intemperismo químico, se tornando um resistato. O Th, assim como o U, não são medidos diretamente, mas através do elemento radioativo filho. O U é o elemento com menor concentração na crosta, sendo solúvel em ambientes oxidantes, se concentrando mais em minerais como zircão.

Dessa forma, os mapas gamaespectrométricos (Fig. 1.2.2) representam a combinação entre estes três elementos, sendo as cores brancas reflexo da abundância nos três e os núcleos negros ausência/carência nos três. Aliado ao MDE (modelo digital de elevação) é possível obter um controle litológico associado ao tipo de relevo bastante confiável (se observado aliado ao controle de campo). Na região estudada, as áreas com cor branca

representam os granitóides. As respostas avermelhadas podem representar rochas máficas do Complexo Luanga e formações ferríferas que sofreram metassomatismo potássico. Platôs verdes geralmente são compostos de cangas lateríticas e as misturas entre pontos verdes, azuis e esbraquiçados parecem representar porções diferenciadas da sequência vulcanossedimentar.

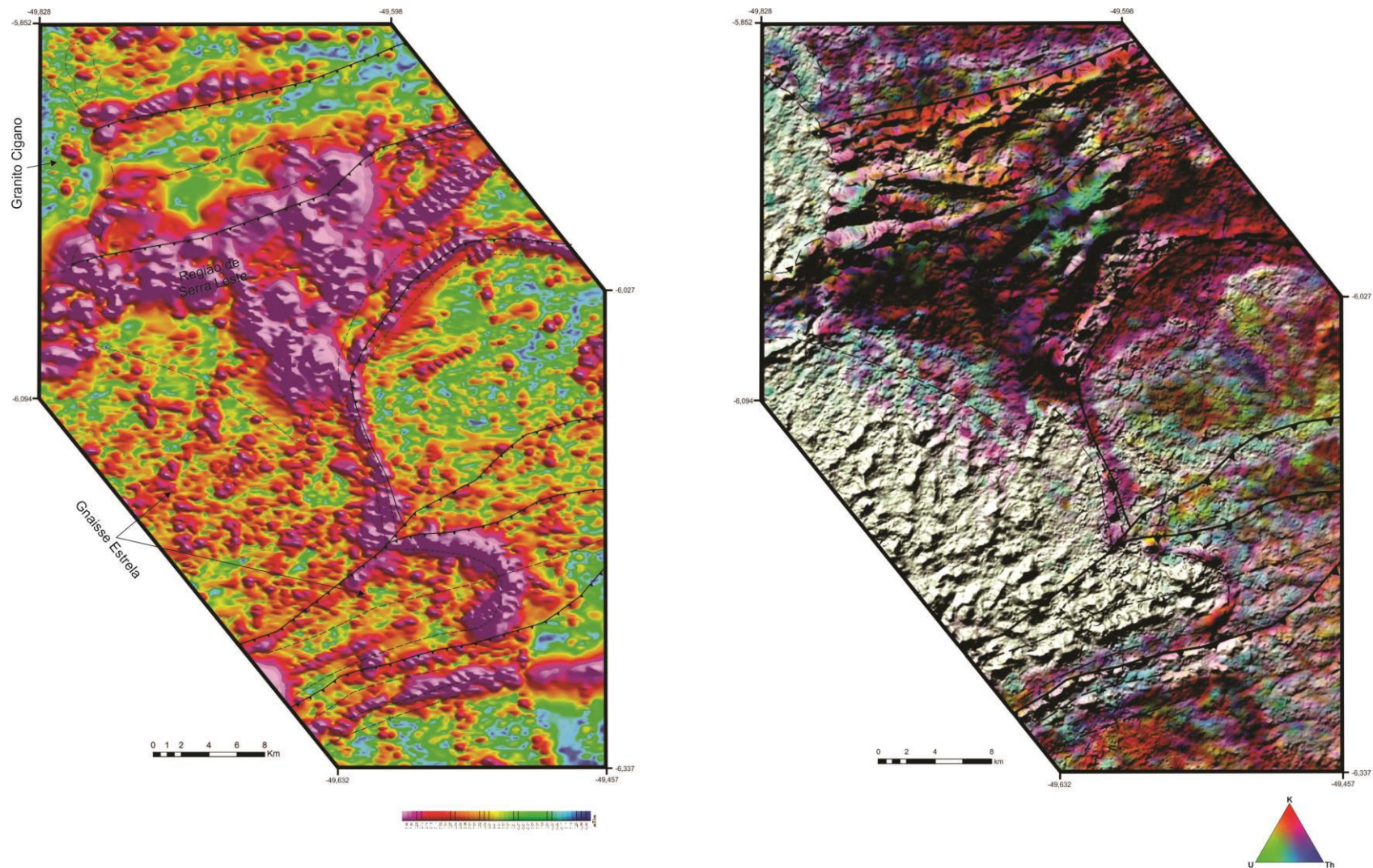


Figura 1.2 – (1) Mapa de Sinal Analítico e (2) Mapa Gamaespectrométrico fornecidos pelo CPRM, cortados para a região estudada. Em (1), as regiões com alto teor de ferro e/ou minerais pesados tem sinal analítico positivo, se destacando por cor roxa e são predominantemente constituídos por formações ferríferas com contribuições menores de corpos máfico-ultramáficos intrusivos. No mapa ainda é possível a diferenciação dois granitóides encontrados na região, onde o Gnaíse Estrela contém assinatura magnética mais forte que o Granito Cigano. O mapa da figura (2) deixa os granitoides em questão evidentes (em branco) e na região de Serra Leste uma depressão em U e Th, com incrementos em K devido à processos hidrotermais, tornam a região preta com pontos avermelhados. Sobre os BIFs, cangas lateríticas são observadas em verde. Serras de metassedimentos predominantemente clásticos, como quartzitos, arenitos, filitos e conglomerados são vistas em cores alaranjadas a amareladas, a norte da área de estudo.

1.4 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

A área se insere na região tropical, caracterizada por grandes áreas planas, de montes baixos e relevo arrasado, aspecto claramente observado na área de estudo (Fig. 1.4). As variações nos relevos das poucas serras, com pouco menos de 700 metros de altitude, lado a lado com vales planos e extensos de até 200 metros de altitude, em parte refletem as diferenças litológicas observadas para as diferentes unidades aflorantes, sendo as principais serras constituídas de unidades para-derivadas e os relevos de morros baixos geralmente formados por rochas orto-derivadas intrusivas, pelo embasamento Mesoarqueano ou por metabasitos.

O padrão de drenagens do Estado do Pará segue aproximadamente um *trend* N-S, de acordo com o lineamento de algumas das principais estruturas geológicas rúpteis da região. Na área em estudo, se faz dendrítico, com algum controle por falhas/fraturas recentes, tornando-se, por vezes, retilíneo. O rio Sereno se apresenta na direção WSW-ENE, coincidente com lineamentos observáveis em imagens de satélite e com os lineamentos oferecidos pelas estruturas do Evento Tectono-termal Sereno. O Rio Verde, que nomeia a Folha em estudo, deságua no rio Parauapebas (~N-S). A floresta amazônica original encontra-se preservada apenas pontualmente devido ao extrativismo madeireiro, pecuária e atividade mineradora.

A Figura 1.5 apresenta imagens de radar que mostram uma compartimentação geomorfológica em quatro domínios principais, segundo dados do Mapa Geodiversidade do Estado do Pará (1:1.000.000), elaborado por Dantas & Teixeira (CPRM; *no prelo*). Esta divisão exemplifica a estruturação de alguns dos principais domínios geológicos vistos na área de estudo, onde o embasamento inclui-se na porção aplainada do relevo, as seqüências meta-vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (SIT) abrigadas em Serra dos Carajás, a Formação Serra do Paredão, que representa coberturas proterozóicas, insere-se nos Planaltos Residuais do Sul da Amazônia e a Faixa Araguaia, com seu forte *trend* N-S, constitui um baixo topográfico compartimentado no domínio geomorfológico homônimo.

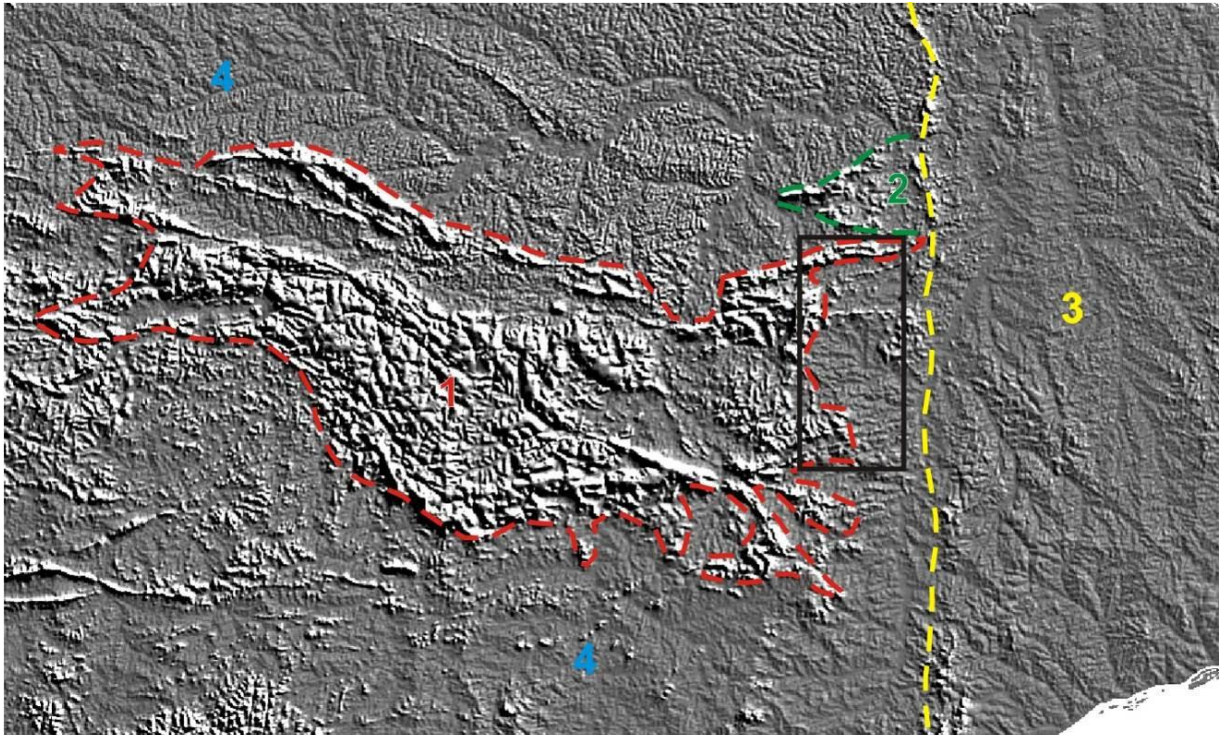


1



2

Figura 1.4 – (1) Fim de tarde e a volta do campo nos deixa céus lindos e o contorno do que foi um dia uma exuberante floresta robusta hoje revela morros baixos e pouco vegetados com muitas palmitáceas. (2) Panorama da área de estudo (orientação ~S-N), onde a autora encontra-se apoiada sobre fuchsita-xisto da base da sequência meta-vulcanossedimentar, também aflorante no morro em frente. A Serra Leste (ao fundo à direita) é formada por BIFs e no extremo leste da serra, no vale, aflora dique básico.



1 - Serra dos Carajás; 2 - Planaltos Residuais do Sul da Amazônia; 3 - Depressão do Baixo Tocantins-Araguaia; 4 - Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia.

Figura 1.5 – Imagem SRTM com limites geomorfológicos delineados ressaltando os principais domínios geomorfológicos para a região SE do Estado do Pará, com informações adaptadas de Dantas & Teixeira (*no prelo*). O retângulo em preto contorna a área em estudo, que abrange a Serra dos Carajás e as Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A PMC constitui a borda leste do Cráton Amazônico (Fig. 2.1) e está limitada a norte pela serra do Bacajá, a sul pela serra dos Gradaús, a leste pelos rios Araguaia-Tocantins e a oeste pelo rio Xingu (DOCEGEO, 1988). É considerada uma das maiores províncias minerais do mundo, com produção mineral em ascensão, se destacando na área estuda depósitos de Au, EGP, Fe, Mn, Ni e Cu. Foi reinterpretada por Santos (2003) e subdividida em Domínio Rio Maria, a sul, e Domínio Carajás, a norte, com um subdomínio de transição entre eles, que possui idades mistas (Dall’Agnol *et al.*, 1997). No Domínio Rio Maria predominam granitoides tipo TTG e faixas *greenstone*, caracterizando uma crosta juvenil mesoarqueana. O Domínio Carajás caracteriza-se por uma assembleia de embasamento mesoarqueano (Complexo Xingu, Pium e Chicrim Cateté), coberturas meta-vulcanossedimentares e intrusões neoarqueanas, além de magmatismo anorogêncio alcalino orosiriano e intrusão de diques mesozoicos.

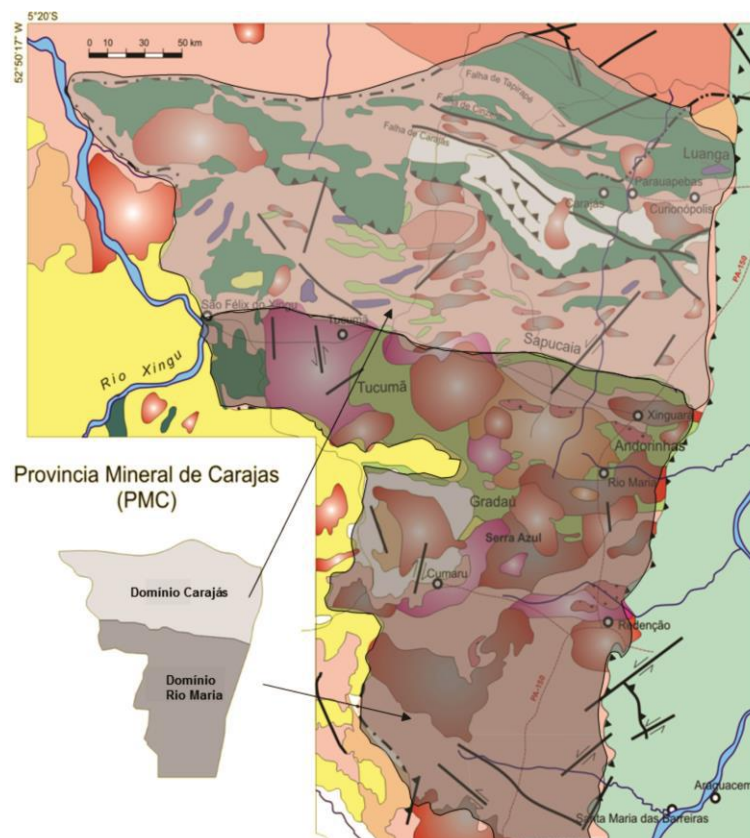


Figura 2.1 – Mapa regional da Província Mineral de Carajás de DOCEGEO (1988) adaptado por Santos (2003) com as divisões tectono-estratigráficas por ele propostas.

2.1 LITOESTRATIGRAFIA

O arranjo litoestratigráfico da PMC já foi alvo de inúmeros trabalhos, sendo aqui especialmente abordadas as propostas de Hirata (1982), DOCEGEO (1988), Araújo & Maia (1991) e Vasquez & Rosa-Costa (2008), que dão corpo às primeiras colunas estratigráficas da região ou que revisam, compilam e propõem novas ideias para sua evolução litoestratigráfica, como é o caso dos últimos autores citados. Devido às diferentes propostas para o arranjo morfo-estrutural da PMC a correlação entre as unidades é complexa.

Hirata *et al.* (1982) propõem uma coluna estratigráfica informal iniciada pelo Complexo Xingu (*Assembleia do Embasamento*), representando rochas polimetamorfizadas (gnaisses, anfíbolitos, milonitos, granitos, migmatitos) recobertas (*Assembléia de Cobertura*) pela sequência Salobo-Pojuca (gnaisses, xistos, formações ferríferas) e Grão Pará (meta vulcânicas basálticas e itabiritos) até coberturas sedimentares mais jovens (neoarquenanas) como a Formação Rio Fresco (meta sedimentos clásticos e químicos e vulcânicas subordinadas), com hiatos, deformações e discordâncias erosivas entre si. Os mesmos autores também participam nas pesquisas de DOCEGEO (1988), onde revisam esta proposta e assumem o Grupo Rio Fresco como produto de transgressão marinha na região de Serra Pelada.

A coluna estratigráfica e o mapa de DOCEGEO (1988) (Fig 2.3) ilustra como base do Supergrupo Itacaiúnas assembléias definidas pela parcial sobreposição entre os Grupos Igarapé Salobo (gnaisses, anfíbolitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas) e Igarapé Pojuca (xistos, quartzitos e formações ferríferas), datados por Machado *et al.* (1991) em 2.763 ± 7 Ma (U-Pb em zircão proveniente de intrusões máficas – tipo Luanga - na base da pilha vulcanossedimentar). Em discordância com as rochas da sequência Salobo-Pojuca jazem rochas meta-vulcânicas básicas (Formação Parauapebas e Paleovulcânica superior) que formam a base e o topo do Grupo Grão Pará e intercalam-se às formações ferríferas bandadas da Formação Carajás, datando de 2.758 ± 39 Ma (U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991) riolitos encontrados intercalados nesta sequência. O registro litoestratigráfico é encerrado pelos Grupos Igarapé Bahia e Buritirama (dominantemente clástico) e os Complexos Luanga e Estrela são identificados como base e topo do SIT.

Tavares & Gaia (2012) acreditam que o Supergupo Itacaiúnas seja composto, na base, pelo Grupo Rio Novo, seguido do Grupo Grão Pará e culminado pelo Grupo Vila União (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). Os autores entendem que esta classificação não reflete a real disposição e continuidade dos litotipos em seu ambiente sedimentar, porém acreditam que se trate de uma evolução em contexto de bacia de *back arc* com pleno desenvolvimento de fases marinhas.

Observaram o Grupo Rio Novo como constituído de meta-ultramafitos a meta-mafitos de origem vulcânica, biotita-xistos, formações ferríferas bandadas e xistos micáceos, sendo subdividido nas Formações Curionópolis (base) e Serra Leste (topo), predominantemente compostas por rochas meta-máficas-ultramáficas e formações ferríferas, respectivamente. Sua variação (em parte lateral) para o Grupo Grão Pará reflete-se como o auge da sedimentação química na bacia. Tratam-se de formações ferríferas bandadas intercaladas com rochas meta-vulcânicas básicas e ácidas que perfazem verdadeiro horizonte estratigráfico. Em parcial desconformidade sobre o Grupo Rio Novo e o Grupo Grão Pará repousam as rochas do Grupo Vila União, representado pela predominância de rochas anfibolíticas a tonalíticas na base (Formação Tapirapé) que gradam para xistos manganésíferos bandados e grafita xistos (Membro Serra do Sereno) até quartzitos, quartzitos micáceos e mica-xistos da Formação Buritirama (topo do Gp. Vila União), que encerram os registros vulcanosedimentares da Bacia Carajás, compreendidos no Supergrupo Itacaiúnas (SIT).

Desde a base da sequência meta-vulcanossedimentar do SIT estão encaixadas intrusões máfico-ultramáficas acamadadas de afinidade toleítica (Ferreira Filho *et al.*, 2007) representadas pelo Complexo Luanga e cronocorrelatos (Gabro Santa Inês), que apresentam variados graus de deformação. Tratam-se de tremolita-talco-clorita xistos, meta-gabros, meta-noritos, serpentinitos, anfibólio xistos, com níveis de cromitito e magnetitito. A idade deste Complexo data em 2763 ± 7 Ma a idade mínima de abertura da Bacia Carajás. Aos tipos máficos acamadados metamorfisados, porém sem deformação, como o Gabro Santa Inês, os colaboradores de DOCEGEO (1988) tentam atribuir idade paleozóica inferior por relações estratigráficas e Araújo & Maia (1991) concluíram tratarem-se de rochas metamórficas, deformadas heterogeneamente, adotando o termo “máficas tipo Santa Inês” para o plutonismo máfico a SE do gnaiss Estrela, contudo, mantendo a idade paleozóica.

Tavares & Gaia (2012) entendem que os corpos máficos-ultramáficos acamadados são cronocorrelatos e apenas diferem em grau de deformação.

Associado ao magmatismo máfico que intrude a base da pilha vulcanossedimentar estão corpos monzograníticos de afinidade alcalina metaluminosa (Barros *et al.*, 2004), possivelmente ligados à bimodalidade do magmatismo crustal junto aos corpos tipo Luanga. Tratam-se de granitóides polideformados que apresentam geoquímica comparável aos granitos tipo-A, que podem atingir níveis rasos na crosta por apresentarem baixa viscosidade

Em discordância angular sobre o Supergrupo Itacaiúnas e intrusivas correlatas, jaz a cobertura meta-sedimentar da Formação Águas Claras (Formação Rio Fresco de Hirata *et al.*, 1982), cortada por falhas que superpõem lascas com as rochas do SIT às rochas neoarqueanas clásticas da unidade em questão, por sua vez depositada em ambiente marinho ou fluvial através de leques subaquosos (Berni, 2009 *apud* Cavalcanti, 2010). Nela se encaixam corpos máficos síncronos à sua deposição de 2.71 Ga. Esta unidade é identificada por filitos sericíticos a quartzo-sericíticos, metassiltitos carbonosos a ferrosos, metarenitos finos a muito finos com dolarenitos associados e, na base, metaconglomerados mono a polimíticos, com clastos de rochas do Grupo Rio Novo.

Intrusões félsicas intracontinentais orosirianas cortam todas as unidades descritas anteriormente, sendo representadas por corpos granitóides alcalinos da Suíte Serra dos Carajás, que apresentam composição sieno a monzogranítica com fenocristais centimétricos de feldspato com textura rapakivi. Podem ser contemporâneas à sedimentação proterozóica da Formação Serra do Paredão, que contém clastos das rochas supracrustais anteriores à esta granitogênese, com matriz praticamente indeformada.

Diques máficos encaixados em fraturas NNW-SSE, bem como uma soleira quilométrica encaixada na Formação Serra do Paredão, podem estar relacionados à evolução da Faixa Araguaia durante a orogênese Brasileira, porém é mais provável que muitos sejam mais jovens, correlacionáveis ao magmatismo Jurássico da abertura de Gondwana (Tavares & Gaia, 2012).

As alterações supergências de idade mesozoica a cenozoica ocorrem na forma de lateritos maduros (“moco-rorô”) e coberturas aluvionares recentes, assim encerrando os principais registros litoestratigráficos do domínio em questão.



EOM.	ERA	IDADE (b.e.)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUITE	GRANITÓIDES / GRANITOS	VARIACÃO NA COLUMNA	
PROTEROZOICO	MÉDIO SUPER.	0.57			DIQUES BÁSICOS / ACIDOS*					
		1.10						SERINGA, JAMON		
		1.80							CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADAUS*, BORRACHUDO*, XINGUARA*, SÃO JOSÉ*, SÃO JOÃO*, CACHOEIRINHA*, BANNACH*, MARAJOARA*, ETC...	
	INFERIOR					GABRO STA. INÊS*		QUATIPURU*		
		1.90			TOCANTINS/R. FRESCO	RIO NAJA IGARAPÉ AZUL				
		2.25							ESTRELA* (?)	
		2.40			BURITIRAMA	SUMIDOURO			TONALITO PARAZÔNIA	
		2.60	ITACALUNAS		IG. BAHIA	GROTA DO VIZINHO			TRONDHJEMITO MOGNO	
		2.75		GRÃO PARÁ	PALEOVULCÂNICA SUPERIOR			GRANDIORITO R. MARIA		
					CARAJÁS PARAUPEBAS					
ARQUEANO				IGARAPÉ POJUCA	CORPO QUATRO CINZENTO					
				IGARAPÉ SALOBO	TRÊS ALFA GNAISSE CASCATA					
	2.76						LUANGA / SERRA AZUL			
	2.85						XINGU			
	>2.85	ANDORINHAS / SERRA DO INAJÁ		LAGOA SECA / RIO PRETO	RECANTO AZUL FAZENDA DO QUINCAS			PIUM*		
				BABAÇU / STA. LÚCIA	MAMÃO IGARAPÉ ENCANTADO					

Figura 2.3 – Coluna estratigráfica referente ao mapa da Fig. 2.2 (DOCEGEO, 1988).

2.2 GEOTECTÔNICA

A interação tectônica entre as várias fases de deformação encontradas se traduz em uma trama metamórfica complexa, ainda bastante discutida entre os pesquisadores.

Araújo *et al.* (1992) propõem para o quadro tectono-estrutural da região uma evolução dentro de regimes transcorrentes, com seqüências vulcanossedimentares instaladas em bacias formadas durante movimentos transtransversais dextrais arqueanos que, na progressão da deformação, experimentaram transpressão sinistral, gerando um modelo de flor positiva (onde a área de estudo se enquadraria em seu feixe oriental). As exposições de rocha da região de Serra Pelada, segundo estes autores, representariam terminações de “rabos-de-cavalo” associados à transcorrência principal, que teriam sofrido metamorfismo apenas em fácies xisto verde. Sumariamente, a evolução deste sistema é por eles entendida através da interação de duas zonas de transcorrência que propiciaram bacias do tipo *pull-apart* invertidas em pulsos subseqüentes. Segundo Araújo & Maia (1991) as estruturas transcorrentes superpõem-se aos sistemas de cavalgamentos, que mostram vergência tectônica para NE, produto da colisão oblíqua de blocos arqueanos (Cinturão Itacaiúnas).

Para Pinheiro & Holdsworth (2000) a área é dominada por movimentos transpressivos predominantemente dextrais (Fig. 2.4.1), que formaram zonas de cisalhamento anastomosadas de direção E-W que afetam o embasamento Xingu. Por volta de 2.7 Ga, se instalaria uma extensa bacia (intracratônica) acompanhada de sedimentação vulcanoclástica que, adiante, ao redor de 2.6 Ga, teria sido submetida a movimentos transtensionais sinistrais de inversão, que originaram a configuração tectônica das falhas de Carajás (ao sul) e Cinzento (ao norte), paralelas entre si. A Formação Águas Claras teria se depositado em ampla bacia preteritamente à transcorrência final. As fraturas, falhas e zonas de cisalhamento na região são, na maioria, paralelas a subparalelas às estruturas miloníticas do embasamento, o que permitiu aos autores sugerirem um processo de *strain softening* ao longo destas estruturas.

A abordagem feita por Rosière *et al.* (2006) (Fig. 2.4.2) é a que mais se aproxima deste trabalho e sugere uma evolução crustal iniciada por compressão até atingir transcorrências sinistrais com terminações em “rabo de cavalo”, representadas pela zona de cisalhamento Itacaiúnas. Estes autores propõem desenvolvimento em contexto de bacia de

back arc, com oclusão por colisão oblíqua, gerando faixa móvel com *trend* regional WNW-ESE.

A proposta apresentada por Tavares *et al.* (2010) e Tavares & Gaia (2012) para o modelo de evolução tectônica da região nordeste da PMC, a partir de mapeamento geológico realizado pela equipe da CPRM e acompanhado em parte pela autora, sugere que ocorreram ao menos três eventos de caráter dúctil ligados a empilhamento tectônico conspícuo, seguidos por cisalhamentos rúpteis paleoproterozóicos, dominados por transcorrências, além de rupturas associadas ao Evento Brasileiro e à colocação de diques máficos durante o Mesozoico, ilustrados na Figura 2.5.

Segundo estes autores, o primeiro evento deformacional (D1) tem caráter dúctil e afeta todas as unidades arqueanas, exceto a Formação Águas Claras. Definido como Orogênese Itacaiúnas, desenvolvida a partir de compressão N-S associada à colisão entre os domínios Rio Maria e Carajás, preserva-se na região como uma foliação de alto ângulo, mergulhando para N ou para S, com lineação mineral e/ou de estiramento *down dip*. As rochas apresentam-se em grau metamórfico em fácies xisto verde a anfibolito.

O segundo evento (D2) afeta as rochas da região com idade Transamazônica e caráter igualmente dúctil, atingindo fácies granulito a norte da Serra da Buritirama, sendo fruto da colisão entre o terreno Bacajá e o Domínio Carajás entre 2,09 e 2,06 Ga. Este sistema apresenta vergência para SW, com zonas de cisalhamento associadas a rampas de cavalgamento no contato entre metassedimentos e ortognaisses referentes às Províncias Carajás e Transamazônicas, respectivamente.

O terceiro evento tectono-termal (D3) é seguido por fase evolutiva dúctil-rúptil e afeta todas as unidades arqueanas da região. Revela-se co-planar à D1 em direção à origem da deformação e co-axial ao mesmo nas regiões de *front* de empurrões D3. Produz dobras fechadas na região de Serra Pelada a isoclinais em direção a SSE, com locais transposições de foliação. Sua evolução (D3b) demonstra mesmas condições metamórficas durante sua formação, porém observam-se mais deformações de caráter dúctil-rúptil, como *shear bands* de baixo ângulo, *kink bands* e fraturamentos preenchidos. Este evento tectônico é proposto por Tavares *et al.* (2010) como Evento Tectono-termal Sereno. Contudo, os autores observam-no apenas na parte meridional da Folha Serra Pelada, sendo aqui destrinchadas suas evidências na Folha Rio Verde, a sul.

Ainda são reconhecidos dobramentos abertos com plano axial N-S de caráter regional, não associados a um evento tectônico em particular, podendo corresponder à evolução da Faixa Araguaia associadamente a falhamentos de direção N-S ou à intrusão dos corpos de 1.88 Ga, acreditando-se que a primeira hipótese harmonize-se mais com o arranjo encontrado.

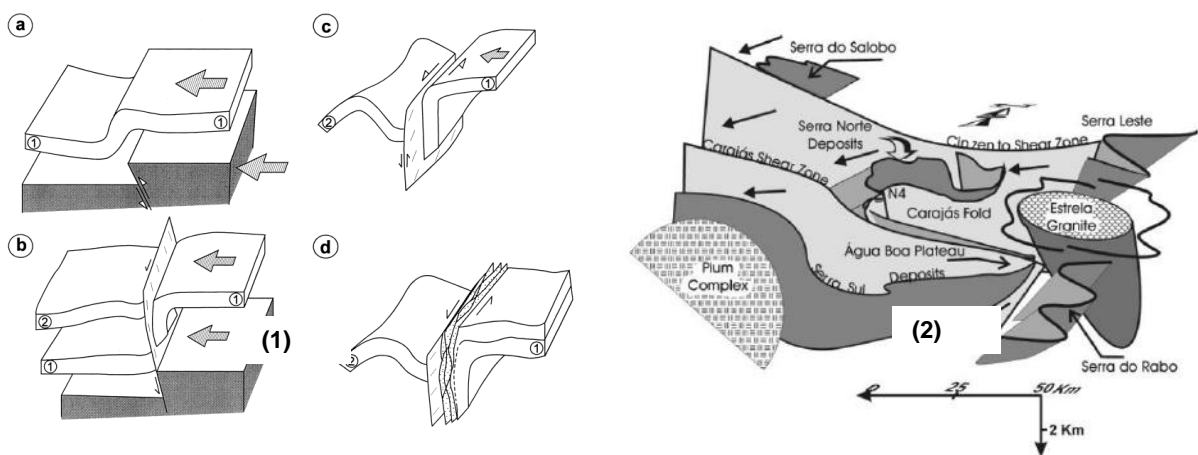


Figura 2.4 – (1) Esquema tectônico para a zona de cisalhamento Carajás na região de Águas Claras, segundo Pinheiro & Holdsworth (2000). (a) Grandes sistemas de falhamentos afetam o embasamento e funcionariam como zonas de fraqueza onde movimentos compressivos dobrariam a cobertura subjacente em monoclinais. (b-d) o sistema compressivo continua, se aproveitando dos flancos íngremes de dobras fechadas, rotacionando as estruturas e facilitando a instalação de um sistema transcorrente sinistral de caráter anastomótico. **(2)** Bloco diagrama esquemático representando a interpretação estrutural da PMC segundo de Rosière *et al.* (2006). As setas representam eixos que mergulham entre 20° e 35°W. Escala horizontal próxima à real e escala vertical exagerada.

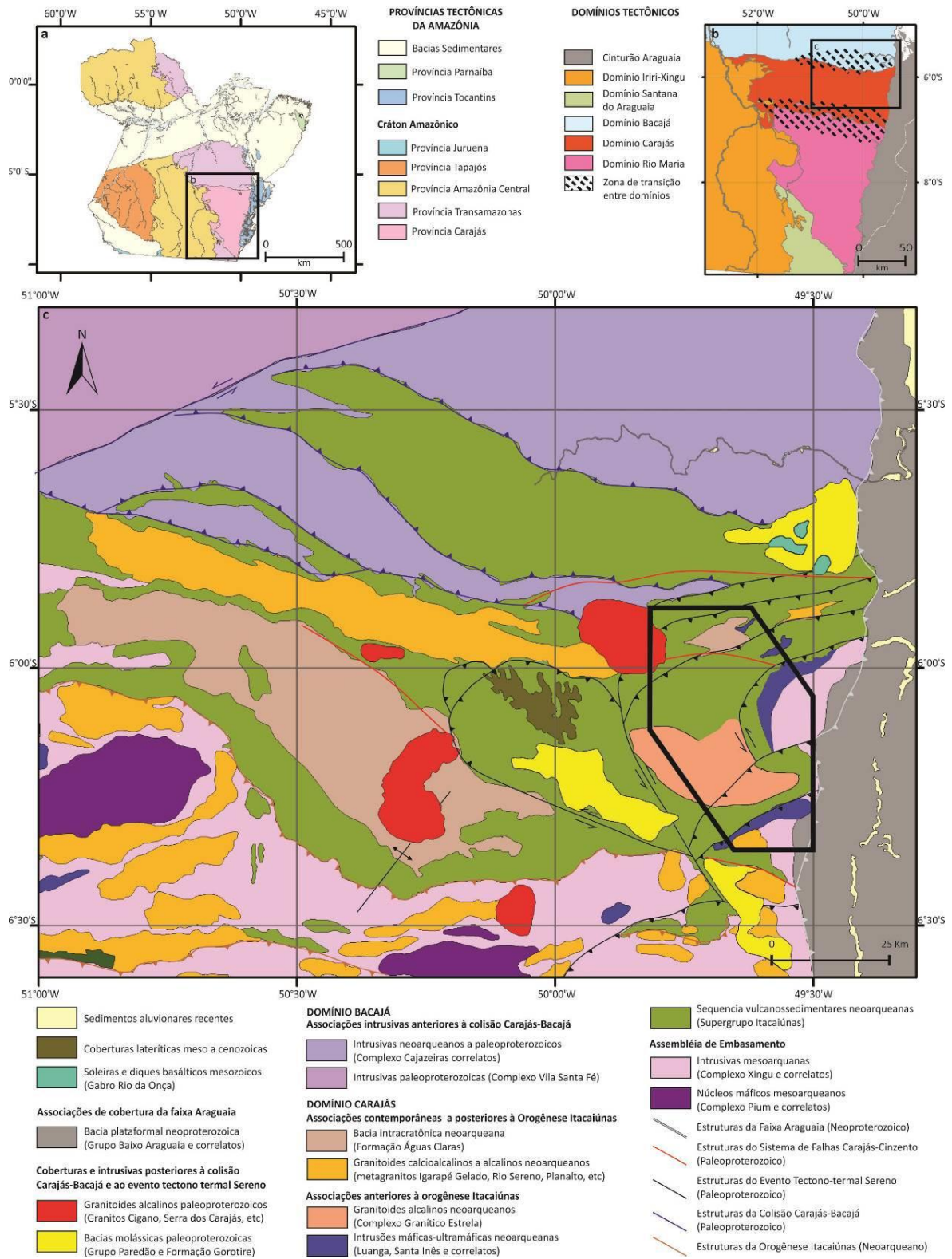


Figura 2.5 – Mapa de associações litotectônicas mostrando as correlações entre estruturas e associações litológicas (inédito – CPRM), com limites tectônicos marcados por empurrões D1 (vermelho), D2 (azul) e D3 (preto).

3 - UNIDADES MAPEADAS

Na área de estudo foram reconhecidas rochas do Complexo Xingu, do Supergrupo Itacaiúnas, da Formação Águas Claras e intrusivas máficas (Complexo Luanga e cronocorrelatos) e félsicas (Complexo Estrela e Granito Cigano, este último não abordado no âmbito deste trabalho). A delimitação de seus contatos em mapa teve como base, além dos pontos de campo, interpretações de mapas de aerogamaespectrometria e aeromagnetometria.

3.1 COMPLEXO XINGU

Os afloramentos desta unidade se encontram em áreas rebaixadas topograficamente, em lajedos com boas exposições ou em blocos na porção centro-leste da área. Contudo, encontram-se interdigitadas tectonicamente com as rochas do SIT (que o recobre) e do Complexo Luanga (intrusivo).

Foram reconhecidos anfibólitos de composição tonalítica e quartzo-monzonítica (Fig. 3.1) e ortognaisses bandados acompanhados de foliação penetrativa de direção NE-SW (Fig. 3.2).

Os ortognaisses bandados são compostos pela intercalação entre anfibólito e veios quartzo-feldspáticos, gerando uma composição mineralógica total de anfibólio (~36%), feldspato (~43%), quartzo (~19,2%) e acessórios (~1,3%) como apatita, epidoto, opacos e titanita, sendo a ocorrência massiva de titanita aspecto distintivo, assim como hornblendas de cor castanha, indicando maior teor de Ti que em anfibólitos de outras unidades, o que sugere terem sido cristalizadas em ambiente de mais alto grau. Nos mesmos, observam-se inclusões de titanita e opacos, além de alterações (secundárias) com ferro. Apresentam textura granoblástica a granonematoblástica, com forte lineação mineral marcada pela orientação de cristais hipidiomórficos de anfibólio interdigitados com fenocristais de feldspatos em formato *augen*, que mostram forte extinção ondulante. Mostram-se, dessa forma, mesocráticas e inequigranulares.

Os anfibolitos possuem quantidades maiores de plagioclásio e uma clivagem descontínua, apresentando percentagens de anfibólio ao redor de 21%, plagioclásio em torno de 54%, microclina (abrigada em veio ou lente individualizada na rocha – Fig. 3.2.3 e 3.2.4) em 7%, quartzo 10% e acessórios (Ep, Op, Ti) inferiores à 2%.

Plagioclásio compõe uma fase mineral essencial e estão bastante saussuritizados, localmente apresentando geminação polissintética e inclusões de apatita. Também são reconhecidos oligoclásio e microclina xenomórficos.

As rochas do Complexo Xingu possuem uma foliação metamórfica penetrativa, desde clivagem anastomosada nos termos gnáissicos até xistosidade espaçada nos termos anfibolíticos, segundo a classificação de Passchier & Trouw (1998). O grau metamórfico interpretado para as rochas desta unidade é de fácies anfibolito alto.

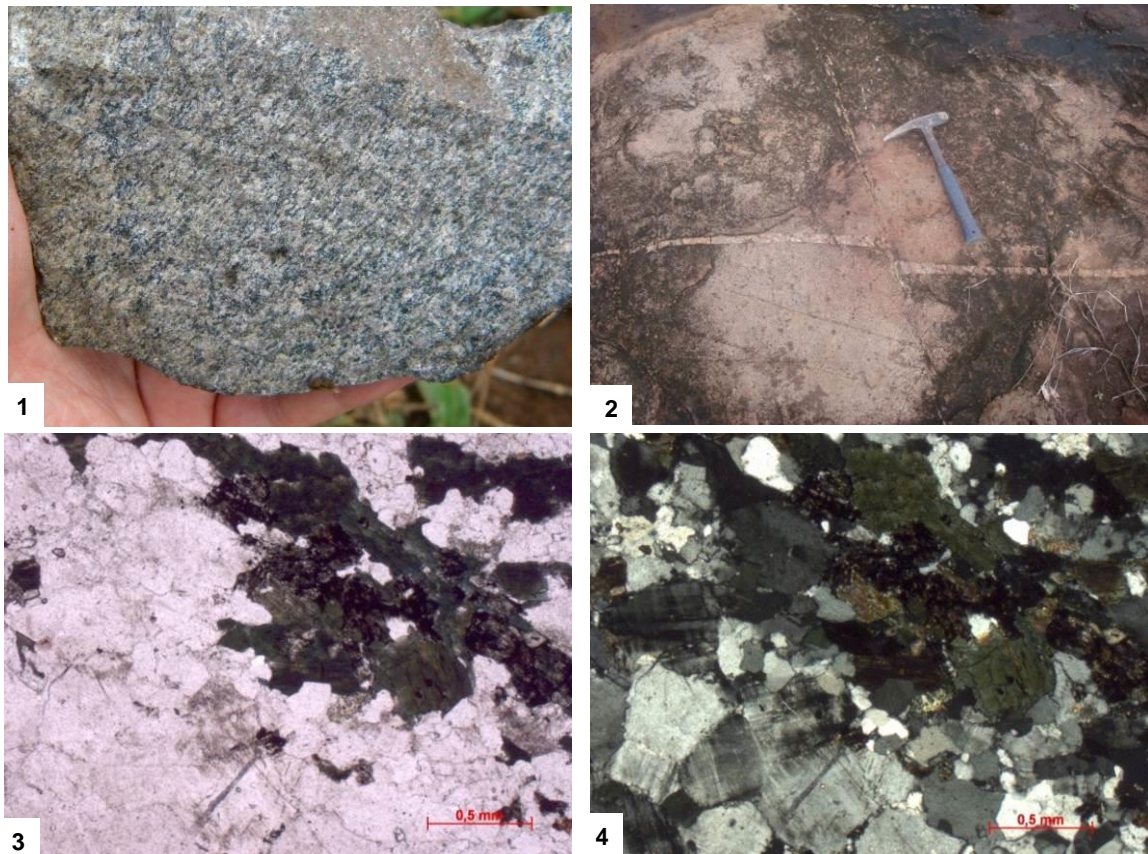


Figura 3.1 - Anfibolito do Complexo Xingu. (1) amostra de mão e (2) afloramento em lajedo (Sn190/85º), além de duas gerações de veios que a cortam. (3) e (4) Micrografias em nicóis paralelos e cruzados (4X) mostrando anfibólios hipidiomórficos em foliação descontínua com matriz de feldspato Na-cálcico com zonas compostas por microclina (canto inferior esquerdo).



Figura 3.2 – Ortognaisse do Complexo Xingu. (3) Distintivas bandas félsicas compõem o bandamento gnáissico observado nestes blocos. (1) e (2) Micrografias da parte máfica (1) e félsica (2) dos blocos. (1) Forte deformação em hornblendas e plagioclásios que compõem a parte máfica. Titanita ao centro com relevo bem alto. Nx, 4X. (2) Banda félsica (leucossoma ou veio injetado?) com quartzos fitados ao centro e feldspatos sericitizados. NX, 20X.

3.2 SUPERGRUPO ITACAIÚNAS

As rochas de protólitos sedimentares e vulcânicos que compõem esta unidade são responsáveis pelo relevo de serras e morros altos, por vezes aplainados, que apresenta Carajás. Trata-se de uma unidade bastante heterogênea nos âmbitos litológico e deformacional, dividida por Tavares & Gaia (2013, no prelo) em três grupos principais, separados por desconformidades. Neste trabalho será adotado o critério de Supergrupo sem maiores divisões estratigráficas, haja visto a complexidade para tal, requerendo um trabalho mais aprofundado e de maior abrangência.

Assim sendo, foi informalmente dividido em porção basal e porção superior (ou de topo). Dessa forma, como parte da porção basal do SIT, foram reconhecidas rochas ultramáficas e máficas, tal como talco-xistos, tremolita-xistos, clorita-xistos e anfibolitos, associadamente a rochas clásticas - como biotita xistos - e químicas - como formações ferríferas bandadas. Na porção de topo do SIT, repousam Qtz-xistos, Msc-Qtz-xistos, Sil-Msc-Qtz-xistos, brechas sedimentares, grafita-xistos e formações manganosíferas bandadas referentes à porção superior do SIT.

3.2.1 Porção Basal do Supergrupo Itacaiúnas

Foram identificados os seguintes litotipos associados à porção basal do SIT: xistos ultramáficos (Tr-xistos, fuchsite-xistos, (Fig. 3.3.1), talco-xistos (Fig. 3.3.2)), anfibolitos (Fig. 3.3), xistos sedimentares (biotita-xistos, quartzitos ferruginosos e formações ferríferas bandadas).

Os xistos ultramáficos da sequência basal apresentam-se intensamente foliados, aflorando em morrotes baixos, próximo a BIFs e máficas tipo Luanga, se diferenciando das últimas pela textura mais fina e composição mineralógica distinta, ocorrendo principalmente na região da Serra Leste.

Anfibolitos representam a parte máfica da porção basal e apresentam paragênese mineral de actinolita ou hornblenda-actinolítica, plagioclásio, quartzo, com opacos e epidoto como acessórios. Em escala de afloramento é possível reconhecer uma xistosidade fraca, dobrada, com S_n médio de 173/50° e L_n 93/20° (com muita dúvida). Em algumas lâminas a

rocha possui relictos de uma foliação dobrada, em charneiras desmembradas (Fig. 3.3.3 e 3.3.4) por finas zonas de cisalhamento (Fig. 3.3.5 e 3.3.6).

Os litotipos meta-máficos do Supergrupo Itacaiúnas se caracterizam pela textura fina associada à sua origem ígnea vulcânica

As rochas metassedimentares da porção basal são de dois tipos, clásticas (biotita-xistos) e químicas (formações ferríferas bandadas). As primeiras afloram interdigitadas às porções ortoderivadas, expostas em afloramentos rasteiros, em beira de estrada e em morros baixos, geralmente bastante alterados, enquanto as segundas afloram em serras alongadas, como a Serra Leste. Em bitotia-xistos (Fig. 3.4.3 e 3.4.4) observou-se, em afloramento, a alternância entre níveis compostos por Bt+Msc+Qtz e níveis de Qtz+Msc, sendo possível reconhecer um plano de foliação metamórfica S_n crenulado por planos S_{n+1} , onde se observa o crescimento restrito de clorita. Os planos de clivagem de crenulação S_n são marcados por Bt+Msc+Ep e o domínio dos micrólitos por grãos xenomórficos de Qtz+Msc. São observados grãos de epidoto microgranular e opacos (sulfetos) nos níveis com biotita, perfazendo verdadeiros leitos dobrados (Fig. 3.4.5), porém não é compreendido se a paragênese provém da imaturidade dos sedimentos ou de veios injetados preteritamente à primeira fase de deformação (Fig. 3.4.6).

As formações ferríferas bandadas (Fig. 3.5) perfazem um horizonte estratigráfico que separa o topo e a base do SIT. Afloram em serras alongadas de topos aplainados com espessas capas de alteração supergênica, que resultam em texturas nodulares e, localmente, brechóides em matriz sílico-ferruginosa. Foram identificados BIFs de fácies óxido e silicato, que guardam estruturas primárias como laminação/bandamento composicional e perturbações intra-estratais que possivelmente refletem certa atividade tectônica *sin-deposicional*.

Podem se apresentar intensamente deformados e cortados por espessos (30 cm) veios subparalelos ao bandamento composicional herdado, compostos por bordas de quartzo e núcleo de hematita compacta. Ocorrem ainda veios de quartzo que cortam e adentram o acamadamento S_0/S_1 .

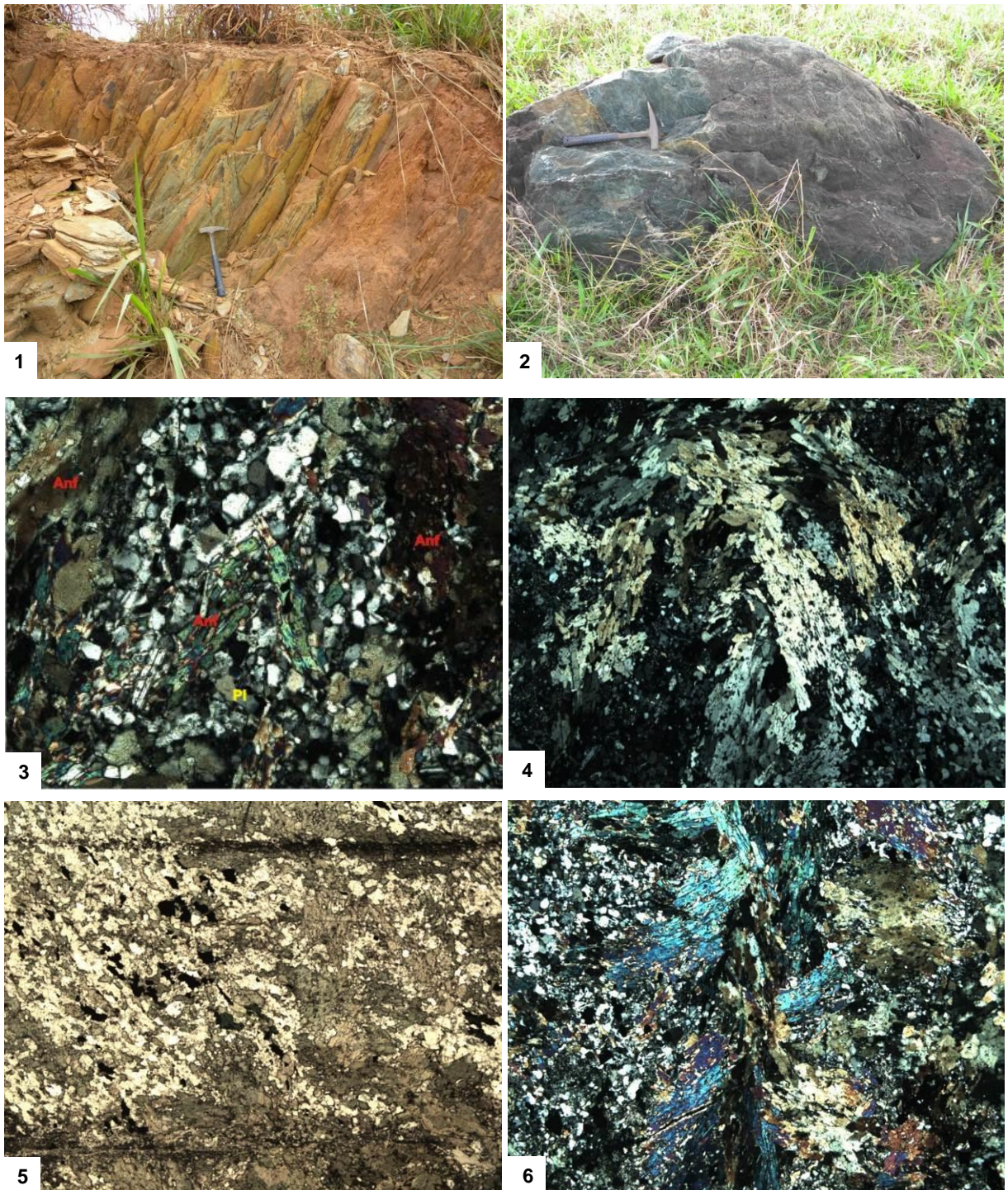


Figura 3.3 – (1) Tr-xisto com íngreme ângulo de mergulho que aflora próximo à (2) fuchsitaxisto crenulado. (3, 4, 5 e 6) Anfibólito. Em (3) e (4) charneiras isoladas de actinolitas demonstram se tratar de um Sn dobrado. Em (5) e (6) zonas de cisalhamento são responsáveis pela local transposição da foliação e desmembramento das charneiras. *Fotos 3, 4 e 6: 10X, 4X e 4X aumentos em nicóis cruzados. Foto 5: 4X em nicóis paralelos.*

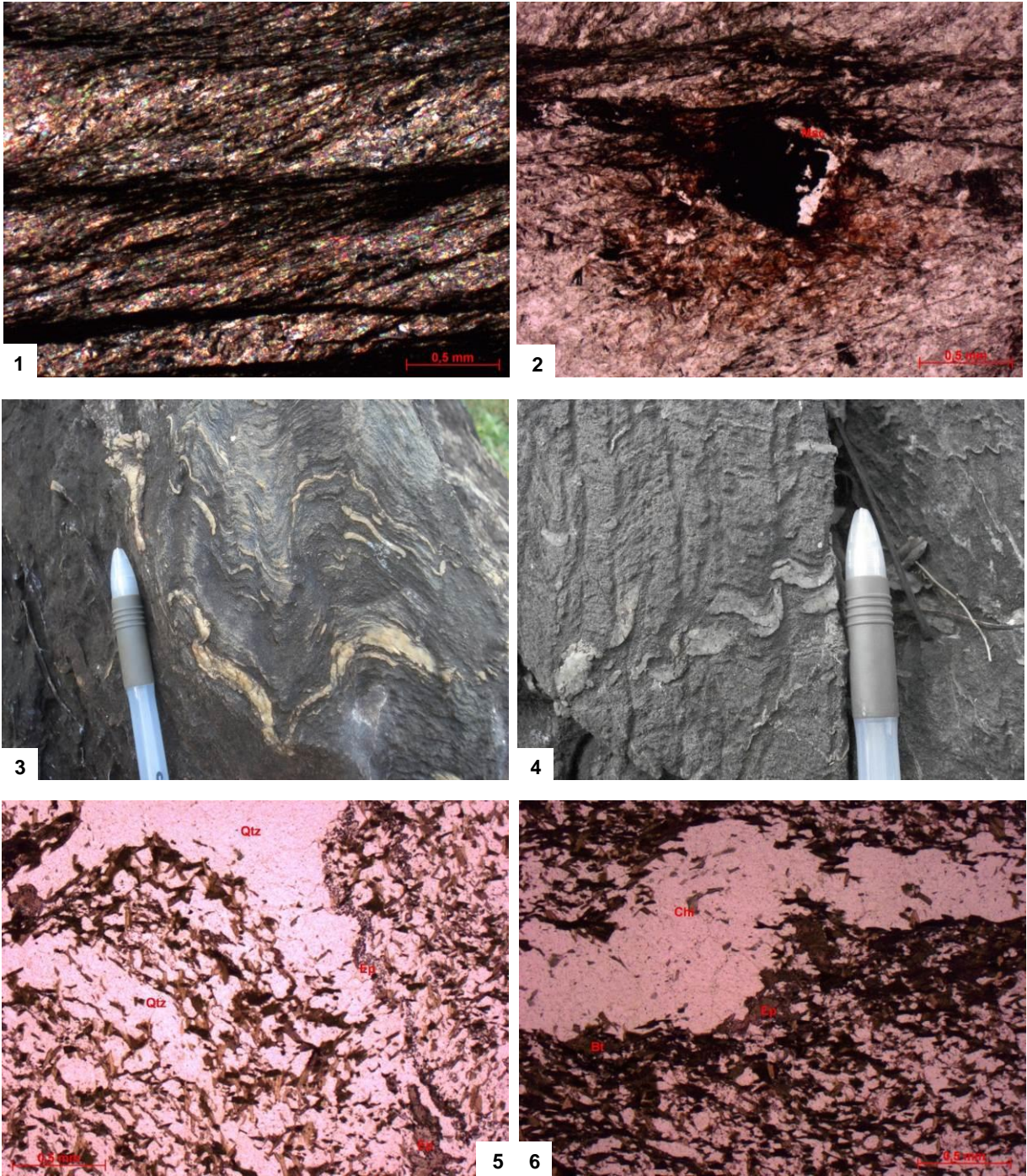


Figura 3.4 – (1, 2) Talco-xisto com estruturas S/C marcadas pela dissolução de minerais opacos nos planos de clivagem. (2) Porfiroclasto de mineral opaco com *straincap* de muscovita ao redor do qual a foliação Sn+1 deflete. (3, 4, 5 e 6) Biotita xisto em afloramento (3 e 4) e petrografia (5 e 6). Reconhece-se bem uma foliação Sn dobrada por dobras assimétricas abertas a fechadas com veios de quartzo+clorita e níveis de epidoto marcando possíveis contribuições hidrotermais pretéritas à deformação.

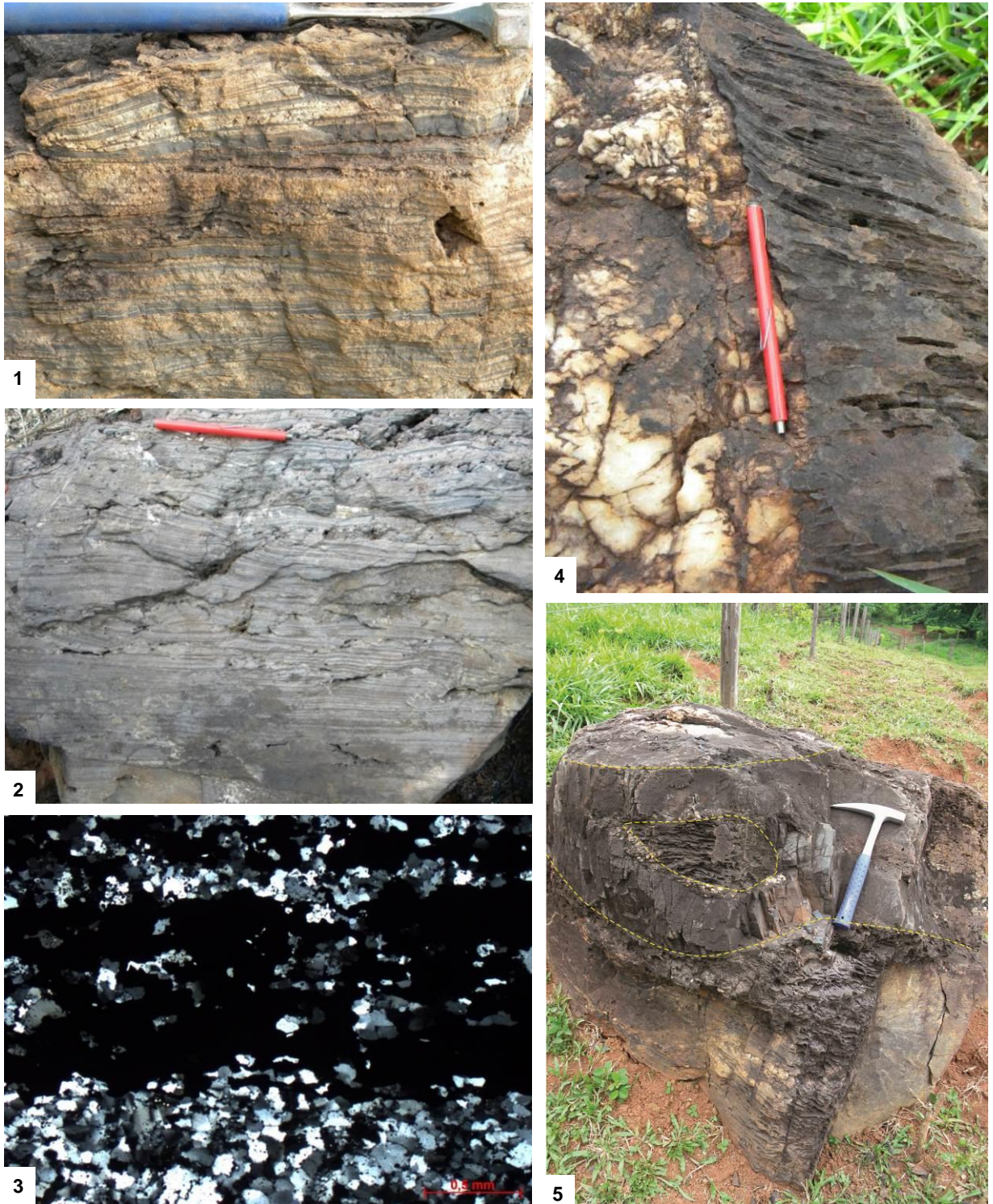


Figura 3.5 – Formações ferríferas bandadas fácies óxido da porção basal do SIT, onde é possível reconhecer a laminação sedimentar paralelizada ao Sn com locais perturbações nos estratos. As fotos verticalizadas detalham a ocorrência dos veios de quartzo (4) e quartzo+hematita (5), destacado em amarelo.

3.2.2 Porção Superior do Supergrupo Itacaiúnas

Foram identificados como pertencentes à porção superior do SIT quartzitos, xistos aluminosos, grafita-xistos, formações manganíferas bandadas (FMnB) e brechas sedimentares. Depois dos BIFs, são as rochas que mais demonstram relevo positivo, configurando o relevo das serras da Buritirama, do Sereno e de Palmares. Como parte da unidade também ocorrem grafita-xistos, muscovita-biotita-quartzo-xistos, muscovita-quartzo-xisto, silimanita-muscovita-quartzo-xistos e menores proporções de anfibólitos e formações ferríferas bandadas.

As brechas sedimentares (Fig. 3.10.1, 3.10.2 e 3.10.3) são constituídas por nódulos de clorita-xistos, quartzitos e biotita-xistos, que apresentam foliação alinhada à matriz, esta, por sua vez constituída pela paragênese entre Qtz, Bt e Msc.

Os termos aluminosos (Fig. 3.8, 3.9, 3.10.4, 3.10.5 e 3.10.6) da sequência possuem textura granolepidoblástica a lepidoblástica e representam as associações clásticas do grupo, com paragênese principal constituída por Qtz e Msc, apresentando também Sil, Gr, Chl, Bt e opacos (como Py) em variadas combinações e proporções.

A porção clástico-química é composta por grafita-xistos (Fig. 3.6) em continuidade lateral com as FMnB, onde ocorrem minerais ferrosos, como cummingtonita (Fig. 3.7), que admitem até 2% de manganês em sua composição (Veblen & Ribbe, 1981). Estes são observados como cristais granulares, associados a minerais opacos, em alternância rítmica com bandas de hematita e quartzo. Em núcleos de charneiras, onde há concentração de quartzo, observa-se uma foliação descontínua, plano-axial aos dobramentos fechados.

Os grafita-xistos, por sua vez, apresentam paragênese metamórfica de Msc+Gr+Qtz (este último perfazendo níveis e/ou finas lentes) com porfiroblastos de Py em hábito dodecaédrico. Apresentam ainda dobras em *chevron* com forte assimetria, que crenulam a foliação S_{n+1} (Fig. 3.6.5 e 3.6.6).

Os Msc-Bt-Qtz-xistos (Fig. 3.8, 3.9.4, 3.9.5 e 3.9.6) afloram na parte central da área. Em campo, é possível observar dobramentos apertados que crenulam a foliação principal.

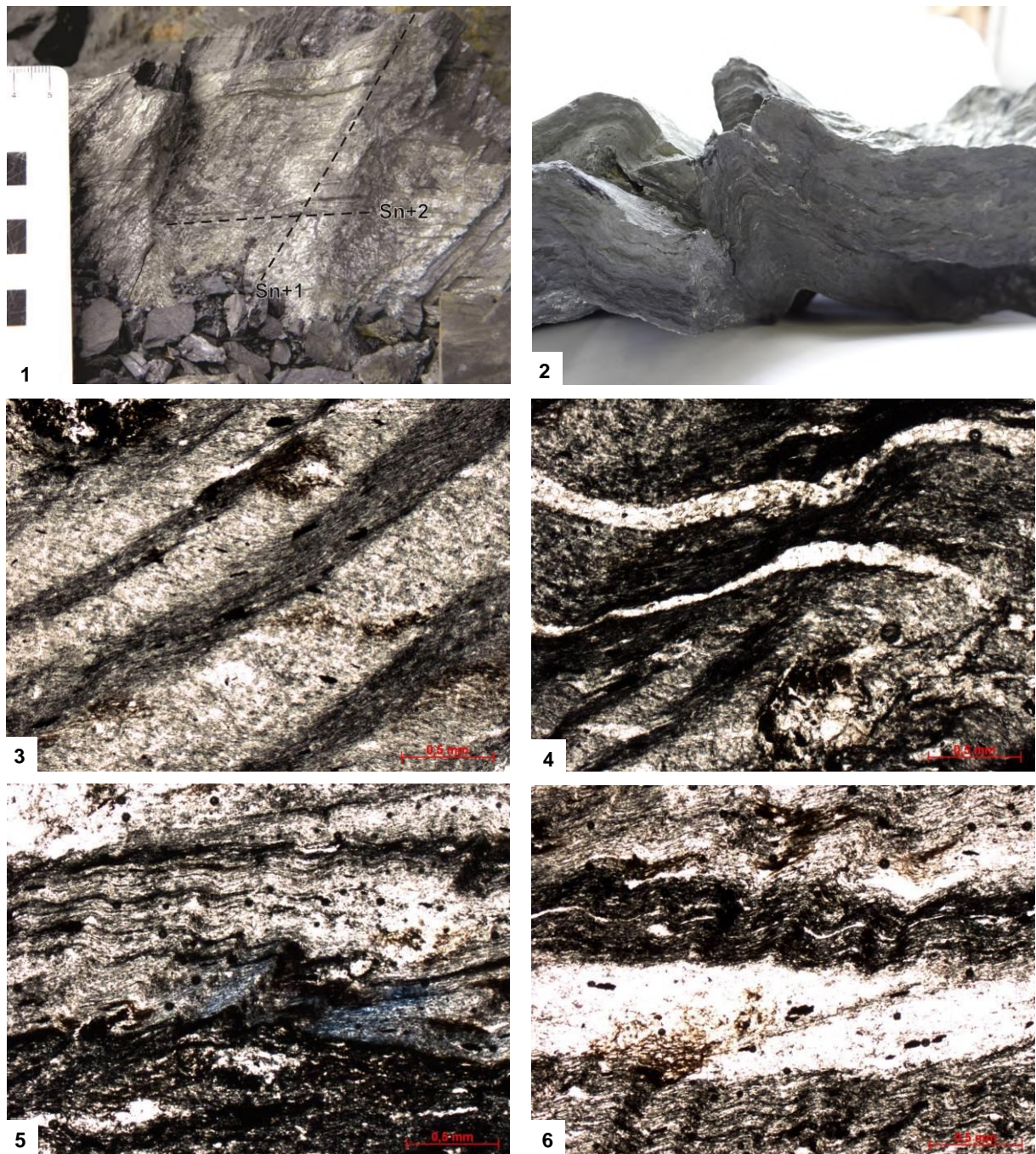


Figura 3.6 – Aspectos estruturais observáveis em grafita-xisto do SIT. Em (1) a interferência entre outras fases deformacionais caracteristicamente distintas. (2, 3 e 4) Cortes perpendiculares ao traço do plano axial Sn+1 (D3 regional) demonstram como é forte a assimetria da deformação, marcada por dissolução de grafita+opacos nos planos da clivagem em meio à matriz sericítica. Foliação S1 bem vista na foto (3), onde trilhas de diminutos minerais opacos arqueiam na crenulação Sn+1. (4) Veios injetados ou níveis sedimentares de quartzo. (5 e 6) Fotomicrografia do corte perpendicular ao traço do plano axial Sn+2. Note como os planos de clivagem Sn+1 estão crenulados por dobras em *chevron*.

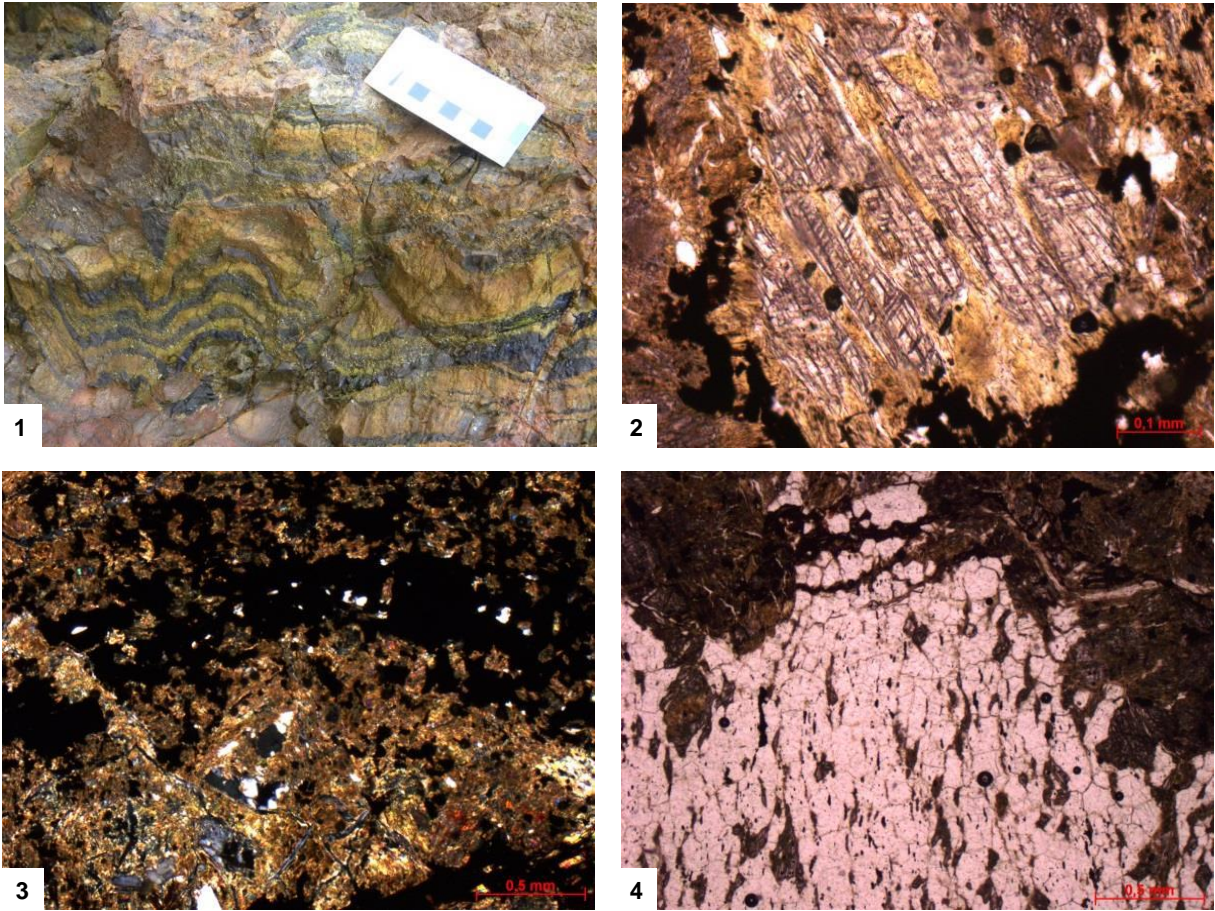


Figura 3.7 – Formação manganésifera bandada. (1) Afloramento em garimpo abandonado, mostrando dobramentos abertos a fechados (D1) com veio plano-axial. (2) Anfibólio manganésifero (cumingtonita-grunerita) em nicóis paralelos. (3) Nível de opacos arqueado em meio a níveis de silicatos manganésiferos e (4) foliação descontínua plano axial marcada por anfibólios em meio à acúmulo de quartzo na charneira da dobra. Observe que esta foliação encontra-se suavemente deformada.

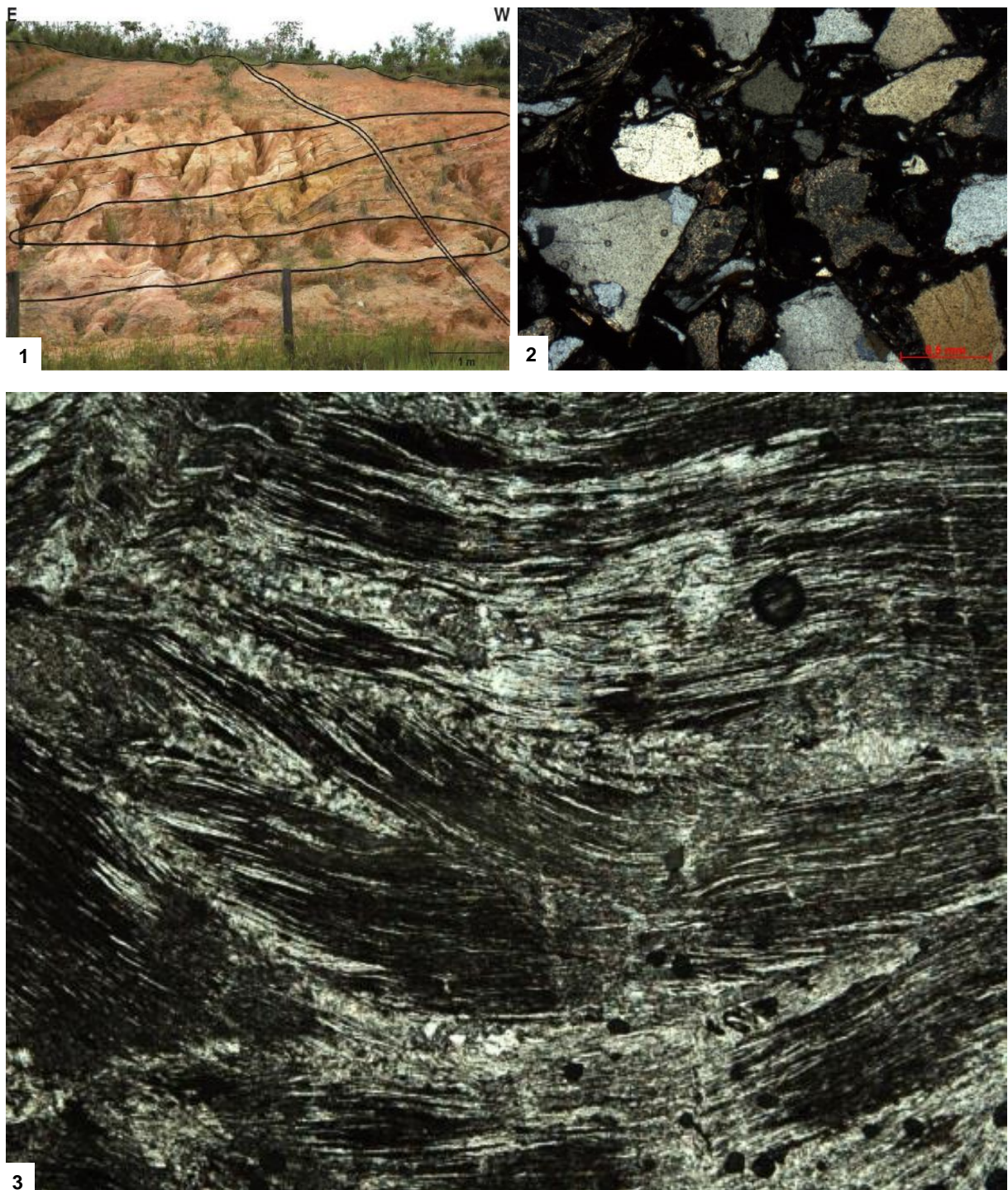


Figura 3.8 – (1) Afloramento bastante alterado de Msc-Bt-Qtz-xisto em ravina de aprox. 20m. Em campo dois aspectos são notórios: a alternância entre níveis micáceos e quartzosos e dobramentos fechados, crenulados por dobras suaves (foto 3 - NP,4X) com plano axial subvertical. A foto (2) mostra clastos subangulosos de quartzo e plagioclásio sericitizado confinados em níveis intraestratais, demonstrando algum incremento hidrotermal quartzo-feldspático posterior aos dobramentos fechados, brechado.

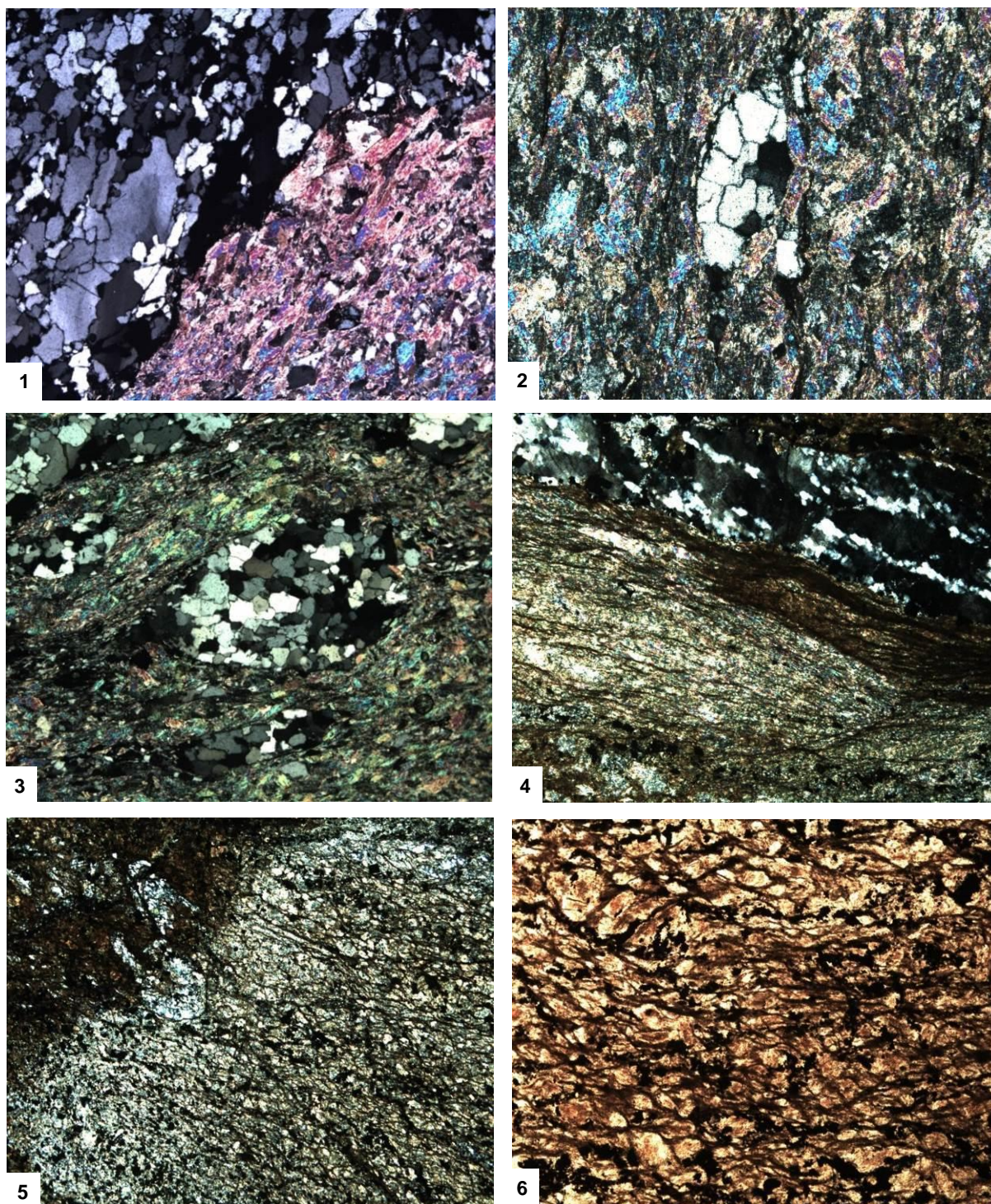


Figura 3.9 – Xistos micáceos da porção superior do SIT. (1, 2 e 3) Msc-Qtz-xisto que aflora em contato com o gnaiss (do embasamento, sul da área), com lentes de quartzo fortemente dobradas e fitas de muscovita marcando a transposição da foliação S_n por S_{n+1} . (3) Porfiroclastos de quartzo com muscovitas desenvolvidas no *strain cap*. (4, 5 e 6) Bt-Qtz-xisto proto-milonítico. (4) Lente de quartzo fitado em meio à matriz foliada composta por biotita+sericita com finas superfícies de dissolução de opacos. (5) Veio de Qtz dobrado (como na foto 2) e rompido na divisa entre regiões onde há predominância de sericita (direita da foto) ou biotita (parte superior esquerda). (6) Aspecto milonítico da rocha evidenciado através de uma rede anastomosada de finos planos de dissolução que circundam grãos de Bt, Ser e Qt.

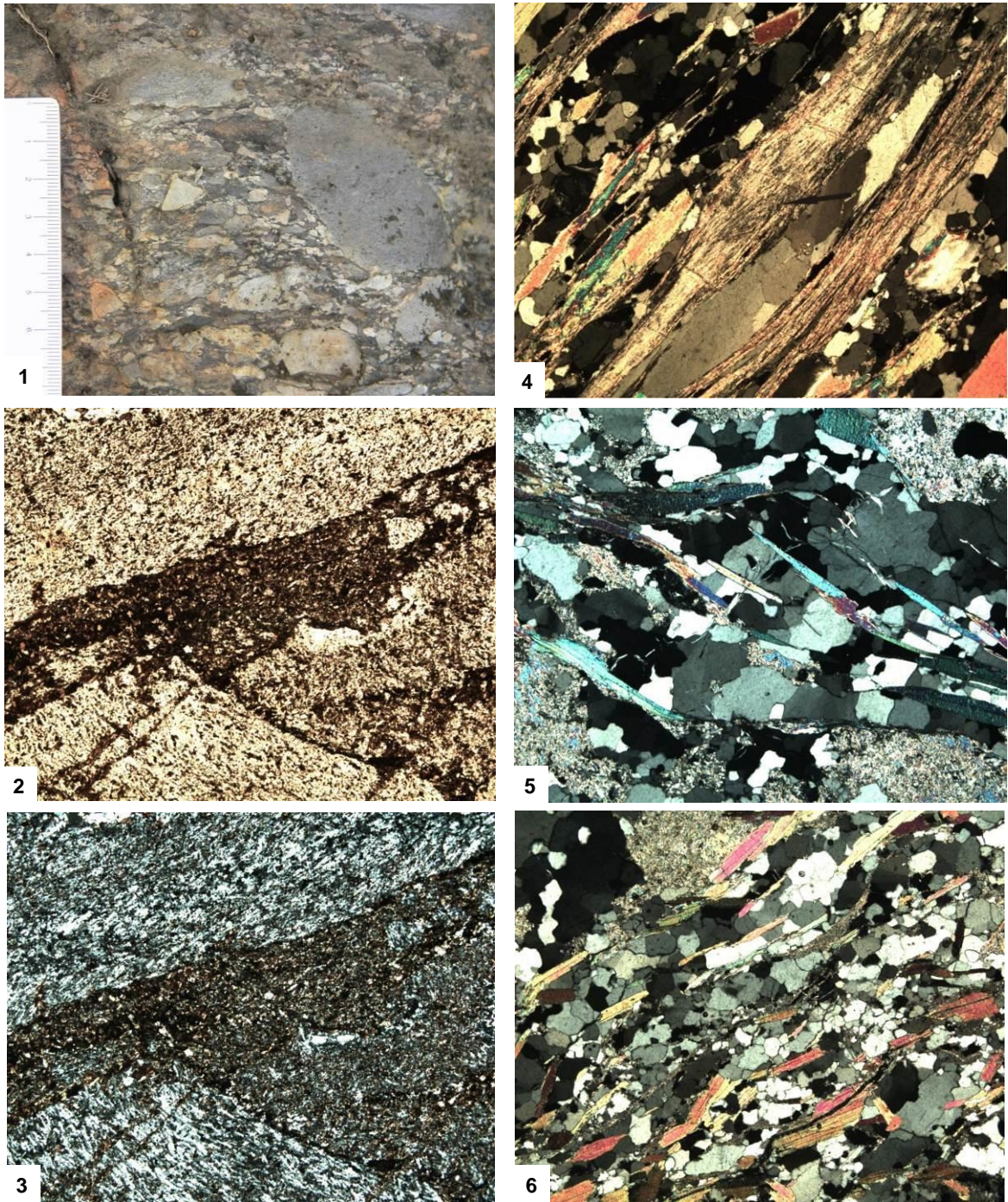


Figura 3.10 - Esquerda: Brecha sedimentar polimítica com clastos de clorita-xistos, biotita-xistos e quartzitos, principalmente. Nas fotos 2 e 3 (nicóis paralelos e cruzados, 4X) clastos de quartzito e clorita-xisto com matriz foliada composta predominantemente por biotita e muscovita. **Direita:** Silimanita-muscovita-quartzo-xisto. (4) Foliação metamórfica (M2) bem marcada por níveis de muscovita em meio à matriz quartzosa. Dobra isoclinal (Dn) pode ser observada entre os domínios de clivagem (Dn+1) através de cristais de silimanita (indicado pela seta preta). (5) Quartzos bastante recristalizados e muscovitas são vistos como sigmóides S/C. (6) Corte perpendicular às seções das fotos (5) e (6), onde é possível reconhecer a fase Dn+2 por dobramentos suaves.

3.3 COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO LUANGA

O Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga ocorre na porção norte da área de estudo, desmembrado tectonicamente em diversos segmentos (Tavares & Gaia, 2012). Na porção sul, ocorre o Gabro Santa Inês. Petrograficamente, não foi possível diferenciar as unidades, que parecem ser coevas. E, em mapa, foi possível observar que ambas ocorrem no mesmo nível estratigráfico. Portanto, o Gabro Santa Inês foi entendido neste trabalho como parte do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga.

As exposições de rochas máficas ocorrem em lajedos rodeados por blocos frescos, em relevo aplainado. Já as exposições da parte ultramáfica são mais raras e perfazem relevos mais acentuados. Foram descritos mais pontos da porção máfica, que ocorrem como rochas esverdeadas de composição gabróica a anortosítica com ampla variação textural, algumas vezes finamente foliada, outras com pórfiros centimétricos de plagioclásios em textura *cummulus*.

A resposta gamaespectométrica desta unidade gera núcleos negros (porções ultramáficas) com extensas bordas vermelho escuro (porções máficas) e, em magnetometria, aparecem com fortes dipolos. Apesar dos contatos *sin*-genéticos estarem mascarados pelas sucessivas fases de tectonismos posteriores, é possível observar que estão rodeados por rochas do Supergrupo Itacaiúnas, evidenciando seu aspecto intrusivo.

Da porção Ultramáfica, descreveu-se Tr-Chl-xistos e Tlc-Chl-xistos, com textura nematoblástica a lepidoblástica. Em amostra de tremolita-xisto (Fig. 3.11) aparecem dobramentos apertados com seccionamento de charneiras e rompimentos nos flancos, tal qual observado em outros litotipos da região. A crenulação observada nos anfibólios está associada ao crescimento de cloritas em zonas de charneira.

Da porção máfica, foram reconhecidos anfibolitos (Fig. 3.12) apresentando entre 56% e 70% de anfibólio (actinolita e/ou hornblenda), 20% a 40% de plagioclásio e até 5% de biotita. Apresentam textura ígnea semi-preservada, mesmo em zonas de alta taxa de deformação. Observou-se acamadamento magmático cumulático, refletido pela alternância entre níveis anortosíticos e gabróicos, plagioclásios preservando idiomorfismo e maclas polissintéticas, bem como textura sub-ofítica reliquiar (em lâmina).

Por vezes, observou-se cristais de actinolita com coronas de hornblenda-actinolítica. Também é comum o zoneamento em plagioclásios, que apresentam composição entre albita e oligoclásio. Minerais acessórios como titanita e opacos são vistos na matriz e inclusões de zircões e baddeleyitas são observadas nos anfibólios, que por vezes encontram-se substituídos por biotita nos planos da clivagem. Os plagioclásios tem idiomorfismo conspícuo apesar da recristalização, excetuando-se exemplares de zonas de cisalhamento, onde foram descritos cristais poligonalizados, com terminações tríplices. A saussuritização sobre estes é comum. Os anfibólios encontram-se xenomórficos a hipidiomórficos, com extinção ondulante e pleocroísmo fracos. Algum quartzo intersticial ou de veio é observado, assim como veios com epidoto, albita(?), clorita e opacos que cortam em ângulos variados a foliação principal, provável fruto de processos hidrotermais. É notória a variação na quantidade de deformação absorvida por diferentes litotipos do Complexo.

Através da paragênese mineral encontrada infere-se para esta unidade grau metamórfico em fácies xisto verde alto a anfibolito baixo. O zoneamento observado nos anfibólios demonstra o incremento de temperatura durante um metamorfismo progressivo e a deformação heterogênea, além de estar associada à própria heterogenia do corpo, vincula-se à zonas de cisalhamento (Fig. 3.13.3) que deram origem a rochas com caráter proto-milonítico (Fig. 3.13.1).

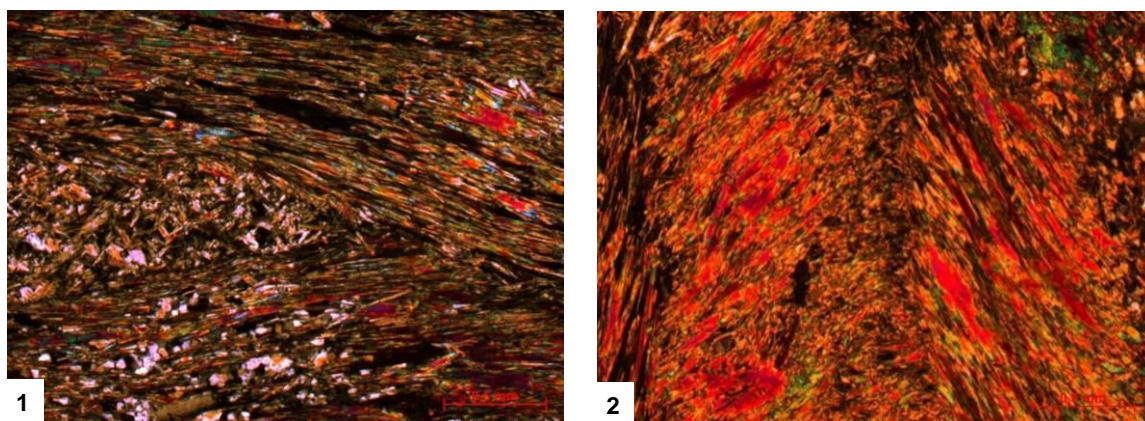


Figura 3.11 – Micrografias em nicol cruzado de tremolita-xisto da porção ultramáfica do Complexo Luanga, que revelam dobramentos apertados (1) e fechados (2) com desenvolvimento de cloritas nas zonas de charneira e flancos formados por cristais hipidiomórficos de tremolita.

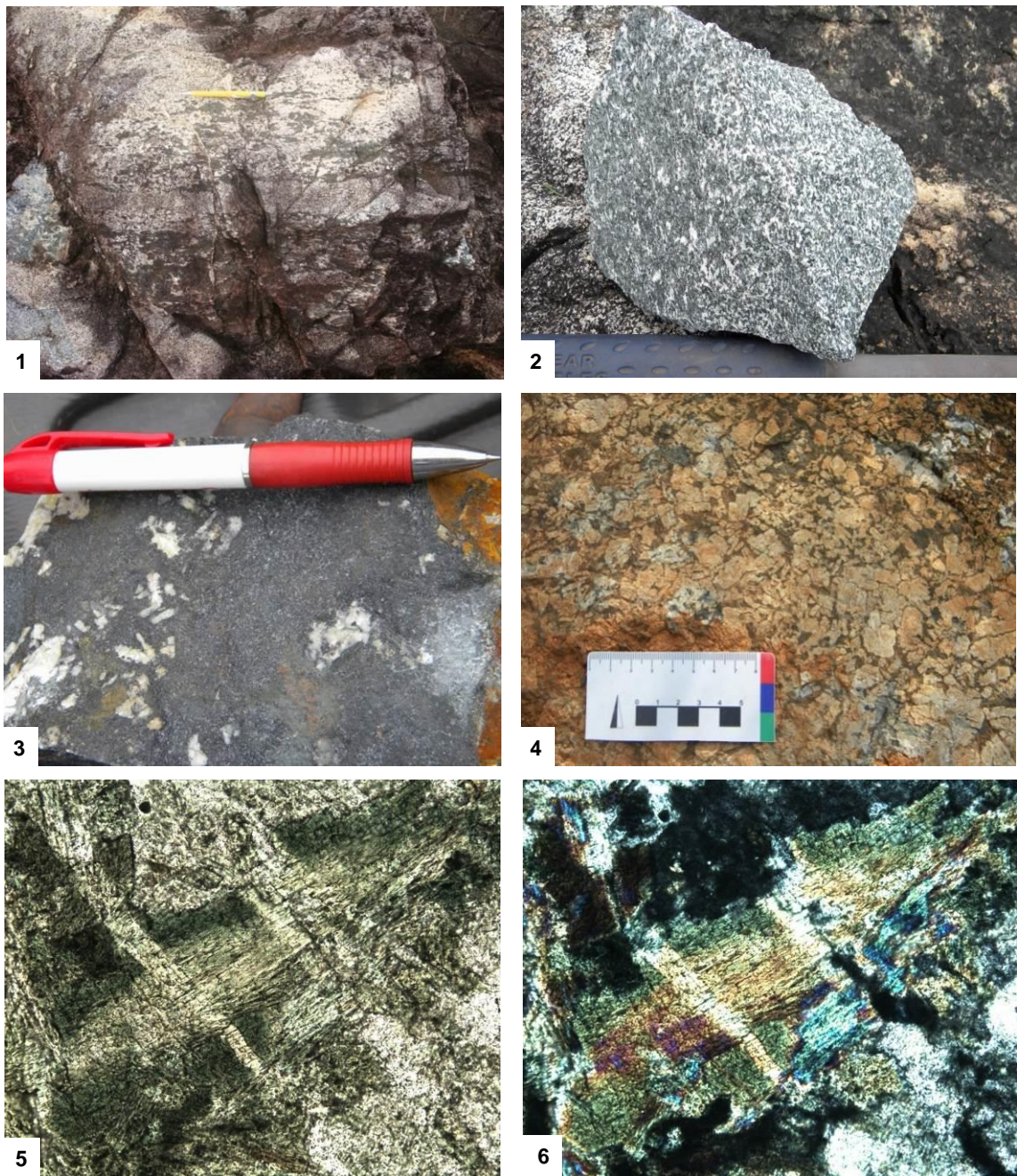


Figura 3.12 – Aspectos de macro e micro escala da porção máfica do Complexo Luanga. (1) e (2) Anfibólito com textura de L-tectonito. Em (1) é possível observar bem os leitos cumuláticos, com banda anortosítica ao centro. (3) e (4) afloram a menos de 5 metros um do outro e demonstram como é o aspecto cumulático da porção indeformada da unidade. (5) e (6) Detalhe para o aspecto nucleado dos anfibólios, com tremolita-actinolita mostrando progressão metamórfica do núcleo para a borda. N// e NX, 20X.

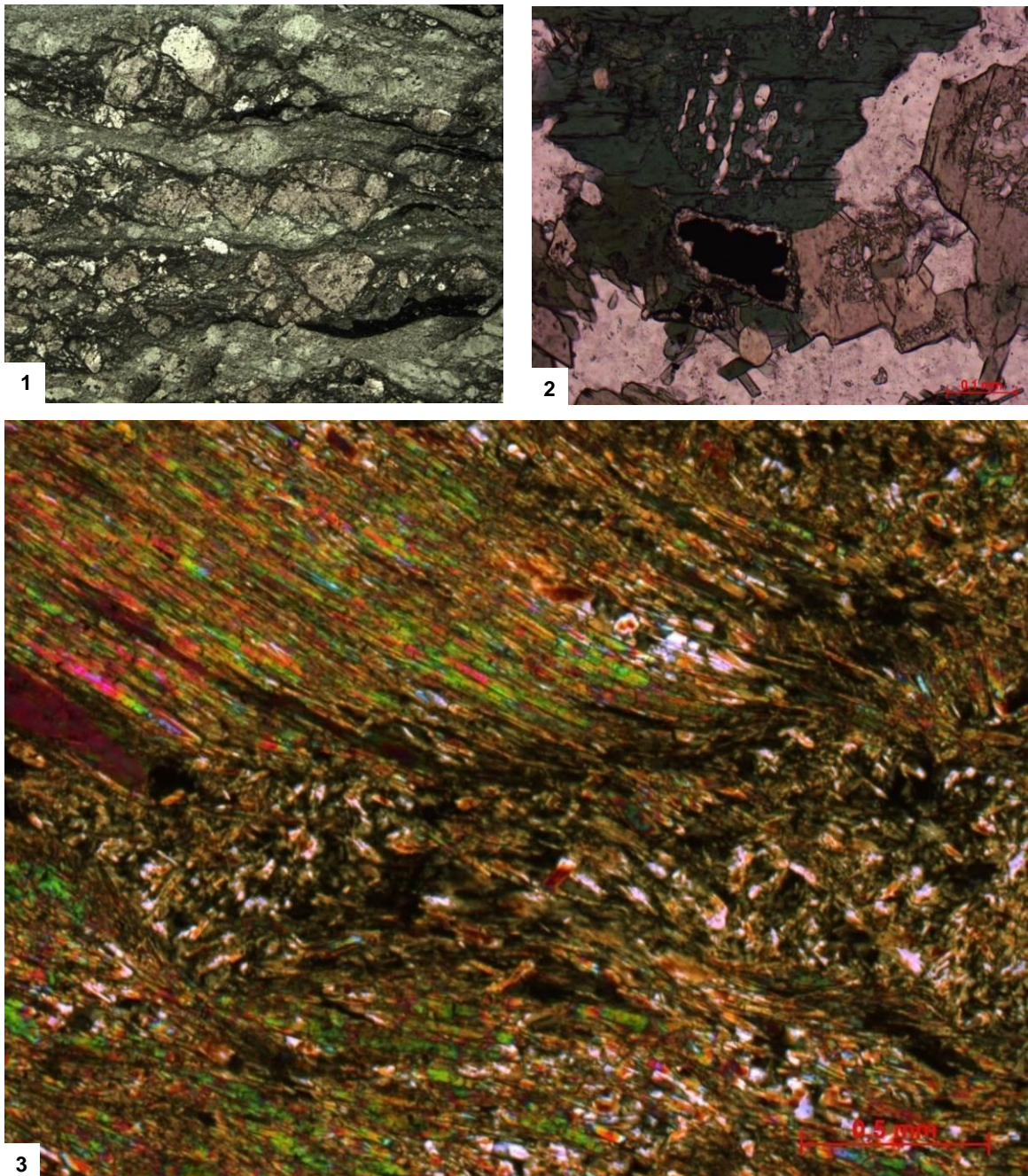


Figura 3.13 – Fotomicrografias em nicóis paralelos de anfibólito milonítico e Tremolita-xisto do Complexo Luanga. (1) *shear band* caracterizando um milonito de baixo grau (segundo a classificação de Trouw, Passchier & Wiersma, 2010), com porfiroclastos de plagioclásio em *book shelf* entre fitas de anfibólio+opacos, com sentido de movimento dextral. Deformação plástica maior que recristalização. (2) Rocha que abriga a deformação em questão, onde é possível reconhecer anfibólios com *bleeds* de quartzo, característicos de litotipos do Complexo Luanga. No centro da foto cristal de mineral opaco (possivelmente magnetita) manteedo por titanita. (3) Discreta zona de cisalhamento em Tremolita-xisto (mesmo da Fig. 3.11).

3.4 GNAISSE ESTRELA

O Gnaisse Estrela ocorre como um conjunto de granitóides deformados que constituem um corpo de forma amebóide e alongada na direção E-W. Esses ortognaisses possuem composição predominantemente monzogranítica com variações locais para composições sienograníticas, granodioríticas e tonalíticas (Barros, 1991).

Considerando a presença de feições deformacionais neste corpo, Barros *et al.* (1992, 2004) diferem o corpo Estrela de outros corpos granitóides arqueanos do sudeste do Pará por seu caráter alcalino, metaluminoso e pela baixa razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, configurando um granitóide tipo A, de 2763 ± 2 Ma.

Suas exposições na área de estudo se dão em morros com cotas intermediárias entre as serras compostas pela sequência Itaciúnas e os baixos topográficos da região, em afloramentos tipo baleia. O corpo encontra-se rodeado por BIFs e xistos micáceos e máficos do SIT, além de porções desmembradas do corpo Luanga. Destaca-se no mapa por apresentar relevo rugoso e resposta gamaespectométrica na cor branca (altos em Th, U e K). Na área de estudo ocorre na região centro-oeste.

Apenas descritos em campo, tratam-se de ortognaisses homogêneos, finos a médios, com textura granoblástica a granolepidoblástica, apresentando bandamento gnáissico discreto, de acordo com variações na quantidade de biotita, frequentemente crenulado por dobras abertos (Fig. 3.14.1).

É reconhecido frequentemente um enxame de veios graníticos de granulometria grossa, localmente pegmatíticos, que cortam o bandamento gnáissico, apesar de estarem coaxialmente deformados em zonas de cisalhamento D3 (ver cap. 4).

Através da relação de corte entre os veios pegmatíticos intrusivos e a foliação principal observada (S1) e entre este conjunto e as zonas de cisalhamento que os afetam (S3), é possível reconhecer duas fases de deformação no corpo Estrela, D1 e D3 regionais. D1 afeta o corpo de forma mais ampla e homogênea e D3 concentra sua deformação em zonas de cisalhamento de direção WSW-ENE (Fig. 3.14.2).

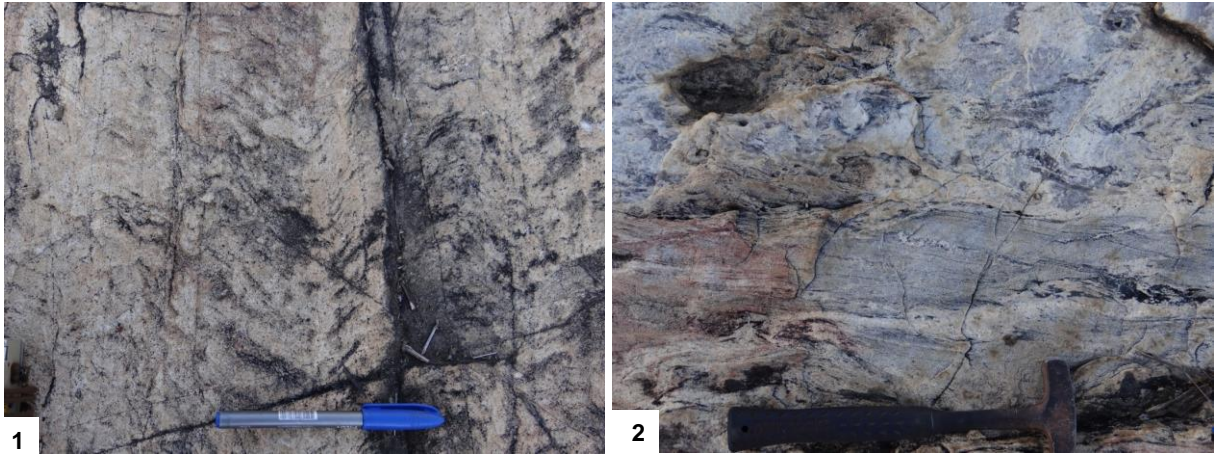


Figura 3.14 - Gnaiss Estrela em afloramento. Em (1) dobramentos abertos (D3), desenvolvidos em fácies xisto verde (M3), crenulam uma foliação pretérita (S1). (2) Zona de cisalhamento D3 onde o gnaiss Estrela (porção escura central) e veios quartzo-feldspáticos (bandas claras) estão deformados coaxialmente (D3).

3.5 FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS

A cobertura sedimentar da Formação Águas Claras aflora em Serra Pelada, a norte da área de estudo, aonde exhibe muitas feições sedimentares e de deformação, perfazendo serras e morrotes.

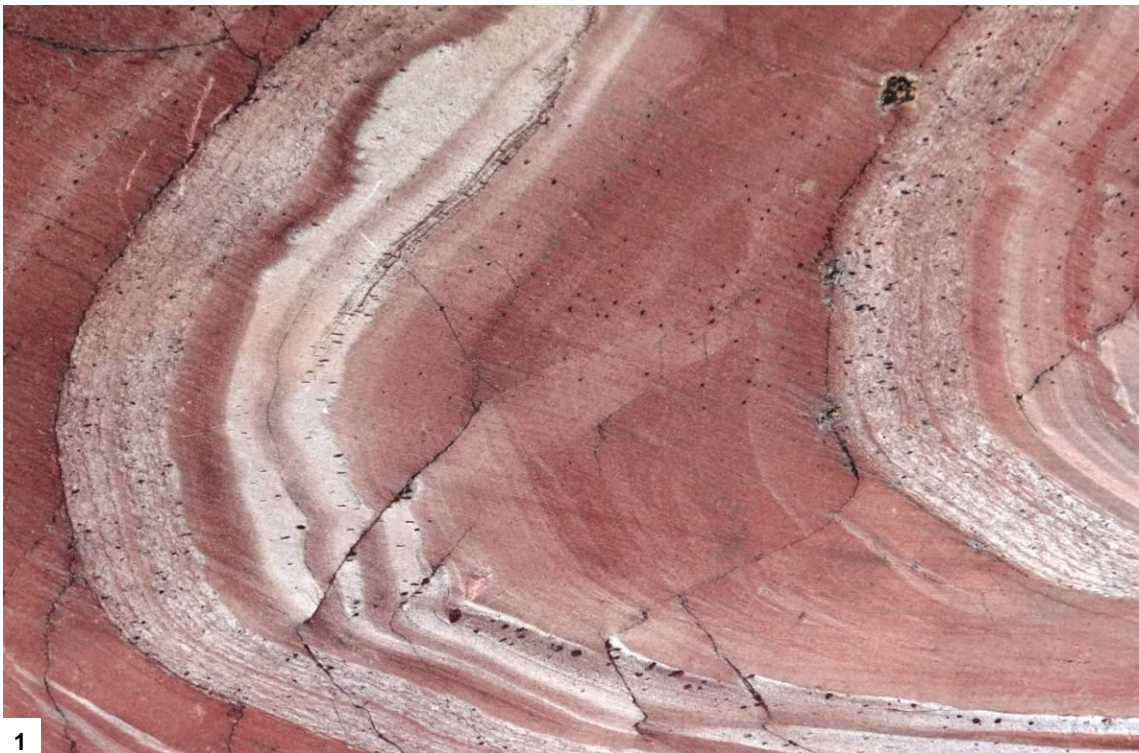
Em mapa gamaespectométrico a unidade reflete altos no canal de K com incrementos em U, observável através da interação entre vermelho e verde, que resulta em filamentos esbranquiçados, amarelados ou rosáceos.

No campo, visitou-se apenas alguns afloramentos, onde foi reconhecido o empilhamento estratigráfico proposto por Berni (2009; *apud* Cavalcanti, 2010) que apresenta em sua base rochas clásticas como metaconglomerados médios a grossos, monomíticos a polimíticos (com clastos de rochas da base do SIT), juntamente a metarenitos que gradam para metasiltitos carbonosos, metasiltitos avermelhados ricos em óxido de ferro (Fig. 3.14), metarenitos finos e dolarenitos (“milharina”).

A sequência encontra-se em discordância angular e litológica com os metassedimentos do SIT, que guardam uma fase deformacional a mais.

O ambiente de deposição sugerido por Berni (2009; *apud* Cavalcanti, 2010) é o marinho, sendo os registros de Serra Pelada uma parte da série de Bouma para turbiditos, compondo os horizontes A a D, interpretada como representante de uma sequência turbidídica distal.

Na região de Serra Pelada é possível reconhecer dobramentos com forte assimetria e uma clivagem ardosiana plano-axial. Mostra ainda redobramentos caracterizados por uma clivagem de crenulação com dissolução no domínio da clivagem. Tem atitude média de $133/75^{\circ}$, concentradas principalmente nas regiões de charneira D1 (Cavalcanti, 2010).



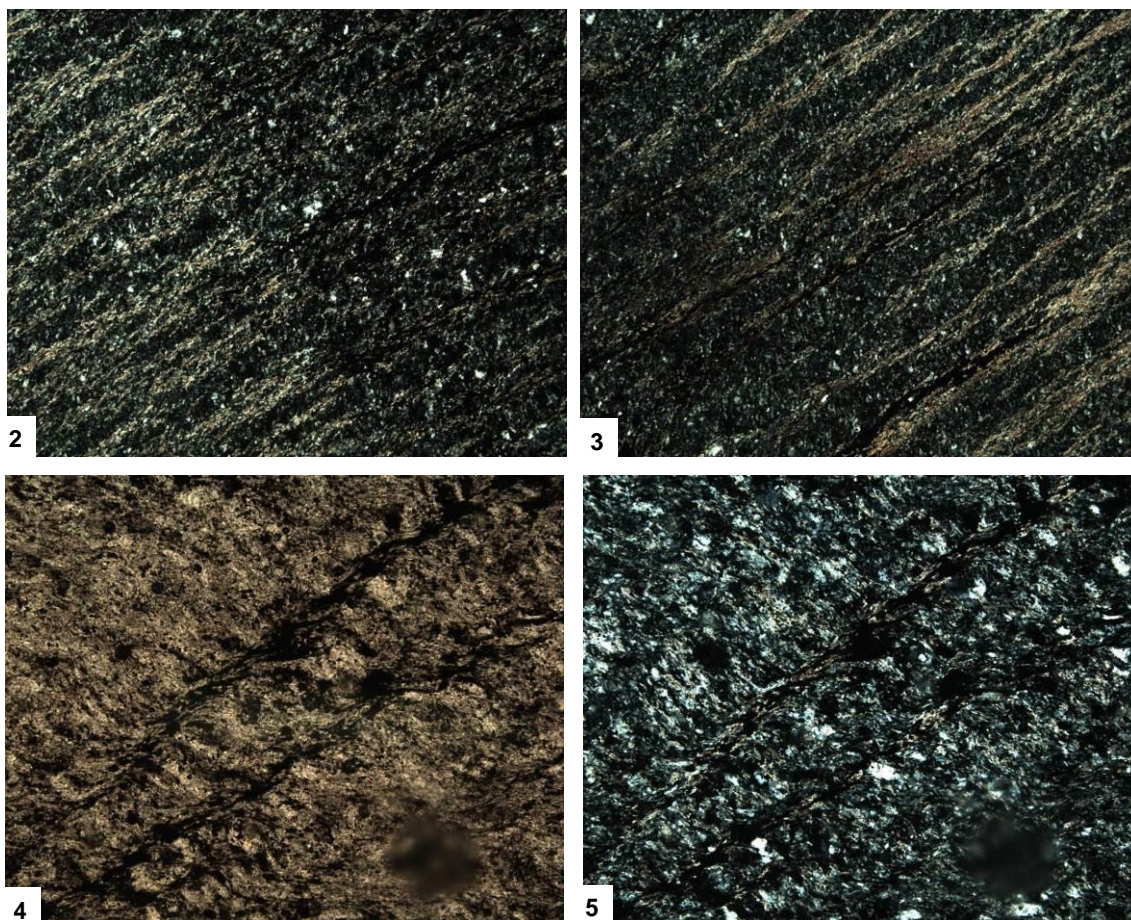


Figura 3.15 – Sericita-quartzo-filito da Formação Águas Claras. (1) Amostra de mão cortada, ficando clara a relação entre estruturas sedimentares e metamórficas. A clivagem de crenulação corta o plano-axial desta dobra. Notar estruturas sedimentares e pequenos cavalgamentos no núcleo da charneira, contemporâneos à sua formação, assim como a orientação de diminutos porfiroclastos de minerais opacos (ver níveis claros). Em (2) e (3) a interdigitação entre níveis mais e menos micáceos marca o S_0 da rocha. O S_1 (perpendicular ao S_0) é bem reconhecido pelo contraste entre os domínios de clivagem S_n (D_3 regional) e domínios de micrólitos, onde crescem micro-cristais de quartzo. NX, 4X. (4) e (5) Crenulação assimétrica S_{n+1} com planos de clivagem marcados pela dissolução de opacos e crescimento sericítico, mesma observada na foto (1). 10X, N// e NX.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área de estudo, a estruturação relacionada ao intervalo entre o Neoarqueano e o Paleoproterozóico denota, no mínimo, três fases de deformação regional predominantemente dúcteis, ainda apresentando uma quarta fase de deformação rúptil, a seguir descritas.

4.1 Estruturas D1

As estruturas D1 foram reconhecidas em todos os litotipos neoarqueanos, com exceção da Formação Águas Claras. Trata-se de uma família de tramas dúcteis que agrupa foliações metamórficas de alto ângulo que mergulham para N ou para S com lineação de estiramento/crescimento mineral *down dip* a oblíqua. Foram observados dobramentos apertados a isoclinais com eixo paralelo às lineações de estiramento, bem como L-tectonitos e L/S-tectonitos em zonas de cisalhamento correlatas.

S1 foi descrita como uma xistosidade contínua a espaçada, segundo a classificação de Paschier & Trouw (1998), através da orientação de minerais prismáticos e/ou micáceos (Fig. 4.1). Foram verificadas 25 medidas de superfícies S1, que oscilam ao redor de 185 / 67 (Fig. 4.2). A plotagem dos pólos das foliações S1 em estereograma mostra uma dispersão considerável dos mesmos em função da reorientação das estruturas durante fases de deformação subseqüentes. Abriga maior densidade de medidas nos quadrantes SE e NW.

Os dobramentos D1 são melhor reconhecidos em litotipos que apresentam forte bandamento composicional, como as formações ferríferas e/ou manganésíferas bandadas (Fig. 4.3). Por vezes estas estruturas estão desmembradas / seccionadas por outras estruturas superpostas, que se aproveitam dos flancos D1 para se instalarem, resultando em charneiras desconectadas (Fig. 4.4).

A família de estruturas D1 se desenvolveu em fácies xisto verde a anfibólito. Regionalmente, este evento tectônico foi o responsável por lineamentos de direção WNW-ESE, que na área foram reorientados na direção ENE-WSW por retrabalhamento tectônico no

Paleoproterozoico. Tavares & Gaia (2012) compreendem estruturas correlatas, a N da área de estudo, como pertencentes à evolução da Orogênese Itacaiúnas, relacionada ao fechamento da Bacia Carajás, no Neoarqueano, apresentando componente compressivo na direção média N-S.

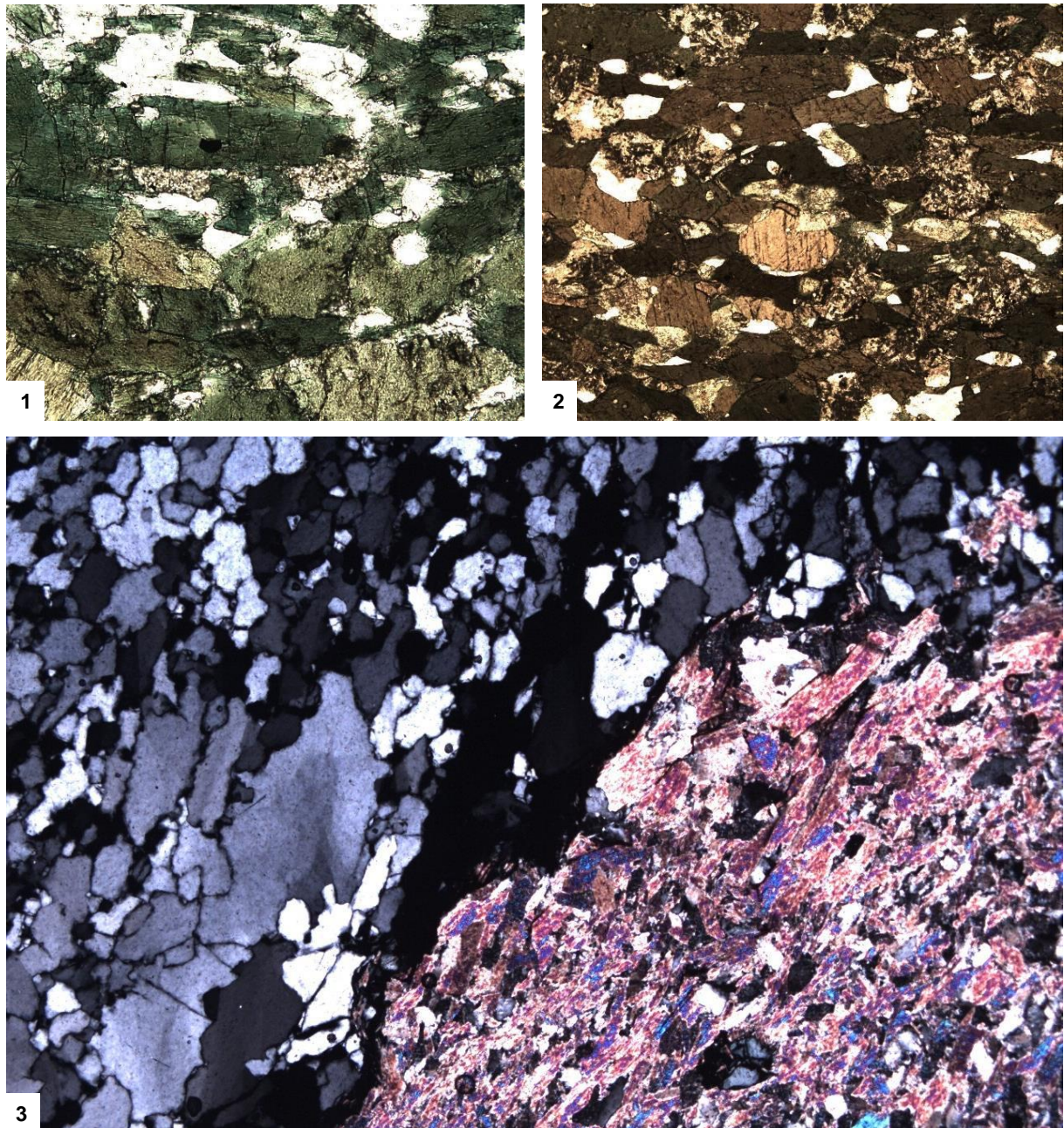


Figura 4.1 – Texturas nematoblástica (1) granonematoblástica (2) e granoblástica/lepidoblástica (3) em rochas dos Complexo Luanga e Xingu e Spg. Itacaiúnas, respectivamente, representando a fase de deformação D1.

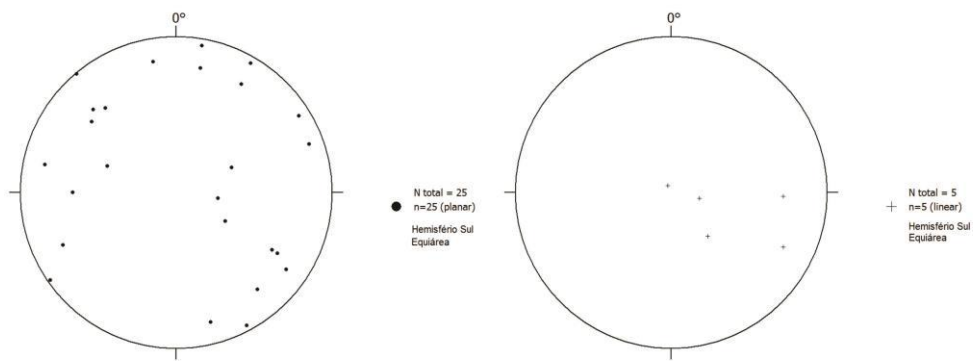


Figura 4.2 – Estereogramas ilustrando a orientação dos elementos referentes à D1. A variação em ângulos de mergulho da foliação S1 reflete a interferência de eventos posteriores. As lineações que as acompanham também parecem estar re-estruturadas durante nova fase deformacional.

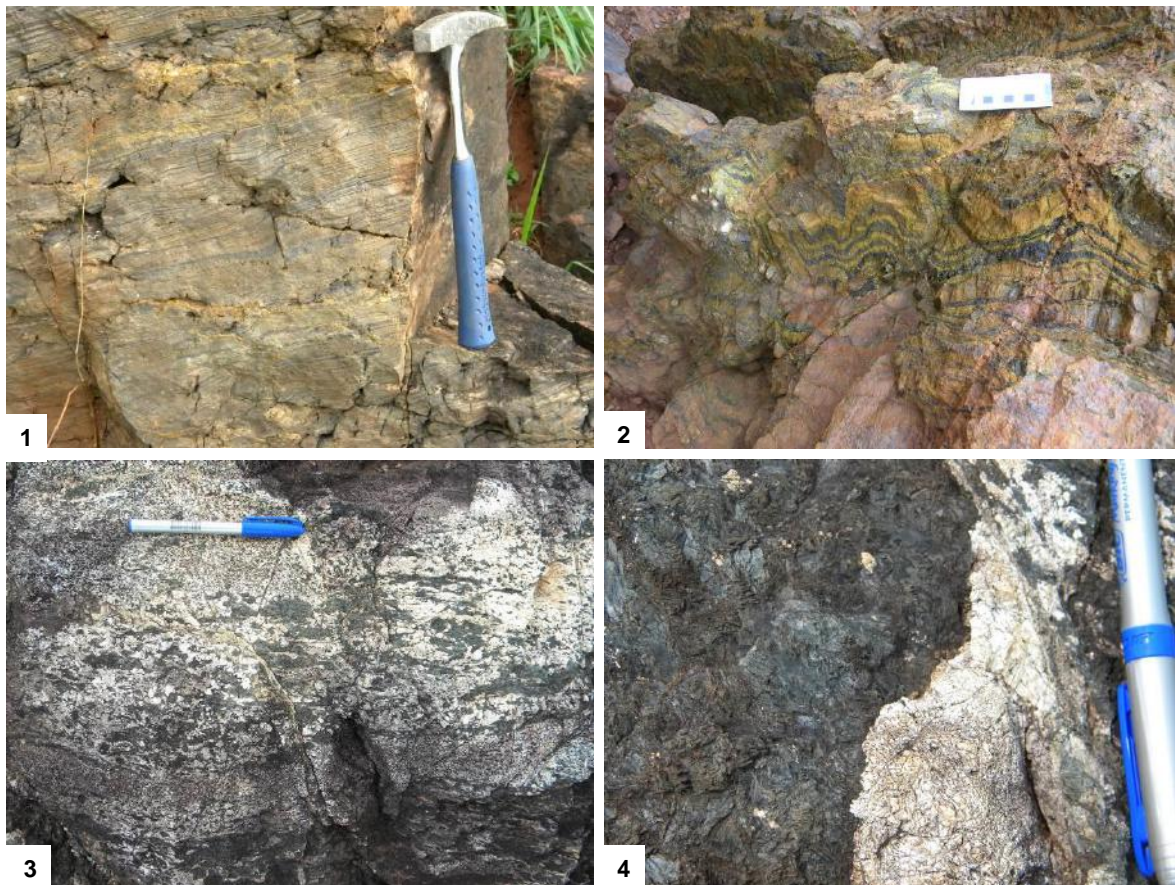


Figura 4.3 – Formações ferrífera (1) e manganésifera (2) bandadas e anfibolito do Complexo Luanga (3 e 4). Em (1) finas lâminas de hematita se alternam com quartzo em um acamadamento sedimentar paralelo ao S1. Em (2) camadas centimétricas de minerais manganésiferos (cor ocre) se alternam à camadas hematíticas e traduzem a foliação S1 na formação arqueada de cummingtonitas. Em (3) e (4) o acamadamento magmático se revela pela alternância entre camadas anortosíticas e actinolíticas e a composição sódica dos feldspatos e blastese observada nos anfibólios são fruto do metamorfismo M1 e deformação D1.

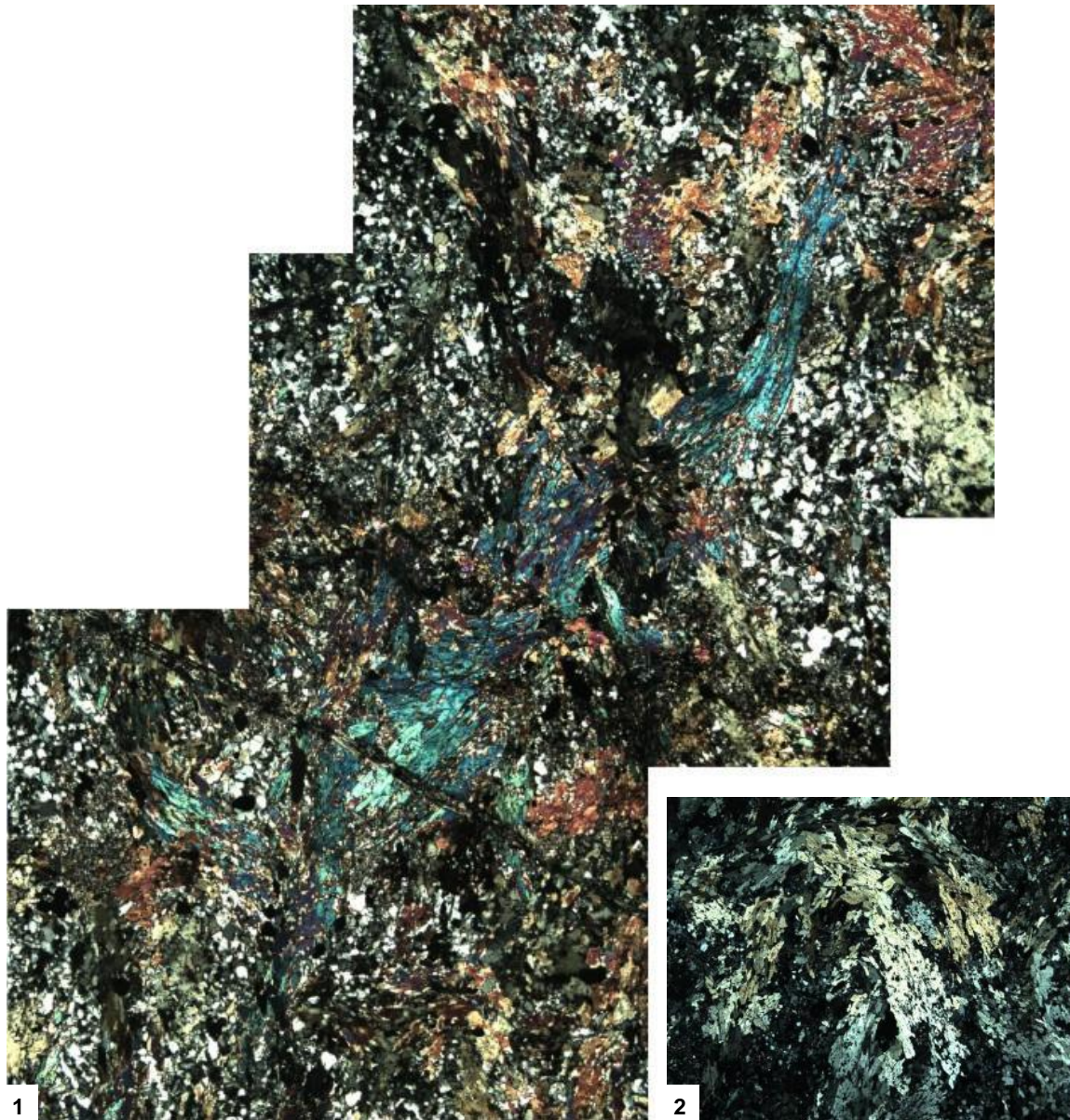


Figura 4.4 – Fotomicrografias de anfibolito do SIT. No fotomosaico da foto (1) (NX, 4X) o arqueamento de actinolitas é visto na parte inferior esquerda da foto, sendo este levemente deformado por estruturas tipo *kink band*. A foto (2) melhora a observação do tipo de dobramento reconhecido. Ainda na porção superior da foto (1), a actinolita (azul) arqueada como um “~” continua para a esquerda, estando seu flanco esquerdo extinto.

4.2 Estruturas D2

O produto da deformação D2 ocorre na parte setentrional da PMC, não sendo destrinchada sua morfologia neste trabalho por atingir apenas o extremo norte da área de estudo. Seu reconhecimento se deu em Sil-Msc-Qtz-xisto (topo do SIT), que aflora a norte da Serra do Sereno. Foi possível observar a foliação S2 como uma clivagem espaçada, associada a planos S/C (Fig. 4.5). A interferência entre as deformações D1 e D2 é evidenciada em crenulações, com microdobramentos isoclinais intrafoliares (Fig. 4.6).

Segundo Tavares *et al.* (2010), esta fase reorienta as estruturas a N da Folha Serra Pelada, produzindo uma xistosidade grossa a bandamento gnáissico (S2) nas rochas do Complexo Cajazeiras e correlatos (Domínio Bacajá), com mergulhos suaves a ingrimés para NNE e lineação (L2) *down dip*, sendo observadas faixas miloníticas no contato entre as unidades vulcanossedimentares da PMC e os complexos ortognáissicos da Província Transamazonas (PTA). Estes autores correlacionaram estas estruturas a um evento colisional de idade transamazônica, entre blocos de ambas as províncias.

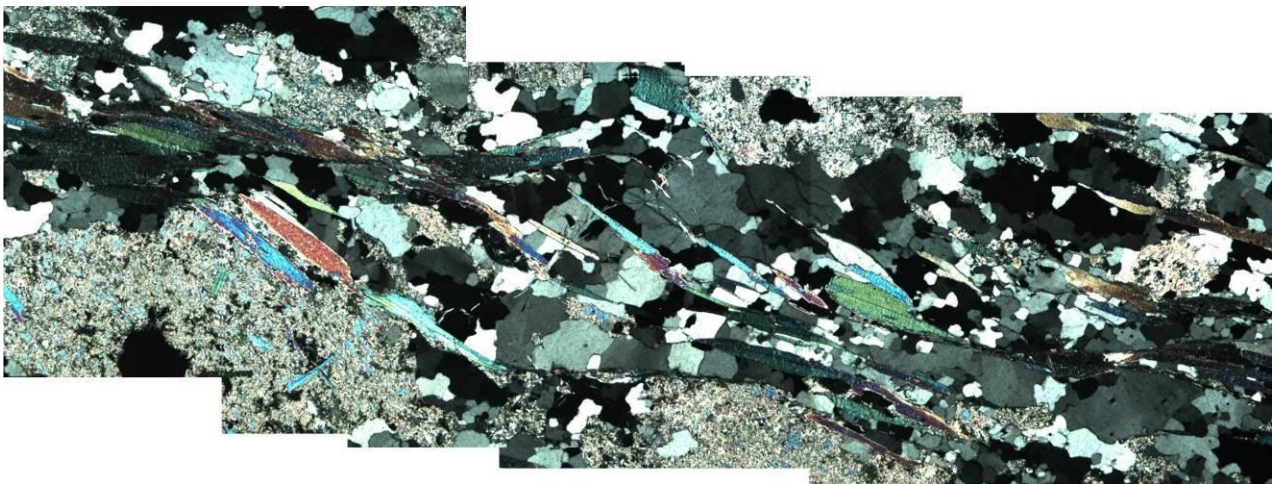


Figura 4.5 – Mosaico de fotomicrografias (NX, 4X) mostrando a foliação sigmoidal S2 marcada por muscovitas em matriz quartzo-sericítica em Sil-Msc-Qtz-xisto que aflora a norte da área.

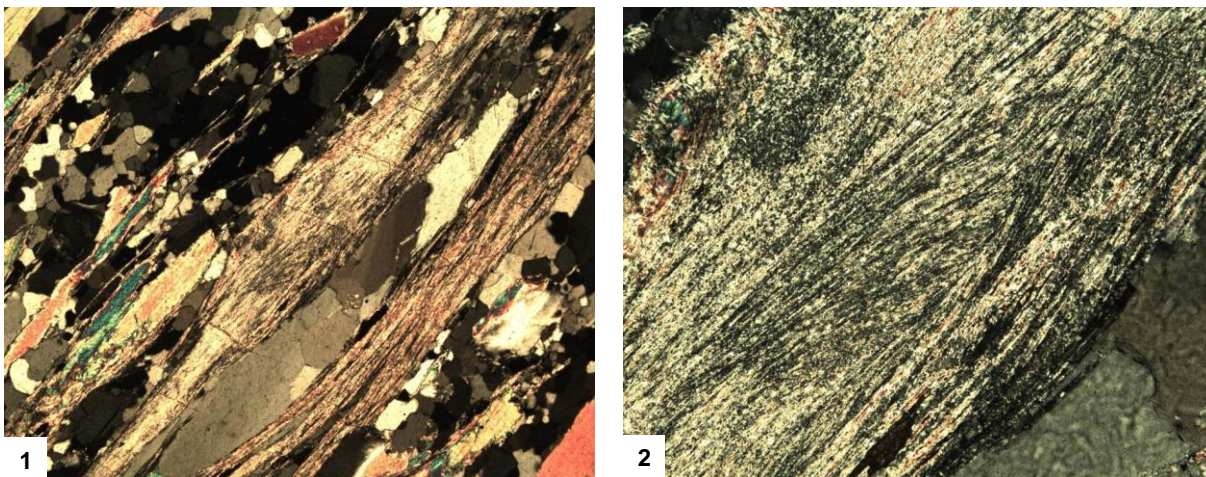


Figura 4.6 – Sil-Msc-Qt-xisto e sua forte foliação metamórfica S2. No detalhe (2) silimanitas intrafoliares apresentam dobras relictuais D1 nos domínios de clivagem S2. (NX, 4X e 20X).

4.3 Estruturas D3

O terceiro evento é o principal responsável pela macro-estruturação da área de estudo. As estruturas D3 reconhecidas na área foram foliação S3, lineação de estiramento L3, dobras D3 e zonas de cisalhamento com movimento *up dip* a oblíquo. É possível dividi-las em dois subgrupos, geograficamente segmentados pelas serras Leste e da Cotia: a N (bloco Serra Pelada / Sereno), onde as estruturas possuem mais baixo ângulo e foram desenvolvidas em fácies sub-xisto verde; e a S (bloco Curionópolis / Estrela), onde estruturas D3 são de mais alto ângulo e desenvolvidas em fácies xisto verde médio a alto.

No bloco Serra Pelada / Sereno, a norte da área de estudo, a foliação S3 desenvolve-se de maneira diferenciada em cada litotipo, de acordo com a competência e existência ou não de foliações pretéritas. As foliações S1 se encontram reorientadas e parcialmente retrabalhadas, gerando crenulações assimétricas, fechadas a abertas, nos metassedimentos do SIT e metaultramafitos do Complexo Luanga. Em anfibolitos do SIT e do Complexo Luanga, bem como em ortognaisses, não há o desenvolvimento de uma foliação penetrativa, mas apenas bandas de deformação, associadas a porções de alta concentração de *strain*. Já nas rochas da Fm. Águas Claras, que não foram afetadas por D1, observou-se uma clivagem espaçada nos níveis mais arenosos até uma clivagem ardosiana nos níveis silto-argilosos,

conforme descrito por Cavalcanti (2010). Em direção a SSE (bloco Curionópolis / Estrela), a foliação S3 assume caráter cada vez mais penetrativo, chegando a transpor a foliação S1, se tornando cada vez mais íngreme neste sentido. A reorientação de estruturas D1 é frequente, observando-se lineações L1 e eixos de dobras D1 paralelizadas à direção de estiramento D3.

A lineação L3 é de estiramento, em ambos os blocos, podendo estar associada a crescimento mineral orientado, especialmente na porção S.

Bandas de deformação (Fig. 4.7 e 4.8) e milonitos indicam empurrões D3, que configuram um sistema de imbricação tectônica, de baixo ângulo no bloco Serra Pelada / Sereno, e de médio a alto ângulo no bloco Curionópolis / Estrela. Interpretou-se esta diferença como reflexo de estilos tectônicos distintos, associados à deformação em diferentes níveis crustais, tratando-se de tectônica rasa (*thin skinned*) a N e profunda (*thick skinned*) a S. Algumas lascas são acompanhadas por zonas subverticais de deformação transcorrente a oblíqua, que foram compreendidas como análogas a rampas laterais, onde se observaram protomilonitos (ver Fig. 3.9.6) na direção NNW-SSE.

A foliação S3 oscila em torno de 178 / 51, com lineações que variam seu caimento ao redor de 152/33, associadas a dobramentos assimétricos abertos, fechados ou apertados. Em conformidade com a foliação S3, as lineações de estiramento L3 demonstram caimento para SSE (*down dip*).

A plotagem das foliações S3 em estereograma (Fig. 4.9) permite reconhecer uma família conspícua de polos no quadrante NW. A diferença entre os planos de mergulho da foliação está associada à diferença entre os ângulos de mergulho nos diferentes blocos tectônicos.

O grau metamórfico associado a esta fase cresce para sul, quando começam a ser observadas biotitas crescendo nos planos de clivagem S3 (Fig. 4.11) e recristalização dinâmica de actinolitas, denotando um regime metamórfico (M3) predominantemente em fácies sub-xisto verde a xisto verde muito baixo (zona da clorita) chegando a xisto verde alto.

Entende-se que esta fase deformacional tenha sido responsável pela reorientação e/ou arqueamento das estruturas originadas por D1 e imbricação de lascas tectônicas com deslocamentos de até 20 km (informação verbal, Felipe Tavares), com vergência para NNW a partir de encurtamento de direção NNW-SSE, formando um intrincado sistema de empurrões

relacionados a uma deformação compressiva, dominada por cisalhamento simples (bloco Serra Pelada / Sereno) a puro (Bloco Curionópolis / Estrela).

Corresponde a uma fase de deformação *pós*-transamazônica, visto que suas estruturas retrabalham feições D2. Também configura-se pré-1.88 Ga pois a estruturação relacionada à fase D3 é cortada por corpos desta idade (Granito Cigano).

A deformação D3, que se inicia com a colocação de lascas tectônicas em regime compressivo de direção ~N-S, termina com componente rotacional correlacionável à acomodação tardia de lascas tectônicas imbricadas. Em litotipos pouco competentes da porção norte (Bloco Serra Pelada / Sereno) essa acomodação foi impressa como uma clivagem ardosiana a dobramentos abertos em filitos da Fm. Águas Claras e grafita-xistos do SIT, respectivamente. A clivagem de crenulação observada nos filitos (Fig. 4.10) perfaz ângulo próximo a 30° com S3, mesmo ângulo encontrado entre os eixos L3 e redobramentos abetos vistos nos grafita-xistos (Fig. 4.13). As três fases de deformação até agora descritas podem ser observadas em uma mesma amostra de Sill-Msc-xisto (Fig. 4.12) que ocorre a norte da área de estudo.



Figura 4.7 – *Shear bands* de baixo ângulo em garimpo na região de Curionópolis, na porção norte do bloco Curionópolis/Estrela.



Figura 4.8 – *Shear band* de baixo ângulo em anfibolito do Complexo Luanga, com lineação de estiramento correspondente (2), com movimento tectônico *up dip* e vergência NNW.

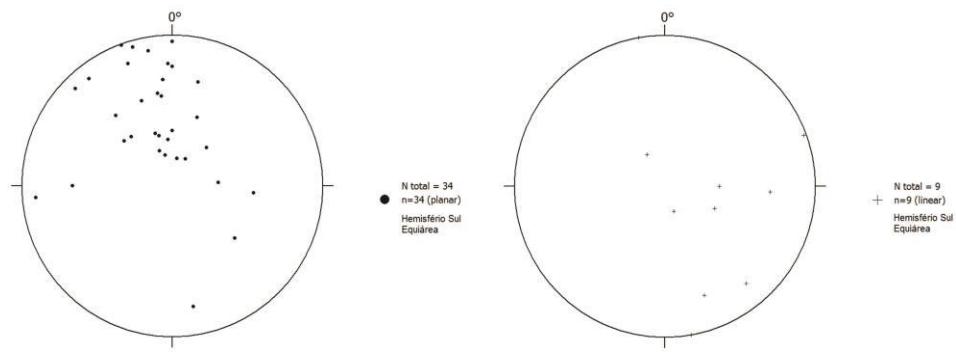


Figura 4.9 – Estereogramas dos polos das superfícies S3 e lineações L3. A foliação S3 mergulha com variados ângulos majoritariamente para SSE, assim como as lineações L3, que ocorrem em baixo a alto *rake*. Dispersões dos pontos para W (em S3) e E (em L3) podem ser fruto da acomodação tardia de D3.

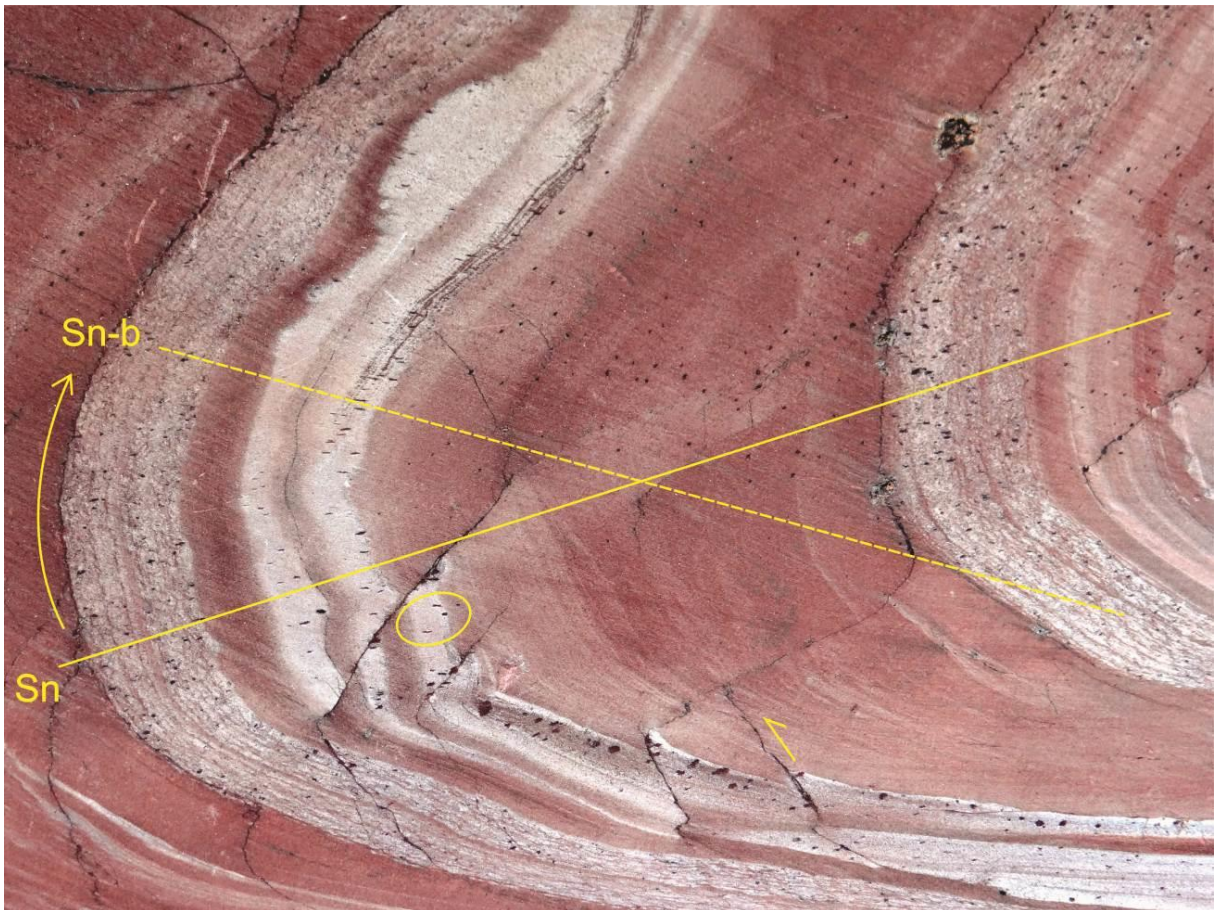


Figura 4.10 – Par conjugado de foliações S3 em filito da Formação Águas Claras. O traço cheio marca o plano axial (Sn) originado por D3, orientado paralelamente ao estiramento de porfíclastos de minerais opacos (ressaltados pelo círculo). A progressão da deformação (Sn-b) é marcada pelo tracejado que corta o plano axial da dobra, perfazendo um ângulo de 30° entre as “fases”. Falhamentos reversos (parte inferior, indicado pela seta) estão associados à formação da charneira do dobramento observado (comprimento da visada ~20cm).

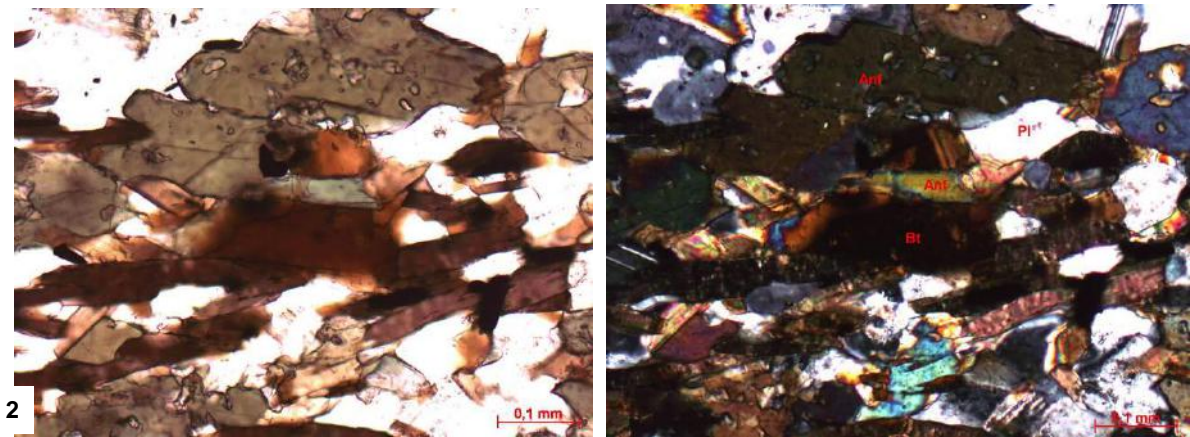


Figura 4.11 – (1) e (2) Substituição metamórfica de anfíbolios por biotitas em ortoderivada do SIT.

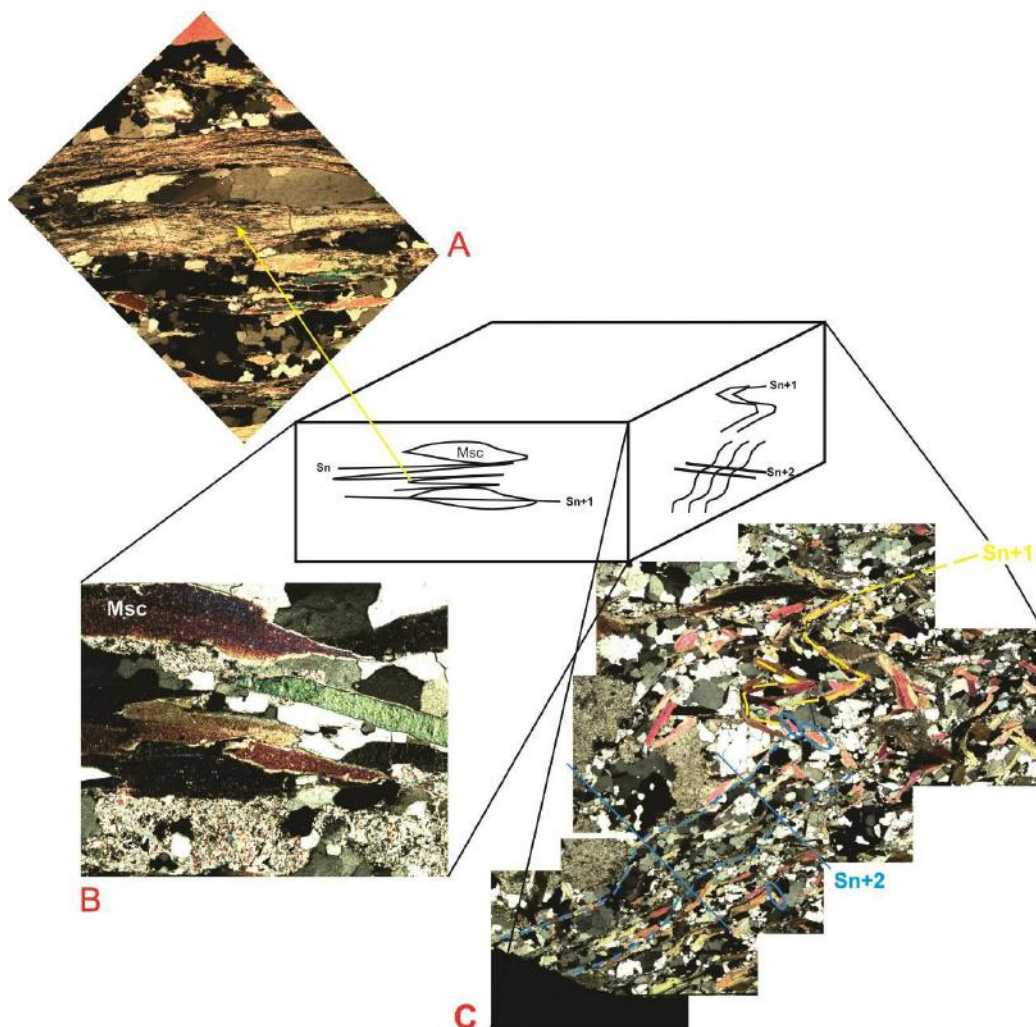


Figura 4.12 – Esquema com fotomicrografias de Sil-Msc-Qt-xisto que apresenta as três fases de deformação regional superpostas. (A) Foliação S1 preservada como charneiras entre planos S2 (B). Na face perpendicular (c), a interferência D2-D3, reconhecida em dobramentos suaves, com crescimento plano-axial de muscovitas.

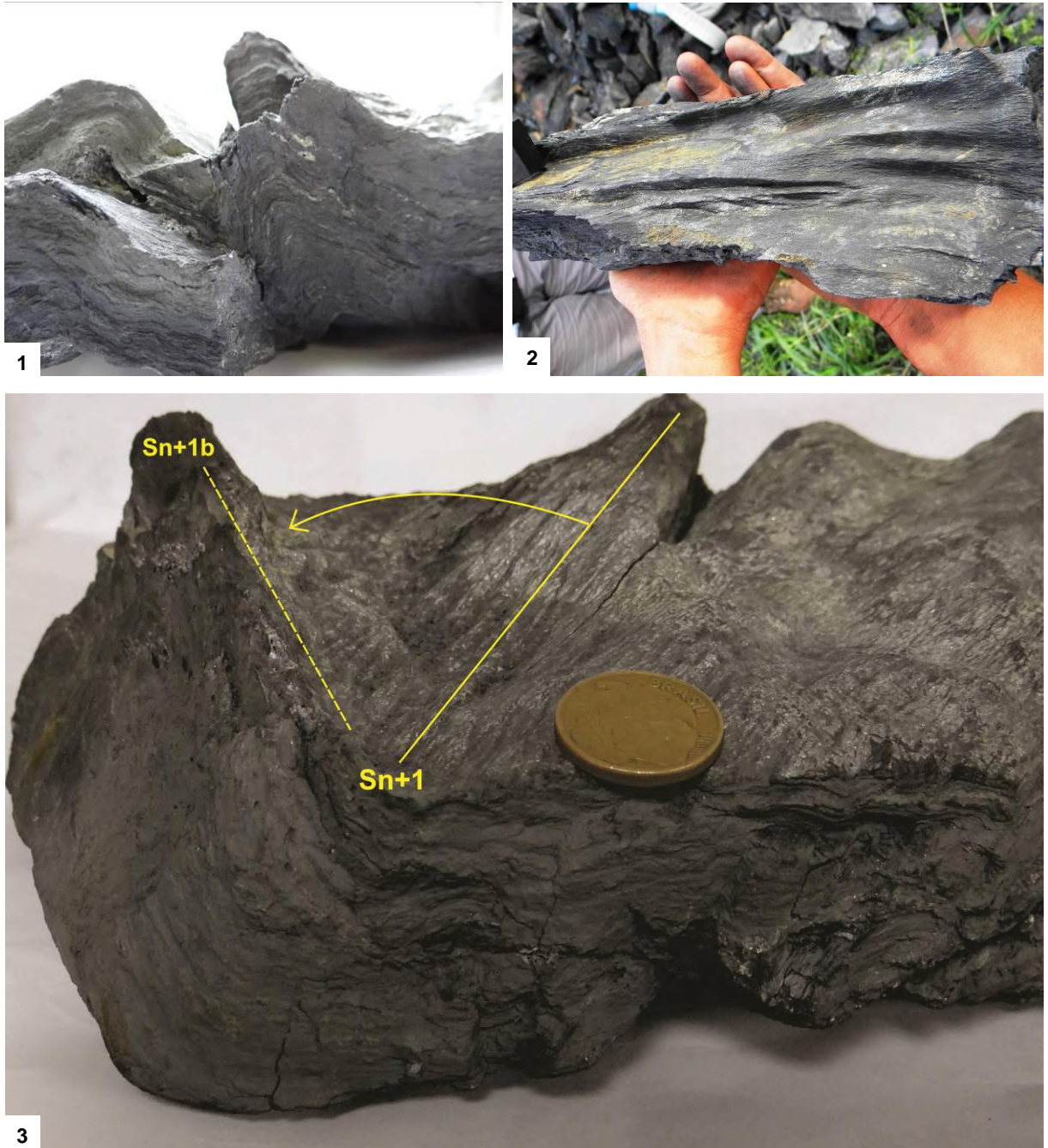


Figura 4.13 – Grafita-xisto do SIT mostrando torção nos eixos L3. (1) e (3) Ângulos opostos de visada de uma mesma amostra de grafita-xisto, evidenciando bem os dobramentos assimétricos Sereno (S_{n+1}) e a torção destes dobramentos (S_{n+1b}), formando pares oblíquos de deformação dúctil. Em (2) as charneiras de dobras D3 parecem estar retorcidas, evidenciando o torque durante estágios tardios da deformação D3.

A Figura 4.14 representa domínios estruturais D3, com estereogramas correspondentes. Em verde o limite frontal (Bloco Serra Pelada / Sereno), com baixos ângulos de mergulhos S3, conspícuos para SE, com alguns mergulhos de S1 para NW, fruto do redirecionamento de estruturas S1 durante a deformação D3. Abaixo deste (em rosa), o Bloco Curionópolis / Estrela, subdividido em lasca frontal e rampa lateral. Observa-se grande dispersão dos pólos de foliações S1 e S3 uma vez que o estereograma compila tanto os mergulhos subverticais de direção NNW-SSE na parte da rampa lateral quanto mergulhos de ângulo mais íngreme que no bloco Serra Pelada/Sereno, com mergulhos para SSE. Para sul (em amarelo), dobramento envolvendo a porção sul do Gnaiss Estrela, amoldado por BIFs e limitado por empurrões e, em azul, se aproximando ao núcleo da deformação, predominam rochas do embasamento e mergulhos subverticais da foliação S3.

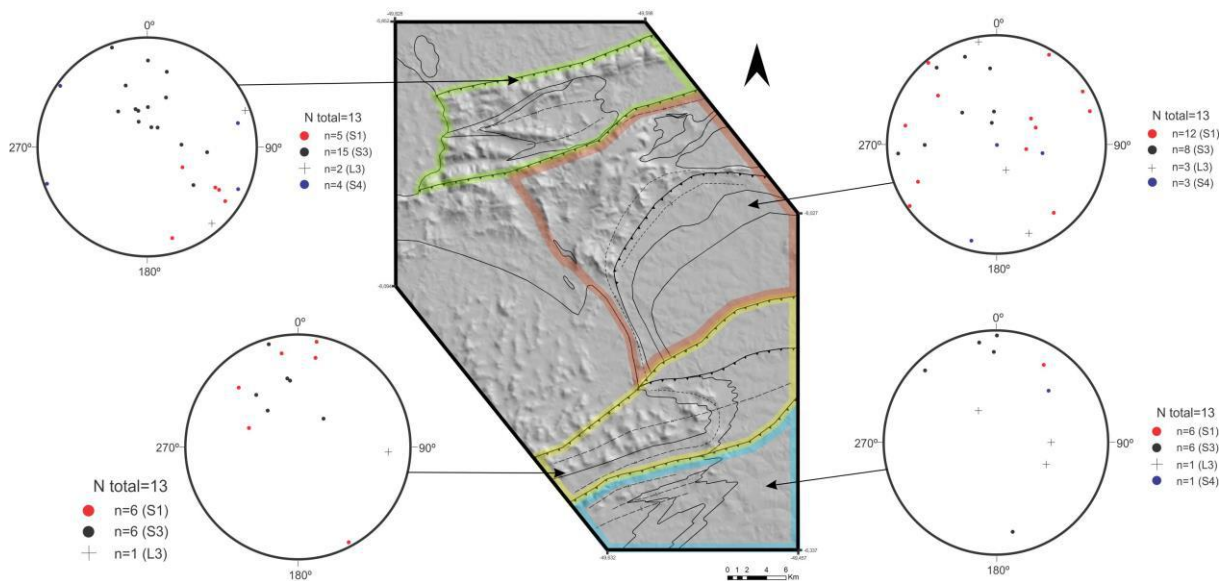


Figura 4.14 – Área de estudo em *hillshade* com o contorno dos domínios estruturais D3 e estereogramas correspondentes. Avaliando o conjunto de estereogramas é possível observar mergulhos cada vez mais íngremes para sul da área.

4.4 Família de Estruturas D4

A deformação D4 reúne estruturas rúpteis que cortam todas as famílias de estruturas descritas anteriormente. É melhor observada em litotipos pouco competentes do SIT, especialmente ao redor de corpos graníticos anorogênicos, como o Granito Cigano. A estruturação resultante reúne veios de quartzo tipo dente-de-cão (Fig. 4.15.1) zonas de falhas com brechas tectônicas (Fig. 4.15.2), e dobramentos suaves (ver Fig. 3.8.1 e 3.8.3) indicando caráter tectônico raso para a estruturação D4, possivelmente relacionada às zonas de transcorrência - nomeadas por Araújo & Maia (1991) - Carajás e Cinzento (cap. 2.2).

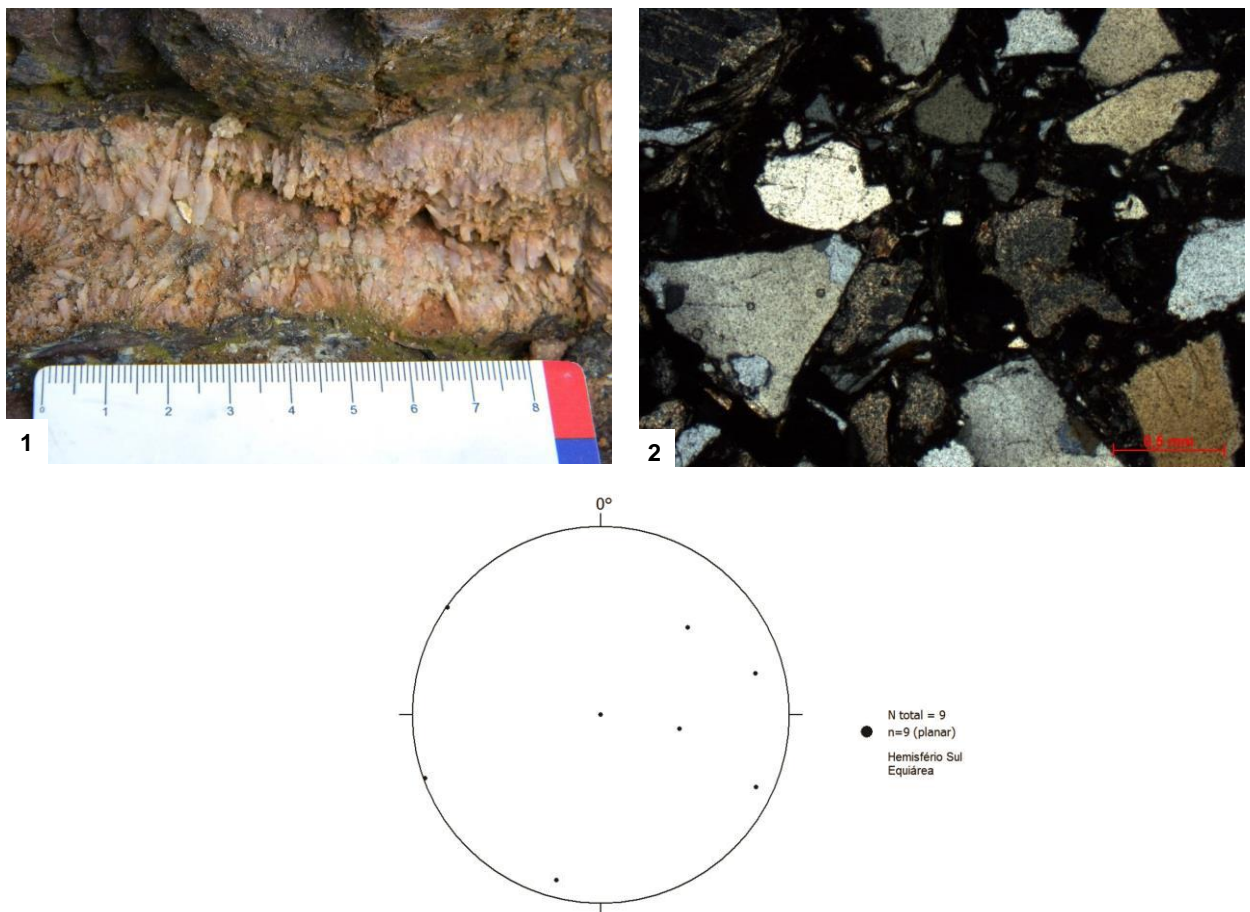


Figura 4.15 – (1) Veio de quartzo tipo dente-de-cão. (2) Brecha tectônica com clastos angulosos de quartzo e feldspato (grãos sericitizados) acomodada paralelamente à foliação S3 em Bt-xisto (mesmo da Fig. 4.19). Interpreta-se uma fase hidrotermal com enriquecimento quartzo-feldspático pretérita à brechação D4. Estereograma representativo das aproximadas medidas dos planos axiais de dobramentos suaves D4, mostrando planos axiais subverticalizados em direção ~N-S.

4.7 COMPILAÇÃO DOS DADOS

A cronologia dos eventos descritos, sua natureza e principais aspectos estruturais e metamórficos são compilados na tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Cronologia dos eventos descritos, sua natureza e principais aspectos relacionados.

Evento	Idade (autor)	Natureza	Fácies Metamórfica	Aspectos Estruturais	Interpretação
D1	2.7 Ga	Colisional	Xisto verde a Anfibolito	Xistosidade de alto ângulo em <i>trend</i> WNW-ESE com vergência para NNE	Empilhamento tectono-estratigráfico relacionado à colisão Itacaiúnas
D2	2.09 a 2.07 Ga	Colisional	Xisto verde a Anfibolito	Xistosidade grossa em mergulhos suaves a íngremes com vergência para SSW	Empilhamento tectono-estratigráfico relacionado à colisão transamazônica
D3	~ 2.0 Ga	Colisional	Sub-xisto verde a Xisto verde alto	Trend ENE-WSW com vergência NNW	Colocação de lascas tectônicas durante o Evento tectono-termal Sereno
D4	1.88 Ga	Anorogênica		Venulações, brechas tectônicas e hidrotermais	Zonas de falhas contemporâneas à colocação de granitóides

5 - CONCLUSÕES

Foi possível reconhecer ao menos quatro fases de deformação, correlacionáveis às identificadas por Tavares *et al.* (2010) e Tavares & Gaia (2012). Nesse sentido, corroborou-se a correlação com eventos tectono-termiais regionais proposta por aqueles autores.

A deformação D1 foi correlacionada à evolução da Orogênese Itacaiúnas, sendo responsável pelo empilhamento estratigráfico e interdigitação tectônica entre as litologias que compunham a Bacia Carajás e embasamento Mesoarqueano. Foi identificada por ângulos altos de mergulho da foliação S1, tanto para SSW-NNE e S-N, quanto para SSE (este último fruto da reorientação D3). É possível o reconhecimento de dobras apertadas a isoclinais com eixo paralelo às lineações de estiramento (*down dip*), desenvolvidas em fácies xisto verde a anfibolito.

D2 foi correlacionada ao evento Transamazônico, expondo-se apenas na parte setentrional da área de estudo através de foliação contínua espaçada (S2) associada a planos S/C que mergulham para N e truncam e transpõem a foliação S1. Observou-se metamorfismo em fácies anfibolito.

D3 foi correlacionada a um evento pós-transamazônico e anterior à granitogênese do Orosiriano. Sua estruturação predomina na área de estudo, onde é conspícuo o alinhamento de serras na direção ENE-WSW e mergulho médio para SSE. Desde a região de Serra Pelada (a norte) até a região da Serra do Rabo (a sul) observa-se incremento na quantidade de deformação e no grau de metamorfismo, desde fácies sub-xisto verde até xisto verde alto. Esta fase se inicia com empurrões que demonstram transporte tectônico para NNW e reacomodações posteriores que rotacionam, localmente, os eixos D3 em cerca de 30° para W, representando algum tipo de compressão rotacional associada a cisalhamento simples.

A seção geológica apresentada (Anexo II) demonstra que D3 é a principal estruturação regional, reorientando e/ou transpondo estruturas D1. Portanto, conclui-se que a região estudada foi fortemente retrabalhada no Paleoproterozoico, ao contrário do que se supôs até agora por outros autores.

D4 foi correlacionada à colocação de corpos graníticos anorogênicos de ~1,88 Ga em ambiente raso, reativando, em regime transtensivo, estruturas mais antigas, de direção

média E-W. As diferenças de estilo tectônico entre as famílias de estruturas se relacionam ao seu desenvolvimento em tempos e níveis crustais diferentes e foi possível resumir os eventos geotectônicos reconhecidos para a área na Figura 5.1.

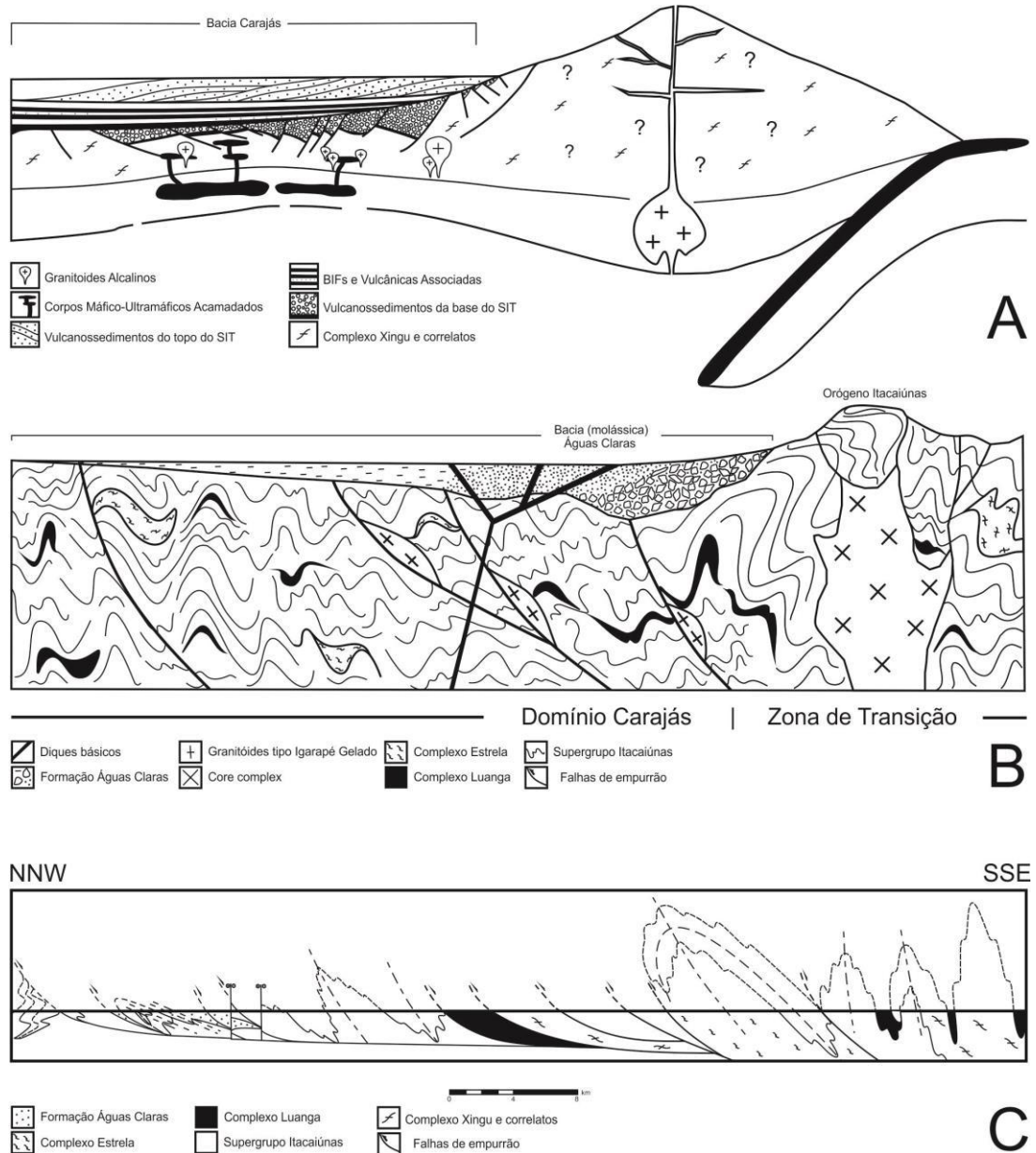


Figura 5.1 – (A) Formação da Bacia Carajás, possivelmente em um ambiente de *back-arc*, com deposição de sequências clásticas a clástico-químicas associadamente à magmatismo bimodal. (B) Colisão entre os terrenos Rio Maria e Carajás (D1 regional), granitogênese sin-tectônica, formação do Orógeno Itacaiúnas e subsequente formação da bacia molássica das Águas Claras, com intrusão de diques máficos associadamente. (C) Delineação final da estruturação da região estudada, após o evento tectono-termal Sereno (D3 regional), quando o arranjo estrutural se dispõe segundo a orientação mostrada. O evento transamazônico não foi esquematizado por não se inserir majoritariamente na área.

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O. J. B. & MAIA, R. G. N. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 1991.
- BARROS, C. E. M. Evolução Petrológica e Estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. 1991. Tese (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, 1991.
- BARROS, C. E. M. et al. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, v. 4, p 83-104, 1992. (Ciências da Terra, 4).
- BARROS, C. E. M., MACAMBIRA, M. J. B., BARBEY, P. & SCHELLER, T. Dados Isotópicos Pb-Pb em Zircão (Evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações Petrológicas e Tectônicas. Revista Brasileira de Geociências 34(4): p 531-538, dezembro de 2004.
- BUCHER, K. & FREY, M. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6ª edição. Saladruck, Berlim: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1994. 318 p.
- CAVALCANTI, R. M. B. Estilos Tectônicos Superpostos na Formação Serra Pelada, Província Mineral de Carajás. 2010. 60 f. Monografia – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.
- COSTA E SILVA, E. Integração de Dados Geofísicos e Geológicos com Ênfase na Geração de Alvos Potenciais para Exploração Aurífera em Terrenos Granito-Greenstone da Região Sudeste do Pará. Agosto, 2011. 135 f. Dissertação. Universidade de Brasília (Unb).
- 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: Dall'Agnol, R., Rosa Costa, L. T. And Klein, E. L. (Eds.) Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton. Volume and Field Trip Guide. Belém, PRONEX-UFPA-SBGNO, 99-150.
- DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. Anexo aos anais...Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 11- 59.
- FERREIRA FILHO, C. F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, C., E. M. B., Siepierski, L., Junqueira-Brod, T. C. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. Contribuições à Geologia da Amazônia – volume 5, 2007.
- HIRATA, W. K., KAWASHITA, K. & TASSINARI, C. C. G. Geologic Evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, vol. 12, mar./set., 1982 – São Paulo.
- HIRATA, W. K., RIGON, J. C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A. A. C. & MEIRELES. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982. Anais...Belém: DOCEGEO, 1982.
- MATTOS, T. R. Caracterização do Metamorfismo da Região de Serra Pelada, Sudeste do Estado do Pará. 2011. 27 f. Monografia - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

- MACHADO, N., Lindenmayer, Z., Lindenmayer, D., Krogh, T. E. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Precambrian Research*, 49 (1991) 329-354.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. & WIERSMA, D. J. Atlas of Mylonites and Related Microstructures. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 321 p.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1998. 289 p.
- PINHEIRO, R. V. L. & HOLDSWORTH, R. E. The Anatomy of Shallow-crustal Transpression Structures: Insights From the Archean Carajás Fault Zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, UK, v. 22, p. 1105-1123. 2000.
- PINHEIRO, R. V. L. & HOLDSWORTH, R. E. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na Borda Leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 597-606. Dez., 2000.
- ROSIÈRE, C. A., BAARS, F. J., SEOANE, J. C. S., LOBATO, L. M., SILVA, L. L., SOUZA, S. R. C. & MENDES, G. E. Structure and Iron Mineralization of the Carajás Province. *Applied Earth Science: IMM Transactions section B*, 115: 126-133. 2005.
- ROWLAND, S. M. *Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology* – 3rd ed. 1986.
- SANTOS, J. O. S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. *et al.* (Ed.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. p 169-226, il.
- TAVARES, F. M. & GAIA, C. M. S. 2012. Carta Geológica – Folha Serra Pelada (SB.22-X-C-VI). Escala 1:100.000. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- TAVARES, F. M., GAIA, C. M. S. & LARIZZATTI, J. H. Carajás: Considerações Acerca de Estilos Tectônicos, Metamorfismo e suas Implicações Metalogenéticas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010, Belém. Anais...Belém: SBG, 2010.
- VASQUEZ, M. L. & ROSA-COSTA, L. T. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 2008. 328 p.
- VERBLEEN, D. R., RIBBE, P.H. Amphiboles and Other Hydrous Pyriboles – Mineralogy. *Reviews in Mineralogy*, vol. 9A. Mineralogy Society of America, 1981. BookCrafters, Inc. Chelsea, Michigan. 372 p.

Anexo I
Tabela de Pontos
TCC – Marion Neves

Projeto	COD	Coord_N	Coord_E	Alt_m	Litologia	Unid.	Como aflora	Estruturas	Observações	Atitude de veios	S1	L1	S2	L2	S3	L3	S4	L4
4049	FT 001	-6,07397	-49,60123		Ortognaisse	Xingu	Alterado				130/60							
4049	FT 005	-6,04053	-49,60007		Anfibolito	Luanga	Fresco											
4212	FT 005	631326	9335055		Anfibolito hidrotermalizado	SIT	Alterado											
4212	FT 006	631667	9335150		Brecha polimítica	SIT	Alterado		indicadores cinemáticos <i>up dip; tension gashes</i>		140/60	140/60						
4212	FT 007	646427	9329527	246	Formação ferrífera bandada	SIT	Fresco	Dobras apertadas redobradas por dobras suaves			140/89							
4212	FT 008	646672	9329547	230	Anfibolito	Luanga	Alterado				55/88							
4049	FT 009	-5,99546	-49,54238		Anfibolito	Luanga	Fresco	Zonas de cisalhamento milonítica							175/60			
4212	FT 009	649392	9333973		Formação ferrífera bandada	SIT	Blocos											
4212	FT 013	665941	9326885	131	Anfibolito	Indiviso	Blocos	<i>pencil structures</i>										
4212	FT 014	665247	9323791	140	Ortognaisse	Xingu	Blocos											
4212	FT 015	665770	9322239	135	Ortognaisse	Xingu	Blocos											
4212	FT 016	660894	9316795	182	Biotita xisto	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas rebobradas por dobras suaves	níveis quartzo-feldspáticos brechados		170/74				141/50			
4212	FT 017	663465	9316334	183	Biotita xisto	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas rebobradas por dobras suaves	Veio de quartzo dobrado com estiramento	104/51	135/64				140/35			
4212	FT 018	664511	9312715		Anfibolito	Xingu	Fresco		veio de Qtz (65°) cisalhado dextralmente por veio de Qtz+Ep (150°)	65°; 150°	190/85							
4212	FT 020	654698	9305824	211	Biotita xisto	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas redobradas por <i>kink bands</i>							170/80		225/55	
4212	FT 021	654863	9304994		Anfibolito	Luanga	Fresco								178/70			
4212	FT 022	653741	9304260	184	Meta-gabro	Luanga	Fresco	Textura cumulática										
4212	FT 024	655423	9302983	185	Diversas litologias	Xingu e SIT	Alterado		Contato entre Ortognaisse e Msc-qtz-xisto		211/70				135/80; 180/85	114/50		
4049	FT 025	-5,92014	-49,55489		Biotita xisto	SIT	Alterado	Crenulação	Crescimento de Ep+Chl nos planos Sn+1									

Anexo I
Tabela de Pontos
TCC – Marion Neves

Projeto	COD	Coord_N	Coord_E	Alt_m	Litologia	Unid.	Como aflora	Estruturas	Observações	Atitude de veios	S1	L1	S2	L2	S3	L3	S4	L4
4212	FT 025	655884	9302543	170	Ortognaisse	Xingu	Fresco											
4212	FT 026	656529	9302063	167	Anfibolito	Luanga	Blocos											
4212	FT 027	657148	9301332	172	Ortognaisse	Xingu	Blocos											
4212	FT 028	657651	9299543	179	Anfibolito	Luanga	Blocos											
4049	FT 038b	-5,93926	-49,56587		Talco xisto	SIT	Alterado	Crenulação			301/65				165/28			
4049	FT 051	-5,89047	-49,67279	249	Bt-Qt-xisto	SIT	Muito alterado				301/61							
4049	FT 053	-5,90402	-49,67207	345	Ms-Gr-Qt-filito	SIT	Alterado	Crenulação							160/50		125/89	
4049	FT 078	-5,86679	-49,70746	177	Silimanita-Msc-Qtz-xisto	SIT	Alterado	Milonítico					355/45	96/10	180/68			
4049	FT 081	-5,95737	-49,65652		Metapelito	Águas Claras	Alterado								200/40; 140/35			
4049	FT 087	654764	9308296	213	Anfibolito	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas			332/86	332/86			173/50	93/20		
4049	FT 105	-5,94168	-49,6729		Metapelito	Águas Claras	Alterado								162/30			
4049	FT 107	-5,93394	-49,67709		Metarenito	Águas Claras	Fresco	intensamente fraturado							180/30			
4049	FT 124	-5,94628	-49,62339		Formação ferrífera bandada	SIT	Afloramento alterado	Brechação; cisalhamento	Estruturas rúpteis 160/subv.						194/60		70/89	
4049	FT 127	-5,97426	-49,66192		Formação ferrífera bandada	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas assimétricas deformadas por dobras abertas							190/1; 160/89	140/10; 70/1	70/89	
4049	FT 136	650556	9344400	283	Qtz-filito	Águas Claras	Alterado	Crenulação							275/45			
4049	FT 147	-5,95239	-49,66767		Metarenito	Águas Claras		Crenulação							160/20			
4212	FT 159	652647	9303552	172	Bt-Msc-xisto com níveis brechóides	SIT	Muito alterado	Crenulação muito apertada (Sn+1) redobrada por dobras abertas tipo <i>chevron</i>							350/70	330/63		
4212	FT 194	656313	9323496	207	Qtz mica xisto com Bt xisto	SIT	Alterado	Transposição de foliação deformada por dobras abertas							133/36		15/80	
4049	FT 196	659001	9321148	134	Biotita xisto	SIT	Alterado	Zonas de cisalhamento sinistrais com veio							175/25			
4049	FT 200	654248	9319822	193	BIF a Mn	SIT	Muito alterado	Dobras fechadas assimétricas			(So)210/85				85/80	160/70		
4049	FT 275	646787	9346290	385	Xisto grafitoso	SIT	Fresco	Dobras			305/75				310/45		255/74	

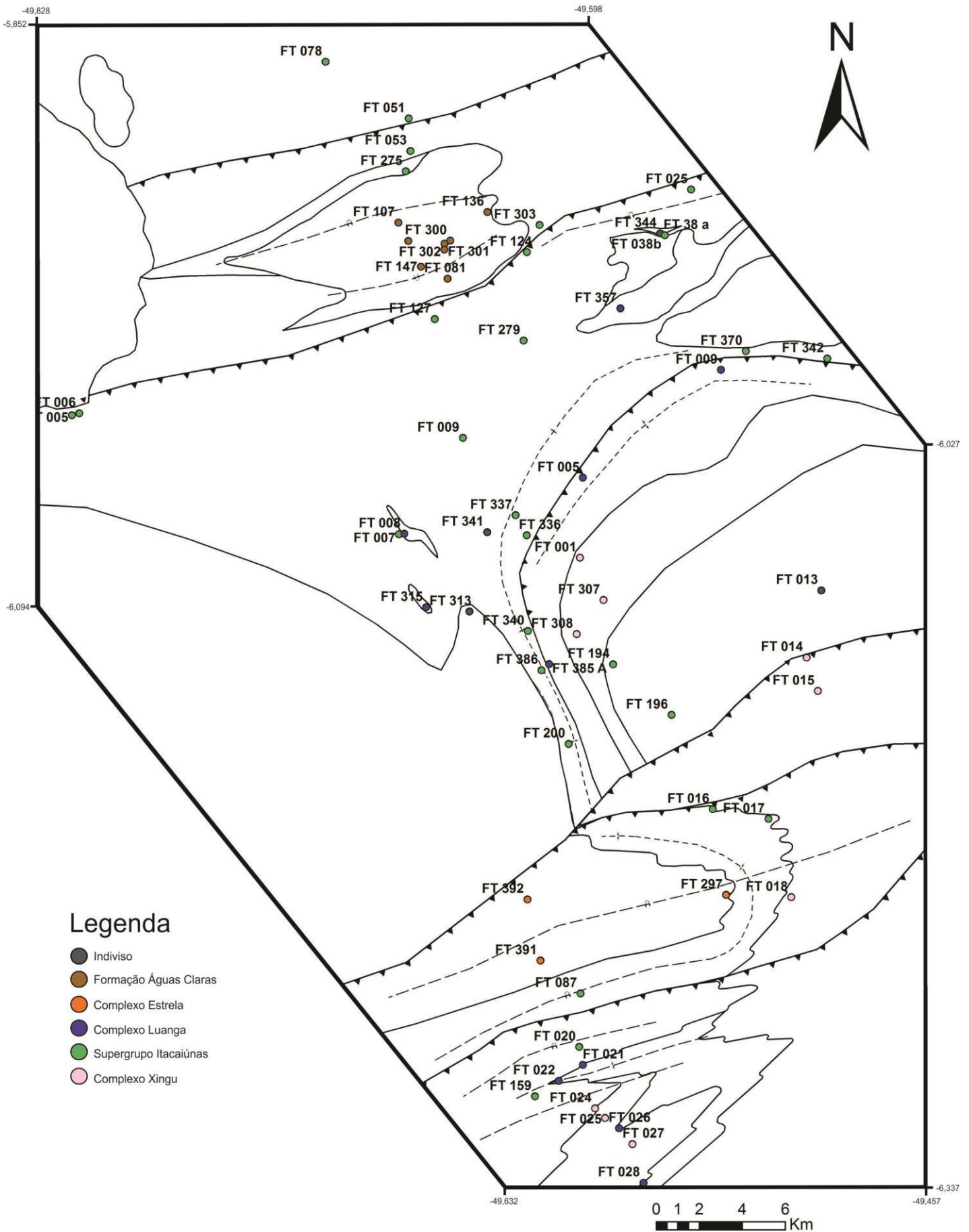
Anexo I
Tabela de Pontos
TCC – Marion Neves

Projeto	COD	Coord_N	Coord_E	Alt_m	Litologia	Unid.	Como aflora	Estruturas	Observações	Atitude de veios	S1	L1	S2	L2	S3	L3	S4	L4
4049	FT 279	652213	9338458	510	Formação ferrífera bandada	SIT	Alterado	Dobras	Rods de quartzo subhoriz		111/39	92/29			171/52			
4212	FT 297	661503	9312827	281	Gnaiss	Estrela	Fresco	Dobras										
4049	FT 300	648838	9343079	410	Arenito	Águas Claras	Blocos				(So)300/30							
4049	FT 301	648566	9342942	360	Filito avermelhado	Águas Claras	Alterado		Próximo ao vale, contato com arenito						266/25		295/80	
4049	FT 302	648561	9342671	323	Filito avermelhado	Águas Claras	Fresco								206/16			
4049	FT 303	-5,93493	-49,61818		Biotita xisto	SIT	Muito alterado	<i>shear zones</i>										
4049	FT 307	655878	9326465	189	Gnaiss	Xingu	Muito alterado		Veios com hematita e quartzo, paralelos à ortogonais ao Sn		246/32	116/21						
4049	FT 308	654628	9324891	210	Ortognais	Xingu	Muito alterado		Pegmatito intrusivo cortado por veios de quartzo (auríferos)	225/subv; 272/subv	278/22							
4049	FT 313	649679	9325950	275	Gnaiss	Indiviso	Fresco	Milonítico, <i>pencil structures</i>	Hidrotermalizações superpostas		102/75	102/75						
4049	FT 315	647677	9326147	286	Anfibolito	Luanga	Fresco		Faturamentos com veios (sulfetados) encaixados	150/subv								
4049	FT 336	652331	9329461	250	Bt-Msc-xisto	SIT	Alterado	Milonítico	Alteração hidrotermal pervasiva		320/70				160/75			
4049	FT 337	651822	9330393	244	Qt-xisto	SIT	Muito alterado	Crenulação							142/79			
4049	FT 340	652374	9325040	232	Formação manganesífera bandada	SIT	Alterado	Dobras	Contato entre meta-gabro (E) e FMnB (W). Veios de qtz	135/80	250/80				167/17	160/15		
4049	FT 341	650506	9329612		Meta-máfica	Indiviso	Fresco				90/56				90/56			
4049	FT 342	-5,99077	-49,49799	206	Tremolita xisto	SIT	Alterado	Foliação subvertical										
4049	FT 344	-5,93842	-49,56777	235	Ortognais	Indiviso	Fresco		Xenólitos de fuchsitaxisto									
4049	FT 357	656686	9339932	284	Tremolita xisto	Luanga	Alterado	Crenulação										
4049	FT 370	5,987649	49,531972		Biotita xisto	SIT	Alterado		Tremolita xisto/Biotita xisto									
4049	FT38 a	-5,93926	-49,56587		Fuchsitaxisto	SIT	Fresco		Veios de quartzo com calcopirita									

Anexo I
Tabela de Pontos
TCC – Marion Neves

Projeto	COD	Coord_N	Coord_E	Alt_m	Litologia	Unid.	Como aflora	Estruturas	Observações	Atitude de veios	S1	L1	S2	L2	S3	L3	S4	L4
4049	FT385A	653350	9323509	195	Anfibolito	Luanga	Blocos em pasto e local afloramento alterado	Textura ígnea preservada			238/82							
4049	FT 386	6,120935	49,617327		BIF a Mn	SIT	Alterado	Dobras abertas			65/69						280/35	359/18
4049	FT 391	652922	9309817	285	Gnaisse	Estrela	Alterado	Forte xistosidade							164/85			
4049	FT 392	652323	9312645	260	Ortognaisse	Estrela		Forte xistosidade	Veios de quartzo	N05E/subv	191/70							

Anexo I
Mapa de Pontos
 Folha Rio Verde SB.22.Z.A-III
 TCC - Marion Neves



Anexo II

Mapa simplificado e Seção Geológica do extremo NE da Província Mineral de Carajás

TCC -Marion Neves

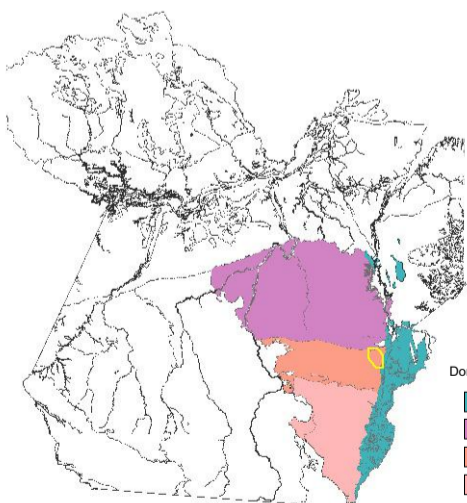
Éon	Era	Idade (Ma)	Unidades Litoestratigráficas
Proterozoico	Archeano	1852 Ma	Granito Cigano Alcali-granito rapakivi tipo-A
		2700 Ma	Formação Serra Pelada Metapelitos e metassiltos avermelhados a carbonosos intercalados com meta-arenitos e meta-conglomerados, deformados e metamorfisados em fácies sub-xisto verde
Arqueano	Neoarqueano	2703 Ma	Complexo Gnáissico Estrela Ortognaisses tipo-A deformados e metamorfisados em fácies xisto verde a anfibolito
			Complexo Máfico-ultramáfico Luanga Zona máfica: meta-gabros, meta-gabronoritos, meta-anortositos, anfibolitos. Zona ultramáfica: Tremolita-clorita-xistos, talco-xistos com porções de rochas da zona máfica. Metamorfismo em fácies xisto verde
			Supergrupo Itacaiúnas Xistos aluminosos e grafíticos, formações ferríferas e manganêsíferas bandadas, quartzo-mica-xistos e meta-brechas sedimentares intercalados com xistos máficos a ultramáficos. Mb. Sereno: Msc-Gf-xistos e formações manganêsíferas bandadas. Deformação e metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito
Mesoarqueano		2839 Ma	Complexo Xingu Ortognaisses e anfibolitos Mesoarqueanos polideformados e metamorfisados em fácies anfibolito alto

Legenda

Estruturas

- Falhas de empurrão
- Contatos estimados
- Traço aproximado de planos axiais D1 (regional)
- Traço aproximado de planos axiais D3 (regional)
- Sinfomal D1
- Antinfomal D1
- Antinfomal D3
- Antinfomal revirado D3
- Sinfomal D3
- Foliação S1
- Foliação S2
- Foliação S3
- Foliação S4 ou traço aproximado de planos axiais de dobramentos D4
- Zona de milonitização

Localização



- Domínio Tectônicos
- Cinturão Araguaia
 - Domínio Bacajá
 - Domínio Carajás
 - Domínio Rio Maria



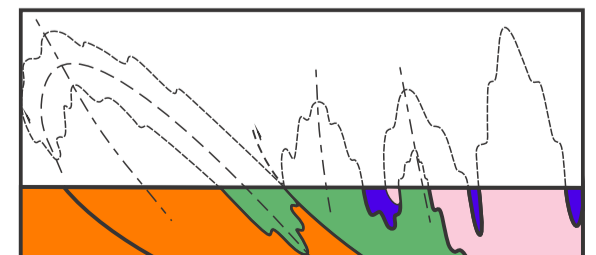
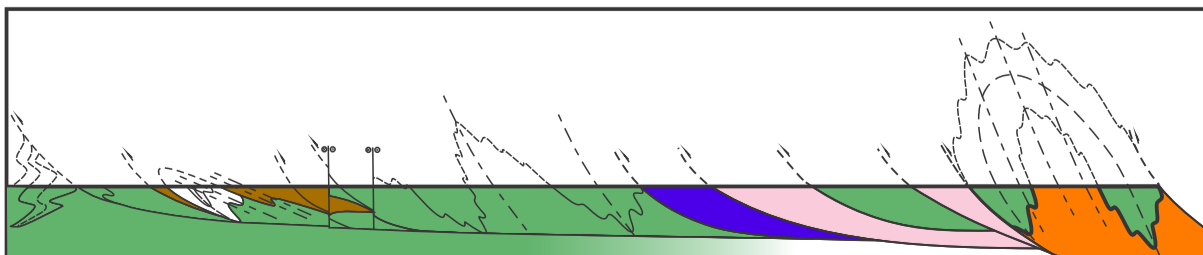
(Escala 1:100.000)

NNW

SSE

NNW

SSE



A

A'

B

B'