



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

# **EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS**

**Felipe Mattos Tavares**

Rio de Janeiro

2015

# **EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS**

**Felipe Mattos Tavares**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia (Geologia Regional e Econômica), Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciências (Geologia).

Orientador: Rudolph Allard Johannes Trow

Rio de Janeiro

2015

# EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Felipe Mattos Tavares

Orientador: Rudolph Allard Johannes Trouw

Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia (Geologia Regional e Econômica), Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciências (Geologia).

Aprovada por:

---

Profa. Dra. Renata da Silva Schmitt  
Presidente

---

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

---

Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

---

Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

---

Prof. Dr. Atlas Correa Neto

Tavares, Felipe Mattos

Evolução Geotectônica do nordeste da Província Carajás. Felipe Mattos Tavares – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO, 2015

xv, 143 f.; il.; 31cm

Orientador: Rudolph Allard Johannes Trouw

Tese (Doutorado) / Instituto de Geociências / Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Referências bibliográficas: f. 100-111

1. Carajás. 2. Cráton Amazônico. 3. Evolução geotectônica. 4. Geologia Estrutural. 5. Geocronologia  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . 6. Metamorfismo. I. Tavares, Felipe Mattos. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

*Vou mostrando como sou  
E vou sendo como posso  
Jogando meu corpo no mundo  
Andando por todos os cantos  
E pela lei natural dos encontros  
Eu deixo e recebo um tanto  
Passo aos olhos nus  
Ou vestidos de lunetas  
Passado, presente  
Participo sendo o mistério do planeta*

Luiz Galvão e Moraes Moreira

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar ao meu orientador e maior referência científica, prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw, por todo o apoio, parceria, incentivo e amizade dos últimos 14 anos.

Ao prof. Dr. Paulo Vasconcelos, por me receber no laboratório de geocronologia da Escola de Ciências da Terra da Universidade de Queensland, Austrália.

À CPRM, pelo fundamental apoio institucional e financeiro para a realização deste trabalho. Igualmente, agradeço à CAPES pela viabilização da minha bolsa de doutorado.

Aos meus colegas de trabalho na CPRM, Cíntia Maria Gaia da Silva, Ana Paula Justo, Joseneusa Brilhante, Leda Maria Fraga, Carlos Eduardo Ganade de Araújo, Ana Maria Dreher, Lucia Travassos da Rosa Costa, Evandro Luiz Klein, Junny Kyley Mastop Oliveira, João Henrique Larizzatti, Stela Bijos Guimarães e Elem dos Santos Lopes, por inúmeras contribuições e valiosas discussões científicas sobre os dados e muitos por acompanharem diversas campanhas do trabalho de campo. Da mesma maneira, agradeço a todos os técnicos e auxiliares da CPRM que acompanharam o trabalho de campo, Antônio Júnior, Edilberto Leão, Djalma, Paulo Melo, Pedro, Manoel, José de Arimatéia, Avelino, Benjamin e Renato.

Aos meus estagiários, Tomás de Miranda Lisbôa, Marion Freitas Neves, Gabriel Ribeiro Coutinho, Thiago Rodrigues de Mattos e Renan Monteiro de Barros Cavalcanti, já formados hoje em dia, por me acompanharem no campo e por realizarem excelentes trabalhos, que tanto auxiliaram nas interpretações dos dados.

Ao grande amigo Gustavo Rosa, por fazer uma incrível animação 3D para a apresentação da tese.

Aos meus pais, Alfredo Sanches Tavares e Virginia Helena Schettino Mattos, pelo apoio incondicional às minhas escolhas, por ajudarem a formar meu caráter e estimularem sempre minha educação.

À minha mulher, Laura Levín, ao meu filho, Moreno, e à querida filha Flora, que nasce junto com esta tese, pela inspiração e por todo o amor e carinho. Vocês são o meu caminho, meu horizonte, enfim, minha vida.

## Resumo

# EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Felipe Mattos Tavares

Orientador: Rudolph Allard Johannes Trouw

Resumo da tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia (Geologia Regional e Econômica), Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciências (Geologia).

Este trabalho apresenta uma proposta de evolução geotectônica para o nordeste da Província Carajás. A aglutinação do embasamento mesoarqueano se encerrou com um processo colisional, entre 2,87 e 2,83 Ga, resultando em um substrato cristalino estável. Em cerca de 2,76-2,70 Ga, estruturas compressivas do embasamento foram extensionalmente reativadas, resultando na instalação de uma bacia relacionada a *rift* continental e na deposição do Supergrupo Itacaiúnas, em ambiente marinho plataformaraso, em conjunto com magmatismo bimodal. A primeira inversão da bacia provavelmente ocorreu entre 2,68 e 2,63 Ga, durante um orógeno intracontinental, seguido por um segundo episódio de rifteamento e pela consequente fragmentação do antigo continente ao qual Carajás ora integrou, entre 2,61 e 2,52 Ga. Magmatismo de arco no Domínio Bacajá foi seguido pela colisão com o Domínio Carajás, entre 2,09 e 2,05 Ga, resultando em expressivo espessamento crustal e metamorfismo regional de médio a alto grau. Um segundo evento colisional ocorreu entre 2,01 e 1,93 Ga, resultando em tectonismo oblíquo reverso-destral, com rotação generalizada de feições anteriores no sentido anti-horário, seguido de sedimentação tardi a pós-tectônica e magmatismo alcalino do tipo A de 1,88 Ga. A margem oriental do Domínio Carajás foi reativada no Neoproterozoico, ao redor de 750 Ma, em um terceiro evento extensional tipo *rift*, novamente seguida de uma orogênese intracontinental, durante o Ediacarano/Cambriano. No Mesozoico, reflexos distais da abertura do oceano Atlântico equatorial resultaram em um enxame de diques máficos e em reaquecimento marginal.

Palavras-chave: Carajás, Cráton Amazônico, evolução geotectônica, geologia estrutural, geocronologia  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , metamorfismo.

**Abstract****TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHEASTERN CARAJÁS PROVINCE**

Felipe Mattos Tavares

Supervisor: Rudolph Allard Johannes Trouw

Abstract of the Ph.D. thesis submitted to the Graduate Program in Geology (Regional and Economic Geology), Geosciences Institute of Federal University of Rio de Janeiro – UFRJ, as one of the necessary prerequisites to obtain the title of Doctor of Sciences (Geology).

This thesis aims to present the geotectonic evolution of the northeastern Carajás Province. The basement agglutination terminates with a 2.87-2.83 Ga collision that resulted in a stable crystalline substrate. At about 2.76-2.70 Ga, Mesoarchean compressional structures were reactivated during a rift-related extensional event, resulting in the deposition of the Itacaiúnas Supergroup shallow marine volcanosedimentary sequences, together with contemporary bimodal plutonism. The first basin inversion probably occurred between 2.68 and 2.63 Ga, during a weak intracontinental orogeny, followed by a second rifting event and subsequent fragmentation of the Carajás continental block between 2.61 and 2.52 Ga. Paleoproterozoic arc magmatism in the Bacajá Domain was followed by Rhyacian collision with the Carajás Province between 2.09 and 2.05 Ga, resulting in expressive tectonic thickening and medium to high grade regional metamorphism. A second Paleoproterozoic collisional event affected the eastern Carajás Province margin between 2.01 and 1.93 Ga, which produced oblique reverse-dextral tectonism and regional counterclockwise rotation of previous associations, followed by late to post-collisional sedimentation and 1.88 Ga alkaline A-type magmatism. The eastern Carajás Province margin was extensionally reactivated during the Neoproterozoic, at about 750 Ma, in a third rifting event, again followed by weak intracontinental tectonic inversion, during the Ediacaran/Cambrian. In the Mesozoic, the opening of the equatorial Atlantic Ocean was associated with the emplacement of mafic sheeted dykes and a marginal thermal effect.

Key words: Carajás, Amazonian Craton, tectonic evolution, structural geology,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, metamorphism.



## SUMÁRIO

Agradecimentos .....	vi
Resumo .....	vii
<i>Abstract</i> .....	viii
Sumário .....	ix
Lista de tabelas .....	xii
Lista de figuras .....	xii
1 INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Objetivo e metas .....	2
1.2 Localização e acessos da área de estudo .....	3
2 METODOLOGIA .....	5
3 CONTEXTO TECTONOESTRATIGRÁFICO REGIONAL .....	7
3.1 Província Carajás (PC) .....	10
3.2 Província Transamazonas (PT) .....	11
3.3 Assembleias contemporâneas ao Magmatismo Uatumã .....	12
3.4 Limite oriental do Cráton Amazônico .....	12
4 SÍNTESE DA LITOESTRATIGRAFIA .....	14
4.1 Mesoarqueano .....	18
4.1.1 Ortognaisse Bom Jesus .....	18
4.1.2 Grupos Sequeirinho e Rio Novo .....	18
4.1.3 (Meta)granitoides calcioalcalinos .....	19
4.2 Neoarqueano .....	21
4.2.1 Supergrupo Itacaiúnas .....	21
4.2.2 Intrusões máficas e máficas-ultramáficas .....	21
4.2.3 Granitoides subalcalinos do tipo A .....	22
4.3 Paleoproterozoico .....	26
4.3.1 Complexo Vila Santa Fé .....	26
4.3.2 Formação Águas Claras .....	26
4.3.3 Grupo Paredão e Formação Caninana .....	27
4.3.4 Suíte Intrusiva Serra dos Carajás .....	27
4.4 Neoproterozoico .....	29
4.4.1 Gabro Rio da Onça .....	29
4.5 Mesozoico .....	29
4.5.1 Diabásio Rio Pajeú .....	29
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	31
5.1 Estruturas restritas ao embasamento mesoarqueano ( $D_{Emb}$ ) .....	31
5.2 Estruturas D1 .....	33
5.3 Estruturas D2 .....	34

5.4 Estruturas D3 .....	37
5.5 Estruturas D4 .....	44
5.6 Estruturas D5 .....	46
<b>6 METAMORFISMO E HIDROTERMALISMO .....</b>	<b>47</b>
6.1 Metamorfismo .....	47
6.1.1 Metamorfismo restrito ao embasamento mesoarqueano ( $M_{Emb}$ ) .....	47
6.1.2 Metamorfismo M1 .....	51
6.1.3 Metamorfismo M2 .....	52
6.1.4 Metamorfismo M3 .....	54
6.2 Hidrotermalismo .....	60
6.2.1 Hidrotermalismo H1 .....	60
6.2.2 Hidrotermalismo H2 .....	60
6.2.3 Hidrotermalismo H3 .....	61
6.2.4 Hidrotermalismo H4 .....	61
<b>7 GEOCRONOLOGIA <math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math> .....</b>	<b>64</b>
7.1 Amostra 4049-FT-R-009C (hornblenda actinolítica) .....	67
7.2 Amostra 4049-FT-R-025A (biotita) .....	67
7.3 Amostra 4049-FT-R-049C (hornblenda actinolítica) .....	68
7.4 Amostra 4049-FT-R-053 (rocha total) .....	69
7.5 Amostra 4049-FT-R-078 (muscovita) .....	69
7.6 Amostra 4049-FT-R-138J (rocha total) .....	70
7.7 Amostra 4049-FT-R-167 (tremolita) .....	71
7.8 Amostra 4049-FT-R-193 (hornblenda) .....	72
7.9 Amostra 4049-FT-R-339B (tremolita) .....	72
7.10 Amostra 4212-FT-R-014 (hornblenda) .....	73
7.11 Amostra 4212-FT-R-018 (hornblenda+Feldspato potássico) .....	74
7.12 Amostra 4212-FT-R-024B (biotita) .....	75
7.13 Amostra 4212-FT-R-87B (hornblenda actinolítica, biotita, plagioclásio sericitizado) .....	76
7.14 Integração e discussão .....	81
<b>8 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA .....</b>	<b>85</b>
8.1 Redefinição do Cinturão Itacaiúnas .....	87
8.1.1 Colisão Rio Maria-Carajás .....	87
8.1.2 Instalação da bacia Carajás e magmatismo bimodal associado .....	88
8.1.3 Inversão da bacia Carajás .....	90
8.1.4 Fragmentação do paleocontinente Carajás .....	90
8.2 Retrabalhamento Paleoproterozoico da PC .....	91
8.2.1 Riacciano (Orogênese Transamazônica) .....	91
8.2.2 Orosiriano (Evento Sereno e extensão pós-tectônica) .....	92
8.3 Reflexos distais da Faixa Araguaia .....	95
8.4 Reflexos distais da abertura do oceano Atlântico equatorial .....	95

9 IMPLICAÇÕES REGIONAIS .....	96
10 CONCLUSÕES.....	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	100
Anexo I: Mapa de pontos	
Anexo II: Mapa geológico-estrutural do nordeste da Província Carajás .....	112
Anexo III: Seções geológicas	
Anexo IV: Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tabela de dados suplementares)	

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: resumo das idades platô, pseudo-platô e de isócronas obtidas pelo método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ .....	81
Tabela 2: Eventos tectono-termiais que afetaram o nordeste da Província Carajás .....	85

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização e principais acessos terrestres da área de estudo, marcada pelo polígono de preenchimento laranja (modificado da carta do Brasil ao Milionésimo, IBGE, 1999) .....	3
Figura 2: Fusão do mapa planimétrico da área de estudo com imagem de relevo sombreado (SRTM), mostrando as principais feições geomorfológicas, acessos e localidades. ....	4
Figura 3: a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, destacando sua compartimentação tectônica (compilado e modificado a partir de Cordani <i>et al.</i> , 1984, Santos, 2003, Tassinari e Macambira, 2004; Vásquez <i>et al.</i> , 2008a e Fraga <i>et al.</i> , 2009); b) mapa das principais associações tectonoestratigráficas da borda oriental do Cráton Amazônico (modificado de Vásquez <i>et al.</i> , 2008a, ampliado com novos dados de Tavares e Silva, 2013, Dall’Agnol <i>et al.</i> , 2013, Feio <i>et al.</i> , 2013, Tavares, 2014 e Justo, 2014). A área de estudo está marcada pelo polígono branco .....	8
Figura 4: Mapa de associações tectonoestratigráficas do nordeste da Província Carajás e entorno. Minas e garimpos ativos/inativos estão indicados junto com a principal substância extraída: (1) Buritirama, (2) Salobo, (3) Igarapé Bahia, (4) Azul, (5) Águas Claras, (6) N4, (7) N5, (8) Serra Pelada, (9) S11D, (10) Sossego. Compilado a partir de Vásquez <i>et al.</i> (2008a), Tavares e Silva (2013), Dall’Agnol <i>et al.</i> (2013), Feio <i>et al.</i> , (2013), Tavares (2014), Justo (2014) e incorporando interpretação inédita de imagens SRTM e de aerogeofísica de CPRM (2010). A área de estudo está marcada pelo polígono branco .....	9
Figura 5: comparativo entre as colunas estratigráficas propostas por diversos autores e a adotada neste Trabalho .....	15
Figura 6: Mapa geológico simplificado da área de estudos (a versão completa, na escala de 1:100.000, está disponível no Anexo I) .....	16
Figura 7: : Coluna estratigráfica interpretada das unidades aflorantes na área de estudo. As cores seguem o mesmo padrão representado no mapa geológico (Fig. 6). As colunas “Regime Tectônico” e “Eventos Tectono-termiais” se referem ao apresentado nos capítulos 5 e 6 (D: fase de deformação; M: metamorfismo de caráter regional; H: hidrotermalismo) .....	17
Figura 8: a) aspecto bandado do Ortognaisse Bom Jesus; b) bolsão migmatítico concordante à foliação, com bordas melanossomáticas, em afloramento do Ortognaisse Bom Jesus; c) tremolita-xisto do Grupo Rio Novo; d) fotomicrografia de tremolita-clorita-xisto do Grupo Rio Novo; e) detalhe da textura ígnea reliquiar em afloramento do Metatonalito Campina Verde; f) xenólito de anfíbolito em porção gnaissificada do Metatonalito Campina Verde; g) bandamento composicional leve e difuso em afloramento do Metagranito Cruzadão; h) detalhe de textura ígnea reliquiar em afloramento do Metagranito Cruzadão .....	20
Figura 9: Exemplos de litotipos do Supergrupo Itacaiúnas. a) anfíbolito fino com textura de brecha hialoclástica semi-preservada, da associação de base; b) rocha metavulcânica ácida com fenocristais de feldspato potássico; c) Formação ferrífera bandada de fácies óxido, da associação intermediária; c) formação manganésifera bandada de fácies silicato, da associação intermediária, com tonalidade verde-amarelada conspícua; e) grafita-xisto interdigitado às formações manganésíferas bandadas, da associação intermediária; f) metaconglomerado oligomítico mal selecionado, com clastos subangulosos a	

subarredondados de rochas metavulcânicas, metarenito e quartzo; g) quartzito da associação de topo;	
h) muscovita-quartzo-xisto com níveis ricos em grafita, da associação de topo .....	24
Figura 10: Exemplos de litotipos neoarqueanos intrusivos: a) Nível de cromitito da zona intermediária do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; b) anfibolito com leve bandamento composicional da zona máfica do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; c) anfibolito rico em fenocristais amendoados de plagioclásio, pertencente ao Metagabro Santa Inês; d) nível anortosítico interdigitado nas associações correlatas ao Gabro Santa Inês; e) detalhe da textura homogênea, levemente foliada do Metagranito Estrela; f) Textura gnáissica do Metagranito Gelado; g) Detalhe da textura do corpo Serra do Rabo (Suíte Planalto) em local próximo a zona de cisalhamento que corta o granitoide; h) corpos tabulares grossos de granitoide intrusivo no corpo Estrela .....	25
Figura 11: a) ortogneisse migmatítico do Complexo Vila Santa Fé, com autólitos máficos, cortado por veios anatéticos injetados; b) ortogneisse migmatítico com autólito máfico do Complexo. Vila Santa Fé; c) conglomerado monomítico bem selecionado com seixos de quartzo da base da Formação Águas Claras; d) interdigitação de camadas metapelíticas e metareníticas da base da Formação Águas Claras; e) conglomerado polimítico com clastos subarredondados de hematita, quartzito, quartzo e fragmentos líticos variados (Grupo Paredão); f) arenito seixoso da Formação Caninana; g) detalhe da textura rapakivi de afloramento do Granito Cigano (Suíte Intrusiva Serra dos Carajás); h) fotomicrografia de tufo ácido de queda correlato à Suíte Intrusiva Serra dos Carajás .....	28
Figura 12: a) dique de gabro grosso correlato ao Gabro Rio da Onça; b) fotomicrografia de litotipo correlato ao Gabro Rio da Onça, apresentando plagioclásio zonado, olivina e matriz de clinopiroxênio, com textura subofítica; c) dique máfico fino, correlato ao Diabásio Rio Pajeú, cortando litotipo do Granito Cigano; d) fotomicrografia de dique máfico correlato ao Diabásio Rio Pajeú, apresentando ripas de plagioclásio intercrescidos com clinopiroxênio e quartzo intersticial .....	30
Figura 13: a) mapa das principais feições estruturais da área de estudo, com foliações divididas por famílias e com seus respectivos estereogramas (as atitudes de S1 foram divididos por setor); b) estereogramas de medidas de lineações L1, L2 e L3; c) estereogramas de atitudes de planos axiais e eixos de dobras D1, D2, D3 e D3b; d) estereogramas de atitudes de fraturas e veios sin-D4 .....	32
Figura 14: a) Foliação S1 subparalela ao acamadamento de formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas, com textura tipo <i>pinch and swell</i> ; b) xistosidade grossa em anfibolito do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; c) fotomicrografia de muscovita-grafita-pirita xisto do Supergrupo Itacaiúnas, com clivagem ardosiana marcada pelo intercrescimento orientado de muscovita e quartzo (a foliação deflete ao redor da pirita, de caráter pré a cedo-D1); d) cristais poligonizados de microclima do Metagranito Estrela; e) lineação mineral/de estiramento L1 em amostra do Metagranito Estrela; f) textura protomilonítica em metagranitoide correlato à Suíte Planalto; g, h) dobras apertadas a abertas sin-D1, em formações ferríferas bandadas do Sgp. Itacaiúnas .....	35
Fig. 15: a) xistosidade grossa S2 em granulito máfico do Complexo Vila Santa Fé; b) fitas de quartzo e feldspato recristalizados marcando a foliação S2 em ortogneisse do Complexo Vila Santa Fé; c) foliação S1 crenulada por D2, em metapelito do Sgp. Itacaiúnas; d) padrão de redobramento D2 em formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas; e) quartzo-xisto do Sgp Itacaiúnas com lineação mineral e de estiramento L2 em plano de foliação S2; f) anfibolito da associação de embasamento da PC com estrutura L-tectonítica sin-D2; g) quartzito milonítico do Sgp. Itacaiúnas, em zona de cisalhamento reversa sin-D2; h) cristais de tremolita e antofilita poligonizados, marcando a foliação S2 em xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo .....	36
Figura 16: mapa de domínios relacionados a D3 e principais estruturas que os delimitam .....	37
Figura 17: a) clivagem ardosiana S3 em metapelito da Formação Águas Claras; b) clivagem de crenulação S3 em biotita-xisto do Grupo Rio Novo; c) clivagem espaçada S3, em rocha metavulcânica ácida do Supergrupo Itacaiúnas; d) foliação milonítica de baixa temperatura sin-D3 em anfibolito correlato ao Metagabro Santa Inês; e, f) bandas de cisalhamento sin-D3 com movimento <i>up dip</i> , cortando anfibolito do Complexo. Luanga; g) afloramento de xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo fortemente estirado por D3, apresentando estrutura L-tectonítica; h) estrutura em lápis associada à lineação de estiramento L3 em formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas .....	42

- Figura 18: a) dobras D3 afetando xistosidade S1, em ortognaisse pertencente ao Metagranito Estrela; b) foliação S1 paralela a S3 em anfibolito fino do Sgp. Itacaiúnas, cortada por veio quartzo-feldspático pós-D1 e pré-D3; c) dobras assimétricas recumbentes afetando a foliação S2 em litotipos do Grupo Rio Novo, com vergência para NW; d) crenulação D3 assimétrica afetando muscovita-quartzo-grafita xisto do Sgp. Itacaiúnas; e, f) padrões de redobramento de dobras D1 por D3, afetando formações ferríferas bandadas do Sgp. Itacaiúnas; g) falha de empurrão sin-D3 com dobra de arraste indicando movimento *up dip* (topo para NW); h) fenocristal em rocha metavulcânica ácida do Sgp Itacaiúnas com *tension gashes* do tipo V *pull apart*, indicando movimento *up dip* ..... 43
- Figura 19: a) brecha de falha D4 silicificada, cortando quartzito do Supergrupo Itacaiúnas; b) zona de falha associada a brecha tectônica em zona mineralizada do depósito de Au-Pt-Pd de Serra Pelada; c) fotomicrografia de ortognaisse com textura milonítica D3 e brechado durante D4; d) fraturas D4 preenchidas por venulações quartzosas, associadas a abertura de espaço, cortando arenito da Formação Caninana; e, f) veios sin-D4 associados a extensão, preenchidos por epidoto (e) e quartzo (f) ..... 45
- Figura 20: a) banda ultramilonítica cortando litotipo máfico fino correlato ao Gabro Rio da Onça; b) crenulação em Chevron D5 afetando muscovita-xisto do Supergrupo Itacaiúnas ..... 46
- Figura 21: mapa de fácies metamórficas da área de estudo. Os limites entre os diferentes blocos são discordantes e/ou tectônicos, não sendo possível reconhecer isógradas metamórficas ..... 48
- Figura 22: mapa de distribuição dos eventos metamórficos regionais que afetaram a área de estudo ..... 49
- Figura 23: Mapa metamórfico da área de estudo resultante da fusão entre os mapas disponíveis nas figuras 21 e 22, mostrando diferentes facies metamórficas parcialmente superpostos e divididos por evento ..... 50
- Figura 24: a) xisto verde da região da serra da Bocaina (Sgp. Itacaiúnas), com matriz clorítica e fenocristais subidiomórficos de plagioclásio (albita); b) anfibolito da região da serra Leste (Cpx. Luanga), apresentando cristais orientados de hornblenda actinolítica e plagioclásio intensamente sericitizado; c) muscovita xisto da serra do Sereno (Sgp. Itacaiúnas), com raros cristais de biotita; d) muscovita-biotita-sillimanita-xisto da região da serra do Rabo (Sgp. Itacaiúnas), com cristais bem desenvolvidos de sillimanite; e) granulito máfico do Cpx. Vila Santa Fé, com trama poligonalizada a enstatita, diopsídio, plagioclásio e quartzo; f) cristal de plagioclásio com geminação em pontas triangulares, em granulito máfico do Cpx. Vila Santa Fé; g, h) substituição de cristais de piroxênio da paragênese M2a por biotita e hornblenda M2b ..... 55
- Figura 25: a) cristais de tremolita e antofilita M2 em xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo (alguns cristais de antofilita estão budinados); b) intercrescimento estável de hornblenda e plagioclásio em anfibolito do Sgp. Itacaiúnas; c) crescimento de biotita e hornblenda M2b a partir de cristais de piroxênio M2a e alteração da biotita para mica branca M3; d) intercrescimento de muscovita, fibrolita e quartzo M2b em rocha paraderivada do Sgp. Itacaiúnas; e) mica branca sin-M3 em filito da Formação Águas Claras; e, f) arcos poligonais de muscovita e biotita em litotipos paraderivados do Sgp Itacaiúnas (f) e Grupo Rio Novo (g); h) cristais de hornblenda actinolítica recristalizados em zona milonítica sin-D3/M3 ..... 56
- Figura 26: diagramas petrogenéticos para rochas ultramáficas (a), máficas (b) e pelíticas (c) afetadas por M1 (diagramas extraídos e modificados de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza claro refletem as condições de P e T estimadas para as porções de mais baixo grau, enquanto tons mais escuros marcam o campo de estabilidade das paragêneses relativamente de mais alto grau ..... 57
- Figura 27: diagramas petrogenéticos para rochas máficas afetadas por M2a (a), assim como para rochas ultramáficas (b), máficas (c) e pelíticas (d) afetadas por M2b (diagramas extraídos e modificados de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza marcam as condições de P e T mais prováveis de representar as paragêneses observadas, enquanto os campos marcados com cinza claro marcam as condições de P e T possíveis. O círculo vermelho marca a única zona de superposição entre todos os campos de cor cinza escura, para M2b ..... 58
- Figura 28: diagramas petrogenéticos para rochas ultramáficas (a), máficas (b) e pelíticas (c) afetadas por M3 (diagramas extraídos e modificados de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza refletem as condições de P e T estimadas de acordo com as paragêneses encontradas ..... 59

- Figura 29: Alguns exemplos de associações hidrotermais aflorantes na área de estudo; a) cordierita-cummingtonita-xisto da associação H1, topo do Supergrupo Itacaiúnas, deformada por D1 e por D2; b) brecha hidrotermal com matriz de calcopirita e fragmentos de anfibólio (H2), corpo Sequeirinho, mina do Sossego, recristalizada e deformada por D1; c) veio sintaxial H3, com dois tipos de anfibólio hidrotermal, deformado por D3; d) veio de calcopirita, molibdenita e quartzo no garimpo da Serra Verde, correlato a H3; e) fotomicrografia de cristal de actinolita M1 parcialmente alterado para hornblenda hidrotermal; f) Afloramento do Metatonalito Campina Verde, recortado por veios H4 de anfibólio e halos de biotitização; g) ocorrência de calcopirita e bornita em veio tabular D4; h) fotomicrografia sob luz refletida da matriz de litotipo mineralizado, da região de Serra Pelada ..... 63
- Figura 30: Localização das amostras datadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e idades relevantes que puderam ser calculadas (a amostra 4212-FT-R-014 produziu apenas idades mistas e sem significado geológico) ..... 66
- Figura 31: a) crescimento de anfibólio sin-H3 sobre hornblenda-actinolítica sin-M1 (4049-FT-R-009C); b) hornblenda e plagioclásio estavelmente intercrescidos em trama M2b (4049-FT-049C); c) cristal de muscovita sin-M2, recristalizado durante M3 e com bordas alteradas para sericita sin-H4 (4049-FT-078); d) mica branca intercrescida com quartzo, formando clivagem ardosiana S3, crenulada tardiamente por D3b (4049-FT-138J); e) crescimento de talco sin-M3 sobre antofilita sin-M2 (4049-FT-R-167); f) cristais orientados de tremolita sin-M<sub>Emb</sub> (4049-FT-R-339B); g) hornblenda, quartzo e feldspato potássico poligonalizados (4212-FT-R-018); cristais de biotita crescidos a partir de anfibólio (4212-FT-R-087B) ..... 77
- Figura 32: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4049-FT-R-009C (a, b), 025C (d, e), 049C (f, g), 053 (i, j) e 078 (l, m), bem como diagramas  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para as amostras 4049-FT-R-009C (c), 049C (h) e 053 (k) ..... 78
- Figura 33: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4049-FT-R-138J (a, b, c, d), 167 (f, g), 193 (i, j) e 339B (l, m), bem como diagramas  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para as amostras 4049-FT-R-138J (e), 193 (k) e 339B (n), e o espectro de probabilidade de idades da amostra 4212-FT-R-167 (h) ..... 79
- Figura 34: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4212-FT-R-014 (a, b), 018 (c, d), 024 (e, f) e 87B (h, i, j, k), bem como os espectros de probabilidade de idades da amostra 4212-FT-R-024 (g) ..... 80
- Figura 35: diagrama de temperatura versus tempo, apresentando os prováveis caminhos de resfriamento associados a D2 e a D3, conforme discutido neste capítulo ..... 84
- Figura 36: Proposta de modelo de evolução geotectônica para o nordeste da Província Carajás, conforme discutido neste trabalho ..... 86
- Figura 37: Reconstituição paleogeográfica das margens brasileira e africana anterior à abertura do oceano Atlântico, destacando os crátons Amazônico e Oeste Africano. Os cinturões brasileiros Araguaia e Gurupi foram suprimidos, sendo mostrada a provável configuração imediatamente anterior aos eventos tafrogenéticos neoproterozoicos. Núcleos arqueanos têm seus nomes destacados. A compartimentação cronoestratigráfica e as estruturas do Cráton Oeste Africano foram extraídas de Milési *et al.* (2004) e, para o Cráton Amazônico, de Vásquez *et al.* (2008a) e Fraga *et al.* (2009). Os traços estruturais da porção sulamericana encoberta do Cráton Oeste Africano (Fragmento Cratônico São Luís e Bloco Parnaíba) foram inferidos a partir das imagens de aerogeofísica apresentadas por Castro *et al.* (2014) ..... 98

## 1 – INTRODUÇÃO

O acúmulo de processos tectônicos que conduziram à formação dos crátons modernos pode ser traduzido pela complexidade estrutural-metamórfica de muitos de seus núcleos arqueanos. O sucessivo retrabalhamento das margens destes blocos crustais imprimiu notáveis tramas de superposição tectônica, por exemplo, no cráton de Ylgarn, Austrália (Swager, 1997, Crawood & Korsh, 2008), no cráton de Bastar, Índia peninsular (Bhadra *et al.*, 2004), no cráton do Norte da China, Ásia oriental (Kusky & Li, 2003, Zhao *et al.*, 2005, Zhang *et al.*, 2009) nos crátons Rae e Slave, Canadá (Hoffman, 1988, Kusky, 1990, Kusky *et al.*, 2014), ou no Cráton do São Francisco, Brasil (Baltazar & Zuchetti, 2007).

De fato, é esperado que os núcleos crustais mais antigos do planeta se apresentem dessa maneira. As evidências mais recentes indicam que o início da atividade da tectônica de se deu ainda durante o Arqueano (Brown, 2006, Condie & Pease, 2008; entre outros), ou antes, no Hadeano, mesmo que episódica e não necessariamente de modo estritamente uniformitarista (Hopkins *et al.*, 2008, Korenga, 2013). Também é esperada que repetidas reativações tectônicas, relacionadas a processos tafrogenéticos/orogenéticos de diferentes idades e contextos evolutivos, se superponham em regiões previamente afetadas por orógenos arqueanos. Olsson *et al.* (2010), por exemplo, apresentaram evidências de superposição de três eventos tafrogenéticos arqueanos-paleoproterozoicos na região do complexo de Bushveld, no cráton Kaapvaal, enquanto Kusky *et al.* (2014) sugerem que eventos correlacionáveis ao Ciclo de Wilson já ocorriam antes de 2,5 Ga nos crátons do Norte da China e Slave.

A Província Carajás (PC), no sudeste do cráton Amazônico, é um segmento crustal arqueano (Cordani *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989), localizado em uma área integralmente encoberta por densa floresta tropical até recentemente e praticamente desconhecido, do ponto de vista geológico, até o final da década de 1960. Apesar de se tratar de uma das maiores províncias metalíferas do mundo, com jazimentos gigantes de ferro e grandes depósitos de cobre-ouro, cobre-zinco, manganês, níquel, EGP, ETR, cromo, alumínio, entre outros, os mapas geológicos disponíveis para a região estão em sua maioria nas escalas de 1:250.000 ou 1:1.000.000 (Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994; Vasquez *et al.*, 2008a), o que restringe o nível do conhecimento básico à escala do reconhecimento regional.

Seus limites foram definidos principalmente por contraste litológico, geofísico e geocronológico (Cordani *et al.*, 1984; Santos, 2003; Faraco *et al.*, 2004, 2005; Macambira *et al.*, 2001, 2003, 2007; Ricci *et al.*, 2003; Vasquez *et al.*, 2008a). Os modelos de evolução tectônica disponíveis para o norte da província (Domínio Carajás, de Santos, 2003) são



bastante simplificados, baseados em observações regionais e/ou em coleções de dados de campo pontuais. Remetem a um hipotético modelo de evolução baseado no desenvolvimento de grandes transcorrências regionais, reativadas tardiamente durante até 900 milhões de anos entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico (Araújo *et al.*, 1988, Costa *et al.*, 1995; Pinheiro & Holdsworth, 1995, 1997a, 1997b, 2000; Holdsworth & Pinheiro, 2000).

Muitas questões da evolução geotectônica da Província Carajás seguem sem resposta ou com nível de conhecimento insatisfatório. Destaca-se a seguir uma seleção de pontos relevantes:

- Qual a relação tectonoestratigráfica entre os domínios Rio Maria (sul da PC) e Carajás (norte da PC)?
- Em qual ambiente tectônico se depositou o Supergrupo Itacaiúnas?
- O Supergrupo Itacaiúnas e intrusivas associadas foram submetidos a quantos eventos tectonotermiais e quais foram os campos de tensão relacionados?
- Quais são as idades, penetratividade e a faciologia dos eventos metamórficos que afetaram o nordeste da PC?
- Qual a influência da Orogênese Transamazônica no Domínio Carajás?
- Quais são os processos tectônicos e os controles estruturais regionais associados às principais épocas metalogenéticas (2,7, 2,5 e 1,8 Ga)?
- Qual a influência da Orogênese Brasileira no Domínio Carajás?

Trabalhos recentes de mapeamento geológico-estrutural sistemático na escala de 1:100.000, como o de Tavares e Silva (2013), Tavares (2014) e Justo (2014) reacenderam a discussão acerca do empilhamento tectonoestratigráfico e da evolução geotectônica da porção nordeste da PC, indicando a superposição de tramas estruturais relacionadas a diferentes eventos, algo conflitante com as propostas evolutivas anteriores.

## 1.1 – Objetivo e metas

O objetivo deste trabalho é propor um novo modelo de evolução geotectônica para o segmento oriental do Domínio Carajás, porção NE da Província Mineral de Carajás, que permita a compreensão do seu empilhamento tectonoestratigráfico e a correlação dos eventos tectono-termais com as principais épocas metalogenéticas. Para tal, baseou-se em mapeamento geológico-estrutural na escala 1:100.000 de uma área de aproximadamente 8000 km<sup>2</sup> e em estudos complementares de geologia estrutural, petrologia metamórfica e geocronologia / termocronologia pelo método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar.

Com esta nova proposta, pretende-se também contribuir para o entendimento da evolução geotectônica do sudeste do Craton Amazônico, especialmente sobre os eventos paleoproterozoicos que moldaram a região na sua atual configuração.

## 1.2 – Localização e acessos da área de estudo

A área de estudos se localiza no sudeste do estado do Pará (Fig. 1). É limitada pelos paralelos 5°30'S e 6°30'S e meridianos 49°30'W e 50°17'W, totalizando aproximadamente 8000 km<sup>2</sup> de superfície, dividida entre os municípios de Marabá, Parauapebas, Curionópolis e Canaã dos Carajás.

O principal ponto de apoio logístico para a realização deste trabalho foi a cidade de Parauapebas, que se conecta ao restante do país por via aérea e terrestre asfaltada. O aeroporto de Carajás (CKS) é servido diariamente por voos diretos de/para Belém, Brasília, Belo Horizonte e para cidades menores do sul e do sudeste do Pará.

O acesso à área de estudo se dá pelas rodovias PA-160 e PA-257, que são asfaltadas. A partir destas, pode-se percorrer uma rede de estradas majoritariamente não pavimentadas, que interconectam cidades, vilarejos, minas, garimpos e propriedades rurais (Fig. 2).

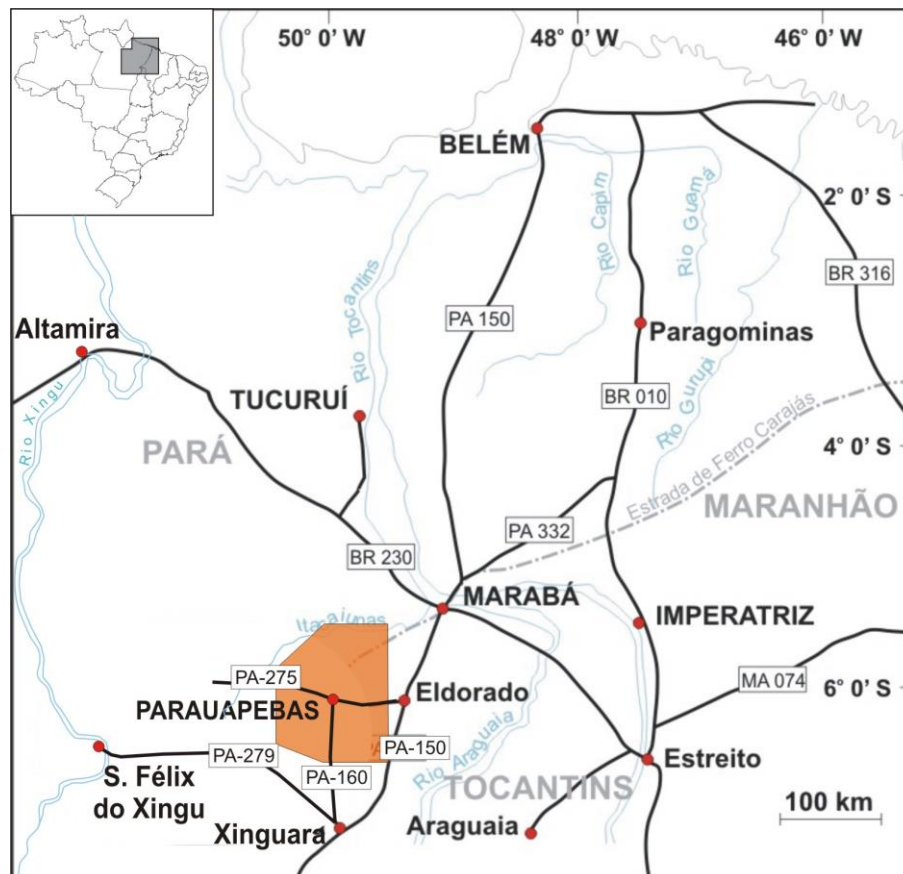


Figura 1: Mapa de localização e principais acessos terrestres da área de estudo, marcada pelo polígono de preenchimento laranja (modificado da carta do Brasil ao Milionésimo, IBGE, 1999).

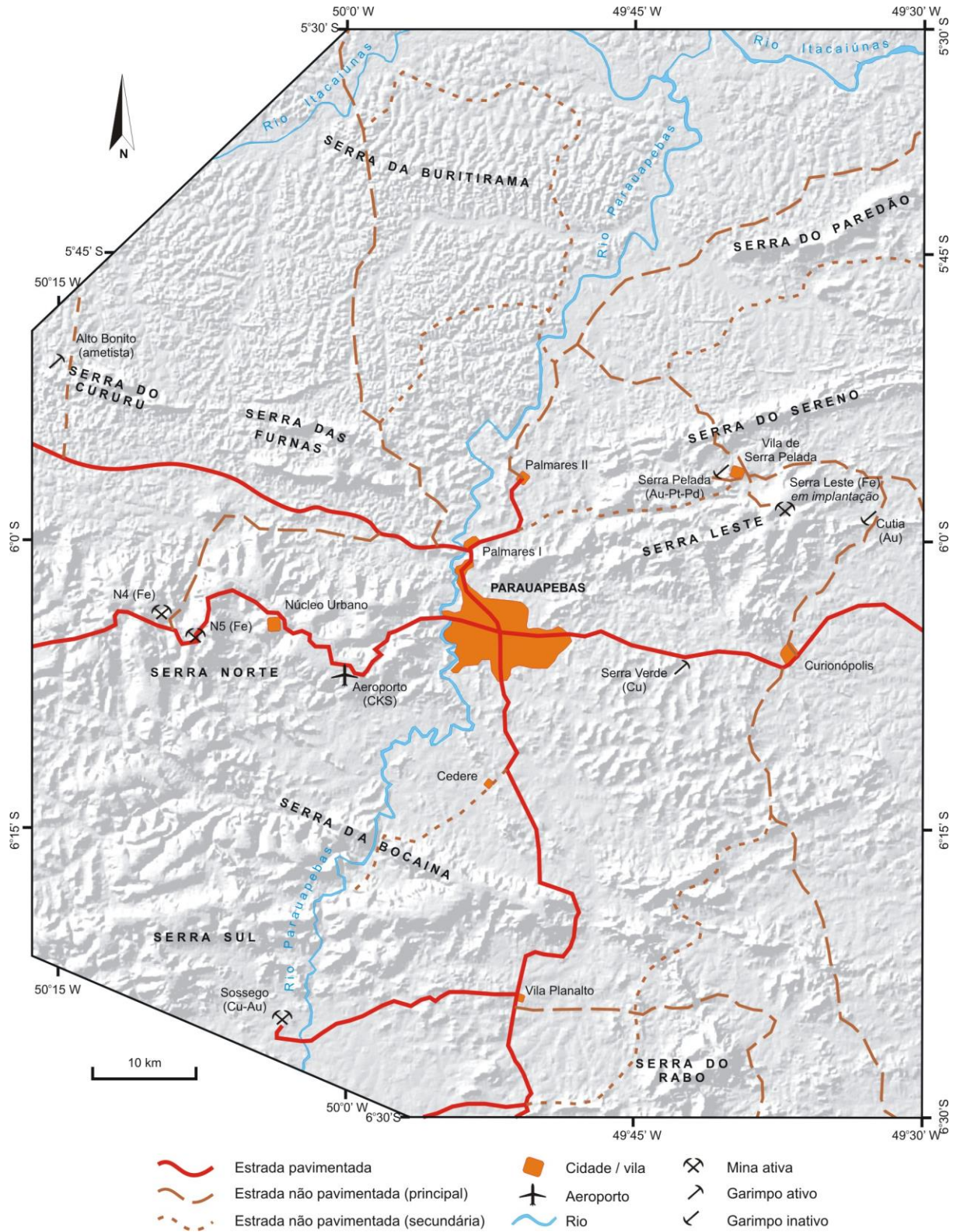


Figura 2: Fusão do mapa planimétrico da área de estudo com imagem de relevo sombreado (SRTM), mostrando as principais feições geomorfológicas, acessos e localidades.

## 2 – METODOLOGIA

Para realizar o mapeamento geológico foram seguidas técnicas padrão de coleta de dados para a escala 1:100.000, como por exemplo em Barnes & Lisle (1980), adaptadas para a realidade tropical de escassez de afloramentos e de intemperismo. Trata-se basicamente da aquisição de uma malha não-regular de pontos de coleta de dados geológicos e amostras de rocha, seguindo contatos e outras estruturas relevantes, assim como realizando caminhamentos em transversas regionais que auxiliem na descrição tectonoestratigráfica das unidades. A densidade média de pontos alcançada foi de 1 a cada 5km<sup>2</sup>. Os trabalhos de campo foram realizados com apoio de veículo 4x4 e patrocinados integralmente pelo Serviço Geológico do Brasil, como parte dos projetos “Geologia e recursos minerais da folha Serra Pelada” e “Geologia e recursos minerais do segmento oriental do Domínio Carajás (Folha Rio Verde)”.

Um dos grandes desafios do mapeamento geológico-estrutural em regiões tropicais é a reconstituição de contatos e das principais estruturas em mapa, na maioria das vezes encobertos por capas intempéricas ou por aluviões recentes. Nesse sentido, a interpretação qualitativa de imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), da NASA, assim como de imagens aeromagnetométricas e aerogamaespectrométricas obtidas e tratadas por CPRM (2010), controlada pelas informações de campo, foi de grande importância para o desenvolvimento da cartografia geológica que embasou este estudo.

A partir das amostras coletadas, foram confeccionadas lâminas delgadas para descrição petrográfica e microestrutural, que se deu no Escritório Rio de Janeiro da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e Serviço Geológico do Brasil. Utilizou-se como referência Deer, Howie & Zussman (1996) e, para microtectônica, Paschier & Trouw (2005). As descrições petrográficas e microestruturais auxiliaram na caracterização das unidades litoestratigráficas e suas possíveis correlações, bem como permitiram reconhecer estruturas e transformações metamórficas e hidrotermais. De acordo com os resultados desta etapa, 13 amostras foram selecionadas para análises de geocronologia pelo método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar.

As análises <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar foram realizadas no laboratório de geocronologia da Escola de Ciências da Terra da Universidade de Queensland, Austrália (UQ-AGES: *University of Queensland Argon Geochronology in Earth Sciences*). As amostras foram fragmentadas e o material foi limpo em banhos ultrassônicos de uma hora em água destilada e de meia hora em etanol, sendo posteriormente seco. Entre 20 e 50 grãos de 0,5 a 2 mm foram selecionados manualmente, com o auxílio de um microscópio estereoscópico binocular. De cinco a 10

grãos de cada amostra foram colocados em discos de alumínio próprios para irradiação, junto com padrões de sanidina Fish Canyon ( $28.201 \pm 0.046$  Ma, Kuiper *et al.*, 2008). Os discos de alumínio foram cobertos com tampas de alumínio, amarrados com arame de alumínio e selados a vácuo em capsulas de quartzo, que foram irradiadas por 14 horas no reator B-1 CLICIT, no *Radiation Center, Oregon State University*, EUA. Após um período de decaimento do nível de radioatividade, dois a quatro grãos de cada amostra foram datados pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  através do aquecimento a *laser* por etapas (*laser incremental  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating*), seguindo procedimentos analíticos e laboratoriais descritos por Vasconcelos *et al.* (2002). O parâmetro de irradiação (J) variou entre 0,007728 e 0,007837 (Anexo II).

Idades platô foram entendidas como dois ou mais degraus contíguos contendo mais do que 50% do total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado pelo grão, e cujos erros são sobrepostos na margem  $2\sigma$  (Fleck *et al.*, 1977). Segmentos relativamente planos nos espectros de idades aparentes e que contêm uma quantidade significativa da fração de gás nucleogênico ( $> 30\%$ ), foram definidos como "pseudo-platôs", para os quais foram calculadas idades "platô forçadas". Algumas amostras analisadas em duplicata tiveram seus resultados plotados em gráficos de probabilidade de idades, que permitem mensurar valores médios ponderados para idades platô/pseudo-platô de cada grão.

### 3 – CONTEXTO TECTONOESTRATIGRÁFICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma extensa porção de crosta majoritariamente constituída e estruturada entre o Arqueano e o Mesoproterozoico, estabilizada tectonicamente por volta de 1,0 Ga (Brito Neves & Cordani, 1991) (Fig. 3a). A sua compartimentação tectônica ainda é tema de amplo debate. Diversas propostas de evolução e divisão tectonoestratigráfica foram apresentadas por diferentes autores, desde Amaral (1974).

Existe certo consenso quanto à existência de dois blocos tectônicos/geocronológicos distintos na porção oriental do cráton, a província Carajás (ou Amazônia Central), a sul, e a província Transamazonas (ou Maroni-Itacaiúnas), a norte (p.ex. Cordani *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989; Santos, 2003; Vásquez *et al.*, 2008a) (Fig. 3b), apesar de divergências quanto à posição exata dos seus limites. A primeira representa um núcleo cratônico majoritariamente arqueano e a segunda uma colagem paleoproterozoica.

Para oeste, ambas as províncias são progressivamente encobertas/intrudidas por vulcanismo/plutonismo anorogênico do Orosiriano, correlato ao evento Uatumã (Barbosa *et al.*, 1966; Silva *et al.*, 1974), bem como são limitadas para leste pela Faixa Araguaia (Hasui *et al.*, 1977), de idade neoproterozoica-cambriana e relacionada à Orogênese Brasileira.

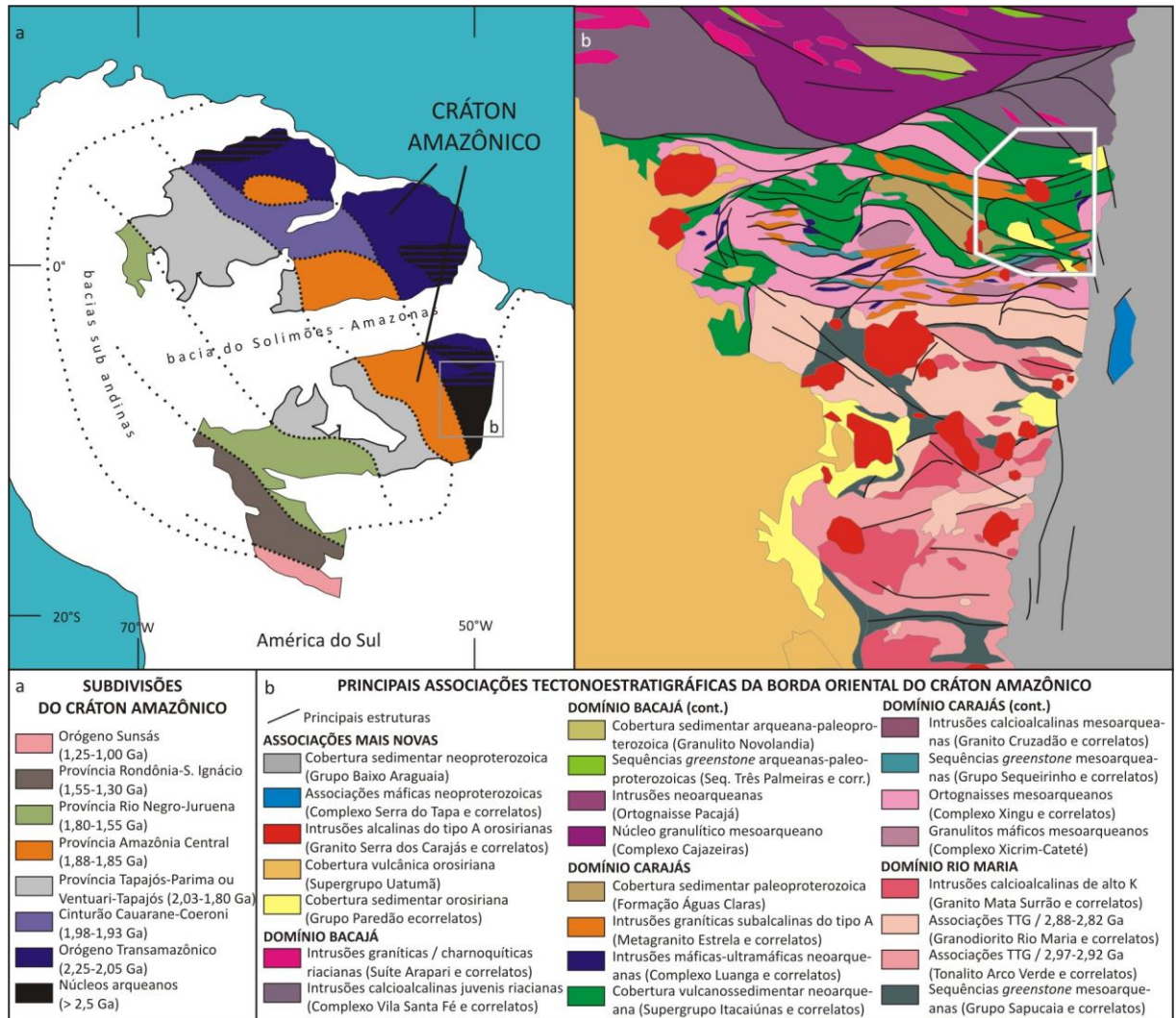


Figura 3: a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, destacando sua compartimentação tectônica (compilado e modificado a partir de Cordani *et al.*, 1984, Santos, 2003, Tassinari e Macambira, 2004; Vásquez *et al.*, 2008a e Fraga *et al.*, 2009); b) mapa das principais associações tectonoestratigráficas da borda oriental do Cráton Amazônico (modificado de Vásquez *et al.*, 2008a, ampliado com novos dados de Tavares e Silva, 2013, Dall'Agnol *et al.*, 2013, Feio *et al.*, 2013, Tavares, 2014 e Justo, 2014). A área de estudo está marcada pelo polígono branco.

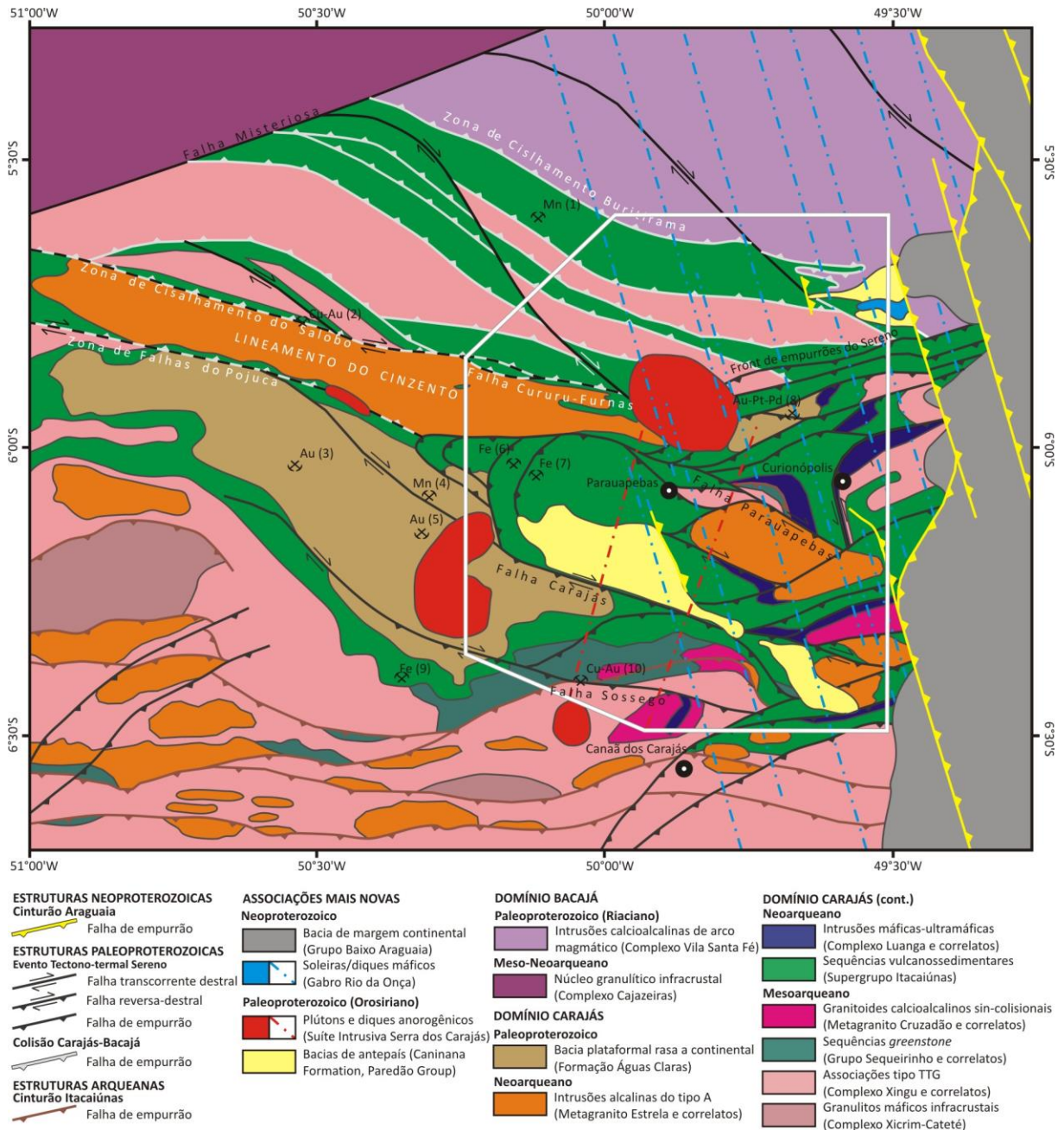


Figura 4: Mapa de associações tectonoestratigráficas do nordeste da Província Carajás e entorno. Minas e garimpos ativos/inativos estão indicados junto com a principal substância extraída: (1) Buritirama, (2) Salobo, (3) Igarapé Bahia, (4) Azul, (5) Águas Claras, (6) N4, (7) N5, (8) Serra Pelada, (9) S11D, (10) Sossego. Compilado a partir de Vásquez *et al* (2008a), Tavares e Silva (2013), Dall’Agnol *et al.* (2013), Feio *et al.*, (2013), Tavares (2014), Justo (2014) e incorporando interpretação inédita de imagens SRTM e de aerogeofísica de CPRM (2010). A área de estudo está marcada pelo polígono branco.



### 3.1 – Província Carajás (PC)

Santos (2003) dividiu a PC em dois domínios tectonoestratigráficos, Rio Maria e Carajás (Fig. 3b). O Domínio Rio Maria (ou Terreno Granito-*greenstone* Rio Maria), localizado na parte sul, possui evolução mesoarqueana, caracterizada por uma amálgama de terrenos tipo granito-*greenstone* juvenis, com idades de formação entre 3,05 Ga e 2,82 Ga (Althoff *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2001; Dall’Agnol *et al.*, 2006, Oliveira *et al.*, 2009, Almeida *et al.*, 2011, 2013; dentre outros). Althoff *et al.* (2000) reconheceram a estruturação principal do Domínio Rio Maria como resultado de encurtamento N-S durante processo acrescionário/colisional mesoarqueano, porém influenciado por tectonismo vertical do tipo “domos-e-quilhas”.

Já o Domínio Carajás, também conhecido como Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988), localizado na parte norte, apresenta embasamento mesoarqueano (pré-2,83 Ga), bem como sequências meta-vulcanossedimentares e intrusões do Neoarqueano, de 2,76 a 2,70 Ga (p.ex. Machado *et al.*, 1991; Barros *et al.*, 2004; Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.*, 2012) (Fig. 4). Idades de zircão detrítico de até 3,6 Ga e TDMs superiores a 3,20 Ga para algumas unidades do Domínio Carajás sugerem que, na composição do seu embasamento, houve a participação de segmentos crustais paleoarqueanos (Mougeot *et al.*, 1996a; Macambira *et al.*, 2001; Galarza e Macambira, 2002; Dall’Agnol *et al.*, 2005).

A aglutinação da assembleia de embasamento do Domínio Carajás tem sido relacionada a processos acrescionários e colisionais envolvendo porções consolidadas de crosta continental, nos intervalos de 3,08-2,93 Ga e de 2,87-2,83 Ga (Feio *et al.*, 2013; Dall’Agnol *et al.*, 2013; Silva, 2014), o que provavelmente inclui a amálgama com o Domínio Rio Maria. Este tema, no entanto, ainda segue em aberto. Segundo Dall’Agnol *et al.* (2013), parte do extremo sul do Domínio Carajás é composto por litotipos que apresentam diversas características geoquímicas e isotópicas correlacionáveis ao Domínio Rio Maria (subdomínio Sapucaia), porém tectonicamente retrabalhados. Para aqueles autores, entretanto, a deformação principal naquelas unidades é do Neoarqueano, pois consideram as zonas de cisalhamento contemporâneas à granitogênese do tipo A de 2,76 a 2,71 Ga, como proposto por Barros *et al.* (2001, 2009). Mas tal fato não exclui a possibilidade da estruturação principal dos litotipos mesoarqueanos ser anterior e ter sofrido reativação no Neoarqueano.

Entre 2,76 e 2,70 Ga, o Domínio Carajás passou por um novo período de atividade geotectônica, marcado pela deposição das sequências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988) e por plutonismo bimodal (máfico-ultramáfico e félsico, semelhante ao tipo-A). Sabe-se que a deposição do Supergrupo Itacaiúnas se deu em ambiente

dominantemente marinho, porém é discutido se a tectônica de abertura da bacia foi relacionada a um *rift* intracontinental ou associada a um arco magmático ativo. Defensores do primeiro modelo, como Gibbs *et al.* (1986), DOCEGEO (1988), Macambira (2003) e Tallarico *et al.* (2005), argumentam sobre a existência de um considerável substrato cristalino mesoarqueano sob a bacia, que imprimiu assinatura geoquímica e isotópica de contaminação crustal nos litotipos neoarqueanos, assim como destacam a típica bimodalidade do magmatismo. Aqueles a favor da evolução num contexto de arco, como Meirelles & Dardenne (1991), Teixeira (1994) Lindenmayer *et al.* (2005), Lobato *et al.* (2005) e Zucchetti (2007) argumentam que parte dos litotipos do Supergrupo Itacaiúnas apresenta padrões ETR e outras características geoquímicas de rochas calcioalcalinas/shoshoníticas.

Alguns autores sugerem que o principal controle estrutural do Domínio Carajás, inclusive das assembleias neoarqueanas, se deu a partir de encurtamento na direção NE-SW, associado a grandes transcorrências e empurrões oblíquos, agrupadas no Cinturão Itacaiúnas e relacionadas a um hipotético orógeno colisional que se estenderia para norte, ocorrido no fim do Neoarqueano e/ou no início do Paleoproterozoico, com reativações tardias por até centenas de milhões de anos após o estágio principal de deformação (Costa *et al.*, 1995, Araújo *et al.*, 1988, Pinheiro & Holdsworth, 2000). Porém nenhum destes autores se aprofundou na origem, posicionamento cronoestratigráfico e contextualização evolutiva deste hipotético sistema colisional ou das supostas reativações.

Rosière *et al.* (2006) estudaram a região da Serra dos Carajás e indicaram a possibilidade de evolução tectônica em dois estágios, sendo um relacionado a tectônica vertical do tipo domos-e-quilhas, seguido de fase transcorrente.

### **3.2 – Província Transamazonas (PT)**

A norte da serra dos Carajás, Gomes *et al.* (1975) e Cordani *et al.* (1984) reconheceram o predomínio de rochas amplamente retrabalhadas durante o Orógeno Transamazônico (Paleoproterozoico). Teixeira *et al.* (1989) também as identificaram como pertencentes a este e as incluíram na Província Maroni-Itacaiúnas, enquanto Santos (2003) as englobou na Província Transamazonas (PT), nomenclatura também adotada por Vasquez *et al.* (2008a).

A PT é o resultado de processos orogenéticos ocorridos no Paleoproterozoico, que resultaram na amálgama de núcleos arqueanos e de terrenos juvenis paleoproterozoicos que hoje constituem as porções leste e nordeste do Cráton Amazônico (Fig. 3a), conjuntamente denominados como Orógeno Transamazônico. O evento foi inicialmente datado por diversos

autores entre 2,25 e 1,90 Ga (p. ex. Gomes *et al.*, 1975; Cordani *et al.*, 1984, Teixeira *et al.*, 1989). Entretanto, trabalhos recentes permitiram delimitar os principais eventos magmáticos e metamórficos entre 2,21 e 2,06 Ga (U-Pb e/ou Pb-Pb em zircão, U-Pb em monazita, p. ex. Delor *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2006; Vásquez *et al.*, 2008b; Macambira *et al.*, 2009). Vásquez *et al.* (2005, 2008b) correlacionaram um corpo ígneo de 1,99 Ga no sul da PT a reflexos distais do magmatismo da região de Tapajós, a oeste, enquanto Fraga *et al.* (2009) delimitaram o Cinturão Cauarane-Coeroni (1,98-1,93 Ga) na região central do Escudo das Guianas, segmentando-o do Orógeno Transamazônico e correlacionando-o a um segundo evento colisional.

O Domínio Bacajá é a porção da PT aflorante no limite com a PC, constituído por terrenos de protólitos arqueanos-paleoproterozoicos, associados a grandes porções de crosta juvenil paleoproterozoica, resultante de processos colisionais riacianos (p. ex. Macambira *et al.*, 2004, 2009, Faraco *et al.*, 2004, 2005, Vasquez *et al.*, 2008b) (Fig. 3b). É representado na zona de contato por granulitos/retrogranulitos dos complexos Cajazeiras (Vasquez *et al.*, 2008a) e Vila Santa Fé (Tavares e Silva, 2013) (Fig. 4). O Complexo Cajazeiras inclui ortognaisses tonalíticos a graníticos, que representam a infra-crosta mais evoluída e exumada do Domínio Bacajá, com protólitos em parte mesoarqueanos (3,0 Ga). O Complexo Vila Santa Fé representa um segmento crustal mais jovem, cristalizado em ambiente de arco (Tavares e Silva, 2013).

### 3.3 – Assembleias contemporâneas ao Magmatismo Uatumã

Ambas as províncias Carajás e Transamazonas apresentam corpos intrusivos alcalinos do tipo A com idades ao redor de 1,88 Ga, síncronos ao magmatismo Uatumã (Machado *et al.*, 1991; Dall’Agnol *et al.*, 1999, 2005). Trata-as de corpos rasos levemente oxidados a levemente reduzidos e por vezes apresentando textura *rapakivi*. Para oeste, espessos pacotes de sequências vulcanoclásticas encobrem as associações arqueanas-paleoproterozoicas (Fig. 3b).

Pacotes sedimentares do Grupo Paredão (Oliveira *et al.*, 1994), assim como outros aflorantes a sul da cidade de Parauapebas recobrem partes dos domínios Carajás e Bacajá e foram correlacionados por diversos autores à Formação Gorotire, de Barbosa *et al.* (1966), definida originalmente na região a oeste da PC e cronocorrelata ao magmatismo Uatumã. Entretanto, dados geocronológicos de zircão detrítico apresentados por Pereira *et al.* (2009) sugerem que ao menos parte dessas coberturas se depositou após 2,01 Ga e antes de 1,88 Ga, indicando serem mais antigas que o previamente especulado.

### 3.4 – Limite oriental do Cráton Amazônico

O Cinturão Araguaia limita o leste do Cráton Amazônico e o Bloco Parnaíba (Cordani *et al.*, 1984, Castro *et al.*, 2014). Alguns estudos o associam, em conjunto com a Faixa Paraguai, ao fechamento do suposto oceano ediacarano-cambriano Clymene e à colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo (Trindade *et al.*, 2006, Thover *et al.*, 2010, 2012), tratando-se de um dos últimos orógenos que aglutinaram o oeste de Gondwana, já no Cambriano. No entanto, Kotschoubey *et al.* (2005) argumentam com base em dados de campo e de litogeoquímica que as sequências ofiolíticas da bacia Araguaia foram desenvolvidas em um ambiente de *rift* oceanizado abortado, dando pouca margem para um grande oceano ali. Isso abre a possibilidade da existência de uma conexão anterior ao Neoproterozoico entre o Bloco Parnaíba e o restante do Cráton Amazônico, como postulado por Abreu (1990) e Gorayeb (1996) e reafirmado por Arcanjo *et al.* (2013), que ainda sugerem a mesma evolução para o Cinturão Gurupi e conseqüentemente postulando a ligação proterozoica entre os crátons Amazônico e Oeste Africano através do Bloco Parnaíba. Este último, entretanto, representaria parte do mesmo bloco tectônico do Arco Magmático de Goiás, para aqueles autores.

Cordani *et al.* (2013) e Ganade de Araújo *et al.* (2014) afirmam que o fim da aglutinação do orógeno do Gondwana Ocidental se deu ainda no Neoproterozoico, com o fechamento do oceano Farusiano-Goiás em subducção marcada por eclogitização de 0,62 Ga e subsequente colisão entre os blocos formados pelos crátons Amazônico/Oeste Africano e São Francisco-Congo/Saara. Desta maneira, restaria à faixa Araguaia a hipótese (em aberto) de se tratar de um orógeno associado à inversão cambriana do proto-oceano inferido por Kotschoubey *et al.* (2005), como resposta à colisão ediacarana. Essa interpretação também invalida a hipótese de conexão entre o Bloco Parnaíba e o Arco Magmático de Goiás, como postulado por Arcanjo *et al.* (2013), visto que ambos se posicionam em blocos tectônicos distintos, amalgamados apenas no Neoproterozoico.

#### 4 – SÍNTESE DA LITOESTRATIGRAFIA

A proposta de empilhamento litoestratigráfico para o nordeste da PC aqui apresentada é fundamentalmente embasada no mapeamento geológico sistemático na escala de 1:100.000 da área de estudo (Tavares e Silva, 2013; Tavares, 2014; Justo, 2014) e na revisão das propostas pioneiras de Hirata *et al.* (1982), Meireles *et al.* (1984), DOCEGEO (1988), Araújo e Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994). Também incorpora diversas contribuições de diferentes autores para o posicionamento estratigráfico das unidades aflorantes, como os trabalhos de Gibbs *et al.* (1986), Trendall *et al.* (1998), Macambira (2003), Faraco *et al.* (2005), Vásquez *et al.* (2008a), Macambira *et al.* (2009), Feio *et al.* (2012, 2013), entre muitos outros.

As principais propostas de empilhamento litoestratigráfico anteriores para a região estão resumidas e comparadas à presente proposta na Figura 5. O mapa geológico simplificado da área de estudo é apresentado na Figura 6 e a coluna estratigráfica adotada neste trabalho, na Figura 7 (o mapa de pontos se encontra no Anexo I, o mapa geológico-estrutural na escala de 1:100.000 no Anexo II e as seções geológicas no Anexo III).

Ao todo, foram reconhecidas 11 unidades de mapeamento, além das coberturas lateríticas meso-cenozoicas e dos sedimentos aluvionares recentes associados aos rios Itacaiúnas e Parauapebas. Algumas unidades são subdivididas por associação litológica e/ou por segmento/corpo.

COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS PARA O NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS															
FON	ERA		DOCEGEO, 1988			ARAÚJO <i>et al.</i> , 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991; OLIVEIRA <i>et al.</i> , 1994			MACAMBIRA <i>et al.</i> , 1990; MACAMBIRA, 2003 (Serra dos Carajás e entorno)		PINHEIRO, 1997; PINHEIRO & HOLDSWORTH, 2000		ESTE TRABALHO		
	FANEROZOICO	PALEOZOICO	MESOZOICO	CENOZOICO											
								Corpos máficos intrusivos		Grupo Serra Grande		Diabásio Rio Pajeú			
PROTEROZOICO	MESOPROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	Diques								Formação Gorotire		Gabro Rio da Onça		
			granitos anorogênicos (Serra dos Carajás, Cigano, entre outros)			granitos pós-tectônicos (Serra dos Carajás, Cigano, entre outros)			Granito Serra dos Carajás		Granitóides e diques		Granitos alcalinos anorogênicos (Serra dos Carajás, Cigano, etc)		
ARQUEANO	PALEOPROTEROZOICO	Gabro Santa Inês			Intrusões Máficas-Ultramáficas pós-tectônicas			Gabro Santa Inês				Grupo Paredão Formação Caninana			
		Grupo Rio Fresco			Suíte Plaqué			Formação Igarapé Azul				Formação Águas Claras			
		Granito Estrela													
		SUPERGRUPO ITACAÍUNAS	Grupo Grão Pará	Grupo Buritirama	Grupo Bahia	Fm Sumidouro	Fm Grotão do Vizinho	GRUPO GRÃO PARÁ	GRUPO RIO NOVO	GRUPOS TAPIRAPÉ E BURITIRAMA	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Igarapé Boa Sorte	Formação Águas Claras	Grupo Grão Pará	Associação de topo
												Formação Igarapé Cigarra			
				Formação Carajás	Associação intermediária										
				Formação Parauapebas											
		GRUPO Igarapé Salobo	GRUPO Igarapé Pojuca	Formação Cinzento	Formação Três Alfa	Gnaiss Cascada	Formação Corpo Quatro	GRUPO Sapucaia	GRUPO POJUCA	Formação Gameleira	Formação Grupo Igarapé Pojuca	Complexo Granítico Estrela	Associação de base		
										Formação Corpo Quatro					
		Complexo Luanga / Complexo Serra Azul		Gnaiss Estrela											
SUPERGRUPO ANDORINHAS	Grupos Lagoa Seca Babaço Rio Preto (Sequência Rio Novo)	Complexo Xingu				Complexo Xingu									
		Complexo Pium		Complexo Xingu		Complexo Pium						Associações de embasamento (Ortognaisse Bom Jesus, greenstones e granitóides calcoalcalinos)			

Figura 5: comparativo entre as colunas estratigráficas propostas por diversos autores e a adotada neste trabalho.

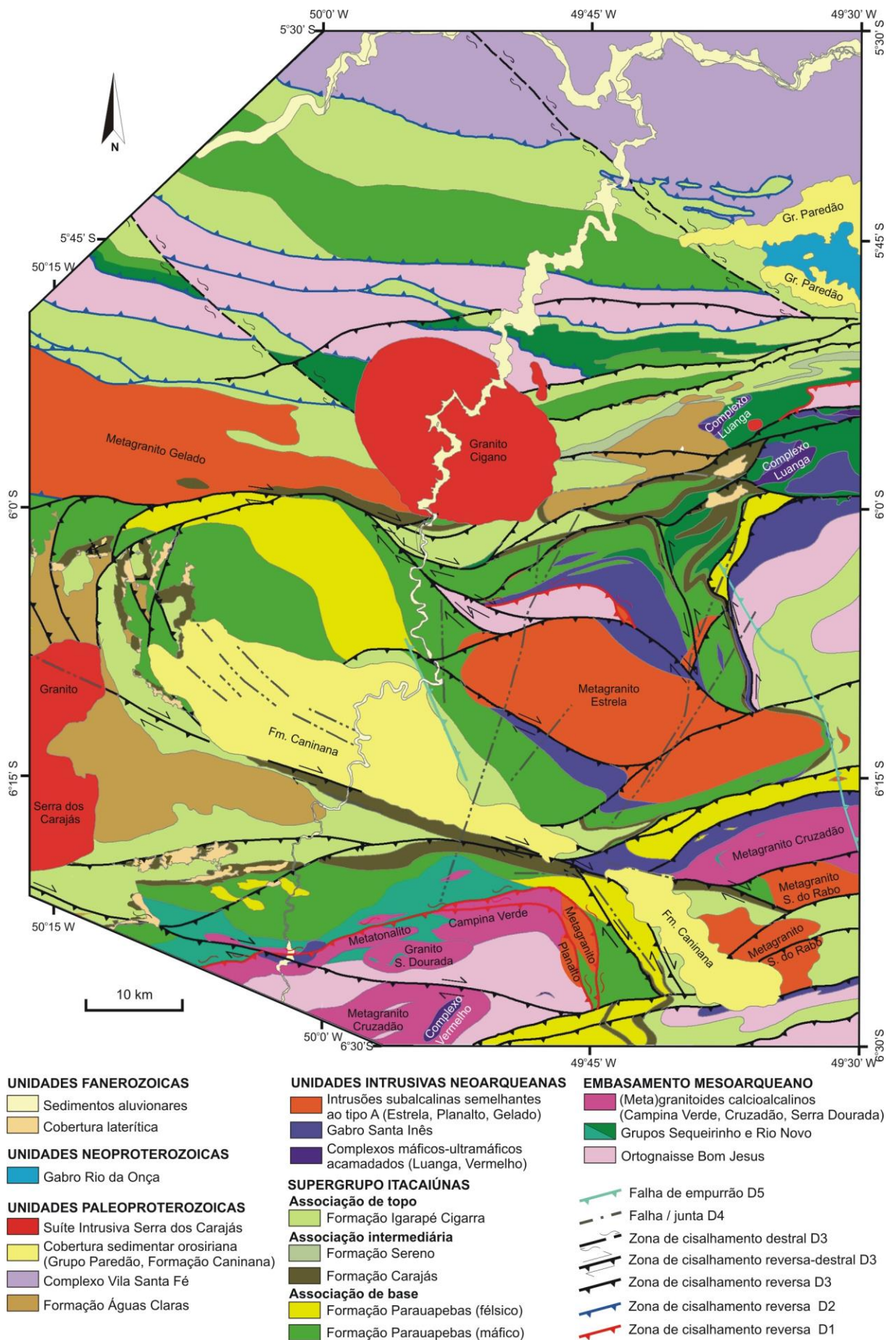


Figura 6: Mapa geológico simplificado da área de estudos (a versão completa, na escala de 1:100.000, está disponível no Anexo I).

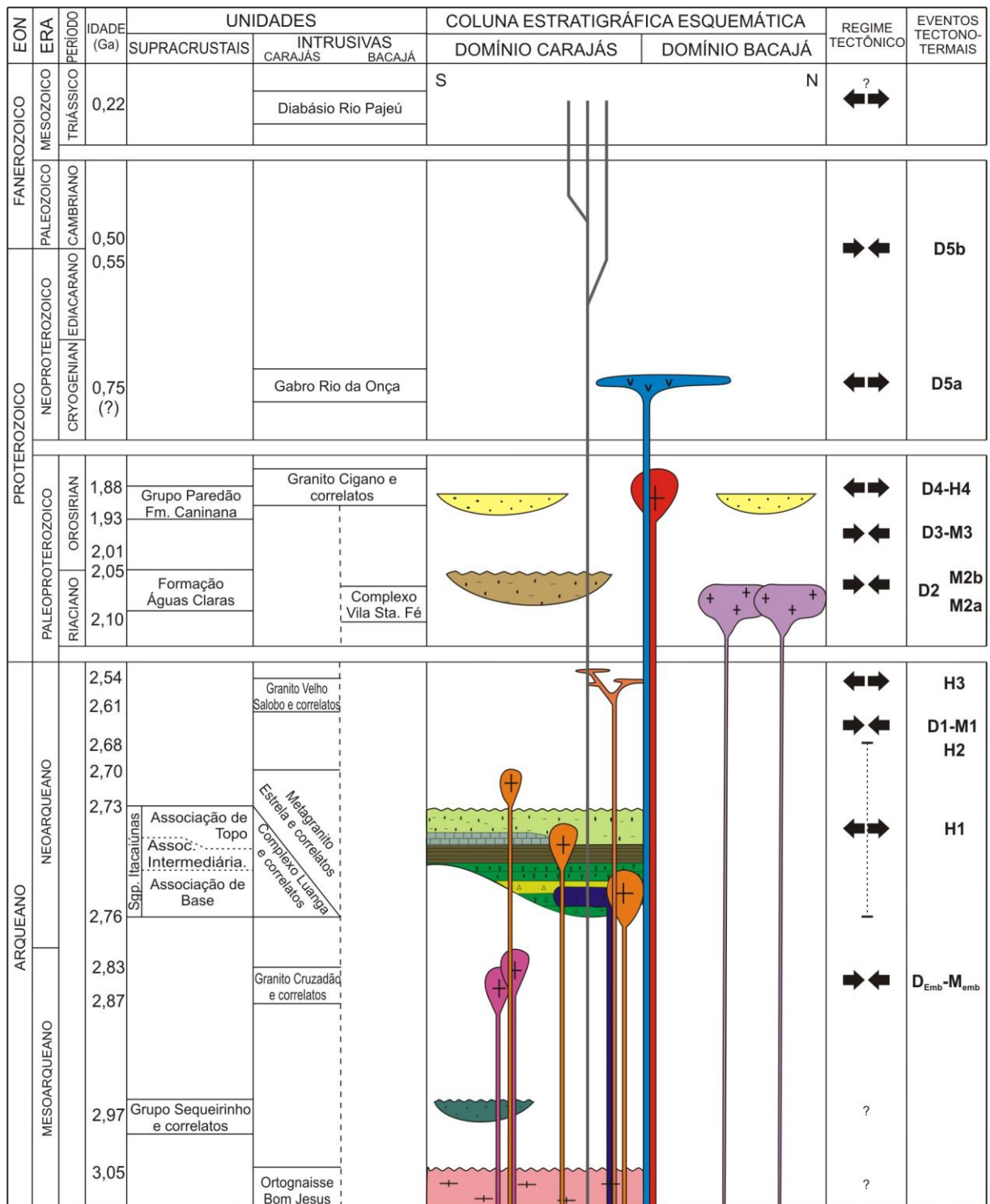


Figura 7: Coluna estratigráfica interpretada das unidades aflorantes na área de estudo. As cores seguem o mesmo padrão representado no mapa geológico (Fig. 6). As colunas “Regime Tectônico” e “Eventos Tectono-tremais” se referem ao apresentado nos capítulos 5 e 6 (D: fase de deformação; M: metamorfismo de caráter regional; H: hidrotermalismo).



## 4.1 Mesoarqueano

O embasamento do Domínio Carajás na área de estudo é constituído por litotipos usualmente agrupados no Complexo Xingu. Foi desmembrado em três associações mapeáveis por Tavares (2014) e Justo (2014): ortognaisses migmatíticas (Ortognaisse Bom Jesus, reinterpretado de Feio *et al.*, 2013), lentes de sequências *greenstone* (Grupo Rio Novo, Hirata *et al.*, 1982; Grupo Sequeirinho, desmembrado do Grupo Sapucaia de Araújo & Maia, 1991, por este ser considerado como restrito ao Domínio Rio Maria) e granitoides calcioalcalinos, na maioria gnaissificados (corpos Campina Verde, Cruzadão e Serra Dourada, Feio *et al.*, 2013, Moreto, 2013).

### 4.1.1 Ortognaisse Bom Jesus

O Ortognaisse Bom Jesus possui composição granodiorítica a tonalítica, com diversas bandas/enclaves anfibolíticos. É fortemente bandado, sendo a biotita o principal mineral máfico a marcar sua forte xistosidade e estratificação composicional (Fig. 8a). Frequentemente são observados bolsões leucossomáticos concordantes a oblíquos ao bandamento, de composição granodiorítica a granítica, que imprimem aspecto migmatítico à unidade (Fig. 8b).

Litotipos do Complexo Xingu aqui compreendidos como correlatos ao Ortognaisse Bom Jesus foram descritos por diferentes autores como associações do tipo TTG, com idades entre 3,08 e 2,97 Ga (p. ex. Avelar *et al.*, 1999; Pidgeon *et al.*, 2000; Silva, 2014, Moreto *et al.*, 2014).

### 4.1.2 Grupos Rio Novo e Sequeirinho

As sequências *greenstone* do nordeste da PC são tectônica e estratigraficamente subdivididas em duas associações distintas, os grupos Rio Novo, a nordeste e Sequeirinho, a sudeste.

No Grupo Rio Novo, predominam litotipos ultramáficos (Fig. 8c, d) e, no topo, com raras camadas interdigitadas de *metachert*, formações ferríferas bandadas, biotita-xistos e xistos verdes. Já no Grupo Sequeirinho, há maior variação faciológica, ocorrendo rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas interdigitadas com rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, formações ferríferas bandadas, *metachert*, biotita-xistos, quartzo-xistos e paragnaisses finos.

As relações de contato das sequências *greenstone* com o Ortognaisse Bom Jesus não foram observadas em campo. Moreto *et al.* (2014) e Silva (2014) apresentaram idades de cristalização para rochas subvulcânicas aqui entendidas como parte do Grupo Sequeirinho, de  $2968 \pm 15$  Ma (U-Pb em zircão).

#### 4.1.3 Granitoides calcioalcalinos a alcalinos

Tanto o Ortognaisse Bom Jesus quanto as sequências *greenstone* foram intrudidos por granitoides calcioalcalinos a alcalinos, entre 2,87 e 2,83 Ga, fenômeno acompanhado de metamorfismo regional de alto grau e migmatização das associações TTG (Machado *et al.*, 1991, Silva, 2014, Moreto *et al.*, 2014). Aparentemente são derivados de fusão parcial das encaixantes, especialmente de níveis mais profundos do Ortognaisse Bom Jesus. Na área de estudo, os corpos mapeáveis são o Metatonalito Campina Verde ( $2876 \pm 5$  Ma, Moreto, 2013;  $2848 \pm 5$ , Feio *et al.*, 2013), o Metagranito Cruzadão ( $2874 \pm 15$ , Tavares, 2014;  $2857 \pm 8$ , Feio *et al.*, 2013) e o Granito Serra Dourada ( $2848 \pm 5$  Ma, Moreto, 2013;  $2831 \pm 6$  Ma, Feio *et al.*, 2013).

O Metatonalito Campina Verde é uma rocha homogênea, foliada, gnaissificada, de composição majoritariamente tonalítica, porém variando localmente para granodiorítica, apresentando ocasionalmente textura ígnea semi-preserveda e fenocristais subidiomórficos a amendoados de plagioclásio. Possui mineralogia máfica acessória marcada por biotita e hornblenda, e apresentando frequentes xenólitos de anfibolito, supostamente correlatos às bandas máficas do Ortognaisse Bom Jesus (Fig. 8e, f).

O Metagranito Cruzadão tem composição granodiorítica a granítica, com biotita como mineral máfico principal. Também é uma rocha predominantemente homogênea, por vezes apresentando leve bandamento composicional (Fig. 8g). É foliada e estirada, localmente com alguns bolsões de textura pegmatítica e por vezes apresentando fenocristais de alcalifeldspato potássico e/ou albita e uma trama ígnea reliquiar (Fig. 8h). Foram observados diversos xenólitos de ortognaisse tonalítico a granodiorítico, do Ortognaisse Bom Jesus, na sua zona de contato, onde é clara a relação da granitogênese com anatexia da encaixante.

O Granito Serra Dourada é mais jovem que os demais e possui elementos texturais ígneos majoritariamente preservados, sendo entendido como tardi a pós- tectônico em relação à deformação principal que afetou as associações mesoarqueanas. Trata-se de um corpo de textura equigranular fanerítica, localmente porfirítica, cortado por fácies granofíricas, de textura gráfica. Não possui uma foliação clara, apesar de ser cortado por zonas de cisalhamento posteriores à sua cristalização, com estreitas faixas ultramiloníticas.

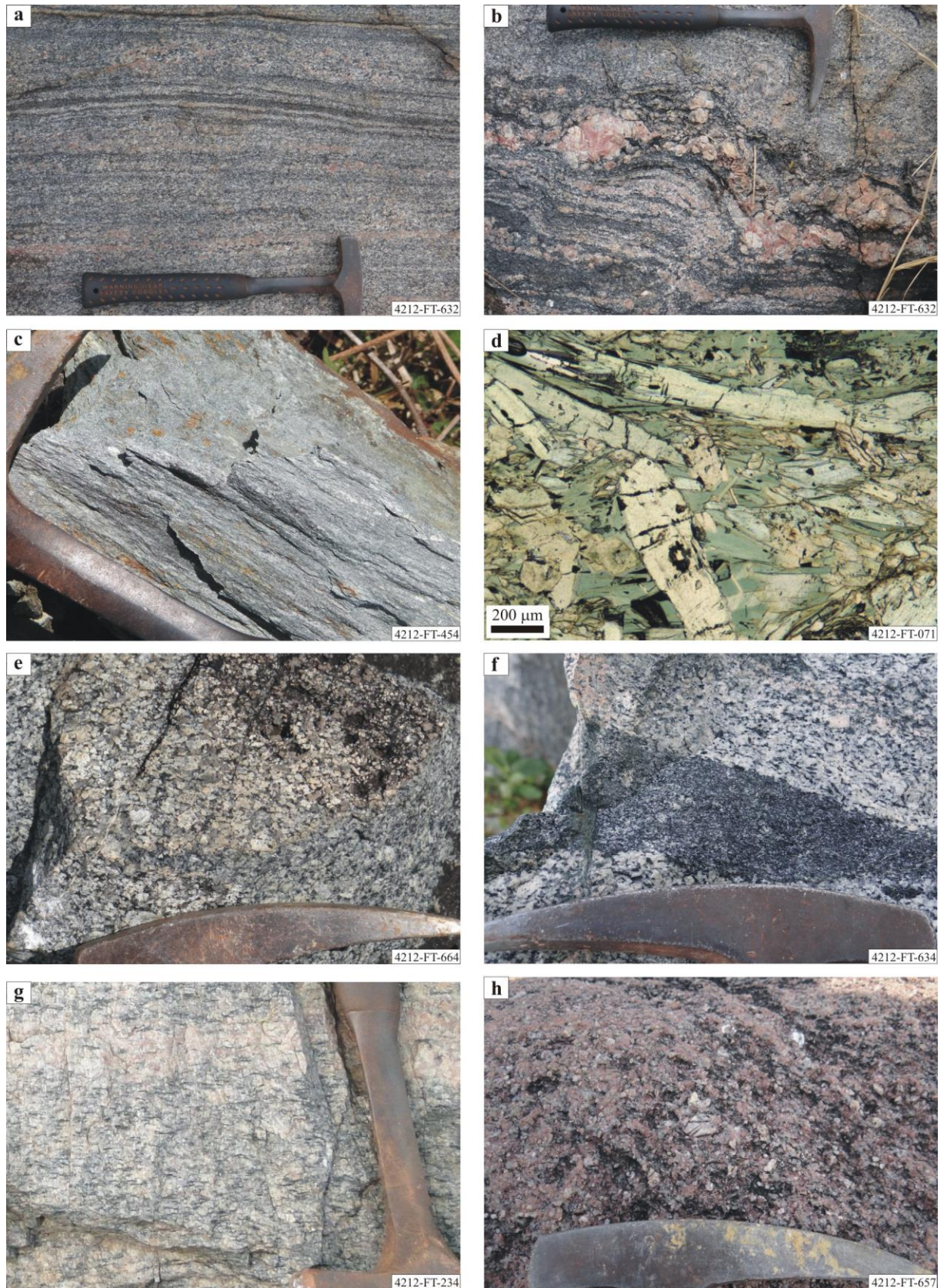


Figura 8: a) aspecto bandado do Ortognaisse Bom Jesus; b) bolsão migmatítico concordante à foliação, com bordas melanossomáticas, em afloramento do Ortognaisse Bom Jesus; c) tremolita/actinolita-xisto do Grupo Rio Novo; d) fotomicrografia de tremolita/actinolita-clorita-xisto do Grupo Rio Novo (PP); e) detalhe da textura ígnea reliquiar em afloramento do Metatonalito Campina Verde; f) xenólito de anfíbolito em porção gnaissificada do Metatonalito Campina Verde; g) bandamento composicional leve e difuso em afloramento do Metagranito Cruzadão; h) detalhe de textura ígnea reliquiar em afloramento do Metagranito Cruzadão.

## 4.2 Neoarqueano

### 4.2.1 Supergrupo Itacaiúnas

Recobrando o embasamento, ocorrem as sequências meta-vulcanossedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas (2,76-2,73 Ga), proposto por DOCEGEO (1988) para agrupar o Grupo Grão Pará e sequências correlatas (Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Buritirama, entre outras). Novas observações de campo permitiram reagrupar informalmente as sequências neoarqueanas em associações de base, intermediárias e de topo, de maneira um pouco distinta à reconhecida por DOCEGEO (1988).

As associações de base são predominantemente vulcanogênicas. Ocorrem litologias relacionadas a vulcanismo bimodal ácido-básico, como (meta)basaltos (Fig. 9a) e (meta)riolitos (Fig. 9b), datados entre 2,76 e 2,73 Ga (p. ex. Machado *et al.*, 1991, Trendall *et al.* 1998). Metabasaltos da região da mina de N4 possuem textura amigdaloidal semi-preserveda, assim como porções anfibolíticas da unidade a sul do Metagranito Estrela apresentam textura de brecha hialoclástica e almofadada, sugerindo caráter vulcânico/subvulcânico.

As associações intermediárias, em contato gradacional com a base, são representadas por espessos pacotes de formações ferríferas bandadas (Fig. 9c), localmente interdigitadas com folhelhos negros/xistos grafitosos, estes últimos reconhecidos por Cabral *et al.* (2013) na região da serra Sul. Formações manganésíferas bandadas (Fig. 9d), mármore, rochas calciossilicáticas e xistos grafitosos das regiões de Curionópolis, serra do Sereno e serra da Buritirama também foram englobadas na associação intermediária (Fig. 9e).

O topo, de contato em parte gradacional e em parte erosivo com as associações intermediárias, é predominantemente sedimentar clástico, formado por (meta)conglomerados (Fig. 9f), (meta)arenitos/quartzitos (Fig. 9g), (meta)pelitos (Fig. 9h), acompanhados de níveis de formações ferríferas bandadas e (meta)pelitos carbonosos/grafitosos, por vezes ricos em pirita. Também ocorrem interdigitações de rochas de protólitos vulcânicos/vulcanoclásticos, assim como cordierita-cummingtonita-antofilita-anfibolitos representativos de paleossistemas hidrotermais exalativos metamorfizados, estes últimos também reconhecidos por Schwarz & Frantz (2011) e Dreher *et al.* (2012).

### 4.2.2 Intrusões máficas-ultramáficas e máficas

O plutonismo neoarqueano acompanha a bimodalidade das sequências vulcânicas de cobertura do Supergrupo Itacaiúnas. Foram reconhecidos corpos máficos-ultramáficos de 2,76

a 2,74 Ga, como os complexos máficos-ultramáficos Luanga (Suíta e Nilson, 1988; Ferreira Filho *et al.*, 2007) (Fig. 4a) e Vermelho (Alves *et al.*, 1986). Litotipos metamáficos grossos correlatos ao Metagabro Santa Inês (Meireles *et al.*, 1984; Araújo & Maia, 1991) também foram compreendidos como correlacionáveis a estas unidades, especialmente devido à continuidade de afloramentos.

O Complexo Máfico-ultramáfico Luanga é tectonicamente segmentado em ao menos três lascas (corpos Formiga, Luanga e Luanga Sul). Seu segmento mais conhecido, o corpo Luanga, apresenta zonas ultramáfica, intermediária e máfica, tectonicamente invertidas e imbricadas com vergência de sudeste para noroeste. A zona ultramáfica contém tremolita-talco-(magnetita)-xistos, tremolita-talco-clorita-xistos e serpentinitos. A zona intermediária tem associados metagabros e metanoritos com cromititos e magnetititos (Fig. 10a). A zona máfica possui metagabros (Fig. 10b), metanoritos e meta-anortositos. De acordo com Suíta e Nilson (1988), as camadas cumuláticas de cromitito se concentram na zona transicional e são mineralizadas em EGP.

O Complexo Máfico-ultramáfico Vermelho é menos estudado e com baixa taxa de exposição, recoberto por lateritos mineralizados em níquel (Alves *et al.*, 1986). De acordo com Silva e Oliveira (1995), é constituído majoritariamente por metadunitos e metapiroxenitos fortemente serpentinizados. Em campo, foram reconhecidos apenas blocos de metapiroxenito serpentinado.

O Metagabro Santa Inês engloba metagabros e anfibolitos grossos, ocasionalmente porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio (Fig. 10c), assim como raros níveis anortosíticos associados aos metagabros (Fig. 10d). É notável a distribuição da unidade em mapa, ocorrendo preferencialmente na zona de contato entre as associações de embasamento / cobertura, por vezes intrudindo a base do Supergrupo Itacaiúnas. A zona máfica do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga aparenta ter, ao menos em parte, continuidade lateral com litotipos do Metagabro Santa Inês.

#### 4.2.3 Granitoides subalcalinos semelhantes aos do tipo A

Diversos granitos subalcalinos semelhantes aos do tipo A foram colocados entre 2,76 e 2,70 Ga, destacando-se os corpos Estrela (Barros *et al.*, 2001, 2004) (Fig. 4b), Gelado (Barbosa, 2004), Serra do Rabo (Sardinha *et al.*, 2006) e outros mais a sul, correlacionáveis à Suíte Planalto (Feio *et al.*, 2012). Todos contêm biotita e hornblenda como minerais máficos acessórios. Alguns plútons foram tardiamente gnaissificados.

O mais antigo dos corpos é o Metagranito Estrela, de  $2763 \pm 7$  Ma (Barros *et al.*, 2004). Trata-se de um ortognaisse fino a médio, levemente bandado, de composição monzogranítica a sienogranítica (Fig. 10e). Está encaixado na base do Supergrupo Itacaiúnas, cortando litotipos máficos e félsicos da associação de base, bem como metamáficas correlatas ao Metagabro Santa Inês. O corpo exhibe xenólitos de anfibólito, correlacionado à porção máfica do Ortognaisse Bom Jesus.

O Metagranito Igarapé Gelado é um batólito polidiapírico lentiforme gnaissificado, que aflora na porção setentrional da PC, alongado na direção WNW-ESE, com pelo menos 120 km de extensão (Vásquez *et al.*, 2008a). É composto essencialmente por ortognaises granodioríticos e localmente por litofácies monzoníticos a tonalíticos, fortemente foliados (Fig. 10f). Está encaixado em litotipos das associações intermediária e de topo do Supergrupo Itacaiúnas. Sua cristalização foi datada por Barbosa (2004) pelo método Pb-Pb, em  $2731 \pm 26$  Ma.

Os granitoides correlatos à Suíte Planalto, incluindo entre estes o corpo Serra do Rabo, são menores e mais jovens, com idades U-Pb em zircão de cristalização entre  $2733 \pm 2$  e  $2706 \pm 5$  Ma (Feio *et al.*, 2012). São grossos, de composição predominantemente granítica, textura equigranular fanerítica a fanerítica-porfirítica. Localmente são cortados por zonas de cisalhamento mais jovens, especialmente nas bordas, onde podem ser foliados (Fig. 10g), porém também foram reconhecidos contatos bruscos com as encaixantes, entendidos como intrusivos.

Aplitos e pegmatitos associados a veios hidrotermais de anfibólito e quartzo ocorrem encaixados no Metagranito Estrela, discordantes do bandamento gnáissico, bem como nas associações do Supergrupo Itacaiúnas e do Metagabro Santa Inês que ocorrem na zona de contato com a unidade, oblíquos à foliação tectônica principal e tardiamente dobrados e estirados (Fig. 10h). Trata-se de corpos quartzo-feldspáticos tabulares, localmente com hornblenda. Os veios, por vezes sulfetados e mineralizados em cobre, foram datados por Marshik *et al.* (2005) em  $2609 \pm 13$  Ma (Re-Os, molibdenita) no garimpo da Serra Verde. Neste trabalho, são correlacionados ao magmatismo granítico da porção norte do Domínio Carajás, como o Granito Velho Salobo ( $2573 \pm 7$  Ma – Machado *et al.*, 1991;  $2547 \pm 5,3$  Ma – Melo *et al.*, 2013) e o Granito Itacaiúnas ( $2560 \pm 37$  Ma; Souza *et al.*, 1996), aflorantes a noroeste da área de estudo.

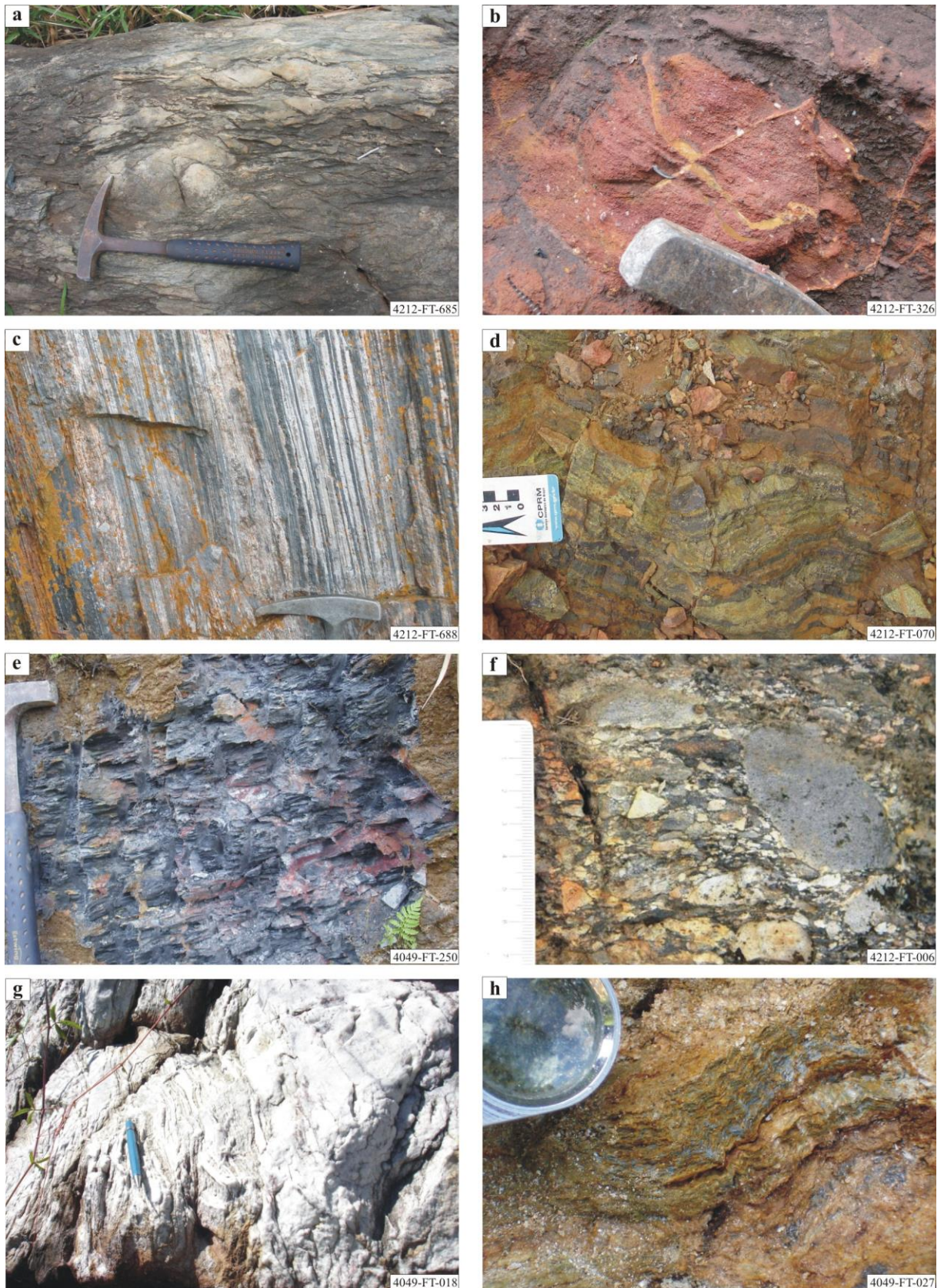


Figura 9: Exemplos de litotipos do Supergrupo Itacaiúnas. a) anfibolito fino com textura de brecha hialoclástica semi-preservada, da associação de base; b) rocha metavulcânica ácida com fenocristais de feldspato potássico; c) Formação ferrífera bandada de fácies óxido, da associação intermediária; d) formação manganésífera bandada de fácies silicato, da associação intermediária, com tonalidade verde-amarelada conspícua; e) grafita-xisto interdigitado às formações manganésíferas bandadas, da associação intermediária; f) metaconglomerado oligomítico mal selecionado, com clastos subangulosos a subarredondados de rochas metavulcânicas, metarenito e quartzo; g) quartzito da associação de topo; h) muscovita-quartzo-xisto com níveis ricos em grafita, da associação de topo.

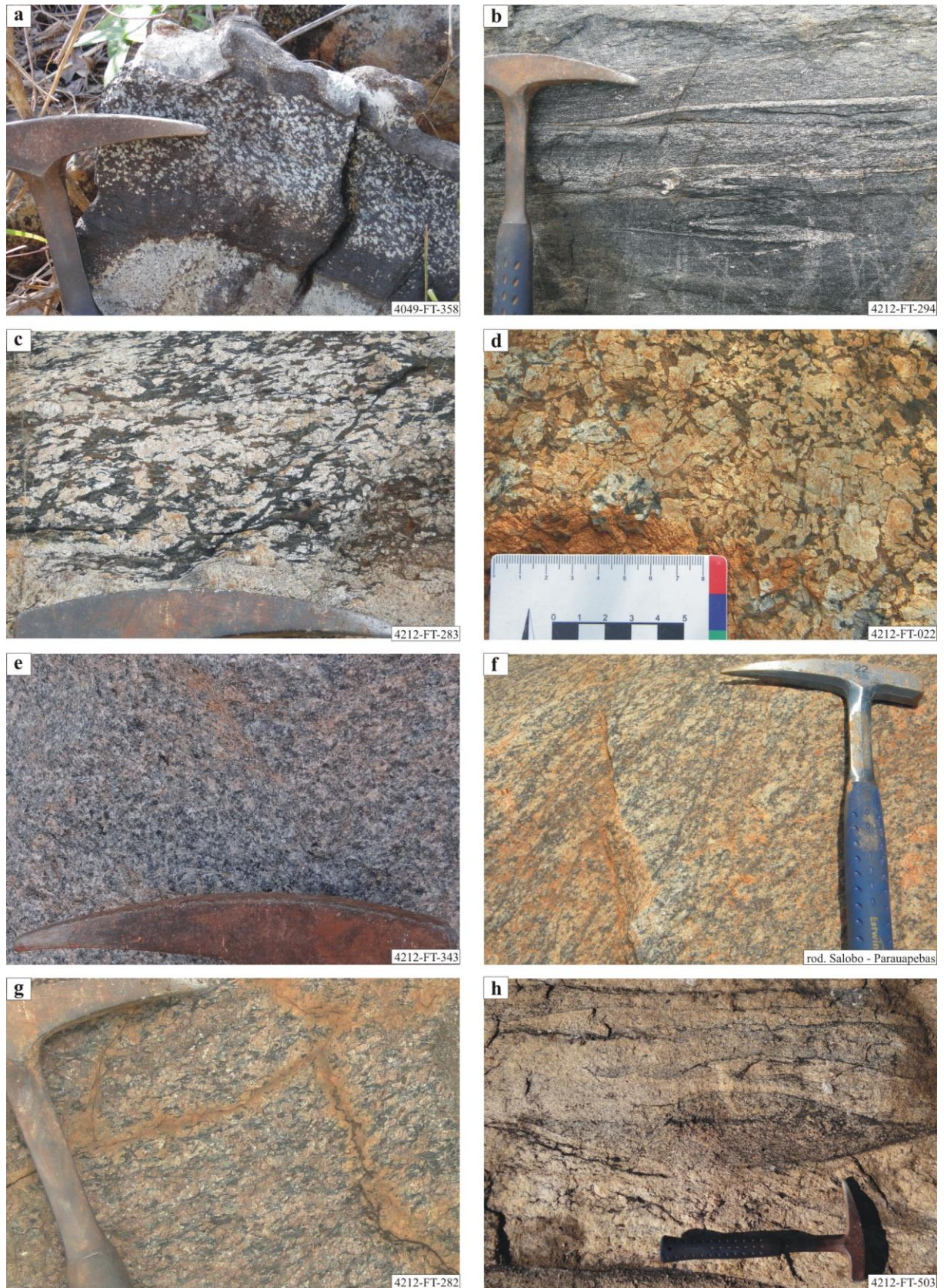


Figura 10: Exemplos de litotipos neoproterozoicos intrusivos: a) Nível de cromitito da zona intermediária do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; b) anfibolito com leve bandamento composicional da zona máfica do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; c) anfibolito rico em fenocristais amendoados de plagioclásio, pertencente ao Metagabro Santa Inês; d) nível anortosítico interdigitado nas associações correlatas ao Metagabro Santa Inês; e) detalhe da textura homogênea, levemente foliada do Metagranito Estrela; f) Textura gnáissica do Metagranito Gelado; g) Detalhe da textura do corpo Serra do Rabo (Suíte Planalto) em local próximo a zona de cisalhamento que corta o granitoide; h) corpos tabulares grossos de granitoide intrusivo no corpo Estrela.



### 4.3 Paleoproterozoico

#### 4.3.1 Complexo Vila Santa Fé

Exposições do Domínio Bacajá (PT) afloram no extremo norte da área de trabalho, empurrados sobre litotipos do Supergrupo Itacaiúnas. Trata-se de ortognaisses e anfibolitos granulíticos/retrogranulíticos, calcioalcalinos, do Complexo Vila Santa Fé (Tavares e Silva, 2013), incluindo ortognaisses granodioríticos a tonalíticos fortemente migmatíticos, contendo enclaves intermediários a máficos correlacionados a mistura de magmas durante a cristalização (Fig. 11a, b). Sua idade de cristalização foi preliminarmente apresentada por Tavares e Silva (2013), entre 2,10 e 2,09 Ga, bem como a idade de metamorfismo / migmatização foi estimada entre 2,09 e 2,06 Ga (Macambira *et al.*, 2007; Tavares e Silva, 2013).

Também ocorrem corpos de composição charnoquítica a enderbítica, homogêneos, grossos a muito grossos, irregulares, acompanhando a foliação das encaixantes, derivados de fusão parcial *in situ*. Na área de estudo, não são mapeáveis.

#### 4.3.2 Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras (Araújo & Maia, 1991, Nogueira *et al.*, 1995) representa uma expressiva cobertura sedimentar na parte centro-oriental do Domínio Carajás, em discordância com o Supergrupo Itacaiúnas, constituída por (meta)pelitos, (meta)arenitos e raros (meta)conglomerados, na base, considerados por Nogueira *et al.* (1995) como depósitos marinhos a costeiros (Fig. 11c, d), seguidos por um espesso pacote de arenitos e conglomerados de ambiente continental fluvial, no topo.

Sua idade é incerta, bem como se representa uma ou mais sequências diferentes. Datações U-Pb entre 2,65 e 2,70 Ga (Mougeot *et al.*, 1996a; Dias *et al.*, 1996 e Trendall *et al.*, 1998), em cristais de zircão de diques intermediários a máficos que cortam a unidade, foram inicialmente entendidas como idades de cristalização. No entanto, idades Pb-Pb de 2,06 Ga para pirritas diagenéticas da unidade (Mougeot *et al.*, 1996b), bem como dados atípicos de MIF (*mass independent fractionation*) obtidos por Fabre *et al.* (2011) também para as pirritas, sugerem que a base da sequência se depositou após 2,10 Ga, levando à reinterpretação das idades encontradas nos diques como herança das encaixantes ou contaminação crustal.

### 4.3.3 Grupo Paredão e Formação Caninana

Coberturas orosirianas que recobrem partes de ambos os domínios Carajás e Bacajá foram observadas. Trata-se de pacotes sedimentares do Grupo Paredão e da Formação Caninana (renomeado segundo Pereira *et al.*, 2009), representados por brechas sedimentares, conglomerados polimíticos, arenitos seixosos e arenitos mal selecionados, composicionalmente imaturos, marcados pelo empilhamento de ciclos de granodecrescência ascendente, remetendo a ambiente continental de leques aluviais a fluvial entrelaçado (Fig. 11e, f).

Cristais de zircão detrítico analisados por Pereira *et al.* (2019) indicaram idade máxima de 2,01 Ga para a Formação Caninana. Sua idade mínima é dada pela relação de corte relativa à ocorrência de veios hidrotermais e diques félsicos correlatos às intrusões graníticas de 1,88 Ga cortando a unidade.

### 4.3.4 Suíte Intrusiva Serra dos Carajás

Extensivo magmatismo anorogênico orosiriano, agrupado na Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (Dall’Agnol *et al.*, 2005), é representado por granitos alcalinos do tipo A e diques ácidos na direção NNE-SSW a NE-SW. Trata-se, na área de estudo, de sieno a monzogranitos, médios a grossos, equigranulares, localmente porfiríticos, com fenocristais de até 5 cm de feldspato potássico, apresentando localmente texturas tipo *rapakivi* (Fig. 11g). Tufos ácidos correlatos também foram observados sobre litotipos do Grupo Paredão (Fig. 11h)

A cristalização do Granito Cigano, pertencente à suíte, foi datada por Machado *et al.* (1991), pelo método U-Pb em zircão, em  $1883 \pm 2$  Ma. Dados de Sm-Nd de Dall’Agnol *et al.* (2005) indicam idades TDM de 3,35 a 2,61 Ga, bem como  $\epsilon_{Nd}$  fortemente negativos, indicando fontes crustais arqueanas para os magmas geradores. A suíte é cronocorrelata ao Magmatismo Uatumã, exposto centenas de quilômetros a oeste da área de estudo.



Figura 11: a) ortognaisse migmatítico do Complexo Vila Santa Fé, com autólitos máficos, cortado por veios anatóxicos injetados; b) ortognaisse migmatítico com autólito máfico do Cpx. Vila Santa Fé; c) conglomerado monomítico bem selecionado com seixos de quartzo da base da Formação Águas Claras; d) interdigitação de camadas metapelíticas e metareníticas da base da Formação Águas Claras; e) conglomerado polimítico com clastos subarredondados de hematita, quartzito, quartzo e fragmentos líticos variados (Grupo Paredão); f) arenito seixoso da Formação Caninana; g) detalhe da textura *rapakivi* de afloramento do Granito Cigano (Suíte Intrusiva Serra dos Carajás); h) fotomicrografia de tufo ácido de queda correlato à Suíte Intrusiva Serra dos Carajás.

## 4.4 Neoproterozoico

### 4.4.1 Gabro Rio da Onça

Soleiras e diques máficos de direção NNW-SSE, de idade neoproterozoica (DOCEGEO, 1988), ocorrem no nordeste da PC e no sudeste da PT (Fig. 4g). Trata-se de gabros finos a grossos, a piroxênio e olivina, localmente deformados por zonas ultramiloníticas finas e anastomosadas (Fig. 12a, b). São subparalelos à margem do Cráton Amazônico, seguindo a direção média do Cinturão Araguaia. Gomes *et al.* (1975) reportaram idade máxima de  $507 \pm 29$  Ma em diques da região, pelo método K/Ar.

O magmatismo é provavelmente correlacionado ao estudado por Paixão *et al.* (2008) e Kotschoubey *et al.* (2005), de abertura da bacia Araguaia. Paixão *et al.* (2008) estimaram idade de 0,75 Ga a partir da construção de uma isócrona Sm-Nd para diques gabróicos e de diabásio correlatos, que cortam as sequências ofiolíticas descritas por aqueles autores há centenas de quilômetros a sul-sudeste da área de trabalho. Pacotes sedimentares marinhos plataformais neoproterozoicos do Grupo Baixo Araguaia (Hasui *et al.*, 1977) a leste da área de estudo, aparentemente encobrem os diques, corroborando a interpretação da relação temporal apresentada.

## 4.5 Mesozoico

### 4.5.1 Diabásio Rio Pajeú

Uma segunda geração de diques máficos corta a área de estudo. São corpos de diabásio, mais finos e não deformados (Fig. 12c, d). Tendem a seguir a mesma direção dos diques neoproterozoicos (NNW-SSE), porém podem ser mais irregulares, com trechos de direção NW-SE. Macambira *et al.* (2014) denominaram esta associação como Diabásio Rio Pajeú e a correlacionaram ao magmatismo máfico jurássico-triássico que ocorre em outras porções do norte do Brasil.

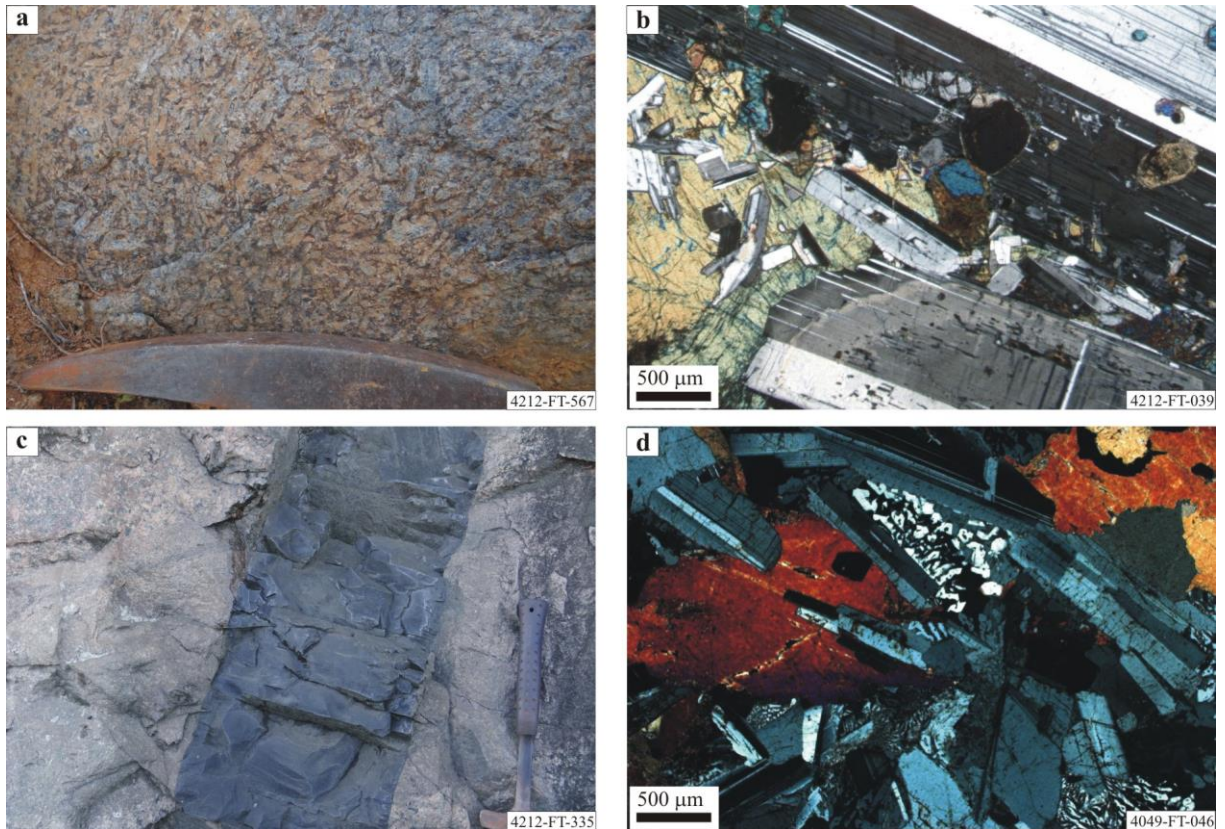


Figura 12: a) dique de gabro grosso correlato ao Gabro Rio da Onça; b) fotomicrografia de litotipo correlato ao Gabro Rio da Onça, apresentando plagioclásio zonado, olivina e matriz de clinopiroxênio, com textura subofítica; c) dique máfico fino, correlato ao Diabásio Rio Pajeú, cortando litotipo do Granito Cigano; d) fotomicrografia de dique máfico correlato ao Diabásio Rio Pajeú, apresentando ripas de plagioclásio intercrescidos com clinopiroxênio e quartzo intersticial.

## 5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudos possui registros de uma enorme variedade de estruturas, tanto dúcteis quanto rúpteis. As diferentes estruturas que afetam o Supergrupo Itacaiúnas, as intrusões neoarqueanas e unidades mais jovens podem ser divididas em cinco grupos principais atribuídos a cinco fases de deformação (D1 a D5), em escala regional e de acordo com critérios de distribuição espacial, orientação, relações de corte / superposição e estilo tectônico (Fig. 13). Ocorrem ainda feições exclusivas ao embasamento mesoarqueano da PC ( $D_{Emb}$ ), que não foram alvo de aprofundamento nesse trabalho.

### 5.1 – Estruturas restritas ao embasamento mesoarqueano ( $D_{Emb}$ )

A porção cristalina do embasamento mesoarqueano apresenta estruturas relacionadas a tramas metamórficas de alto grau. Foram descritos xistosidade grossa e lineação de estiramento. Os ortognaisses tipo TTG apresentam forte bandamento composicional, paralelo à xistosidade, marcada pelo intercrescimento de biotita com plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, amplamente recristalizados e poligonalizados. Bandas e enclaves anfibolíticos também apresentam forte recristalização e textura predominantemente xistosa. Ocorrem frequentes dobramentos apertados a isoclinais afetando o bandamento, com plano axial paralelo à xistosidade principal

Já nas porções de sequências *greenstone*, houve a formação de xistosidade fina e raras lineações de estiramento *down dip*, associada a metamorfismo de fácies anfibolito inferior.

Granitoides mesoarqueanos mostram deformação heterogênea. Porções de borda do Metagranito Cruzadão, por exemplo, não possuem foliação clara, mas uma forte lineação de estiramento, que imprime caráter L-tectonítico aos litotipos afetados. Já o Metatonalito Campina Verde possui uma xistosidade bem marcada, contínua por entre os xenólitos máficos associados ao litotipo dominante. Os núcleos dos plútons se apresentam menos deformados, por vezes sem foliação clara, apenas com a orientação preferencial de cristais de feldspato levemente amendoados. É notável o paralelismo e a coaxialidade entre as estruturas do embasamento e D1, desenvolvidas em condições metamórficas de mais baixo grau. Entende-se que as primeiras foram reativadas e rotacionadas durante a segunda, o que em parte explicaria este fato.

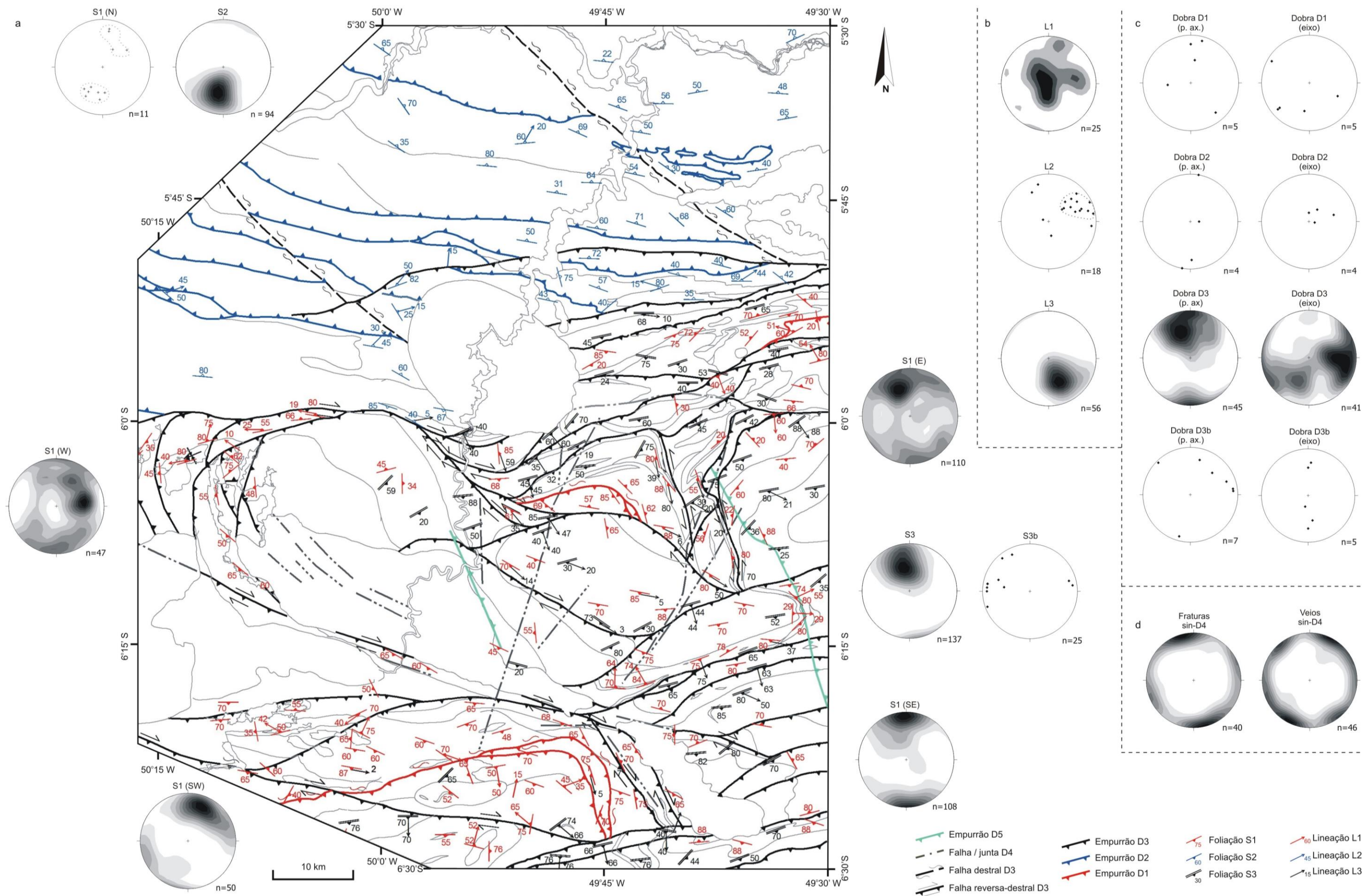


Figura 13: a) mapa das principais feições estruturais da área de estudo, com foliações divididas por famílias e com seus respectivos estereogramas (as atitudes de S1 foram divididas por setores); b) estereogramas de medidas de lineações L1, L2 e L3; c) estereogramas de atitudes de planos axiais e eixos de dobras D1, D2, D3 e D3b; d) estereogramas de atitudes de fraturas e veios D4.

## 5.2 – Estruturas D1

O primeiro grupo de estruturas a afetar as associações neoarqueanas, atribuído à fase D1, é de caráter dúctil: xistosidade contínua (S1), lineação mineral e/ou de estiramento (L1), dobramentos, além de L-tectonitos e milonitos associados a zonas de cisalhamento reversas de alto ângulo.

A foliação S1 é uma feição penetrativa, observada em praticamente todas as rochas afetadas por D1, a sul do Lineamento do Cinzento. Em áreas de grau metamórfico baixo a moderado, os litotipos vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e corpos intrusivos na unidade apresentam S1 marcado pelo intercrescimento orientado de minerais de fácies xisto verde a anfibólito. Nessas áreas, foi descrita em campo como uma xistosidade fina a grossa (Fig. 14a, b) e definida em lâmina delgada como uma clivagem contínua (Fig. 14c). Litotipos correlatos ao Metagranito Estrela apresentam textura gnáissica sin-D1 e trama poligonalizada (Fig. 14d). Nos litotipos vulcanossedimentares de mais baixo grau, aflorantes nas serras Norte e Sul, é mais discreta e marcada pelo desenvolvimento de extinção ondulante em quartzo e reorientação/recristalização de minerais primários, como óxido de Fe em formações ferríferas bandadas, como também pelo crescimento orientado de minerais micáceos, localmente. O mesmo se repete em alguns corpos da Suíte Planalto, na região da Serra do Rabo, que desenvolveram S1 apenas restritamente e são considerados tardios em relação a D1. Litotipos das unidades do embasamento da PC, por sua vez, possuem foliações anteriores paralelas à direção regional de S1.

As medidas de S1 apresentam considerável espalhamento, devido ao seu retrabalhamento durante eventos tectônicos posteriores à sua formação (Fig. 13a). Aquelas coletadas na porção sudoeste da área de estudo, aparentemente menos afetada por D2 ou D3, mergulham íngreme para sul-sudoeste. Nas demais regiões, tendem a acompanhar a direção de famílias de estruturas posteriores.

A lineação L1 foi amplamente reorientada ou transposta por D2 e D3, porém foi possível reconhecê-la em alguns planos S1, formada pelo crescimento orientado de minerais metamórficos e/ou, em zonas de cisalhamento D1, por estiramento mecânico (Fig. 14e). Apresenta caimento *down dip* a levemente oblíquo (Fig. 13b).

As zonas de cisalhamento D1 têm geometria de empurrões de alto ângulo de direção E-W e mergulho para sul, associados a milonitos de média temperatura, com lineação de estiramento fraca a moderada e caimento *down dip* a levemente oblíquo (Fig. 14f). Observou-se porções do embasamento cavalgadas sobre as sequências do Supergrupo Itacaiúnas, com



vergência aparente de topo para norte, reaproveitando falhas antigas do embasamento ( $D_{Emb}$ ), que se propagam sobre as unidades neoarqueanas.

Dobramentos D1 foram observados em litotipos vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e são em geral apertados a isoclinais, simétricos e com plano-axiais paralelos à foliação S1 (Fig. 14g, h). Os eixos são variáveis, o que é interpretado como reflexo da ampla reorientação pós-D1 (Fig. 13c).

### 5.3 – Estruturas D2

O grupo de estruturas atribuídas a D2 afeta as rochas a norte das serras Norte e do Sereno, incluindo segmentos arqueanos da PC tectonicamente imbricados com litotipos arqueanos-paleoproterozoicos da PT. Apresenta feições de caráter dúctil e deixou como registro foliação S2, lineação mineral e/ou de estiramento L2, bem como dobramentos e falhas de empurrão.

A foliação S2 mergulha moderadamente a íngreme para norte-nordeste (Fig. 13a), sendo formada por uma petrotrama orientada pelo intercrescimento de minerais de fácies anfíbolito a granulito. Em litotipos granulíticos do Complexo Vila Santa Fé, S2 ocorre como uma xistosidade grossa, contínua a anastomosada (Fig. 15a, b). Em segmentos xistosos do Supergrupo Itacaiúnas aflorantes na região do Lineamento do Cinzento e imediatamente a norte da Serra do Sereno, se apresenta como uma crenulação aberta a muito apertada (Fig. 15c), por vezes reconhecida como uma xistosidade espaçada, com dobras intrafoliais reliquias que remetem à transposição de S1, progressivamente mais intensa para norte (Fig. 15d). Na Serra da Buritirama, região mais setentrional de ocorrência do Supergrupo Itacaiúnas, S2 já se apresenta como uma xistosidade contínua, praticamente sem relictos de S1. Associada a S2, ocorre a lineação mineral e de estiramento L2 (Fig. 15e), de caimento *down dip* a levemente oblíquo para leste-nordeste a norte (Fig. 13b). L-tectonitos sin-D2 foram observados nas proximidades de zonas de cisalhamento desta geração (Fig. 15f).

As falhas de empurrão sin-D2 estão associadas a foliação milonítica e lineação de estiramento com indicadores cinemáticos *up dip* e mineralogia de fácies anfíbolito (Fig. 15g). Observam-se mecanismos de recristalização dinâmica de alta temperatura, tal como migração de bordas entre grãos, formação de plagioclásio e quartzo fitado e redução da granulometria/poligonalização de cristais de anfíbólio (Fig. 15h). Configuram o sistema de imbricação tectônica entre rochas da PC e da PT.

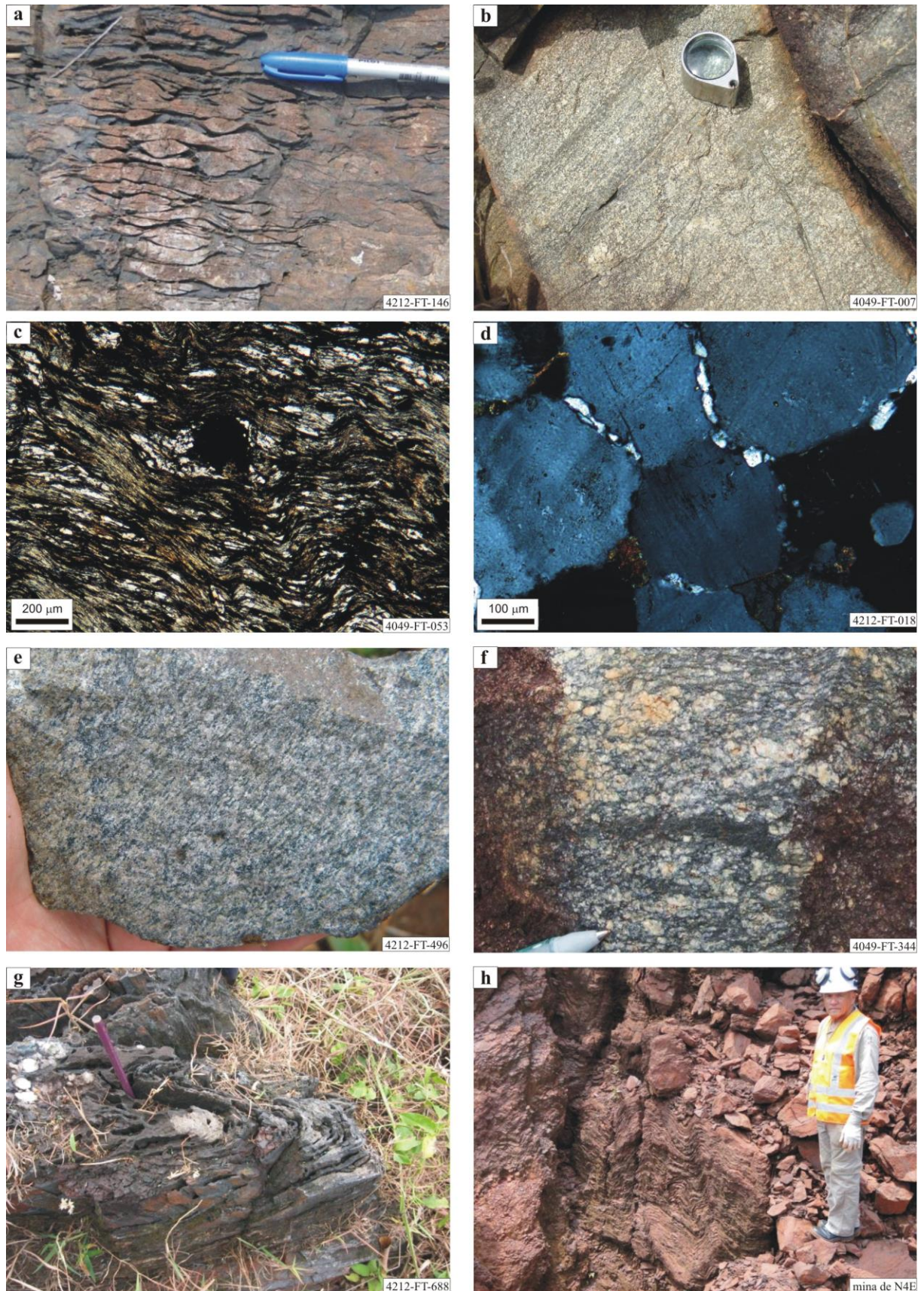


Figura 14: a) Foliação S1 subparalela ao acamamento de formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas, com estrutura tipo *pinch and swell*; b) xistosidade grossa em anfibolito do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga; c) fotomicrografia de muscovita-grafita-pirita xisto do Supergrupo Itacaiúnas, com clivagem ardosiada marcada pelo intercrescimento orientado de muscovita e quartzo, dobrada por D3 (a foliação deflete ao redor da pirita, de caráter pré a cedo-D1); d) cristais poligonizados de microclina do Metagranito Estrela; e) lineação mineral/de estiramento L1 em amostra do Metagranito Estrela; f) textura protomilonítica em metagranitoide correlato à Suíte Planalto; g, h) dobras apertadas a abertas sin-D1, em formações ferríferas bandadas do Sgp. Itacaiúnas.

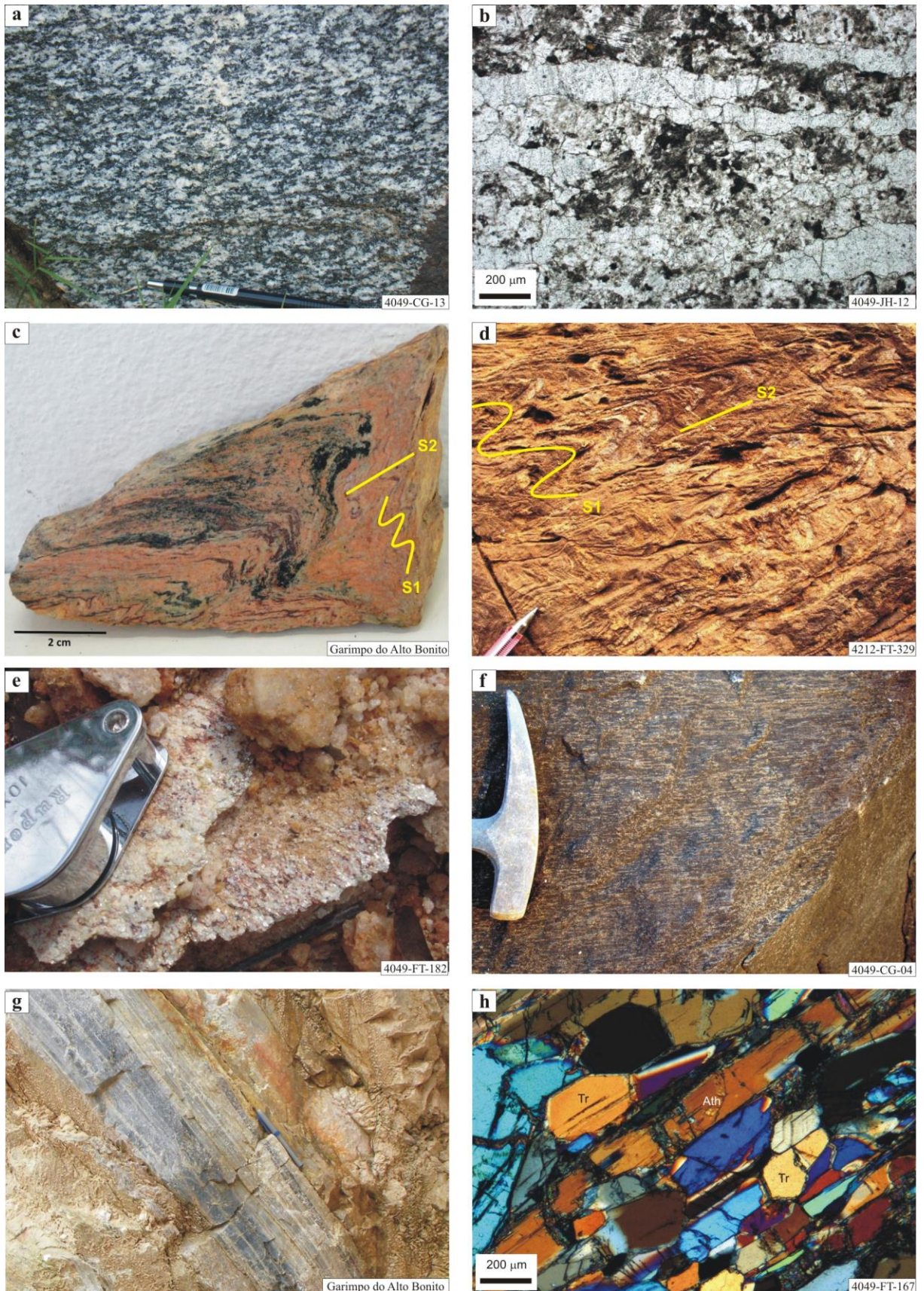


Figura 15: a) xistosidade grossa S2 em granulito máfico do Complexo Vila Santa Fé; b) fitas de quartzo e feldspato recristalizados marcando a foliação S2 em ortognaisse do Complexo Vila Santa Fé; c) foliação S1 crenulada por D2, em metapelite do Sgp. Itacaiúnas; d) padrão de redobramento D2 em formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas; e) quartzo-xisto do Sgp Itacaiúnas com lineação mineral e de estiramento L2 em plano de foliação S2; f) anfibolito da associação de embasamento da PC com estrutura L-tectônica sin-D2; g) quartzito milonítico do Sgp. Itacaiúnas, em zona de cisalhamento reversa sin-D2; h) cristais de tremolita e antofilita poligonalizados, marcando a foliação S2 em xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo.

### 5.4 – Estruturas D3

As estruturas D3 estão compartimentadas em cinco domínios, conforme a distribuição geográfica e o arranjo estrutural regional (Fig. 16). Em dois, o desenvolvimento de estruturas D3 é restrito e a continuidade de tramas tectônicas anteriores está majoritariamente preservada. Os demais apresentam diferentes componentes de rotação, reorientação e/ou transposição de estruturas anteriores. D3 foi observada em litotipos de praticamente toda a área de estudo, com exceção da porção mais a norte. Afeta unidades arqueanas e paleoproterozoicas mais antigas que o Grupo Paredão e a Suíte Intrusiva Serra dos Carajás. Trata-se de feições de caráter dúctil a dúctil-rúptil, desenvolvidas em condições não metamórficas, a noroeste, até de fácies xisto verde alto, a sudeste, como foliações, lineação de estiramento, dobramentos e falhamentos (Figs. 17, 18).

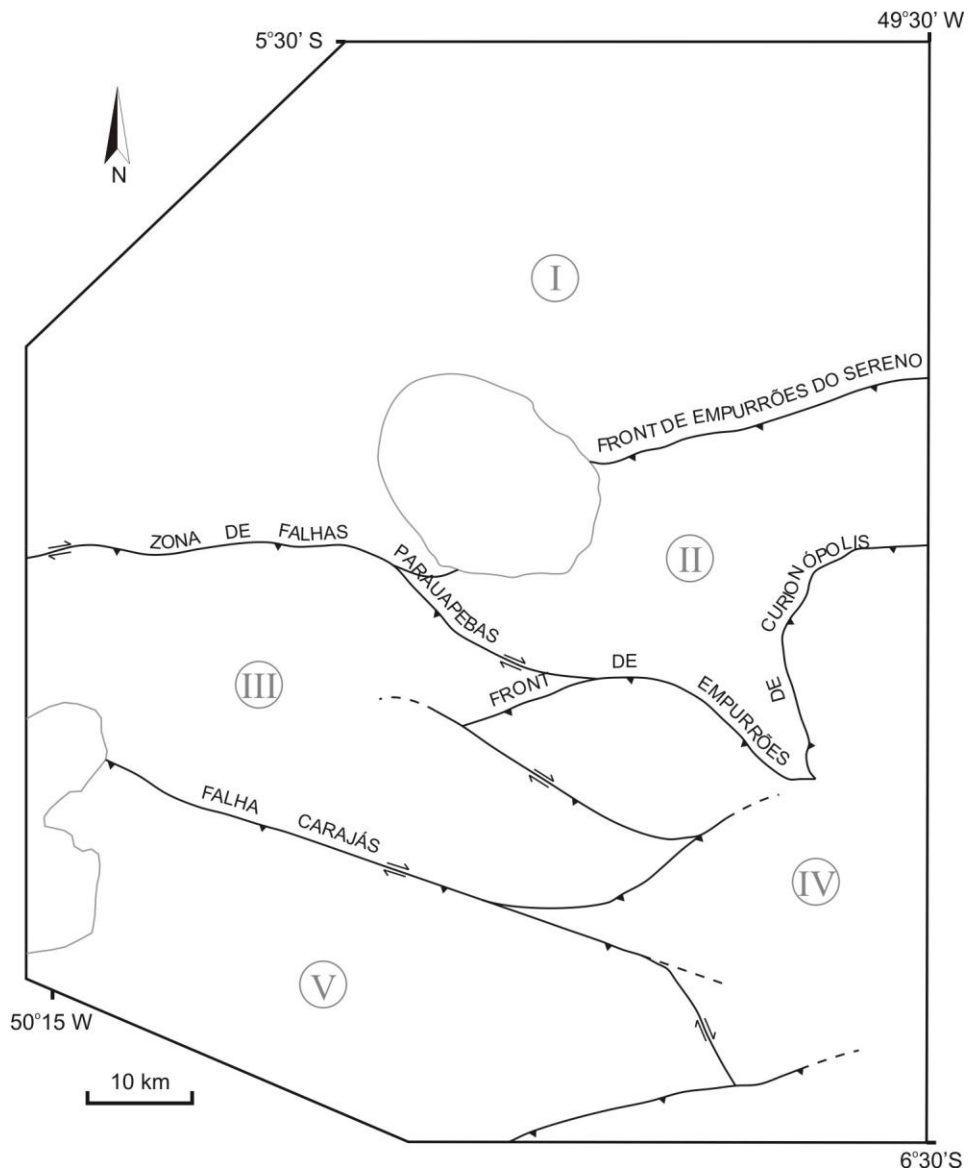


Figura 16: mapa de domínios relacionados a D3 e principais estruturas que os delimitam.

O **Domínio I** se sobrepõe à região de ocorrência das estruturas D2, a norte e a noroeste do *front* de empurrão do Sereno. A superposição de estruturas D1, D2 e D3 foi descrita apenas nesta região da área mapeada, por vezes gerando padrões complexos de interferência tectônica. A foliação S2, apesar de majoritariamente alinhada na sua direção regional principal (WNW-ESE), apresenta dobramentos assimétricos, normais a revirados, abertos a levemente apertados, com planos axiais de mergulho suave a íngreme para sul a sul-sudeste e eixo sub-horizontal (Fig. 18c). Na escala de mapa, os dobramentos levaram à leve rotação das estruturas pretéritas. Ocorre também clivagem de crenulação S3 fraca e pouco penetrativa em litotipos paraderivados de baixa competência, com mergulho suave para sul-sudeste.

Transcorrências destrais de direção NW-SE também foram correlacionadas a D3. Deslocam os contatos tectônicos e localmente redobram as estruturas D2. Nas suas imediações, a foliação S2 aparentemente perfaz megadobras de arrasto. Em imagens de aeromagnetometria, observa-se que são descontinuidades com rejeitos quilométricos. Zonas de cisalhamento reversas sin-D2 no Lineamento do Cinzento foram reativadas como falhas transcorrentes destrais, o que imprimiu forte lineação de estiramento sub-horizontal.

O **Domínio II** abrange as estruturas descritas entre o *front* de empurrão do Sereno, a norte, até a zona de falha Parauapebas, a oeste, e o sistema de empurrões de Curionópolis, a sul, afetando litotipos neoarqueanos da PC. A influência de D3 foi marcante, por vezes predominante, apresentando estruturas desenvolvidas em condições de fácies xisto verde baixo. A foliação S3 possui mergulho médio de 30° para sul a sul-sudeste, localmente associada a lineação de estiramento L3 *down dip*. Pode assumir duas morfologias distintas: nas rochas da Formação Águas Claras, é uma fina clivagem ardósiana (localmente anastomosada em litotipos muito grossos), marcada pelo crescimento orientado de mica branca (Fig. 17a); nas rochas do Supergrupo Itacaiúnas e nos xistos ultramáficos do Complexo Luanga, ocorre como uma clivagem de crenulação associada a planos de dissolução e por vezes a crescimento orientado de clorita ou mica branca (Fig. 17b; Fig 18d). Quando presente, a foliação S1 foi amplamente paralelizada e/ou redobrada por D3. Próximo a falhamentos desta última geração, o padrão de interferência entre S1 e S3 se associa à lineação de estiramento L3 e confere estrutura em lápis a litotipos vulcanossedimentares (Fig. 17g).

Os dobramentos D3 são na sua maioria assimétricos, revirados, apertados, com plano axial mergulhando suavemente a moderadamente para sul-sudeste, eixo com caimento suave ora para leste-nordeste, ora para oeste-sudoeste. Apresentam vergência de topo para norte-noroeste como o sinclinal de Serra Pelada, que afeta a Formação Águas Claras. Cavalgamentos com direção ENE-WSW a E-W e mergulho para sul a sul-sudeste foram

mapeados nos flancos de megadobras D3, localmente associados a foliação milonítica de baixa temperatura e a forte lineação de estiramento *down dip* L3 (Fig. 17d). Separam blocos tectônicos imbricados e empurrados sobre o Domínio I, com transporte tectônico para nortenoeste (sistema de cavalgamentos da Serra Leste) (Fig. 18h). Também ocorrem transcorrências destrais oblíquas subverticais, na direção NNW-SSE, especialmente na porção setentrional do domínio. Aparentemente se relacionam ao movimento lateral entre os blocos cavalgados. Na região de ocorrência dessas estruturas, a foliação S1 segue o mesmo rumo e mergulha íngreme para oeste-sudoeste, associada a lineação de estiramento oblíqua com caimento suave a moderado para SSE, interpretada como L3.

O **Domínio III** corresponde à região a norte da Falha Carajás e a sul do front de empurrão da Serra Norte, onde os litotipos aflorantes pertencem ao Supergrupo Itacaiúnas, à Formação Águas Claras e, no extremo leste, ao Metagabro Santa Inês. As principais feições estruturais são relacionadas a D1, porém se encontram amplamente retrabalhadas por D3. A fraca foliação S1 observada em alguns afloramentos do Supergrupo Itacaiúnas, bem como planos axiais de dobras D1, apresentam padrões de redobramento D3 típicos de tectônica epidérmica, como *kink bands* e dobras em caixa, com plano axial médio de direção NE-SW e mergulho variável ora para noroeste, ora para sudeste (Fig. 18f). Da mesma maneira, na região da Serra Norte, é notável a compartimentação da orientação média de S1 em blocos que também apresentam repetição estratigráfica, fatores compreendidos como resultado de megadobramentos e falhamentos relacionados a D3. Em conjunto, as medidas de S1 nos blocos abrangidos pela região do platô da mina de N4, a oeste, até o rio Parauapebas, a leste, produzem um arco, aparentemente perfazendo um mega-antiforme sin-D3 com traço do plano axial na direção ENE-WSW a NE-SW. Já no limite com o Domínio V, próximo à Falha Carajás, S1 parece seguir o rumo daquela estrutura, mergulhando moderadamente para oeste-sudoeste.

A Falha Parauapebas, a leste, limita os domínios II e III. É um sistema anastomosado de empurrões oblíquos, de direção preferencial NW-SE e mergulho íngreme para sudoeste, apresentando cinemática *up dip* com componente dextral e associados a lineação de estiramento L3 com caimento moderado para SSE. Já no limite setentrional do domínio III, é possível observar o truncamento da direção das estruturas e do grau metamórfico com relação ao domínio I: a norte, porções do Metagranito Gelado e do Supergrupo Itacaiúnas estão orientados na direção WNW-ESE, com mergulho moderado a íngreme para nordeste e submetidos a condições metamórficas de fácies anfíbolito; a sul, litotipos do Supergrupo Itacaiúnas estão orientados na direção ENE-WSW a N-S, mergulhando íngreme para norte-

noroeste a oeste e metamorfisados em condições de fácies sub-xisto verde. Essa estrutura foi interpretada como a parte frontal de um sistema de cavalgamento raso (sistema Serra Norte), com transporte tectônico inferido de topo para noroeste a oeste-noroeste. Apesar da existência do Granito Cigano, que corta as estruturas D3, os cavalgamentos do sistema Serra Norte aparentemente têm continuidade com as estruturas do sistema Serra Leste, defletindo na região da Falha Parauapebas.

O **Domínio IV** abarca a porção sudeste da área mapeada, até o sistema de cavalgamentos de Curionópolis, a norte. Litotipos plutônicos da PC são dominantes, tanto do embasamento cristalino quanto de corpos intrusivos neoarqueanos, ocorrendo imbricados com faixas relativamente estreitas do Supergrupo Itacaiúnas. As estruturas D3 são dominantes, de médio a alto ângulo, tendo sido desenvolvidas em condições metamórficas de fácies xisto verde. Em litotipos do Supergrupo Itacaiúnas, a foliação S3 é uma clivagem de crenulação apertada, por vezes transposta para uma foliação espaçada, que mergulha moderada a íngreme para sul a sul-sudeste (Fig. 17c). Já nos litotipos plutônicos, observou-se mais frequentemente redobramento e paralelização de S1 na direção preferencial das estruturas D3, assim como o desenvolvimento, próximo a zonas de falhas, de bandas de cisalhamento (Fig. 17e, f). A lineação de estiramento L3, como nos outros domínios onde ocorre, é consideravelmente regular e penetrativa, inclusive em planos S1 retrabalhados, com caimento suave a moderado para sudeste a sul-sudeste (Fig. 17h). Dobramentos D3 são normais, abertos a isoclinais (Fig. 18a, b), com plano axial mergulhando íngreme para sul a sul-sudeste. O eixo tem caimento moderado para leste ou paralelo à lineação de estiramento L3, nas proximidades de zonas de cisalhamento D3 (Fig. 13c).

O limite setentrional entre os domínios II e IV é por um conjunto de falhas de empurrão com traço curvilíneo em mapa (sistema Curionópolis), relacionados a feixes de bandas de deformação nos litotipos cristalinos do *front*, que se interconectam com a Falha Parauapebas. Imediatamente a sul, os cavalgamentos D3 têm direção média ENE-WSW e foliação milonítica de baixa temperatura, como no Domínio II, porém apresentam caimento íngreme para sul-sudeste (sistema Serra do Rabo). Também ocorrem empurrões oblíquos de alto ângulo na direção NW-SE a WNW-ESE, com cinemática *up dip* dextral. Já o limite com os domínios III e V se dá através de um jogo endentado de cavalgamentos e empurrões oblíquos dextrais.

O **Domínio V** se localiza a sul da Falha Carajás, onde a trama de estruturas D1 é dominante e poucas feições D3 foram reconhecidas. No seu extremo leste, a foliação S1 perfaz uma megadobra aberta, com traço do plano axial inferido na direção NE-SW. Nessa

região, onde S1 segue o contorno da borda do Domínio IV, assim como as estruturas do embasamento, observou-se a formação de lineação de estiramento L3, com caimento suave para sul-sudeste. Zonas de cisalhamento D3, relacionadas a faixas miloníticas pouco expressivas, apresentam rejeitos discretos em escala de mapa, localmente associados à reorientação e ao retrabalhamento de estruturas D1, especialmente a lineação L1, rotacionada para a direção média NW-SE. São falhamentos reversos de direção E-W a ENE-WSW e caimento íngreme para sul. Ocorrem também falhas reversas-destrais, de médio a alto ângulo, como a Falha Carajás, no seu limite setentrional com o Domínio III, com direção WNW-ESE e mergulho médio de 60° para sul-sudoeste. Dobras de arraste associadas a *fronts* de cavalgamento menores indicam movimento *up dip* oblíquo para noroeste (Fig. 18g). Na região imediatamente a sul da zona de falha, foi possível observar redobramentos em bengala (Fig. 18e), entendidos como padrões de interferência de D3 sobre D1. Em conjunto, os falhamentos sin-D3 do domínio V formam o sistema da Serra Sul.

Os diversos sistemas de falhamentos que compõem D3 podem ser compreendidos, na escala de mapa, como partes de um único cinturão de cavalgamentos. Os *fronts* de empurrões do Sereno e da serra Norte, a norte, são de baixo ângulo, empurrando rochas de baixo grau metamórfico (domínios II e III) sobre áreas afetadas por deformação e metamorfismo de mais alto grau, no domínio I, para-autóctone em relação a D3. A porção a sul (domínio IV), com estruturas de mais alto ângulo, está imbricada sobre a porção frontal e parcialmente sobre o domínio V, também atuando na rotação e imbricação deste sobre o domínio III.

Além das feições descritas até aqui, há na área de estudo um conjunto de estruturas também agrupadas em D3, porém entendidas como tardias em relação às demais. Uma clivagem de crenulação fraca (S3b) com planos subverticais na direção NE-SW ocorre nas rochas paraderivadas da Formação Águas Claras e do Supergrupo Itacaiúnas, assim como nos *fronts* de empurrão do Sereno e da Serra do Rabo (Fig. 13a). Porções menos competentes dos domínios II e IV ainda podem apresentar localmente *kink bands* D3b, com plano axial na mesma direção NE-SW e mergulho/eixos variáveis (Fig. 13c).



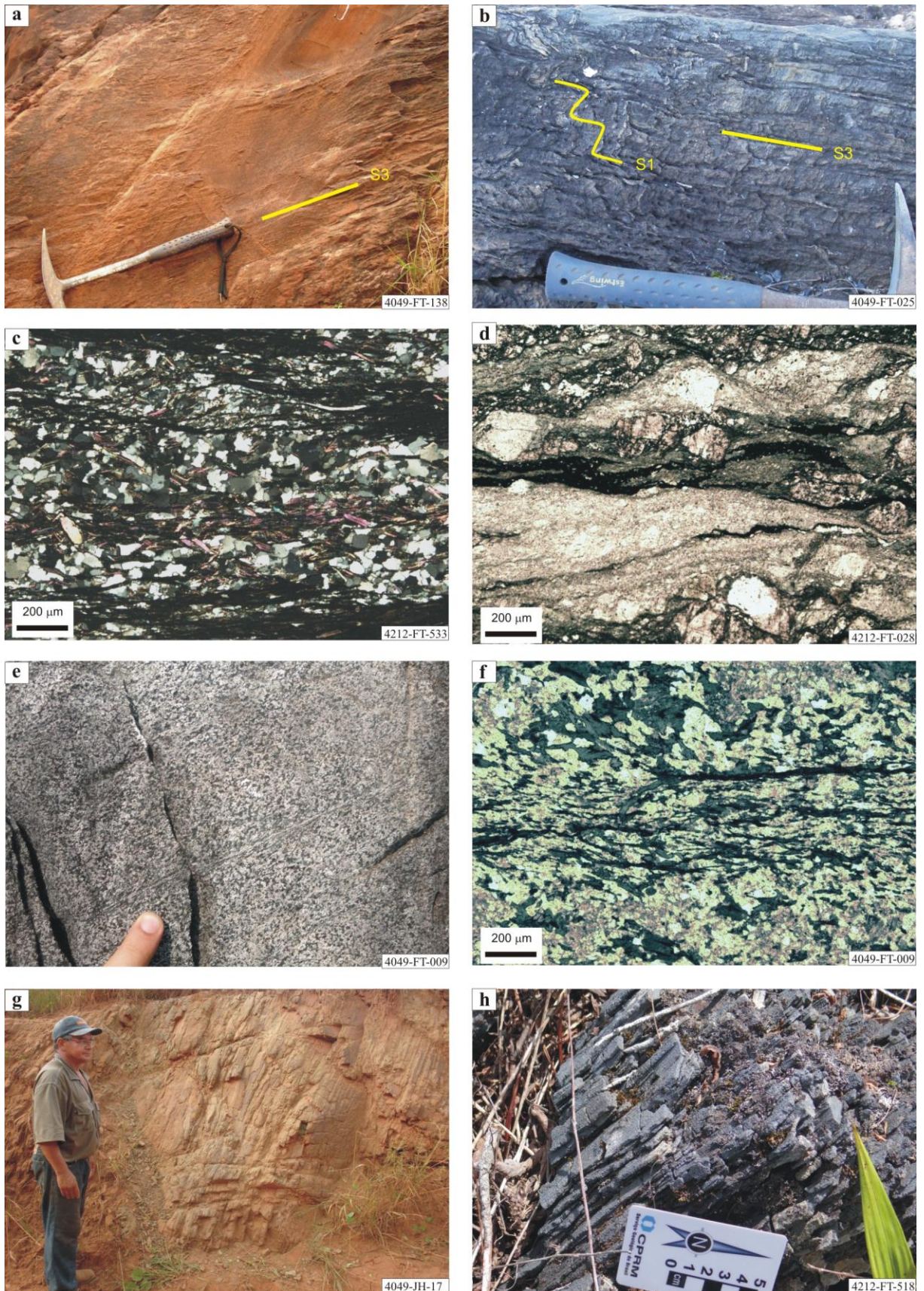


Figura 17: a) clivagem ardósiana S3 em metapélito da Formação Águas Claras; b) clivagem de crenulação S3 em biotita-xisto do Grupo Rio Novo; c) clivagem espaçada S3, em rocha metavulcânica ácida do Supergrupo Itacaiúnas; d) foliação milonítica de baixa temperatura sin-D3 em anfibolito correlato ao Metagabro Santa Inês; e, f) bandas de cisalhamento sin-D3 com movimento *up dip*, cortando anfibolito do Complexo. Luanga; g) afloramento de xisto ultramáfico do Gr. Rio Novo estirado por D3, apresentando estrutura L-tectônica; h) estrutura em lápis associada à lineação de estiramento L3 em formação ferrífera bandada do Sgp. Itacaiúnas.

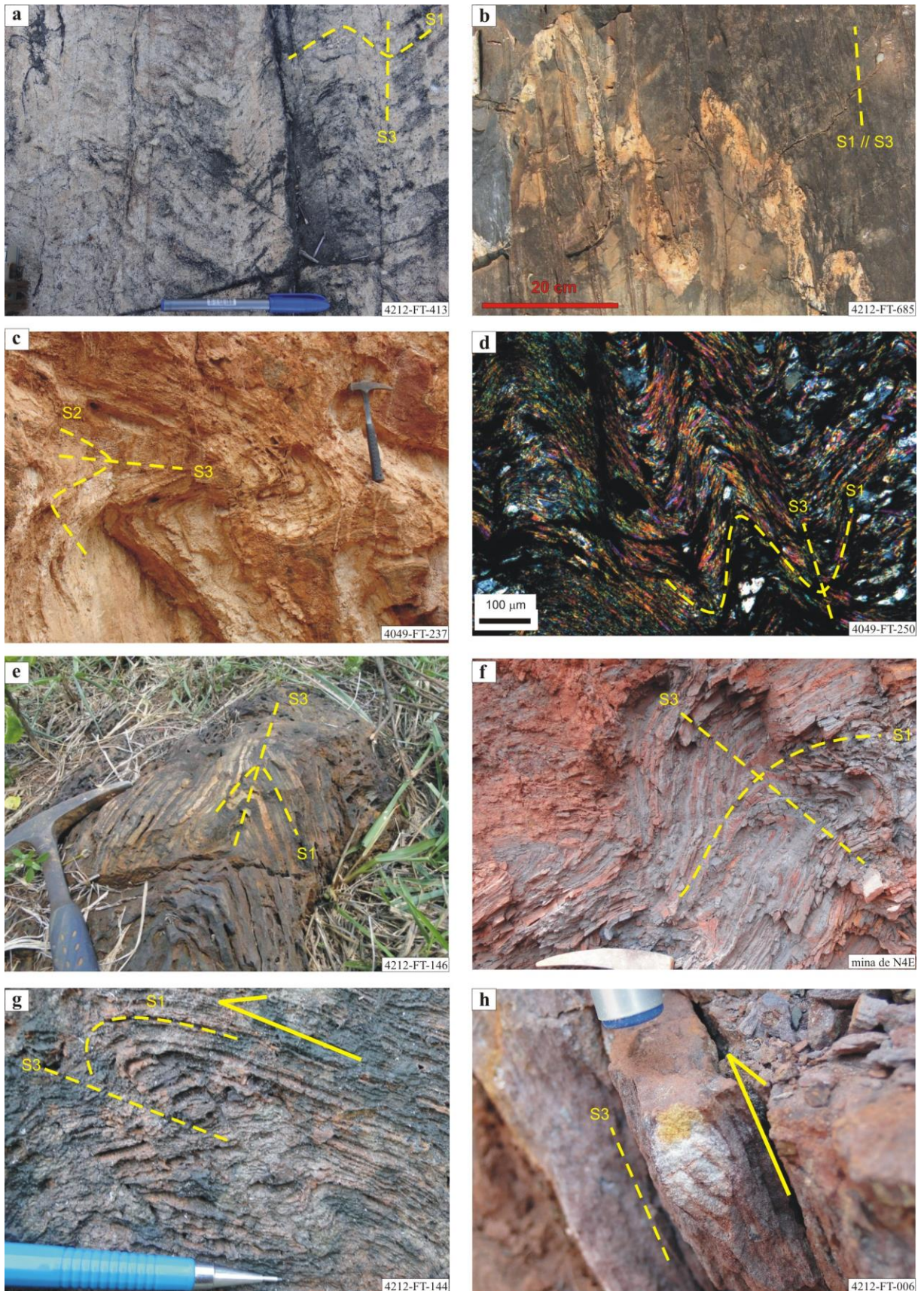


Figura 18: a) dobras D3 afetando xistosidade S1 em ortogneisse pertencente ao Metagranito Estrela; b) foliação S1 paralela a S3 em anfibolito fino do Sgp. Itacaiúnas, cortada por veio quartzo-feldspático pós-D1 e pré-D3; c) dobras assimétricas recumbentes afetando a foliação S2 em litotipos do Grupo Rio Novo, com vergência para NW; d) crenulação D3 assimétrica afetando muscovita-quartzo-grafita xisto do Sgp. Itacaiúnas; e, f) padrões de redobramento de dobras D1 por D3, afetando formações ferríferas bandadas do Sgp. Itacaiúnas; g) falha de empurrão D3 com dobra de arraste indicando movimento *up dip* (topo para NW); h) fenocristal em rocha metavulcânica ácida do Sgp Itacaiúnas com *tension gashes* do tipo V *pull apart*, indicando movimento *up dip*.

## 5.5 – Estruturas D4

Este grupo afeta todas as unidades arqueanas-paleoproterozoicas da área de estudo e tem comportamento rúptil. Trata-se de uma rede de fraturamentos subverticais, associados a um grande volume de veios e localmente a zonas de alteração hidrotermal. Ocorrem preferencialmente, mas não exclusivamente nas imediações de zonas de falhas anteriores, em especial ao longo das estruturas D3, porém se propagando sobre litotipos que as encobrem (Grupo Paredão) ou cortam (Suíte Intrusiva Serra dos Carajás).

As fraturas D4 são, na sua maioria, subverticais e com direção ENE-WSW a WNW-ESE (Fig. 13d), por vezes com silicificação e/ou hematitização disseminada tanto nas zonas fraturadas quanto nas encaixantes (Fig. 19a, b, c). Ocasionalmente, foram reconhecidos como falhamentos associados a brechas de dilatação clasto-suportadas e com textura em quebra-cabeça. Apresentam cinemática normal a sinistral-normal e rejeitos muito restritos. São frequentemente acompanhadas por venulações sin-D4 relacionadas à abertura de espaço, encontrando-se interconectadas a cavidades que podem conter drusas silicosas e outros preenchimentos hidrotermais (Fig. 19d, e, f). Afora esse conjunto de estruturas, também ocorrem feixes de veios de quartzo sin-D4 na direção NNE-SSW, com espessura de até 5m e elementos acessórios semelhantes aos demais.

Na escala de mapa, as duas direções de fraturamentos e venulações também são reconhecidas: a primeira variando entre WNW-ESE, próximo à região da falha Carajás, até ENE-WSW na região da Serra Leste; a segunda cortando todos os trends estruturais regionais, na direção NNE-SSW a NE-SW.

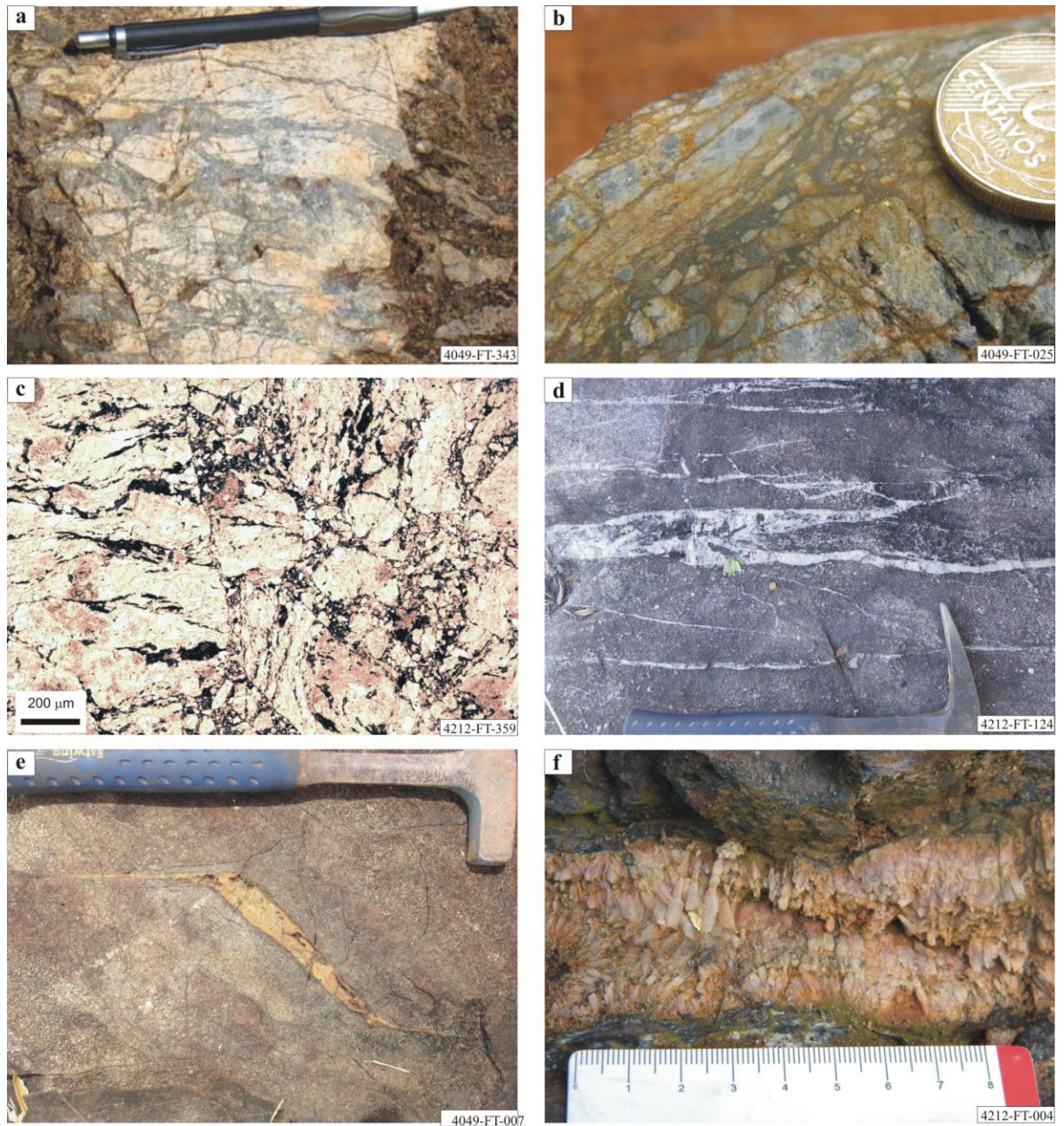


Figura 19: a) brecha de falha D4 silicificada, cortando quartzito do Supergrupo Itacaiúnas; b) zona de falha associada a brecha tectônica em zona mineralizada do depósito de Au-Pt-Pd de Serra Pelada; c) fotomicrografia de ortogneiss com textura milonítica D3 e brechado durante D4; d) fraturas D4 preenchidas por venulações quartzosas, associadas a abertura de espaço, cortando arenito da Formação Caninana; e, f) veios sin-D4 associados a extensão, preenchidos por epidoto (e) e quartzo (f).

## 5.6 – Estruturas D5

O último agrupamento de estruturas reconhecido é de caráter rúptil, localmente rúptil-dúctil, cortando todas as unidades da área de estudo. Trata-se de um sistema de juntas com dezenas de quilômetros de extensão, na direção NNW-SSE, associado à abertura de espaço e preenchimento contemporâneo de diques máficos.

Em alguns locais, foi possível reconhecer que ao menos parte dessa rede de fraturas foi tardiamente reativada como falhas reversas de alto ângulo. Afetam setores marginais das coberturas do Grupo Paredão, onde a verticalização do acamadamento sedimentar foi correlacionada a arraste *up dip* sin-D5. Observou-se também o desenvolvimento muito localizado de uma foliação milonítica anastomosada e muito pouco penetrativa nos diabásios neoproterozoicos (Fig. 20a), assim como uma clivagem de crenulação em chevron (S5) restrita a algumas zonas de falha, em litotipos encaixantes pouco competentes e que apresentam alguma foliação tectônica anterior (Fig. 20b). Na região de Curionópolis, foi mapeado um feixe quilométrico de veios de quartzo orientados na mesma direção NNW-SSE, porém com caimento suave a íngreme para leste a nordeste, também associado a uma crenulação em *chevron* de ocorrência restrita, analogamente relacionadas aos falhamentos reversos D5.

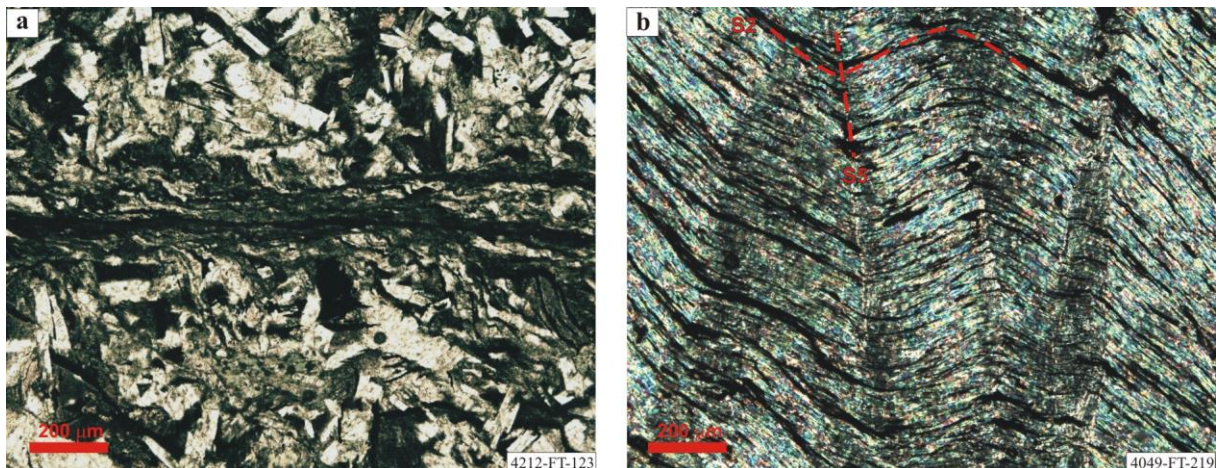


Figura 20: a) banda ultramilonítica cortando litotipo máfico fino correlato ao Gabro Rio da Onça; b) crenulação em chevron D5 afetando muscovita-xisto do Supergrupo Itacaiúnas.

## 6 – METAMORFISMO E HIDROTERMALISMO

Todas as unidades arqueanas-paleoproterozoicas aflorantes apresentam o registro de um ou mais eventos metamórficos e/ou hidrotermais, na maioria das vezes superpostos e parcialmente obliterados por fases evolutivas subsequentes.

Observou-se litotipos metamorfizados desde fácies xisto verde inferior até granulito de pressão intermediária (Fig. 21). Entretanto, a exemplo das estruturas, a atual distribuição de fácies metamórficos não se deve apenas a um único estágio evolutivo. Foram caracterizados três processos metamórficos regionais que afetaram as associações neoarqueanas (M1 a M3), intimamente relacionados a D1, D2 e D3, além de processos metamórficos de alto grau restritos às associações de embasamento mesoarqueano ( $M_{Emb}$ ) (Figs. 22, 23).

Também foram reconhecidos quatro episódios de hidrotermalismo já descritos por outros autores (H1 a H4), associados à circulação de fluidos magmáticos e/ou intrabacinais nas encaixantes (p. ex. Vilas e Santos, 2001, Dreher *et al.*, 2008; Xavier *et al.*, 2008, 2010; Monteiro *et al.*, 2014). Neste trabalho, foram hierarquizadas de acordo com as relações de corte e superposição com os eventos metamórficos.

### 6.1 Metamorfismo

#### 6.1.1 Metamorfismo restrito ao embasamento mesoarqueano ( $M_{Emb}$ )

As paragêneses metamórficas que compõem as petrotramas do Ortognaisse Bom Jesus são ao menos de fácies anfíbolito alto. Em litotipos metamórficos, ocorre a associação diopsídio + hornblenda + plagioclásio + quartzo. Já em porções gnáissicas, observou-se apenas paragêneses a biotita, inconclusivas, se observadas isoladamente. No entanto, trata-se de litotipos fortemente migmatizados, com bolsões leucossomáticos e estruturas que remetem a níveis avançados de anatexia.

As sequências *greenstone* têm mineralogia de fácies anfíbolito, sem qualquer indício de migmatização. No entanto, são intrudidos por corpos derivados de anatexia, provavelmente provenientes de níveis crustais mais profundos. Formações ferríferas do Grupo Rio Novo, por exemplo, apresentam a paragênese a magnetita + granada + ortopiroxênio + hornblenda + quartzo.

O nível de metamorfismo contrastante entre as sequências *greenstone* e as porções cristalinas mais a sul, fortemente anatéticas indica que os blocos foram tectonicamente imbricados após o pico do metamorfismo  $M_{Emb}$ , por eventos posteriores ao Mesoarqueano.

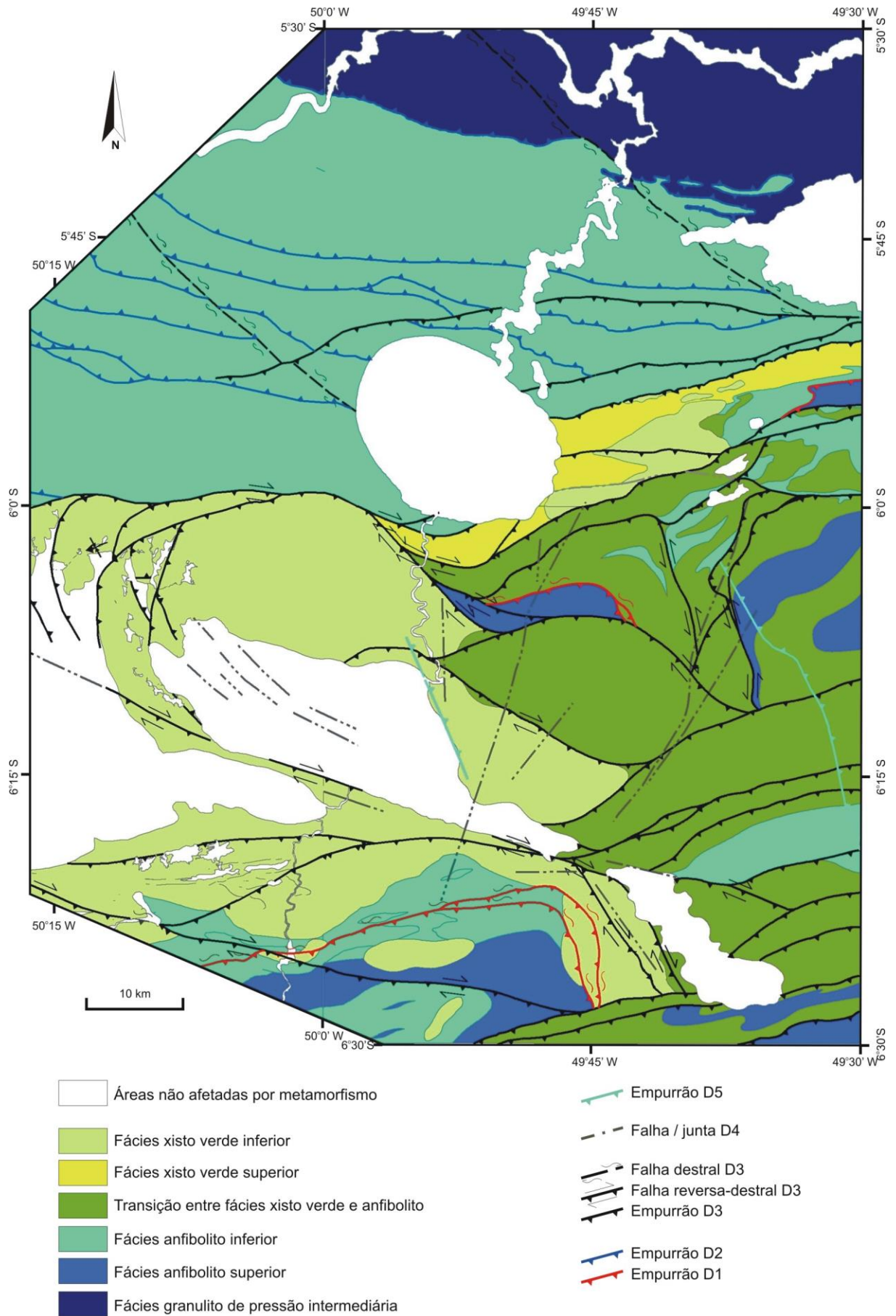


Figura 21: mapa de fácies metamórficas da área de estudo. Os limites entre os diferentes blocos são discordâncias e/ou tectônicos, não sendo possível reconhecer isógrads metamórficas.

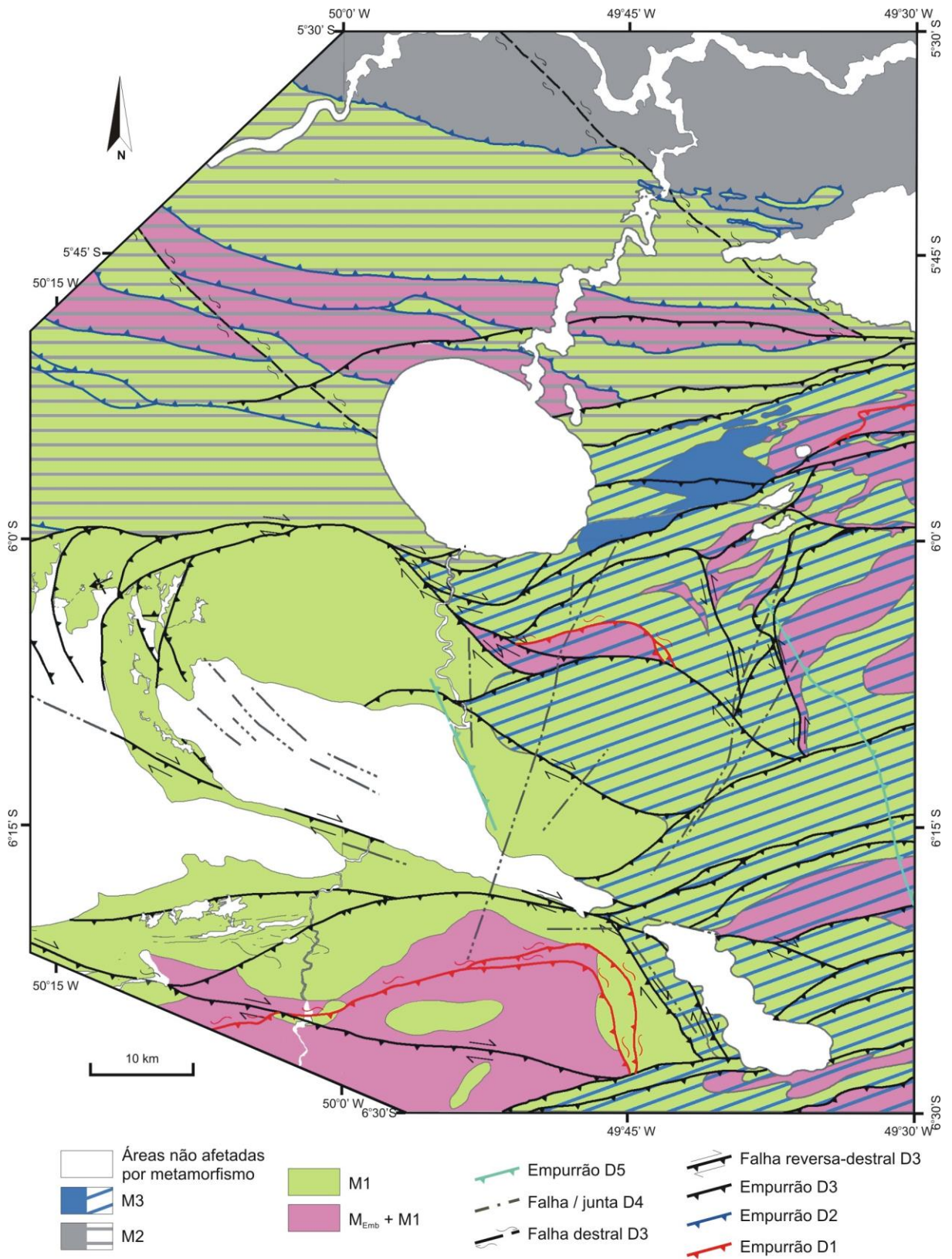


Figura 22: mapa de distribuição dos eventos metamórficos regionais que afetaram a área de estudo.



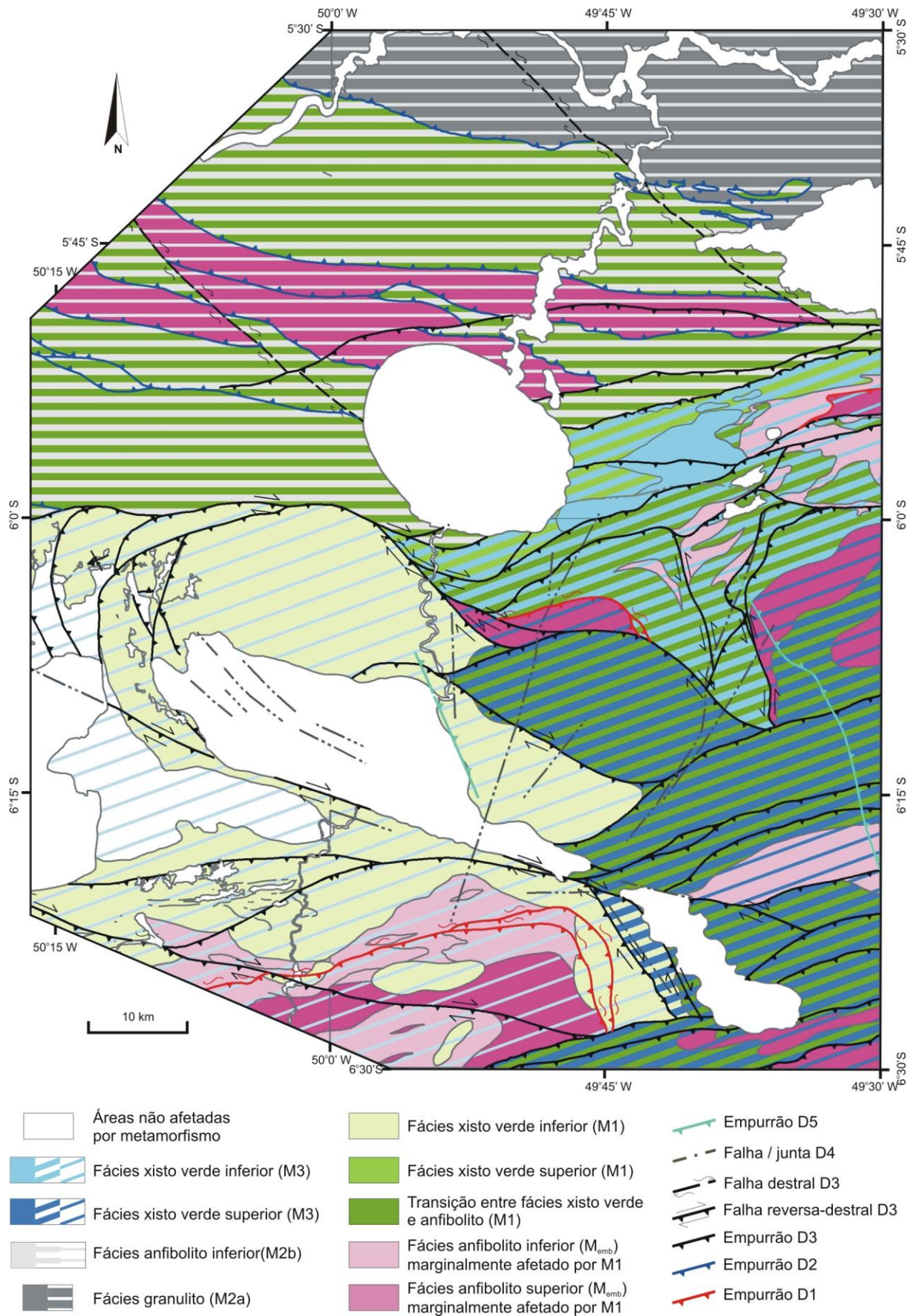


Figura 23: Mapa metamórfico da área de estudo resultante da fusão entre os mapas disponíveis nas figuras 21 e 22, mostrando diferentes facies metamórficas parcialmente superpostas e divididas por evento.

### 6.1.2 Metamorfismo M1

A primeira inversão da bacia neoarqueana (D1) se relacionou a um processo regional de metamorfismo (M1) que afetou a maioria dos litotipos meso e neoarqueanos estudados. As paragêneses relacionadas a M1 variam desde fácies xisto verde baixo até a transição entre fácies xisto verde e anfibolito. Os limites entre zonas de graus metamórficos diferentes é tectônico e pós-D1/M1.

A porção ocidental da área de estudo possui as paragêneses de mais baixo grau: em rochas metamáficas, observou-se clorita + albita  $\pm$  actinolita + quartzo (Fig. 24a); rochas metassedimentares apresentam apenas mica branca e/ou clorita com crescimento preferencialmente orientado.

A faixa de rochas metassedimentares aflorante na região da serra do Sereno, pertencente à associação de topo do Supergrupo Itacaiúnas, apresenta grau metamórfico ligeiramente superior, sendo localmente registrada a ocorrência de biotita, na paragênese muscovita  $\pm$  biotita + quartzo (Fig. 24c). Hidrotermalitos sin-H1 aflorantes na mesma região (ver seção 6.2) possuem paragênese M1 a cordierita e cummingtonita.

A sul da serra do Sereno e a leste das serras Norte, Sul e da Bocaina, há uma vasta região na qual as paragêneses são transicionais entre fácies xisto verde e anfibolito. Em tipos metamáficos do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga e do Supergrupo Itacaiúnas, foi descrito plagioclásio (albita a andesina)  $\pm$  hornblenda actinolítica + quartzo (Fig. 24b). Em xistos ultramáficos do Grupo Rio Novo e do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga, observou-se a associação tremolita  $\pm$  talco  $\pm$  clorita, localmente podendo conter carbonato. Tanto em amostras metamáficas quanto nas metaultramáficas, é possível reconhecer localmente estruturas ígneas reliquias das tramas originais, pouco ou não obliteradas por D1-M1. Os xistos sedimentares de natureza siliciclástica exibem paragêneses a quartzo + muscovita + biotita  $\pm$  sillimanita (fibrolita) (Fig. 24d). As tramas são granolepidoblásticas a lepidoblásticas, com orientação preferencial moderada a forte. Formações ferríferas bandadas exibem a associação quartzo + magnetita  $\pm$  grunerita  $\pm$  tremolita, em tramas bandadas, frequentemente finas e poligonalizadas.

Metagranitóides neoarqueanos apresentam associações metamórficas pouco claras, no entanto plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, hornblenda e biotita se encontram intercrescidos em uma trama granoblástica, indicando serem ao menos em parte metamórficos, ou recristalizados sob condições metamórficas semelhantes à das encaixantes.

A comparação entre os diagramas petrogenéticos relacionados a M1 indica condições de pressão relativamente baixa e temperatura média, sugerindo um caminho de baixa

inclinação no gráfico PT (Fig. 26). Estimativas de temperatura apresentaram maior precisão nos diagramas para rochas máficas e ultramáficas, que permitiram estimar valores de 300 -500 °C (para a porção ocidental e para a serra do Sereno) e 500-550 °C (porção oriental) para M1 (Fig. 26a, b). Valores de pressão de 2 a 4 kbar foram estimados pelos diagramas petrogenéticos para rochas pelíticas e para os hidrotermalitos a cordierita e cummingtonita (Fig. 26c, d).

### 6.1.3 Metamorfismo M2

O segundo evento metamórfico remete a um processo regional (M2), correlacionado às tramas D2, parcialmente a totalmente superposto aos eventos anteriores, na porção norte da área de estudo. Apresenta dois picos metamórficos distintos (M2a e M2b). M2a foi observado apenas no Complexo Vila Santa Fé e é de fácies granulito de pressão intermediária. M2b é de fácies anfibolito médio a alto e foi registrado tanto no Complexo Vila Santa Fé, onde os litotipos por vezes assumem caráter retrogranulítico, quanto nas rochas do Domínio Carajás.

A paragênese M2a é representada por enstatita ± diopsídio ± hornblenda (marrom) ± granada + plagioclásio + quartzo (Fig. 24e). A ocorrência de litotipos com granada, entretanto, é extremamente restrita. O tom marrom-acastanhado da hornblenda indica altos teores de Ti, característica típica de crescimento em condições de alto grau. Cristais de plagioclásio intercrescidos na paragênese M2a por vezes apresentam geminação polissintética com terminações triangulares, também indicando sua recristalização em condições de alto grau (Fig. 24f). Nos litotipos intermediários, observa-se adicionalmente feldspato potássico (pertita), também recristalizado. A trama é granoblástica orientada, amplamente poligonalizada nas regiões limítrofes de blocos tectônicos. Quando reequilibrados por M2b, é comum a formação de simplectitos em cristais de enstatita, diopsídio e hornblenda, assim como feições tipo corona e pseudomorfismo de grãos (Fig. 24g, h).

M2a foi um processo associado a intensa migmatização, com desenvolvimento frequente de feições nebulíticas nos ortognaisses, associadas a bolsões leucossomáticos fracamente a moderadamente deformados de quartzo + plagioclásio + feldspato potássico ± enstatita, apresentando ou não bordas melanossomáticas, assim como venulações descontínuas de quartzo + plagioclásio nos granulitos máficos. Também é comum a observação de cristais subidiomórficos de feldspato potássico e plagioclásio, isolados sobre as tramas M2a, compreendidos como grãos neoformados a partir de fundidos locais. Em lâmina, cristais feldspáticos derivados de fusão parcial frequentemente apresentam contatos com mirmequita. Estimam-se taxas de fusão parcial de até 30% para os ortognaisses e menores que 5% para os

granulitos máficos, de acordo com a relação paleossoma – neossoma observada em campo. Os afloramentos são ainda cortados por veios injetados de charnoquito, compreendido como proveniente da fusão de níveis crustais mais profundos.

As paragêneses M2b registradas nas rochas do Complexo Vila Santa Fé são retrógradas e na maioria das vezes incompletas. São representadas por crescimento e/ou recristalização de plagioclásio + hornblenda (verde)  $\pm$  cummingtonita  $\pm$  biotita  $\pm$  titanita + quartzo. Observam-se bordas discretas de cummingtonita em enstatita, coronas de hornblenda verde  $\pm$  biotita ao redor de enstatita e diopsídio (Fig. 24g), intercrescimento simplectítico de plagioclásio + hornblenda verde em cristais de enstatita e diopsídio, manchas de hornblenda verde sobre cristais de hornblenda marrom, coronas de plagioclásio + hornblenda verde ao redor de granada, bordas discretas de titanita em ilmenita e crescimento generalizado de biotita + hornblenda verde, nos tipos mais rehidratados. Teores de cálcio em plagioclásio também são alterados pelo reequilíbrio mineral.

Observa-se, nos xistos ultramáficos do Grupo Rio Novo afetados por M2b, a associação antofilita + tremolita (Fig. 25a). Os litotipos do Supergrupo Itacaiúnas tiveram paragêneses anteriores quase totalmente recristalizadas ou transpostas. Nos anfíbolitos, registrou-se a típica associação hornblenda + plagioclásio (oligoclásio a andesina)  $\pm$  biotita + quartzo (Fig. 25b, c). Para os xistos metassedimentares aluminosos, a avaliação da paragênese metamórfica foi prejudicada pela baixa exposição do litotipo, sendo observado em lâmina apenas associações incompletas a muscovita + biotita  $\pm$  granada  $\pm$  sillimanita + quartzo (Fig. 25d). Em formações ferríferas bandadas, observaram-se magnetita + grunerita  $\pm$  tremolita + quartzo e, em formações manganésíferas bandadas, aparece o intercrescimento de piroxangita + cummingtonita manganésífera e esperssatita, além de quartzo.

O campo de estabilidade da paragênese M2a no diagrama petrogenético para rochas máficas sugere temperatura mínima para este evento de 800 °C (Fig. 27a). Não foi possível estimar pressões pela análise petrográfica. As condições de pressão e temperatura de cristalização das paragêneses M2b também puderam ser estimadas nos diagramas petrogenéticos. A presença de antofilita nos xistos ultramáficos permite estimar temperatura mínima entre 600 e 650 °C (Fig. 27b). O diagrama para rochas máficas forneceu estimativas muito abrangentes e portanto de pouca utilidade (Fig. 27c). O diagrama para rochas pelíticas indica condições de temperatura entre 500 e 680 °C e pressão entre 3 e 6 kbar (Fig. 27d). O diagrama para os hidrotermalitos a cordierita sin-H1 é impreciso para estimativas de temperatura, mas sugere condições de pressão de 2 a 4 kbar, pela coexistência de cummingtonita e antofilita (Fig. 27e). A comparação entre estas estimativas sugere uma

estreita janela de condições possíveis de pressão (3,5-5 kbar) e temperatura (650-680 °C ) para este evento.

### 6.1.3 Metamorfismo M3

Também é um processo metamórfico de caráter regional (M3), correlacionável às estruturas D3, de fácies xisto verde inferior a xisto verde superior. Apresenta incremento aparente do grau metamórfico de norte para sul. Os litotipos da Formação Águas Claras na região de Serra Pelada sofreram seu primeiro evento tectono-termal durante M3 e desenvolveram, especialmente em metapelitos, mica branca intercrescida com quartzo (Fig. 25e). Também se reconhece localmente cristais de turmalina e leitos de óxido de ferro granular na petrotrama metamórfica, aparentemente de caráter pré ou cedo-M3.

Litotipos micáceos do Grupo Rio Novo e do Supergrupo Itacaiúnas sofreram diferentes níveis de recristalização durante M3, observada pela formação de arcos poligonais nas charneiras de crenulações D3, formadas por muscovita e/ou biotita e pela redução de granulometria de anfibólios M1 em zonas de cisalhamento D3/M3 (Fig. 25f, g, h). Tais arcos poligonais sugerem ainda que o efeito térmico relativo a M3 perdurou além do pico da deformação D3. Litotipos máficos e ultramáficos da porção norte foram pouco afetados, havendo budinagem de antofilita e crescimento de talco nos respectivos *necks*, em litotipos ultramáficos afetados por M2 (Fig. 25a), assim como crescimento de clorita a partir de anfibólio e decalcificação de borda de plagioclásio, em anfibolitos. Na porção sul, observa-se a eventual substituição de anfibólio por biotita e/ou clorita.

Em litotipos máficos a norte da serra do Sereno, observou-se por vezes o crescimento de mica branca sobre biotita M2 (Fig. 25c).

As estimativas de pressão e temperatura para M3 a partir dos diagramas petrogenéticos para diferentes sistemas são imprecisas. Os diagrama para rochas ultramáficas e máficas sugerem temperaturas inferiores a 500 °C (Fig. 28a, b), enquanto o diagrama para rochas pelíticas sugere temperaturas mínimas entre 350 e 400 °C. Não foi possível estimar condições de pressão a partir das observações petrográficas.

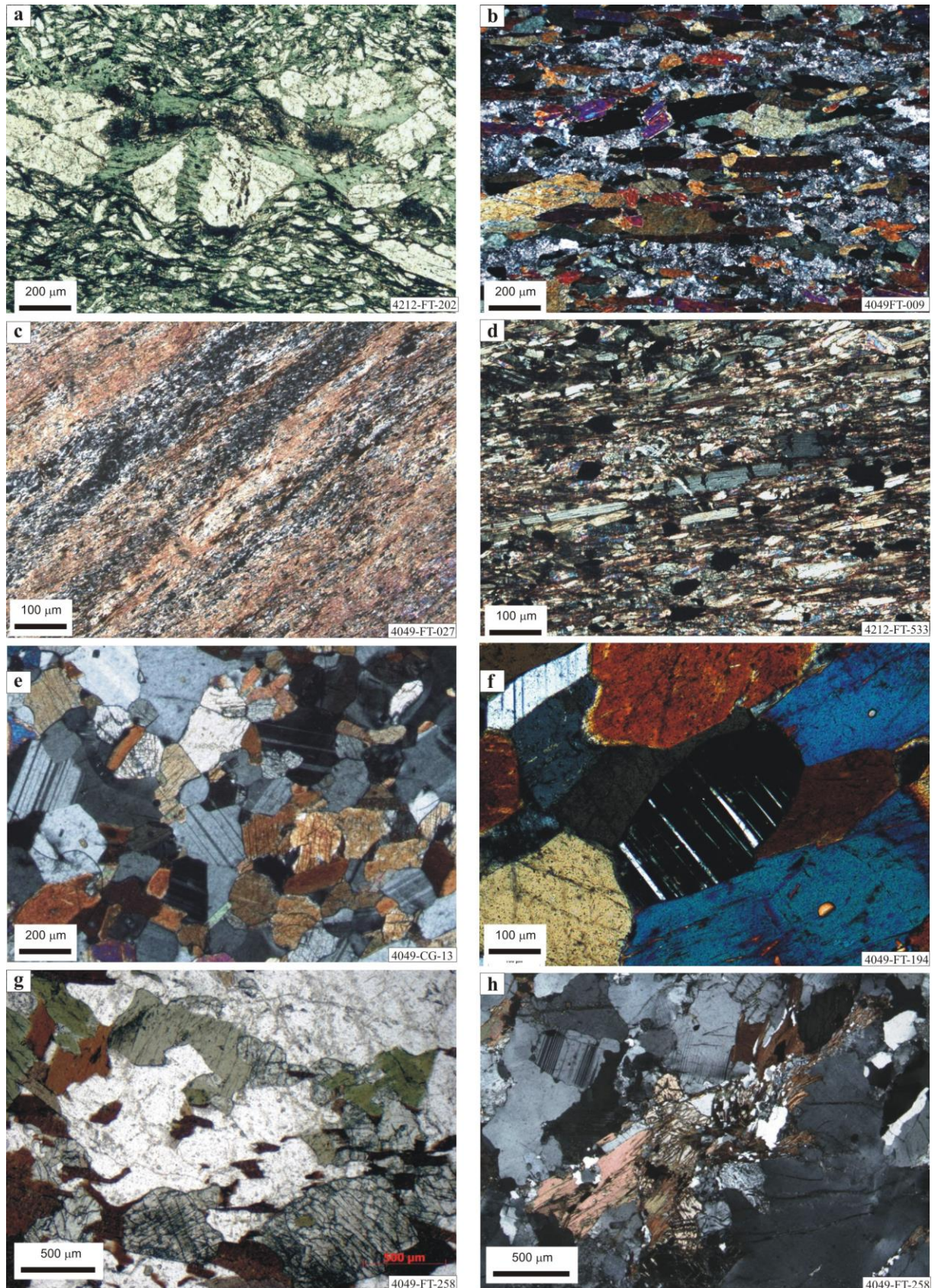


Figura 24: a) xisto verde da região da serra da Bocaina (Sgp. Itacaiúnas), com matriz clorítica e fenocristais subidiomórficos de plagioclásio (albita); b) anfíbolito da região da serra Leste (Cpx. Luanga), apresentando cristais orientados de hornblenda actinolítica e plagioclásio intensamente sericitizado; c) muscovita xisto da serra do Sereno (Sgp. Itacaiúnas), com raros cristais de biotita; d) muscovita-biotita-sillimanita-xisto da região da serra do Rabo (Sgp. Itacaiúnas), com cristais bem desenvolvidos de sillimanite; e) granulito máfico do Complexo. Vila Santa Fé, com trama poligonalizada a enstatita, diopsídio, plagioclásio e quartzo; f) cristal de plagioclásio com geminação em pontas triangulares, em granulito máfico do Cpx. Vila Santa Fé; g, h) substituição de cristais de piroxênio da paragênese M2a por biotita e hornblenda M2b

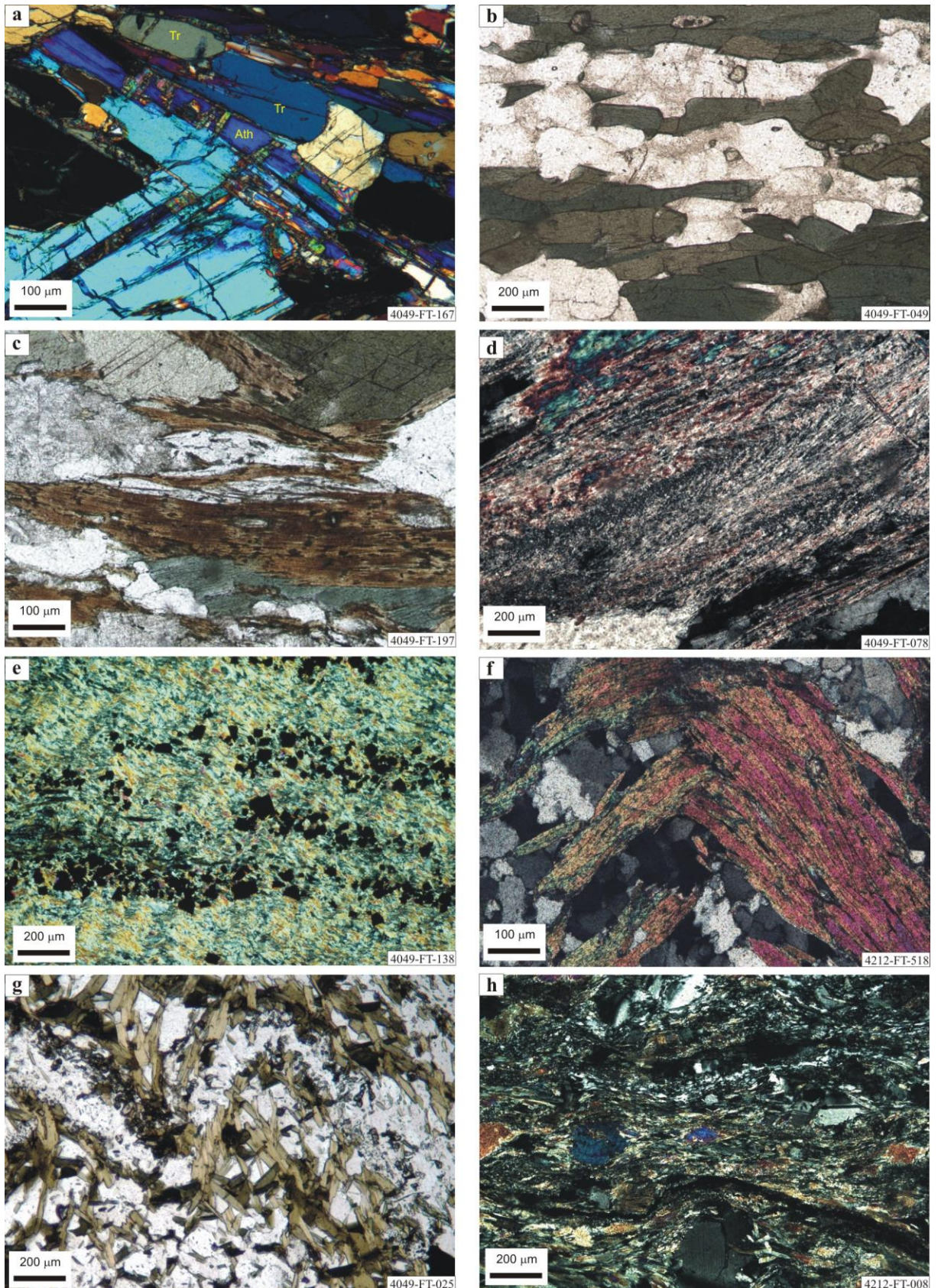


Figura 25: a) cristais de tremolita e antofilita sin-M2 em xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo (alguns cristais de antofilita estão budinados); b) intercrescimento estável de hornblenda e plagioclásio em anfibolito do Sgp. Itacaiúnas; c) crescimento de biotita e hornblenda M2b a partir de cristais de piroxênio M2a e alteração da biotita para mica branca M3; d) intercrescimento de muscovita, fibrolita e quartzo M2b em rocha paraderivada do Sgp. Itacaiúnas; e) mica branca M3 em filito da Formação Águas Claras; e, f) arcos poligonais de muscovita e biotita em litotipos paraderivados do Sgp Itacaiúnas (f) e Grupo Rio Novo (g); h) cristais de hornblenda actinolítica recrystalizados em zona milonítica sin-D3/M3.

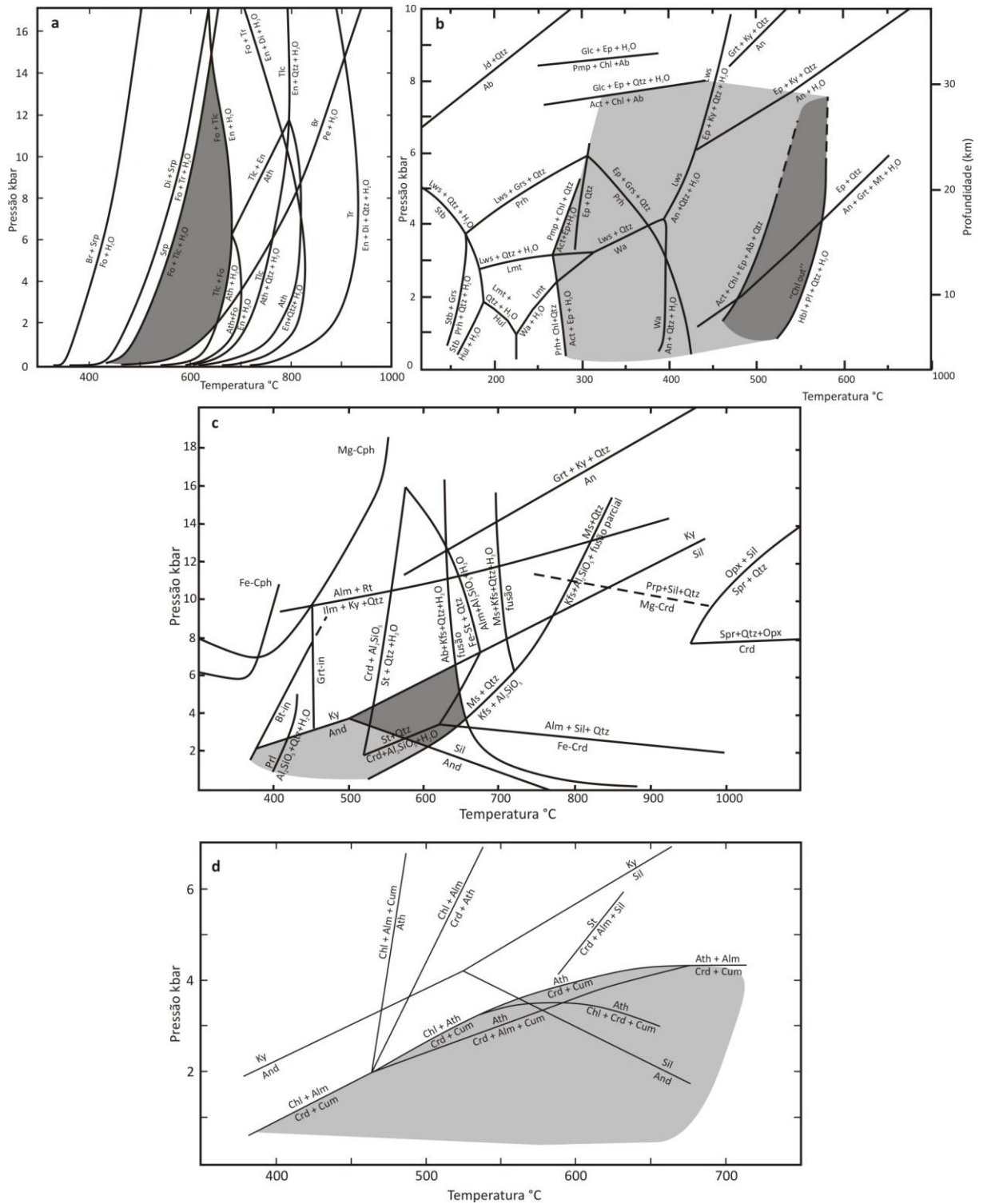


Figura 26: diagramas petrogenéticos para rochas ultramáficas (a), máficas (b) e pelíticas (c) afetadas por M1 (diagramas extraídos de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza claro refletem as condições de P e T estimadas para as porções de mais baixo grau, enquanto tons mais escuros marcam o campo de estabilidade das paragéneses relativamente de mais alto grau.



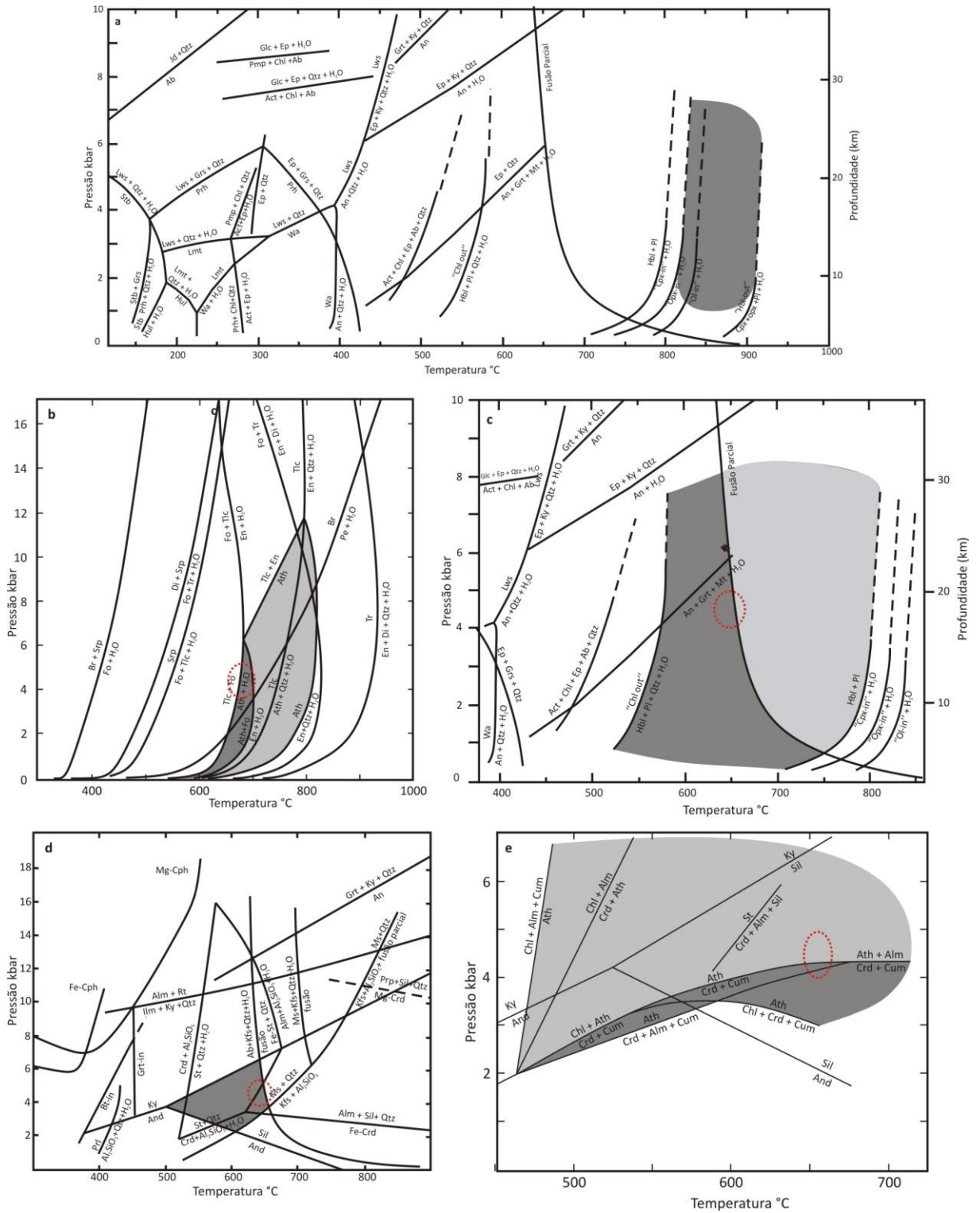


Figura 27: diagramas petrogenéticos para rochas máficas afetadas por M2a (a), assim como para rochas ultramáficas (b), máficas (c) e pelíticas (d) afetadas por M2b (diagramas extraídos de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza marcam as condições de P e T mais prováveis de representar as paragéneses observadas, enquanto os campos marcados com cinza claro marcam as condições de P e T possíveis. O círculo vermelho marca a única zona de superposição entre todos os campos de cor cinza escura relativos a M2b.

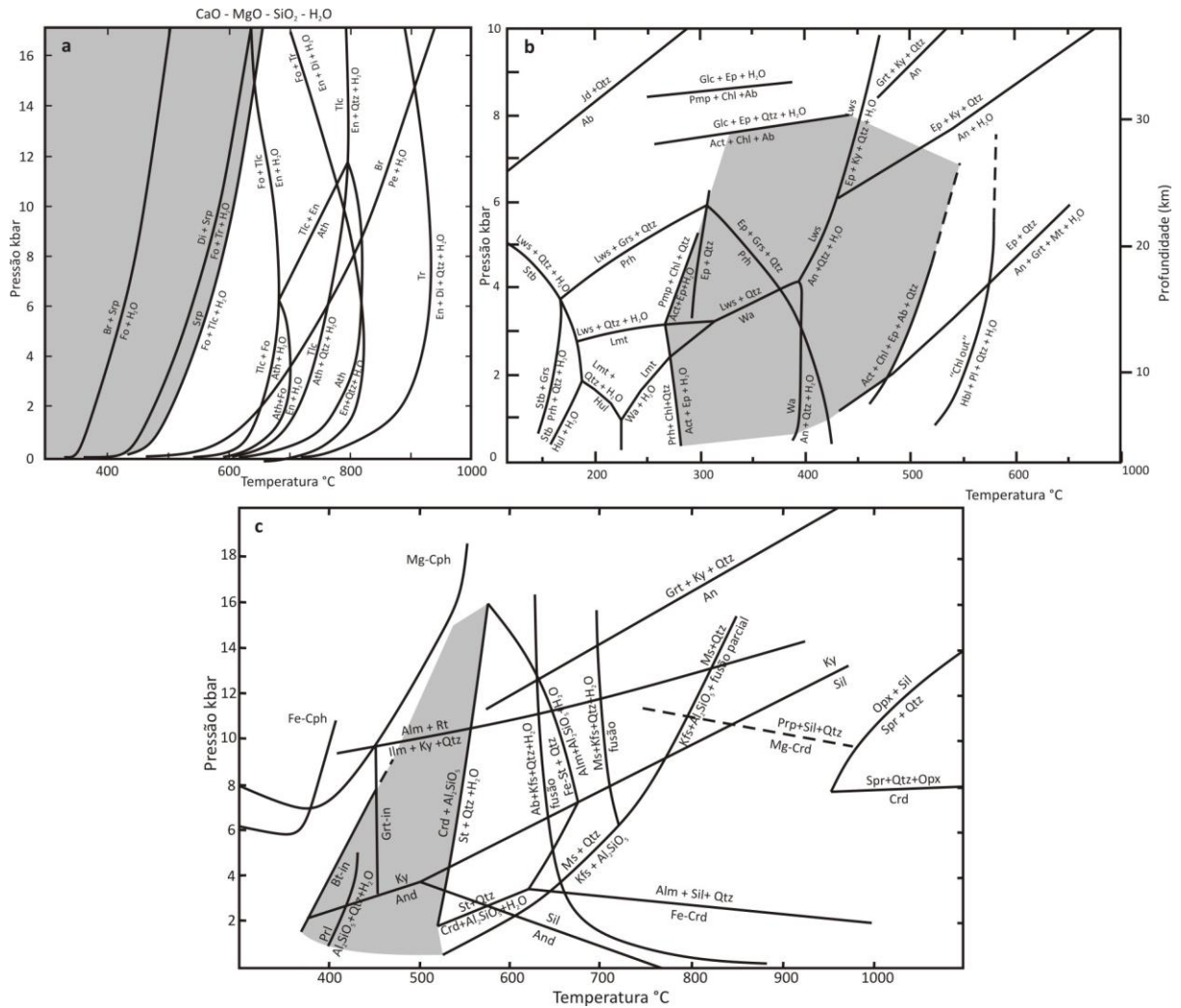


Figura 28: diagramas petrogenéticos para rochas ultramáficas (a), máficas (b) e pelíticas (c) afetadas por M3 (diagramas extraídos de Spear, 1994). Os campos marcados com cinza refletem as condições de P e T estimadas de acordo com as paragêneses encontradas.

## 6.2 Hidrotermalismo

### 6.2.1 Hidrotermalismo H1

O evento térmico mais antigo registrado nas rochas do Supergrupo Itacaiúnas é de natureza hidrotermal (H1), associado à evolução sin-deposicional da pilha vulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas. Pode ser reconhecido pela presença de cordierita-(antofilita)-cummingtonita-xistos (Fig. 29a), que possuem estreita relação com associações sedimentares do topo do Supergrupo Itacaiúnas, geralmente relacionados a conglomerados e/ou a brechas sedimentares.

As paragêneses hidrotermais originais foram metamorfizadas e afetadas durante eventos metamórficos/hidrotermais subsequentes, sendo possível reconhecer H1 pela mineralogia diferenciada das rochas afetadas, aflorantes preferencialmente na porção centro-norte da área. Trata-se de rochas relativamente empobrecidas em Ca e Na e enriquecidas em Fe e Al, sendo associadas à percolação de água e em zonas de alterações vulcanogênicas exalativas em ambiente submarino (Dreher *et al.*, 2012). O depósito de Cu-Zn Pojuca, fora da área de estudo, é de natureza VHMS (*volcanic-hosted massive sulfide*) e também possui a mesma zona de alteração, próximo à zona mineralizada (DOCEGEO, 1988, Schwarz & Frantz, 2011).

### 6.2.2 Hidrotermalismo H2

O segundo evento hidrotermal (H2) se relaciona com o magmatismo contemporâneo à instalação da bacia neoarqueana (pré-D1), especialmente o plutonismo semelhante ao do tipo A. Gerou diversas mineralizações IOCG (*iron oxide, copper, gold*) ao redor de 2,71 Ga a 2,68 Ga, durante o fim do magmatismo, como por exemplo os depósitos Bacuri, Bacaba, Cristalino e Sequeirinho-Pista (Fig. 29b), associada a fluidos quentes e hipersalinos, resultado de interação entre fluidos magmáticos e baciais (p. ex. Xavier *et al.*, 2008, 2010; Monteiro *et al.*, 2008, 2014).

As principais mineralizações estão concentradas em um corredor de alteração hidrotermal conhecido como Cinturão Sul do Cobre. É superposto à zona de borda das associações vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, sendo algumas mineralizações hospedadas nos seus litotipos. É possível observar, nesta região, uma alteração sódica/sódico-cálcica regional (Moreto, 2013), reconhecida em campo como veios de albita ± actinolita ± escapolita ± óxidos de ferro, com disseminação localizada nas encaixantes. De acordo com

Monteiro *et al.* (2008, 2014) as zonas de alteração potássica são proximais em relação às mineralizações e podem apresentar biotita  $\pm$  feldspato potássico.

### 6.2.3 Hidrotermalismo H3

Um terceiro evento hidrotermal (H3) ocorreu associado à colocação do *stock* granítico de 2,57 a 2,54 Ga e a mineralizações IOCG, concentradas principalmente na região conhecida como Cinturão Norte do Cobre. Ocorrem veios sintaxiais de quartzo e/ou anfibólio que cortam a foliação S1, podendo apresentar sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, molibdenita), além de magnetita e outras fases minerais acessórias (Fig. 29c, d). Ocasionalmente, observa-se textura de brecha matriz-suportada, associada a dilatação e a intensa percolação de fluidos.

As venulações H3 e o *stock* granítico associado cortam a foliação S1 e são retrabalhadas por D2 e/ou D3, entendidas como intertectônicas entre D1 e D2/D3. As principais mineralizações associadas a H3 ocorrem próximas ou sobre o Lineamento do Cinzento, como os depósitos de Salobo, Paulo Afonso e Serra Verde (Requia *et al.*, 2003; Marcschik, *et al.*, 2005; Tallarico *et al.*, 2005 Melo *et al.*, 2014). As venulações H3 foram muitas vezes reconhecidas em campo como espacialmente relacionadas a ocorrências de hidrotermalitos sin-H1, o que denota à recorrência na atividade hidrotermal em algumas zonas de fraqueza específicas.

É também frequente uma alteração a anfibólio sódico-cálcico (semelhante à hornblenda), com pleocroísmo verde-azulado a castanho-azulado, e de um anfibólio incolor, com birrefringência relativamente mais alta que da hornblenda e da actinolita, disseminados preferencialmente em rochas de protólito máfico nas imediações das zonas de veios sin-H3 (Fig. 29e).

### 6.2.4 Hidrotermalismo H4

O último evento hidrotermal reconhecido (H4) é um fenômeno de amplitude regional, registrado em todas as unidades neoarqueanas, na Formação Caninana e, com menor expressividade, nos granitos alcalinos paleoproterozóicos. Os litotipos são cortados por falhamentos rúpteis extensionais D4, onde houve percolação de fluidos por zonas de falhas contemporâneas à colocação da Suíte Intrusiva Serra dos Carajás. Sua penetratividade está condicionada ao entorno dos falhamentos, onde se observam venulações de minerais H4, bem como brechas tectônicas com matriz de minerais H4, brechas hidrotermais e halos de alteração (Fig. 29f, g, h).

Os veios de quartzo são sintaxiais, contínuos e tabulares, subparalelos às direções de fraturamento, localmente associados a hematita especular, epidoto, clorita e sulfetos. Também é comum a ocorrência de silicificação disseminada nos arredores de zonas de percolação de fluidos H4. No garimpo da Cutia (Serra Leste), observou-se ainda um halo de caulinição, proximal em relação à zona mineralizada.

Ao menos três tipos de mineralizações se relacionam a H4: depósitos IOCG de baixa temperatura ( $< 350^{\circ}\text{C}$ ), como o depósito Sossego-Curral e o Alvo 118 (Tallarico, 2003; Torresi *et al.*, 2012; Monteiro *et al.*, 2008, Moreto *et al.*, 2014); o depósito de Au-Pt-Pd de Serra Pelada, classificado por Berni *et al.* (2014) como similar a depósitos de urânio relacionados a discordância; e o depósito Breves (Cu-Au), fora da área de estudo, classificado como uma mineralização relacionada a intrusão (*intrusion related*, Xavier *et al.*, 2003). Os três tipos, aparentemente, têm em comum a participação de fluidos magmáticos no processo de mineralização.

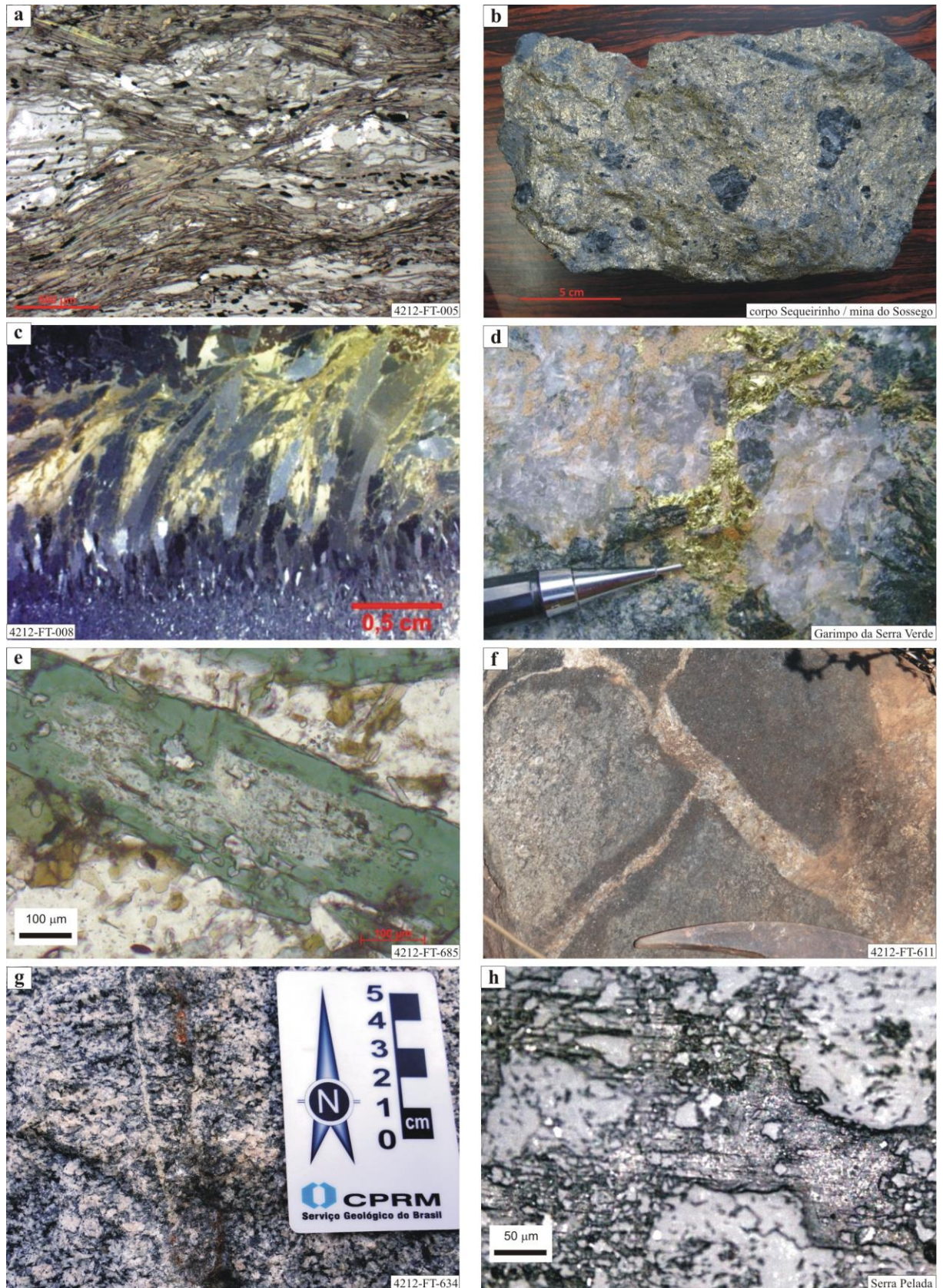


Figura 29: Exemplos de associações hidrotermais aflorantes na área de estudo; a) cordierita-cummingtonita-xisto da associação H1, topo do Superggrupo Itacaiúnas, deformada por D1 e por D2; b) brecha hidrotermal com matriz de calcopirita e fragmentos de anfibólio (H2), corpo Sequeirinho, mina do Sossego, recristalizada e deformada por D1; c) veio sintaxial H3, com dois tipos de anfibólio hidrotermal, deformado por D3; d) veio de calcopirita, molibdenita e quartzo no garimpo da Serra Verde, correlato a H3; e) fotomicrografia de cristal de actinolita M1 parcialmente alterado para hornblenda hidrotermal; f) Afloramento do Metatonalito Campina Verde, recortado por veios H4 de anfibólio e halos de biotitização; g) ocorrência de calcopirita e bornita em veio tabular D4; h) fotomicrografia sob luz refletida da matriz de litotipo mineralizado, da região de Serra Pelada.

## 7 – GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A geocronologia pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  através do aquecimento a laser por etapas (*laser incremental  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating*) foi aplicada com êxito por diversos autores no estudo termocronológico de margens cratônicas pré-cambrianas polideformadas (p. ex. Dallmeyer e Lecorche, 1990; Thover *et al.*, 2007; Söderlund *et al.*, 2008; Tapsoba *et al.*, 2013). O método, entre outras aplicações, pode revelar a superposição de diferentes eventos térmicos através da datação de fases minerais com distintas temperaturas de fechamento, assim como pela capacidade de detectar e diferenciar *resets* parciais em um mesmo grão (McDougall e Harrison, 1999).

Como discutido nos capítulos anteriores, o nordeste da província Carajás apresenta uma evolução tectônica e metamórfica-hidrotermal complexa: deformação compressiva e metamorfismo regional de alto grau mais antigos e restritos às unidades de embasamento Mesoarqueano ( $D_{\text{Emb}}-M_{\text{Emb}}$ ); extensão e hidrotermalismo (H1-H2) associados ao magmatismo bimodal neoarqueano e à deposição do Supergrupo Itacaiúnas; extensão e hidrotermalismo (H3) associados ao magmatismo do tipo Velho Salobo; três etapas compressivas associadas a metamorfismo regional, registradas nos litotipos neoarqueanos (D1-M1, D2-M2, D3-M3); extensão e hidrotermalismo (D4-H4) associados ao magmatismo orosiriano da Suíte Intrusiva Serra dos Carajás; extensão / compressão (D5) associados ao enxame de diques neoproterozoicos correlatos ao Gabro Rio da Onça.

Conforme apresentado nos capítulos 3 e 4, os diversos métodos geocronológicos já adotados para estudar a região, especialmente U-Pb, Pb-Pb e Re-Os, permitiram datar os quatro principais eventos magmáticos e/ou hidrotermais conhecidos: 2,87 – 2,83 Ga (síncrono a  $D_{\text{Emb}}-M_{\text{Emb}}$ ), 2,76 – 2,68 Ga (sin-H1-H2), 2,61 – 2,54 Ga (sin-H3) e ao redor de 1,88 Ga (sin-D4-H4). As idades dos demais eventos são estimadas apenas por relações de corte e superposição. Gomes *et al.* (1975) e Cordani *et al.* (1984), entretanto, apresentaram idades K-Ar e Rb-Sr ao redor de 1,96 Ga, consideradas pelos autores como relativas ao efeito da Orogênese Transamazônica na região. Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  disponíveis na literatura são escassas, restritas ao gabro-norito Pium, com idades para biotita e plagioclásio também ao redor de 1,96 Ga (Renne *et al.*, 1988) e a idades relativas a mineralizações. Gomes *et al.* (1975) ainda diferenciaram duas famílias de diques máficos pelo método K-Ar, uma com idade mínima de  $507 \pm 29$  Ma e outra com idade de  $225 \pm 25$  Ma.

Nesse contexto, 13 amostras foram selecionadas para datação pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e estudo da termocronologia do nordeste da PC, buscando reconhecer e datar eventos térmicos

não detectados por outros métodos geocronológicos, além daqueles já conhecidos. As amostras representam a complexidade metamórfica e hidrotermal da área, tendo sido escolhidos para datação cristais das paragêneses  $M_{Emb}$ , M1, M2 e M3, alguns afetados por mais de um evento metamórfico e/ou por H3 / H4 (Fig. 30).

Das 13 amostras, 11 tiveram grãos idênticos analisados em duplicata, de uma única fase (anfíbólio, biotita ou muscovita), de duas fases agregadas ou da rocha total. A amostra 4049-FT-R-138J teve quatro fragmentos de rocha total analisados. Já a amostra 4212-FT-R-087B teve analisados anfíbólio em duplicata e grãos únicos de biotita e plagioclásio sericitizado. Os principais resultados são apresentados e discutidos a seguir. Dados analíticos suplementares podem ser encontrados no Anexo IV. Ao todo, foram realizadas 30 análises, que permitiram calcular 16 idades relevantes, além de idades mistas sem significado geológico.



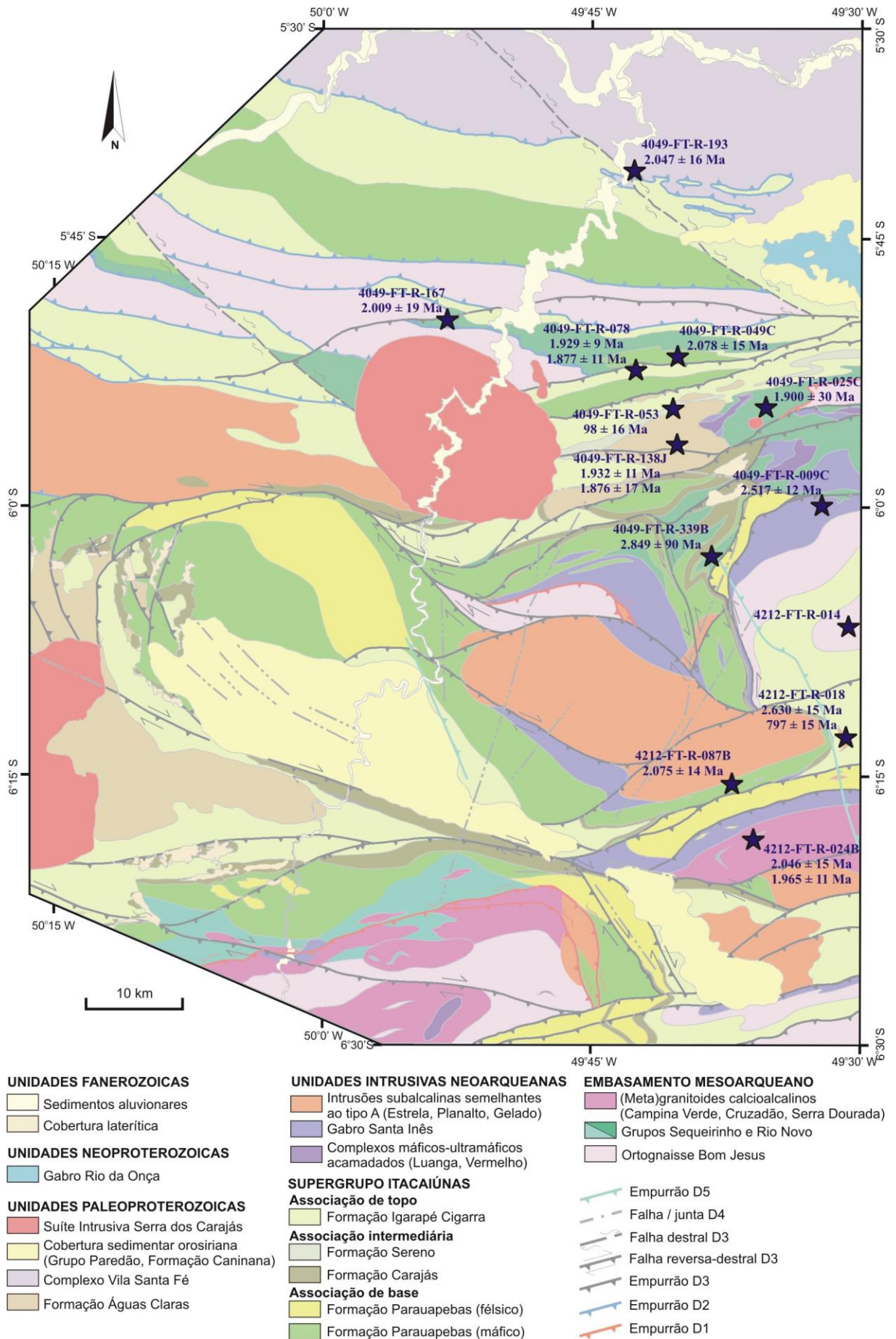


Figura 30: Localização das amostras datadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e idades relevantes que puderam ser calculadas (a amostra 4212-FT-R-014 produziu apenas idades mistas e sem significado geológico).

### 7.1 Amostra 4049-FT-R-009C (hornblenda actinolítica)

Trata-se de uma amostra de anfibolito do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga, do qual foram analisados dois grãos de hornblenda actinolítica da paragênese metamórfica M1, estavelmente intercrescidos com plagioclásio. Em lâmina delgada, é possível observar que são fases parcialmente alteradas para uma segunda geração de anfibólio incolor, relacionado a H3 (Fig. 31a). Da mesma maneira, os grãos de plagioclásio se encontram intensamente sericitizados.

As razões K/Ca de ambos os grãos são relativamente constantes em torno de 0,04, com pouca variação, exceto pelos degraus de mais baixa temperatura, que podem alcançar até 0,1 (Fig. 32a, b). O primeiro degrau de cada grão é anormalmente antigo, indicando para perdas de  $^{39}\text{Ar}$  derivadas de recuo durante a irradiação. O grão 02 apresenta ainda um degrau anormalmente novo, que está provavelmente relacionado a um *reset* de menor escala no Neoproterozoico, cuja idade máxima é em torno de 900 Ma.

Os espectros de idades aparentes de ambas as amostras possuem forma de cela, indicando a existência de excesso de  $^{40}\text{Ar}$ , o que é confirmado pelo valor do intercepto da isócrona com a ordenada no gráfico  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Fig. 32c), muito inferior ao valor para o argônio atmosférico (0,0035). Não foi possível produzir idades platô ou pseudo-platô para os grãos analisados, entretanto, uma isócrona de  $2517 \pm 12$  Ma foi calculada, que é a melhor idade para o grão. Pode, no entanto, representar a cristalização da fase, durante o metamorfismo M1, ou o *reset* térmico causado pelo hidrotermalismo H3. A segunda opção é mais provável, no entanto, já que minerais hidrotermais com idades semelhantes já foram datados por outros autores na mina do Salobo (Melo *et al.*, 2013) e no garimpo da Serra Verde (Marscik *et al.*, 2005; Vasconcelos, informação verbal).

### 7.2 Amostra 4049-FT-R-025A (biotita)

A amostra é um biotita-quartzo-xisto do Grupo Rio Novo. Cristais de biotita marcam uma clivagem ardosiana (S1), fortemente crenulada por S3, amplamente recristalizados nos domínios de maior concentração de *strain*. Veios de quartzo, anfibólio, pirita e calcopirita, entendidos como sin-H3, cortam a foliação S1 e são dobrados por D3. O ponto de coleta é próximo ao Granito Formiga, de idade Paleoproterozoica e pertencente à Suíte Intrusiva Serra dos Carajás.

Dois grãos de biotita da paragênese metamórfica M1 foram analisados. Ambos apresentam múltiplos reservatórios de gás, sendo que o principal apresenta razões K/Ca em

torno de 5 (Fig. 32d, e). O primeiro degrau de cada grão mostra relativo enriquecimento da razão K/Ca, em conjunto com maior incerteza na idade aparente, o que sugere perda de Ar dos sítios menos retentivos. Os degraus de mais alta temperatura mostram grande variação da razão K/Ca, em parte refletindo quantidades muito pequenas de gás liberado, causando maior incerteza.

Ambos os espectros de idades aparentes apresentam padrões progressivamente ascendentes e nenhum produziu idades platô (Fig. 32d, e). Os degraus de mais alta temperatura do grão 02, no entanto, exibem alinhamento semelhante a platô e produziram idade pseudo-platô de  $1900 \pm 30$  Ma. Os degraus de mais alta temperatura do grão 01 também mostram idades aparentes em torno de 1900 Ma, porém os degraus I até L possuem idades anormalmente antigas e grande incerteza associada, provavelmente devido à mínima quantidade de gás liberado, não permitindo o cálculo de idade pseudo-platô. Apesar de nenhum platô ter sido reconhecido no reservatório de gás principal, as idades aparentes variam pouco, de 1750 até 1900 Ma.

A idade de  $1900 \pm 30$  Ma foi compreendida como idade mínima para o último evento de recristalização da biotita, durante D3-M3. O padrão progressivamente ascendente dos espectros de idades aparentes sugere ainda o *reset* parcial do sistema geocronológico entre 1900 e 1750 Ma.

### 7.3 Amostra 4049-FT-R-049C (hornblenda)

Trata-se de um anfibolito fortemente deformado e metamorfisado durante D2-M2 (Fig. 31b), coletado em um afloramento a norte da serra do Sereno. Em lâmina, observa-se plagioclásio e hornblenda estavelmente intercrescidos em uma petrotrama orientada. Em afloramento, a foliação S2 perfaz um dobramento assimétrico recumbente D3, com plano axial mergulhando moderadamente para sul e eixo caindo moderadamente para sudeste.

Dois grãos de hornblenda foram analisados. A razão K/Ca de ambos é relativamente constante, ao redor de 0,02, com baixa variação, exceto pelo degrau de mais baixa temperatura, com razão de 0,1 (Fig. 32f, g). O primeiro degrau de ambos os grãos é anormalmente antigo, indicando perdas de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo devido à irradiação. Os espectros de idades aparentes possuem forma de cela, indicando excesso de Ar.

Os grãos produziram idades platô de  $2170 \pm 30$  Ma e  $2260 \pm 30$  Ma, incompatíveis entre si mesmo na margem de erro. Adicionalmente, a variação de  $^{36}\text{Ar}$  foi suficiente para o cálculo de uma isócrona de  $2078 \pm 15$  Ma (Fig. 32h), também incompatível com as idades platô. Entretanto, o intercepto da isócrona na ordenada do gráfico  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  é

muito inferior ao valor do  $^{40}\text{Ar}$  atmosférico, confirmando o excesso de Ar na amostra e indicando que a melhor idade de cristalização da hornblenda (sin-M2) é dada pela isócrona de  $2078 \pm 15$  Ma.

#### **7.4 Amostra 4049-FT-R-053 (rocha total)**

Esta amostra é um grafita-muscovita-quartzo xisto fino da associação intermediária do Supergrupo Itacaiúnas. Possui uma clivagem ardosiana S1, marcada principalmente por muscovita da paragênese metamórfica M1, e crenulações posteriores, correlacionadas com D3. Localmente, no domínio da clivagem S3, a muscovita está recristalizada. O afloramento, na serra do Sereno, é cortado por diques de diabásio, não metamorfizado e não deformados, de idade desconhecida.

Dois fragmentos de rocha total foram analisados. Ambos apresentam considerável variação na razão K/Ca, entre 1 e 1000, com espectros de idades aparentes progressivamente ascendentes, aproximadamente entre 145 e 1850 Ma (Fig. 32i, j). Nenhum produziu idade platô ou pseudo-platô. No entanto, uma isócrona pôde ser calculada, gerando idade de  $98 \pm 16$  Ma (Fig. 32k).

Os espectros de idades aparentes ascendentes dos agregados analisados sugerem que as fases potássicas (especialmente a muscovita M1, recristalizada durante D3-M3) são mais antigas que 1850 Ma, tendo sofrido significativo processo de reaquecimento no Mesozoico. A idade gerada a partir da isócrona, de  $98 \pm 16$  Ma, é a melhor estimativa para tal, enquanto sua origem mais provável é relacionada à colocação dos diques de diabásio, que cortam o afloramento onde a amostra foi coletada.

#### **7.5 Amostra 4049-FT-R-078 (muscovita)**

Trata-se de uma amostra de muscovita-sillimanita-quartzo xisto da associação de topo do Supergrupo Itacaiúnas, coletada a norte da serra do Sereno, mostrando uma foliação S2, marcada por muscovita e sillimanita M2 e uma crenulação assimétrica S3. Em lâmina delgada, observa-se que S2 é uma clivagem espaçada, localmente reconhecida como de crenulação, com dobras isoclinais reliquiares marcadas por fibrolita e muscovita. A crenulação S3 está localmente associada a recristalização da muscovita, sendo possível observar arcos poligonais nas zonas de charneira. As bordas de alguns grãos de muscovita estão localmente alteradas para sericita (Fig. 31c).

Dois grãos de muscovita foram analisados. As razões K/Ca são levemente variadas entre ambos, com valores na maioria entre 3 e 13, porém podendo alcançar valores superiores a 100 em alguns degraus de alta temperatura do grão 01 e na maioria dos degraus de alta temperatura do grão 02 (Fig. 32l, m). Os degraus iniciais mostram um enriquecimento relativo de K, junto com aumento das incertezas e menores idades aparentes, indicando perda de Ar dos sítios cristalográficos menos retentivos.

O espectro de idades aparentes do grão 01 permitiu o cálculo de uma idade platô de  $1930 \pm 10$  Ma. O degrau G, no entanto, possui idade mais antiga, ao redor de 2000 Ma, sugerindo que o grão pode ser mais velho que a idade platô. O espectro do grão 2 não permitiu o cálculo de uma idade platô, mas o alinhamento dos degraus de alta temperatura possibilitou o cálculo de uma idade pseudo-platô de  $1877 \pm 11$  Ma. O degrau mais velho do grão 2 (degrau E) tem idade aparente similar à idade platô do grão 01.

A idade platô de  $1930 \pm 10$  Ma é interpretada como idade de última recristalização da muscovita, (sin D3-M3), bem como a idade aparente de 2000 Ma para o degrau mais antigo do grão 01 é entendida como idade mínima do evento anterior (D2-M2). Já a idade de  $1877 \pm 11$  Ma foi interpretada como representativa da sericitização da muscovita, considerando os maiores valores da razão K/Ca para os degraus que compõem a idade, que sugerem maior contribuição desta fase.

## 7.6 Amostra 4049-FT-R-138J (rocha total)

A amostra é um filito vermelho, da base da Formação Águas Claras, coletado nos taludes de estabilização geotécnica do antigo garimpo de ouro de Serra Pelada. É formada por grãos submilimétricos de mica branca, quartzo e óxido de ferro, intercrescidos em uma fina clivagem ardosiana S3. A mesma é crenulada tardiamente, por estruturas em caixa e chevron, associadas a dobramento mecânico / dilssolução e interpretadas como tardi-D3 (Fig. 31d). Uma estratificação composicional (S0) também pode ser observada, paralela a S3 e ortogonal à clivagem de crenulação.

Quatro fragmentos da rocha total foram analisados. Todos têm razões K/Ca constantes, ao redor de 10, com variações nos degraus de mais baixa e nos de alta temperatura Fig. 33a, b, c, d). Os espectros de idades aparentes apresentam formas levemente arqueadas, sendo ascendente nos degraus de baixa temperatura, alcançando um platô formado por degraus de temperatura média e levemente descendente nos de alta temperatura. Idades platô e pseudo-platô para os quatro fragmentos são de  $1932 \pm 11$  Ma,  $1923 \pm 14$  Ma,  $1915 \pm 15$  Ma,  $1912 \pm$

12 Ma e  $1876 \pm 17$  Ma (o grão 8255-01 produziu duas idades pseudo-platô). O degrau de mais baixa temperatura de todos os quatro grãos registrou idade aparente em torno de 750 Ma.

Apesar de as idades platô e pseudo-platô entre  $1932 \pm 11$  Ma e  $1912 \pm 12$  Ma serem compatíveis dentro de um nível de confiança de  $2\sigma$ , a idade do grão 8254-01 representa mais provavelmente o evento metamórfico principal que afetou a amostra (M3), visto que é ligeiramente mais velha, associada a espectro menos arqueado e acumulando mais de 65% do gás liberado durante a análise no platô. As outras são compreendidas como idades mínimas do mesmo evento, considerando a forma arqueada dos seus espectros.

A amostra parece ter sido afetada em diferentes níveis por um *reset* parcial tardio e a melhor estimativa de idade para tal é o pseudo-platô de  $1876 \pm 17$  Ma. O degrau de mais baixa temperatura de cada fragmento analisado indica ainda um segundo *reset* parcial no Neoproterozoico, com idade máxima de 750 Ma.

Foi possível calcular uma isócrona para os degraus de mais baixa temperatura dos quatro fragmentos analisados, de  $250 \pm 30$  Ma (Fig. 33e). Apesar de esta idade ser compatível com as datações disponíveis para o dique máfico que corta a região do garimpo ( $\sim 220$  Ma, Rb-Sr, Meireles *et al.*, 1982;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Vasconcelos, informação verbal), não é considerada confiável, devido à ausência de degraus com idades aparentes semelhantes.

### 7.7 Amostra 4049-FT-R-167 (tremolita)

A amostra é um antofilita-tremolita xisto do Grupo Rio Novo, coletada a norte do Granito Cigano. Possui uma trama metamórfica M2 de fácies anfíbolito, marcada pelo intercrescimento de tremolita e antofilita, formando uma xistosidade contínua S2. Os cristais de antofilita estão budinados, processo associado ao crescimento localizado de talco M3 (Fig. 31e). O afloramento se encontra nas imediações de um *front* de empurrões sin-D3.

Foram analisados dois grãos de tremolita, com reservatórios de gás único e razões K/Ca em torno de 0,02, com desvios menores nos degraus de alta temperatura e, nos degraus de mais baixa temperatura do grão 02, decréscimo desde 1 até 0,02 (Fig. 33f, g). Ambos os espectros de idades aparentes são planos e regulares, com exceção dos primeiros degraus do grão 02, progressivamente ascendentes. Os espectros permitiram calcular idades platô de  $2010 \pm 20$  Ma e  $2000 \pm 40$  Ma. Ambas as idades são compatíveis, dentro da margem de erro. O espectro de probabilidade de idades, mostra um pico máximo de  $2009 \pm 19$  Ma, também compatível dentro da margem de erro com as idades platô (Fig. 33h).

A idade obtida com o espectro de probabilidade de idades é a melhor estimativa para o último evento que afetou os cristais de tremolita. No entanto, não é totalmente claro se a idade

representa o evento M2, que imprimiu a paragênese principal, ou M3, aparentemente mais discreto, porém penetrativo.

### 7.8 Amostra 4049-FT-R-193 (hornblenda)

Trata-se de um granulito máfico pertencente ao Complexo Vila Santa Fé. A rocha possui uma paragênese com enstatita, diopsídio, hornblenda, plagioclásio e quartzo, entendida como sin-M2. A hornblenda analisada é castanha, indicando alto teor de titânio, o que é típico de cristais submetidos a condições metamórficas de alto grau.

Dois grãos de hornblenda foram analisados. O reservatório de gás principal de ambos tem razão K/Ca constante, ao redor de 0,01 (Fig. 33i, j), com variações pequenas nos degraus de mais baixa temperatura e decréscimo regular nos degraus de mais alta temperatura, alcançando 0,002 no grão 01 e 0,008 no grão 02. O degrau de mais baixa temperatura de cada grão é anormalmente antigo, indicando perda de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo devido à irradiação.

Os espectros de idades aparentes exibem forma de cela, sugerindo excesso de  $^{40}\text{Ar}$ . Idades platô puderam ser calculadas, de  $2110 \pm 30$  Ma e  $2160 \pm 20$  Ma, compatíveis entre si no limite da margem de erro. Uma variação significativa na quantidade de  $^{36}\text{Ar}$  também permitiu calcular uma isócrona no gráfico  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , com idade de  $2047 \pm 16$  Ma, incompatível dentro da margem de erro com as idades platô (Fig. 33k). No entanto, o intercepto da isócrona na ordenada é muito inferior ao valor estimado para o Ar atmosférico, o que confirma a existência de excesso de  $^{40}\text{Ar}$  na amostra. Tal fato indica que a melhor idade para o fechamento da hornblenda é a fornecida pela isócrona ( $2047 \pm 16$  Ma), enquanto que as idades platô seriam idades máximas para o mesmo evento.

### 7.9 Amostra 4049-FT-R-339B (tremolita)

Esta é uma amostra de tremolita-clorita xisto do grupo Rio Novo, coletado na região da Serra Leste. A tremolita, de idade incerta, está intercrescida estavelmente em uma trama metamórfica  $M_{\text{Emb}}$  (Fig. 31f). É alterada parcialmente para clorita M3.

Dois cristais de tremolita foram analisados, apresentando reservatórios de gás únicos e razões K/Ca ao redor de 0,002, com mínima variação (Fig. 33l, m). Os degraus de mais baixa temperatura correspondem a idades aparentes muito imprecisas e razões K/Ca anormalmente altas, associadas a maior margem de erro, indicando para recuo relativo à irradiação e/ou perda de Ar dos sítios cristalográficos menos retentivos.

Os espectros de idades aparentes têm forma aproximada de cela, principalmente o grão 01. Mesmo assim, foi possível calcular idades platô de  $3080 \pm 160$  Ma para o grão 01 e pseudo-platô de  $2950 \pm 140$  Ma para o grão 02. Ambas as idades são compatíveis dentro da margem de erro. Foi possível ainda calcular uma isócrona com idade de  $2840 \pm 90$  Ma (Fig. 33n). O excesso de argônio sugerido pela forma de cela dos espectros de idades aparentes é confirmado pelo intercepto da isócrona com a ordenada, muito inferior ao valor do Ar atmosférico.

Devido ao excesso de Ar, a melhor idade para a fase analisada é de  $2840 \pm 90$  Ma, dada pela isócrona. A datação é compatível, dentro da margem de erro, com a idade de metamorfismo da porção cristalina do embasamento mesoarqueano na PC, determinada por Machado *et al* (1991) em  $2859 \pm 2$  Ma e  $2851 \pm 4$  Ma.

### **7.10 Amostra 4212-FT-R-014 (hornblenda)**

A amostra provém de um segmento máfico relacionado ao Ortognaisse Bom Jesus. Em afloramento, a unidade é cortada por veios de quartzo e anfibólio de espessura milimétrica a centimétrica, deformados e concordantes com a foliação S1, tendo sido interpretados como sin-H1. A amostra é um anfibolito, com hornblenda verde-acastanhada intercrescida com clinopiroxênio e plagioclásio (paragênese  $M_{Emb}$ ). Secundariamente, a hornblenda se encontra substituída por um anfibólio incolor, atribuído a H1, assim como o plagioclásio está fortemente sericitizado. Todo o conjunto foi recristalizado, o que é atribuído ao menos em parte a D1.

Dois grãos de hornblenda da paragênese  $M_{Emb}$  foram analisados. Apresentam razões K/Ca levemente variadas, evidenciando a existência de múltiplos reservatórios de gás. O segmento principal de ambos tem razões K/Ca constantes ao redor de 0.1 (Fig. 34a, b). Os degraus de mais baixa temperatura têm idades e razões K/Ca díspares, indicando perdas de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo. Os demais degraus de baixa temperatura (C-J) apresentam idades aparentes mais jovens que os degraus do reservatório principal, assim como os degraus de mais alta temperatura, o que dá forma pronunciadamente arqueada aos espectros de idades aparentes. Tal forma sugere a contribuição de uma fase contaminante na análise, um pouco mais potássica que a hornblenda.

Nenhum dos espectros de idades aparentes permitiu o cálculo de idades platô, mas foi possível estimar idades pseudo-platô de  $2280 \pm 30$  Ma e  $2230 \pm 30$  Ma, compreendidas como idades mínimas para o último evento de recristalização da hornblenda (Fig. 34a, b). As idades aparentes neoproterozoicas para os degraus de baixa e de alta temperatura do grão 02 indicam



o crescimento ou *reset* da fase contaminante com idade máxima estimada de 750 Ma. O espectro do grão 01, apesar de seguir distribuição semelhante, tem aparentemente menor contribuição da fase contaminante.

### 7.11 Amostra 4212-FT-R-018 (hornblenda+feldspato potássico)

Trata-se de uma amostra de hornblenda-ortognaisse, coletada em um afloramento do Metagranito Estrela. A mineralogia principal inclui cristais de feldspato potássico (dominante na amostra) intercrescido com plagioclásio e quartzo. O principal acessório é hornblenda. A petrotrama se encontra amplamente poligonizada, indicando recristalização de todas as fases, o que é atribuído à gnaissificação do corpo durante D1-M1 (Fig. 31g). Barros *et al.* (2004) dataram a sua cristalização em  $2763 \pm 7$  Ma (Pb-Pb, evaporação de zircão).

Dois grãos de hornblenda foram analisados. Ambos têm padrões complexos de extração de Ar, com múltiplos reservatórios de gás e alta variação das razões K/Ca, sugerindo a contribuição de uma segunda fase nas análises, rica em potássio (Fig. 34c, d). Deduziu-se que se tratam de inclusões de feldspato potássico nos grãos de hornblenda. Ambos os espectros de razões K/Ca têm a forma de vales, com as porções de valores mais baixos coincidentes com os degraus de maior idade aparente. As razões do grão 01 variam entre 0,07 e 0,3, semelhantes às esperadas para hornblenda pura. A concentração de feldspato potássico é notavelmente maior no grão 02, que tem razões até próximas a 100.

Os espectros de idades aparentes apresentam o primeiro degrau anormalmente antigo, provavelmente devido a perdas de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo. Segue-se um pequeno segmento plano de idades relativamente mais jovens, um morro de idades mais antigas e, nos degraus de mais alta temperatura, novamente um segmento plano de idades mais jovens. Nenhum espectro produziu idades platô. No entanto, os dois degraus contínuos de idades mais antigas do grão 01 têm forma semelhante a platô com idade aparente de  $2630 \pm 40$  Ma. Os degraus de mais alta temperatura do grão 02, associados a razões K/Ca muito elevadas, permitiram o cálculo de uma idade pseudo-platô, de  $797 \pm 16$  Ma.

A idade aparente de  $2630 \pm 40$  Ma é entendida como idade mínima de recristalização da hornblenda, durante M1. Já a idade pseudo-platô de  $797 \pm 16$  Ma foi compreendida como idade máxima para o fechamento termocronológico do feldspato potássico, indicando um reaquecimento da amostra durante o Neoproterozoico.

### 7.12 Amostra 4212-FT-R-024B (biotita)

A amostra é um biotita ortognaisse da associação de embasamento da PC, correlato ao Metagranito Cruzadão. A cristalização do segmento ao qual a amostra pertence foi datada por Tavares (2014) pelo método U-Pb em zircão, apresentando idade de  $2874 \pm 15$  Ma. Trata-se de um litotipo homogêneo, constituído predominantemente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com biotita como principal acessório. Apresenta fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio e uma xistosidade anastomosada, marcada principalmente por biotita. A região onde a amostra foi coletada é regionalmente deformada e metamorfizada durante D3/M3.

Dois grãos de biotita foram analisados, com reservatórios de gás únicos e pouca variação da razão K/Ca, entre 2 e 10 (Fig. 34e, f). Ocorrem mínimos desvios nos degraus de mais alta temperatura, refletidos em idades aparentes anormalmente elevadas e maior variação das razões K/Ca. Os espectros de idades aparentes é levemente ascendente e não foi possível calcular idades platô. Porém, cada grão possui dois segmentos alinhados, que retornaram idades pseudo-platô de  $2041 \pm 18$  Ma /  $1956 \pm 19$  Ma para o grão 01 e  $2060 \pm 30$  Ma /  $1969 \pm 13$  Ma para o grão 02. As idades podem ser agrupadas entre mais antigas e mais novas, sendo compatíveis entre si em cada agrupamento, dentro da margem de erro.

O leve incremento de idades nos degraus de mais alta temperatura sugerem que os grãos de biotita possuem história térmica anterior às idades pseudo-platô, que mais provavelmente refletem *resets* parciais mais jovens. O espectro de probabilidade de idades para cada grupo retornou médias de  $2046 \pm 15$  Ma e  $1965 \pm 11$  Ma, que são as melhores estimativas para estes eventos, provavelmente refletindo os efeitos da atividade térmica relativa a D2-M2 e D3-M3 (Fig. 34g).

### 7.13 Amostra 4212-FT-R-87B (hornblenda actinolítica, biotita, plagioclásio sericitizado)

Esta amostra é um anfibólito da base do Supergrupo Itacaiúnas, constituído por hornblenda actinolítica, plagioclásio, biotita, quartzo e, secundariamente, por sericita e epidoto em conjunto com pirita e calcopirita, associados a redes de fraturas entendidos como sin-D4. O litotipo apresenta forte foliação S3, mergulhando íngreme para sul-sudeste, localmente associada a redobramentos de foliações pretéritas.

Foram analisados dois grãos de hornblenda actinolítica, um de biotita e um de plagioclásio sericitizado. De acordo com as observações petrográficas, o anfibólito é a fase metamórfica mais antiga (M1), sendo parcialmente transformado para biotita em um evento

posterior (M2 e/ou M3) (Fig. 31h). Fraturas mais jovens cortam a petrografia metamórfica e levaram à sericitização e epidotização de plagioclásio.

Os dois grãos de hornblenda actinolítica apresentam múltiplos reservatórios de gás e espectros de idades aparentes com padrões progressivamente ascendentes. Ambos têm razões K/Ca constantes, ao redor de 0,06 (Fig. 34h, i). Idades anormalmente antigas para os degraus de mais baixa temperatura remetem a perdas de  $^{39}\text{Ar}$  por recuo. O padrão ascendente dos demais degraus de baixa temperatura indica um *reset* parcial durante o Neoproterozoico, com idade máxima de cerca de 750 Ma. O reservatório de gás principal apresenta degraus aproximadamente alinhados, que não produziram idades platô, mas permitiram o cálculo de idades pseudo-platô de  $2180 \pm 30$  Ma e  $2100 \pm 30$  Ma. Degráus de mais alta temperatura possuem idades aparentes mais antigas, o que sugere que os grãos são mais velhos que 2500 Ma.

O grão de biotita aparentemente tem um único reservatório de gás, com valores variando pouco ao redor de 1 (Fig. 34j). O espectro de idades aparentes produziu idade platô de  $2075 \pm 14$  Ma. Os degráus de mais alta temperatura possuem idades mais antigas e maior incerteza analítica, devido às menores quantidades de gás liberado nestas etapas da análise.

O grão de plagioclásio sericitizado apresenta razões K/Ca variando entre 0,3 e 3 indicativo da mistura de fases, assim como um espectro irregular de idades aparentes, com valores entre 1000 e 1500 Ma (Fig. 34k). Não foi possível calcular idades platô ou pseudo-platô.

As idades pseudo-platô dos grãos de anfibólio sugerem que um evento termal mais novo que  $2100 \pm 30$  Ma afetou a fase. A idade platô da biotita, de  $2075 \pm 14$  Ma, é a melhor estimativa para tal. Outro evento termal, mais novo que 750 Ma, também afetou a amostra. Não está claro, entretanto, se ocorreu um evento de sericitização com esta idade ou se a sericita foi cristalizada anteriormente e afetada por uma anomalia termal mais jovem.

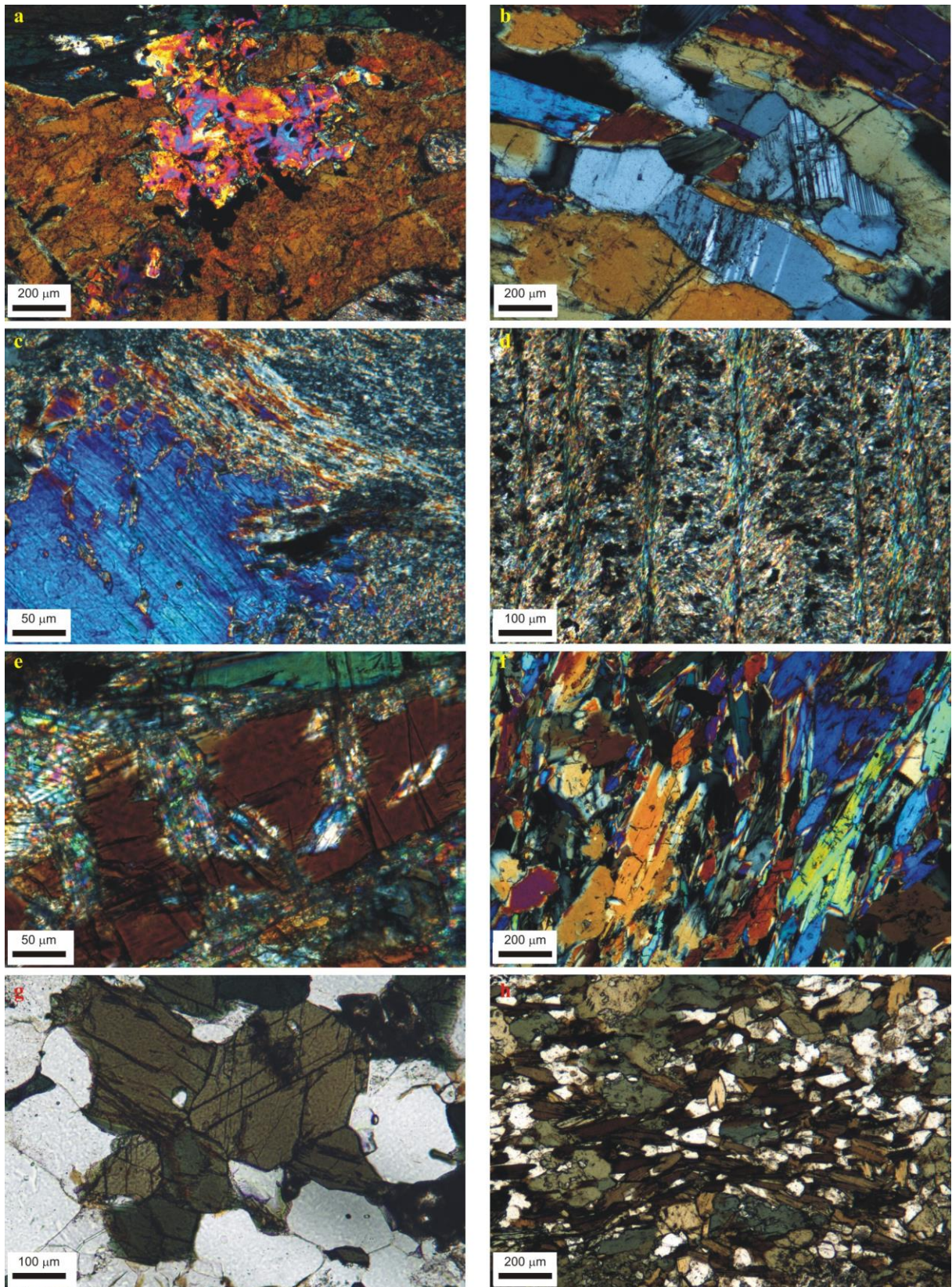


Figura 31: a) crescimento de anfibólio sin-H3 sobre hornblenda-actinolítica sin-M1 (4049-FT-R-009C); b) hornblenda e plagioclásio estavelmente intercrescidos em trama M2b (4049-FT-049C); c) cristal de muscovita sin-M2, recristalizado durante M3 e com bordas alteradas para sericita sin-H4 (4049-FT-078); d) mica branca intercrescida com quartzo, formando clivagem ardósiana S3, crenulada tardiamente (4049-FT-138J); e) crescimento de talco sin-M3 sobre antofilita sin-M2 (4049-FT-R-167); f) cristais orientados de tremolita sin-M<sub>Emb</sub> (4049-FT-R-339B); g) hornblenda, quartzo e feldspato potássico poligonalizados (4212-FT-R-018); h) cristais de biotita crescendo a partir de anfibólio (4212-FT-R-087B)

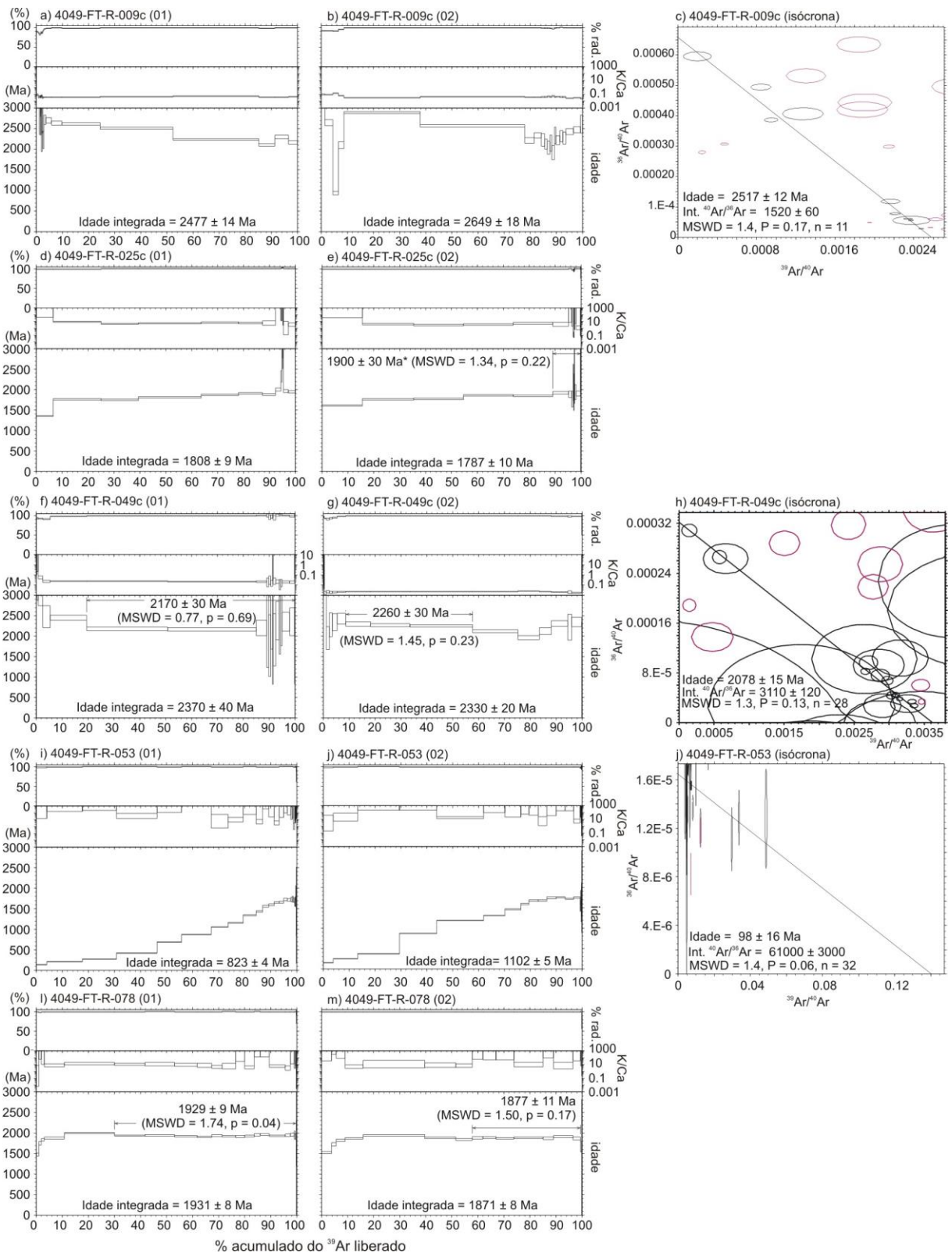


Figura 32: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4049-FT-R-009C (a, b), 025C (d, e), 049C (f, g), 053 (i, j) e 078 (l, m), bem como diagramas  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para as amostras 4049-FT-R-009C (c), 049C (f) e 053 (j).

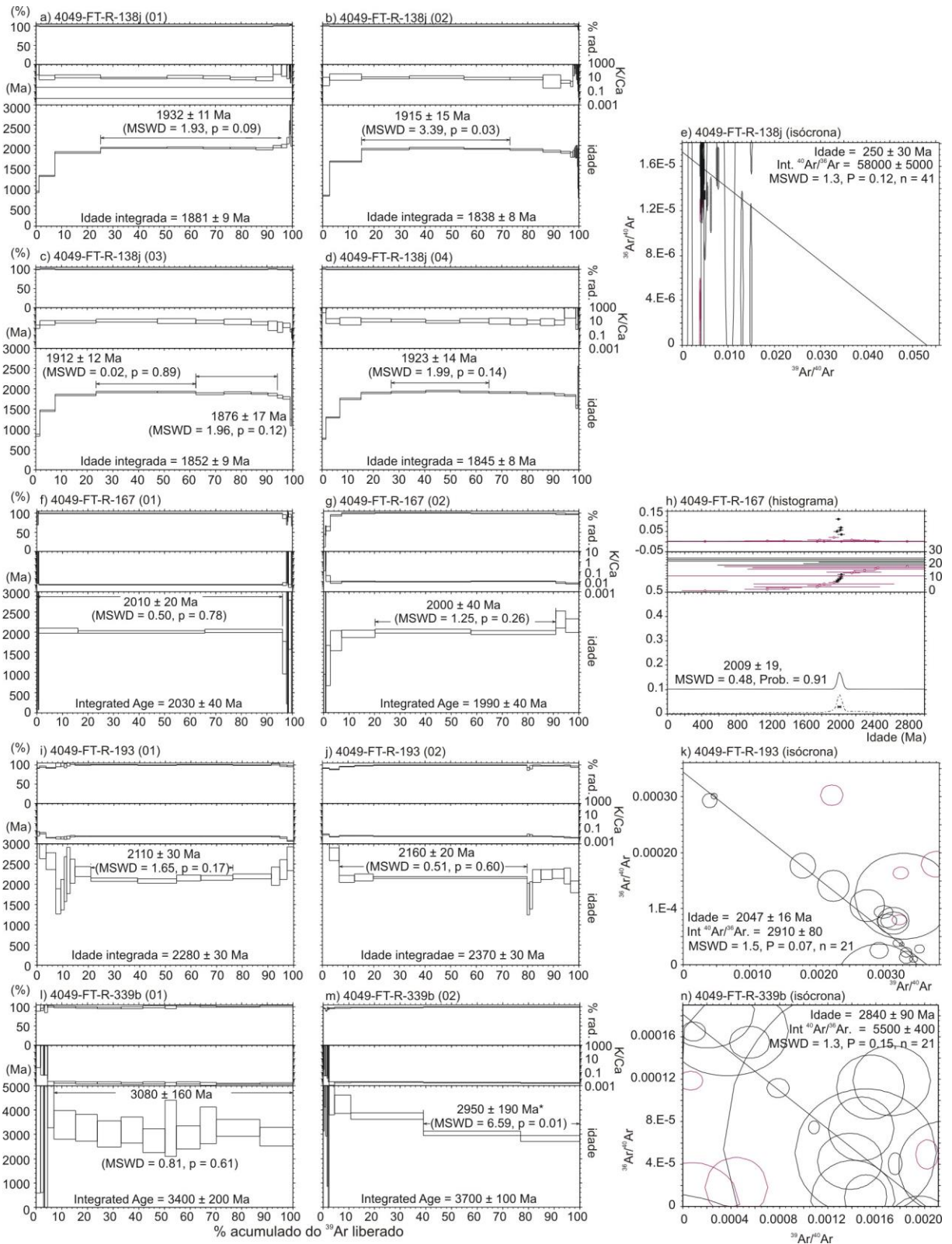


Figura 33: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4049-FT-R-138J (a, b, c, d), 167 (f, g), 193 (i, j) e 339B (l, m), bem como diagramas  ${}^{39}Ar/{}^{40}Ar$  versus  ${}^{36}Ar/{}^{40}Ar$  para as amostras 4049-FT-R-138J (e), 193 (k) e 339B (n), e o espectro de probabilidade de idades da amostra 4212-FT-R-167 (h).

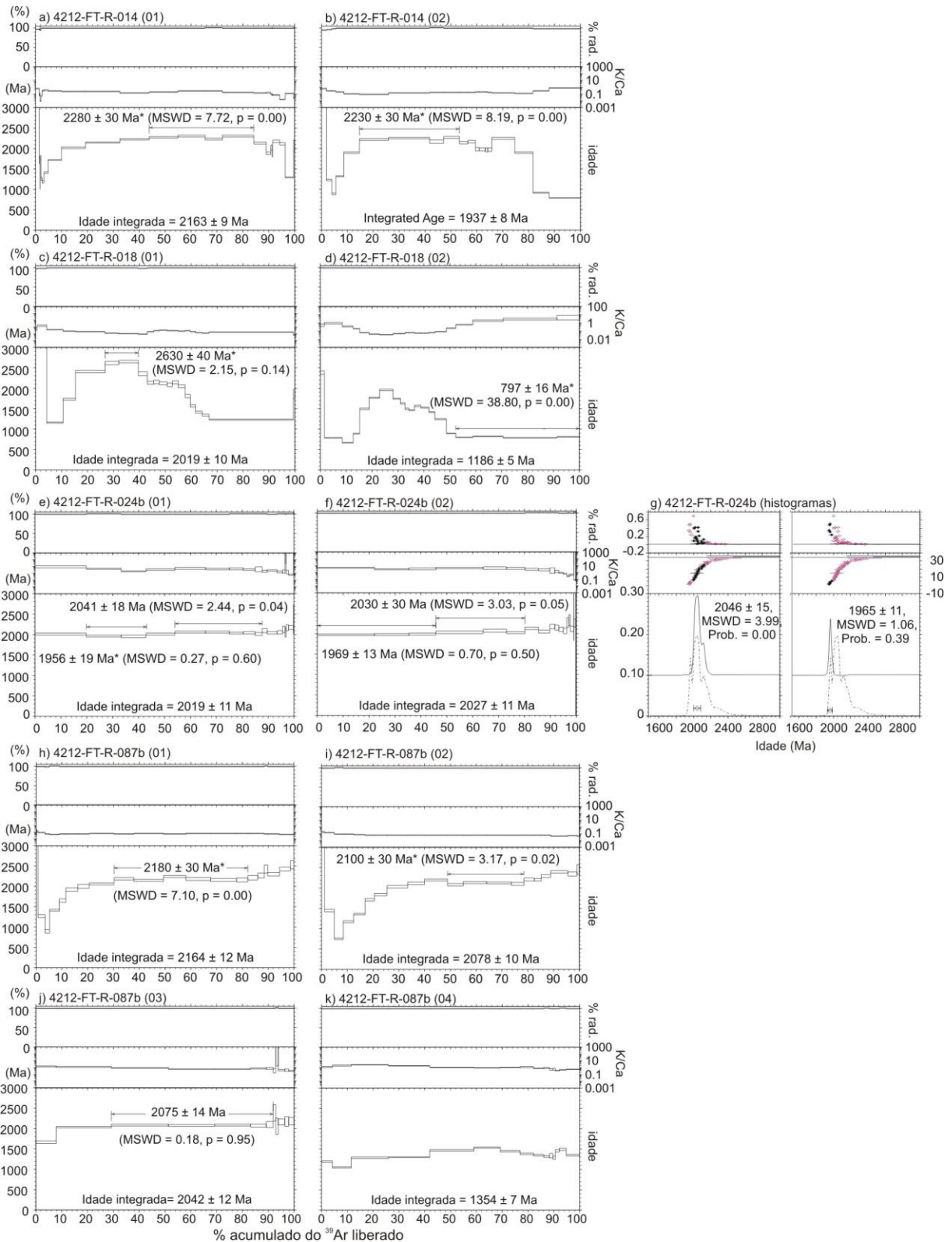


Figura 34: diagramas de espectros de idades aparentes (*step heating age spectra*) para as amostras 4212-FT-R-014 (a, b), 018 (c, d), 024 (e, f) e 87B (h, i, j, k), bem como os espectros de probabilidade de idades da amostra 4212-FT-R-024 (g).

## 7.14 Integração e discussão

A maioria dos 15 minerais ou agregados analisados (2 grãos individuais, 12 em duplicata, 1 em quadruplicata) apresenta história térmica polifásica, associada a episódios de *reset* com diversas intensidades.

Dentre os resultados, foi possível distinguir 16 idades relevantes, (platôs, pseudo-platôs, isócronas e médias ponderadas entre idades). Dividem-se em oito estágios reconhecidos de evolução termocronológica, entre o Mesoarqueano e o Mesozoico. É notável, porém, a ausência de idades relacionadas à abertura da bacia Carajás e ao magmatismo associado, entre 2,76 e 2,68 Ga, amplamente documentada por outros métodos geocronológicos, visto que a seleção das amostras neste trabalho priorizou a investigação das fases evolutivas menos conhecidas.

Tabela 1: resumo das principais idades platô, pseudo-platô, médias e isócronas obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

<b>Amostra</b>	<b>Material datado</b>	<b>Idade</b>	<b>Tipo</b>	<b>Evento</b>
FT339B	tremolita	2.849 ± 90 Ma	isócrona	DEmb-MEmb
FT018 (1)	hornblenda/K-feldspato	2.630 ± 15 Ma	aparente	D1-M1 (idade mínima)
FT009C	hornblenda actinolítica	2.517 ± 12 Ma	isócrona	H3
FT049C	hornblenda	2.078 ± 15 Ma	isócrona	D2-M2
FT087B	biotita	2.075 ± 14 Ma	platô	D2-M2
FT193	hornblenda	2.047 ± 16 Ma	isócrona	D2-M2
FT024B (1)	biotita	2.046 ± 15 Ma	média ponderada	D2-M2
FT167	tremolita	2.009 ± 19 Ma	média ponderada	D3-M3
FT024B (2)	biotita	1.965 ± 11 Ma	média ponderada	D3-M3
FT138J (1)	rocha total (filito)	1.932 ± 11 Ma	platô	D3-M3
FT078 (1)	muscovita	1.929 ± 9 Ma	platô	D3-M3
FT025A	biotita	1.900 ± 30 Ma	aparente	D3-M3 (idade mínima)
FT078 (2)	muscovita/sericita	1.877 ± 11 Ma	platô forçado	D4-H4
FT138J (2)	rocha total (filito)	1.876 ± 17 Ma	platô forçado	D4-H4
FT018 (2)	K-feldspato/hornblenda	797 ± 15 Ma	platô forçado	D5a (idade máxima)
FT053	rocha total (grafita-xisto)	98 ± 16 Ma	isócrona	magmatismo máfico intracontinental



O evento térmico mais antigo que foi detectado é do Mesoarqueano, na amostra 4049-FT-339B, representado pela isócrona com idade de  $2840 \pm 90$  Ma. A deposição do Grupo Rio Novo, ao qual a amostra pertence, tem sido correlacionada por diferentes autores ao Arqueano, devido à sua estratigrafia e às relações de contato, porém nenhum dado geocronológico definitivo foi publicado até hoje que confirme ou não esta estimativa. Apesar da grande incerteza, visto que o mineral analisado (tremolita) possui quantidades muito pequenas de potássio, esta é, até o momento, a única datação disponível para litotipos da unidade, limitando sua idade máxima de deposição ao Mesoarqueano e confirmando sua vinculação às associações de embasamento da PC.

Foi reconhecida uma idade mínima de  $2630 \pm 40$  Ma para a recristalização dos cristais de hornblenda associadas à trama gnáissica do Metagranito Estrela (amostra 4212-FT-R-018), relacionada a D1-M1. Os últimos pulsos magmáticos e hidrotermais (H2) associados à extensão neoarqueana se deram ao redor de 2,68 Ga (Moreto *et al.*, 2014) o que permite limitar a gnaissificação sin-D1 ao intervalo de cerca de 50 Ma entre esta e a idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $2630 \pm 40$  Ma. De maneira similar, o metamorfismo M1 também pode ser limitado no Complexo Máfico-ultramáfico Luanga ao intervalo entre sua cristalização ( $2763 \pm 2$  Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991) e a idade registrada pela isócrona de  $2517 \pm 12$  Ma, interpretada como *reset* relativo ao evento hidrotermal H3.

O evento aqui interpretado como H3 foi datado por diferentes autores, apresentando idades ao redor de 2,61 Ga para molibdenita (Re-Os, Requia *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2005; Marshik *et al.*, 2005) e 2,57-2,54 Ga para zircões de granitoides correlatos ao hidrotermalismo (U-Pb, Machado *et al.*, 1991; Souza *et al.*, 1996; Melo *et al.*, 2013). Vasconcelos (informação verbal) datou cristais de anfibólio associados ao minério primário do garimpo da Serra Verde, cuja mineralização é aqui considerada como sin-H3, em  $2516 \pm 14$  Ma, semelhantes à idade da amostra 4049-FT-009C. Entende-se que esta idade reflete o resfriamento da anomalia térmica relacionada a H3, enquanto seu ápice provavelmente se deu entre 2,61 e 2,54 Ga.

Três reaquecimentos paleoproterozoicos temporalmente próximos foram identificados. O mais antigo é o evento térmico relacionado a D2-M2, reconhecido em diversos grãos de anfibólio e biotita, com idades entre  $2078 \pm 15$  Ma e  $2046 \pm 15$  Ma. Idades U-Pb em zircão apresentadas por Tavares e Silva (2013) mostram que a granulitização e a migmatização relacionadas a M2 se deram entre 2,09 e 2,07 Ga, no Complexo Vila Santa Fé. Cristais de zircão extraídos de uma amostra coletada no mesmo ponto da amostra 4049-FT-193 apresentaram idade U-Pb de  $2069 \pm 7$  Ma (Tavares e Silva, 2013), interpretada como representativa do evento de granulitização e migmatização sin-M2.

Considerando que a temperatura de fechamento do zircão para o método U-Pb é de 900 °C (Cherniak e Watson, 2001), assim como o fechamento da hornblenda em relação ao método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  é em torno de 500-550 °C (McDougall e Harrison, 1999), é possível estimar através do gráfico de temperatura *versus* tempo que a taxa de resfriamento relacionada a M2 é de 11,7 °C/Ma para o Complexo Vila Santa Fé, relativamente alta e provavelmente controlada pelo processo de imbricação tectônica sin-D2 (Fig. 35).

Fica claro o efeito regional do evento D2-M2, termicamente penetrativo no nordeste da PC. Adicionalmente, as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  correlatas a M2 e a idade U-Pb para o ponto 4049-FT-193, registraram de sul para norte idades semelhantes para minerais com temperaturas de fechamento progressivamente maiores, evidenciando diferentes taxas de aquecimento ao redor de 2,07 Ga e confirmando o incremento térmico sin-M1 para norte.

A idade de  $2009 \pm 19$  Ma dos grãos de tremolita da amostra 4049-FT-R-167, pode se relacionar tanto com M2 quanto com M3. No entanto, é mais provável que se relaciona com M3, visto que as demais idades de grãos de anfibólio sin-M2 são mais antigas e o afloramento de onde a amostra foi coletada é muito próximo a um empurrão sin-D3.

O efeito térmico relacionado a D3-M3 foi registrado em grãos de biotita, muscovita e rocha total, entre  $1965 \pm 11$  Ma e  $1929 \pm 9$  Ma, idades entendidas como de resfriamento associado ao metamorfismo regional. Também é evidente o baixo grau metamórfico associado ao evento M3, registrado principalmente em fases micáceas com temperaturas de fechamento entre 300 e 350 °C.

Se a idade de  $2009 \pm 19$  Ma para a tremolita da amostra 4049-FT-R-167 seja considerada como *reset* sin-D3, é possível calcular uma taxa de resfriamento estimada entre 2,5 e 4 °C/Ma (Fig. 35), considerando as temperaturas de fechamento de 500-550 °C para anfibólios e 300-350 °C para biotita e muscovita (McDougall e Harrison, 1999).

O hidrotermalismo H4 também ficou registrado em alguns grãos de biotita, muscovita e rocha total, através de *reset* parcial por volta de 1850 a 1880 Ma. Em uma amostra da Fm. Águas Claras (4049-FT-138J), coletada próximo à cava do garimpo de Serra Pelada, foi possível definir um pseudo-platô com idade de  $1876 \pm 16$  Ma, idade semelhante às encontradas por Grainger *et al.* (2008), de  $1883 \pm 3$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , biotita) e de  $1861 \pm 45$  Ma (U-Pb, monazita), associadas à alteração hidrotermal e à mineralização primária de Au-Pt-Pd. Esta mesma idade é coincidente com o magmatismo anorogênico da Suíte Serra dos Carajás e com mineralizações de Cu-Au entendidas como sin-H4, como os corpos Sossego (Moreto *et al.*, 2014) e Bacaba (Moreto *et al.*, 2011).

O efeito térmico Neoproterozoico associado a D5 também foi registrado em diferentes grãos, por *reset* parcial dos degraus de mais baixa temperatura, apresentando idade aparente máxima em torno de 750 Ma. A fase feldspática de um agregado de hornblenda e feldspato potássico do Metagranito Estrela (4183-FT-018) foi parcialmente reequilibrada, produzindo um pseudo platô com idade de  $797 \pm 15$  Ma, compreendida como idade máxima para este evento. Entende-se que a anomalia térmica responsável por estas idades se relaciona à colocação do enxame de diques máficos correlatos ao Gabro Rio da Onça, durante a fase extensional cedo- D5, visto que as estruturas compressivas se desenvolveram sob baixa temperatura e não há evidências de metamorfismo associado na área de estudo.

O registro de atividade térmica mais jovem encontrado está relacionado ao *reset* dos grãos de muscovita de um grafita-xisto da serra do Sereno (4049-FT-R-053), que não forneceu platôs, porém um espectro de idades aparentes ascendente, desde mesozoicos até paleoproterozoicos, e uma isócrona com idade de  $98 \pm 16$  Ma. O afloramento onde a amostra foi coletada é cortado por diques de diabásio de idade desconhecida, que provavelmente se correlacionam ao reaquecimento.

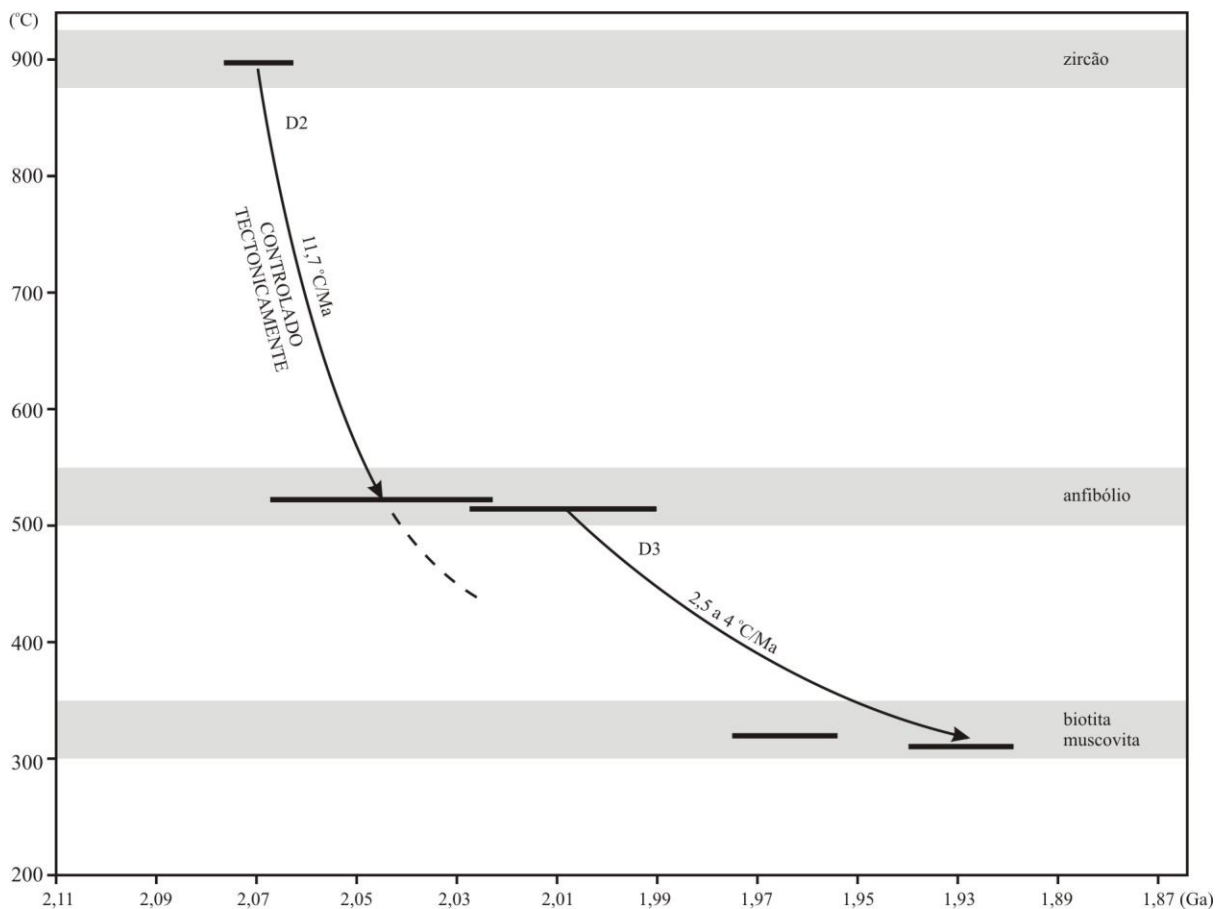


Figura 35: diagrama de temperatura *versus* tempo, apresentando os prováveis caminhos de resfriamento associados a D2 e a D3, conforme discutido neste capítulo.

## 8 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A integração do mapeamento geológico na escala de 1:100.000 com estudos de geologia estrutural, petrologia metamórfica e geocronologia pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , em conjunto com ampla revisão bibliográfica, permitiu reconhecer e detalhar dez estágios evolutivos entre o Mesoarqueano e o Mesozoico, que impactaram o nordeste da Província Carajás com intensidades, penetratividades e estilos tectônicos diferentes.

É possível deduzir a existência de cinco eventos regionalmente associados a extensão, com formação de bacias e/ou magmatismo/hidrotermalismo, assim como cinco associados a compressão, relativos a processos orogenéticos que ali se superpuseram. A síntese da evolução geotectônica é apresentada na Tabela 2 e na Figura 36.

Tabela 2: Eventos tectono-termais que afetaram o nordeste da Província Carajás

Idade	Evento	Regime Tect.	Descrição
0,22-0,10 Ga		Extensão (?)	Reflexos da abertura do oceano Atlântico equatorial
0,55-0,50 Ga (?)	D5b	Compressão	Reflexos do Cinturão Araguaia
~0,75 Ga (?)	D5a	Extensão	Reflexos da abertura do <i>rift</i> Araguaia
1,93-1,85 Ga	D4-H4	Extensão	Colapso orogenético e magmatismo pós-tectônico
2,01-1,93 Ga	D3-H3	Compressão	Colisão Carajás-Oeste Africano (Evento Sereno)
2,10-2,05Ga	D2-M2	Compressão	Colisão Carajás-Bacajá (Orógeno Transamazônico)
2,61-2,52 Ga	H3	Extensão	Fragmentação do paleocontinente Carajás
2,68-2,63 Ga (?)	D1-M1	Compressão	Inversão da bacia Carajás (reativação do Cinturão Itacaiúnas)
2,76-2,68 Ga	H1-H2	Extensão	Abertura e evolução do <i>Rift</i> Carajás
2,87-2,83 Ga	D <sub>Emb</sub> /M <sub>Emb</sub>	Compressão	Colisão Rio Maria-Carajás (Cinturão Itacaiúnas)

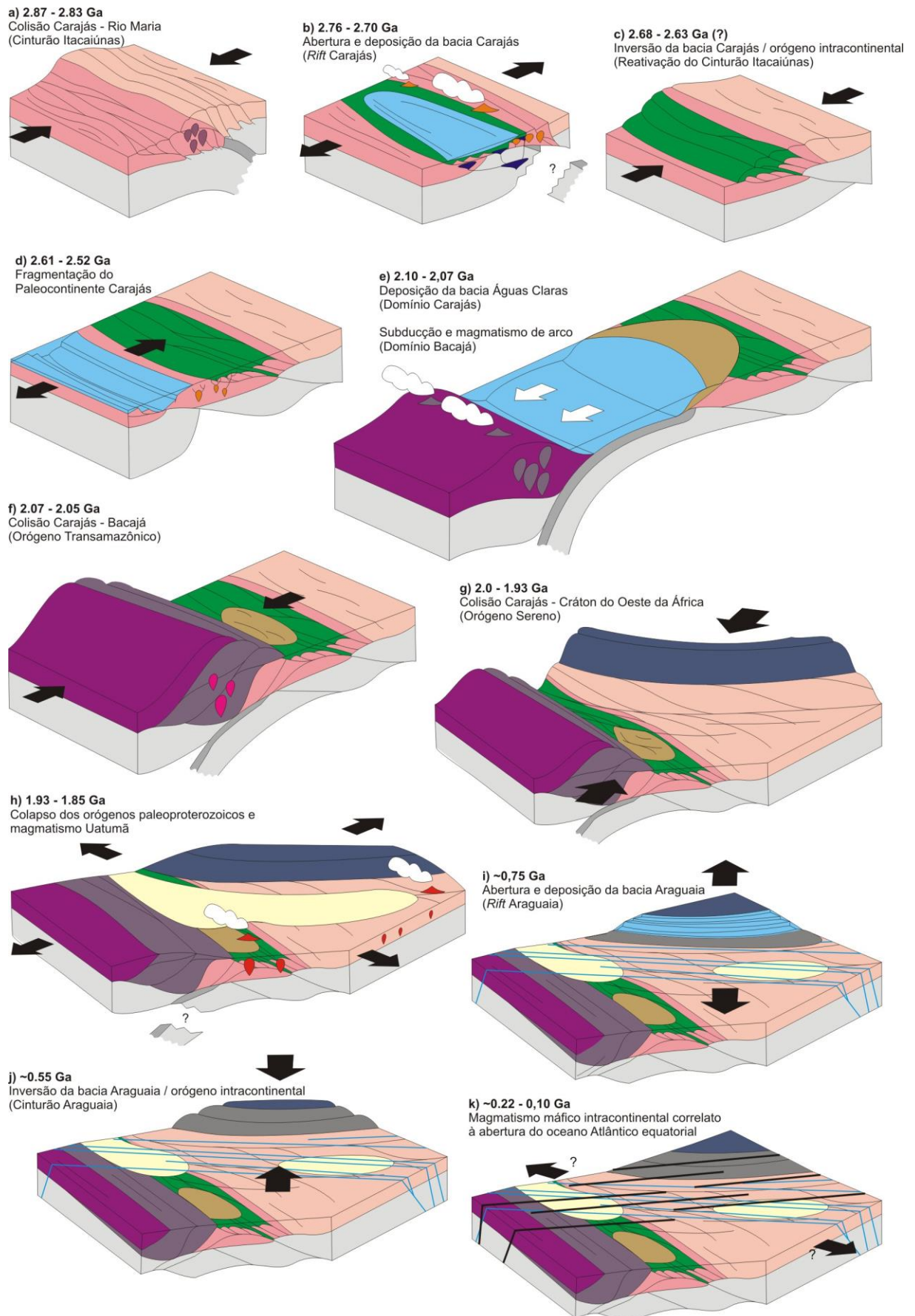


Figura 36: Proposta de modelo de evolução geotectônica para o nordeste da Província Carajás, conforme discutido neste trabalho. As cores seguem o mesmo padrão apresentado na Figura 3b.

## 8.1 – Redefinição do Cinturão Itacaiúnas

### 8.1.1 Colisão Rio Maria-Carajás

Conforme apresentado no Capítulo 2, o Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988) é uma faixa de deformação com direção média E-W, que ocorre no extremo norte da PC, coincidente com o Domínio Carajás (Santos, 2003) e paralelo ao limite com o Domínio Rio Maria. A faixa pode ser entendida como uma descontinuidade estrutural profunda e propícia a processos posteriores de reativação, conforme discutido abaixo.

Neste trabalho, entende-se que o Cinturão Itacaiúnas se constituiu pela superposição de quatro eventos arqueanos, sendo dois compressivos e dois extensionais, que produziram e/ou reativaram estruturas subparalelas, na direção média E-W. A origem da estruturação, aparentemente, remete ao Mesoarqueano, com a instalação de uma margem continental ativa acoplada a um paleocontinente maior, com núcleos cratônicos de idade até paleoarqueana. Os litotipos mais antigos expostos na área de estudo, no entanto, têm idades de cristalização ao redor de 3,00 Ga (p. ex. Avelar *et al.*, 1999; Pidgeon *et al.*, 2000; Silva, 2014).

O evento mesoarqueano principal registrado na área de estudo se deu entre 2,87 e 2,83 Ga (p. ex. Machado *et al.*, 1991, Feio *et al.*, 2013) sendo correlacionável neste trabalho a  $D_{Emb}$ - $M_{Emb}$  e responsável pela estruturação principal na direção E-W das associações e estruturas mesoarqueanas. Por correlação, entende-se que estruturas paralelas, expostas em áreas contíguas entre os domínios Carajás e Rio Maria, são correlatas a este mesmo evento. Trata-se de um processo associado a metamorfismo de alto grau e forte migmatização, indicando um significativo espessamento de crosta e à correlação com a geração de intrusões ígneas por anatexia.

A idade de resfriamento de  $M_{Emb}$  foi reconhecida neste trabalho como  $2840 \pm 90$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , tremolita, xisto ultramáfico do Grupo Rio Novo), indistinguível dentro da margem de erro da idade de Machado *et al.* (1991) para a migmatização das associações cristalinas ( $2851 \pm 4$ , U-Pb, zircão).

Entende-se que este evento representa a colisão das associações juvenis do Domínio Rio Maria com a margem ativa do paleocontinente ao qual a região do Domínio Carajás pertencia à época, denominada Colisão Rio Maria-Carajás (Fig. 36a). Esse evento levou à aglutinação de um substrato protocontinental relativamente estável por volta de 2,83 Ga, idade a partir da qual cessam as atividades tectonotermiais mesoarqueanas.

### 8.1.2 Instalação da bacia Carajás e magmatismo bimodal associado

As evidências da literatura e do mapeamento indicam com consistência para a instalação de um sistema extensional na mesma descontinuidade representada pelo Cinturão Itacaiúnas, por volta de 2,76 Ga, resultando em magmatismo bimodal e sedimentação marinha clasto-química plataformar. Entende-se que se trata de um processo de rifteamento, como defendido por diversos autores (p. ex. Gibbs *et al.*, 1986) (Fig. 36b).

Hartlaub *et al.* (2004) enumeraram características que aparentemente unem os *riffts* arqueanos, muito semelhante à observada no nordeste da PC, como a necessidade de existência de um embasamento prévio, que imprime assinatura geoquímica e isotópica de contaminação crustal nas sequências de cobertura, assim como magmatismo bimodal. A típica estratigrafia arqueana dessas bacias é semelhante em muitos aspectos à de sequências fanerozoicas similares. Na base, podem ocorrer pacotes sedimentares de ambiente continental a marinho raso, superpostos por vulcanismo predominantemente máfico e secundariamente ultramáfico e/ou félsico, interdigitados com formações ferríferas bandadas. No topo, ocorrem sequências predominantemente sedimentares de ambiente marinho plataformar, incluindo sequências carbonáticas, com ocasionais interdigitações vulcânicas.

Assinaturas geoquímicas similares à de arco, que alguns autores identificaram em litotipos do Supergrupo Itacaiúnas e em granitoides cronocorrelatos, supostamente pertencentes à série calcioalcalina / shoshonítica, também podem ser entendidas como herdadas de fontes magmáticas mesoarqueanas, e/ou devido à composição do manto litosférico imediatamente abaixo da PC, enriquecido durante o processo acrescionário-colisional que resultou na aglutinação da assembleia de embasamento. A hipótese de Zucchetti (2007), de desenvolvimento da bacia em ambiente de retroarco, não pode ser descartada, entretanto, até o momento não há indícios consistentes da existência de plutonismo de arco nas assembleias do Neoarqueano da PC.

Resta indefinido se o processo de rifteamento foi induzido por uma anomalia térmica mantélica, pela pura extensão da crosta continental ou ainda (mais provavelmente) como consequência de *slab breakoff* associado à orogênese mesoarqueana. Sabe-se que o magmatismo resultante foi expressivo, associado a considerável volume de fusão da base da crosta por *underplating*, como sugerido por Feio *et al.* (2012).

Corpos máficos e máficos-ultramáficos acamadados podem se relacionar ao soergimento mantélico e à instalação incipiente de um assoalho oceânico em ambiente de *rift*, como sugerido por Ferreira Filho *et al.* (2007) para o Complexo Máfico-ultramáfico Luanga e outras intrusões.

Os corpos granitoides do tipo A, na sua maioria associados espacialmente a estruturas E-W, são atualmente compreendidos como sintectônicos a um evento transpressivo regional. Para Barros *et al.* (2001, 2009), a colocação do corpo Estrela (e outros plutons do tipo A correlatos) é sintectônica à inversão das sequências meta-vulcanossedimentares neoarqueanas. Essa visão, entretanto, é incompatível com as novas observações apresentadas aqui. Muitos dos argumentos daqueles autores para a colocação sintectônica do pluton, supostamente inflado por abalonamento, também podem ser explicadas pela deformação polifásica à qual o corpo foi submetido, tal qual o fato das associações do Supergrupo Itacaiúnas estarem moldadas às bordas da intrusão e pela sua forma próxima à elíptica (em verdade, foi reconhecido que o corpo possui forma de bumerangue achatado). A existência de um suposto halo de “hornfels” foliados no seu entorno não se confirmou com o mapeamento geológico-estrutural da área de estudo, visto que tanto o metamorfismo quanto a deformação possuem caráter regional, não se restringindo apenas a zonas de cisalhamento ou às imediações dos corpos graníticos e sem deflexão da foliação regional ao redor destes, que mais tende a atravessá-los. Da mesma maneira, xenólitos máficos de fácies anfibolito alto foram entendidos como relictos da área-fonte do magma, e não como fragmentos de rochas da cobertura afetados por metamorfismo de contato. A existência de um suposto bandamento magmático primário, retrabalhado por foliação tectônica de caráter submagmático a subsolidus tardia à cristalização, foi alternativamente compreendida como relação S1/S3, coerente com outras relações em nível regional, admitindo que o corpo foi gnaissificado após sua colocação, durante D1. Por fim, Barros *et al.* (2001, 2009) entendem que a deposição das unidades de cobertura foi anterior a 2,76 Ga, idade que marcaria o início de um processo deformacional compressivo ou transpressivo, ao contrário do sugerido por diversas datações U-Pb das unidades vulcânicas ou subvulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas, como já foi apresentado acima.

Alternativamente ao proposto por Barros *et al.* (2001, 2009), os granitos do tipo A poderiam ter se instalado em zonas de falhas associadas à amálgama do embasamento mesoarqueano e reativadas durante a abertura do *rift* neoarqueano, resultando em caminhos naturais para a migração de magma. A forma alongada de muitos corpos e diferenças na quantidade de deformação absorvida pelos mesmos provavelmente refletem distintos estágios de retrabalhamento em níveis crustais sujeitos a maior ou menor ductilidade, durante D1 e também durante D2 e D3. As intrusões desta geração são entendidas como pré- a cedo-tectônicas em relação a D1. Trata-se de um dado pouco usual, visto que granitos do tipo A geralmente são associados a estágios finais ou posteriores em relação a processos orogênicos



(Whalen *et al.*, 1987). Pulsos tardios do magmatismo resultaram ainda em intensa percolação de fluidos hidrotermais e consequente formação de veios pré a cedo-D1 e mineralizações tipo IOCG de alta temperatura, datadas na região do Cinturão Sul do Cobre de 2,70 a 2,68 Ga (Moreto *et al.*, 2014).

### 8.1.3 Inversão da Bacia Carajás

D1-M1 remete aos processos compressivos mais antigos a afetar o Supergrupo Itacaiúnas. É possível inferir  $\sigma_1$  aparente na direção de encurtamento aparente N-S, associado a fraco empilhamento tectônico, com vergência de topo para norte. Regionalmente, a direção dos falhamentos sin-D1 tende a acompanhar a estruturação do domínio de cavalgamentos de alto ângulo do Cinturão Itacaiúnas.

Conforme discutido no capítulo anterior, o evento D1-M1 pode ser delimitado ao intervalo máximo de 50 Ma entre o fim da atividade hidrotermal H2, em 2,68 Ga, e a idade mínima de  $2630 \pm 15$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , hornblenda), obtida neste trabalho. Entende-se que provavelmente se relaciona ao fechamento da bacia de *rift*, o que representaria uma segunda colisão entre os domínios Carajás e Rio Maria, porém de menor intensidade e de caráter intracontinental, sem desenvolvimento de arco ou de granitogênese sin-colisional (Fig. 36c). O espessamento crustal foi pouco expressivo, o que se reflete no baixo grau metamórfico da maioria das associações afetadas por D1.

A hipótese levantada por Rosière *et al.* (2006) sobre a existência de um estágio inicial de tectônica vertical na evolução do Supergrupo Itacaiúnas não pôde ser descartada. No entanto, ressalta-se a linearidade das feições sin-D1 na direção E-W, incomum em sistemas de tectônica vertical, bem como sua íntima relação com as outras estruturas do Cinturão Itacaiúnas.

### 8.1.4 Fragmentação do paleocontinente Carajás

A atividade hidrotermal teve um segundo pulso entre 2,61 e 2,54 Ga, aparentemente restrito à região do Lineamento do Cinzento e aos arredores do corpo Estrela, próximo ao limite setentrional do Domínio Carajás e da própria PC. É associada a magmatismo granítico pouco expressivo, também do tipo A e aparentemente concentrado no extremo norte da PC, ao longo do Cinturão Norte do Cobre e cronocorrelato à intrusão do Granito Velho Salobo. A ocorrência de aplitos, pegmatitos ricos em hornblenda e veios hidrotermais correlatos cortando o bandamento gnáissico do corpo Estrela e suas encaixantes, em parte retrabalhados

nas proximidades de zonas de cisalhamento D3, provavelmente refletem pulsos magmáticos tardios durante uma fase extensional pós-D1. Resta a hipótese deste evento representar um episódio distensivo à parte, de natureza intertectônica em relação a D1 e D2/D3, pobremente registrado na PC. Nesse sentido, é possível que estruturas pós-D1 e pré-D2/D3, ricas em mineralizações do tipo IOCG, se relacionem a novo rifteamento e à fragmentação do paleocontinente ao qual Carajás eventualmente teria feito parte no Arqueano, permanecendo na PC apenas uma fração da sua antiga margem (Fig. 36d).

Neste estudo, foi identificada uma idade de resfriamento relacionada a H3, de  $2517 \pm 12$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , hornblenda actinolítica hidrotermalizada), indicando que a atividade termal foi mais longa que o detectado por outras metodologias geocronológicas.

## 8.2 – Retrabalhamento paleoproterozoico da PC

### 8.2.1 – Deformação Riacciana (Orogênese Transamazônica)

O início do Paleoproterozoico é de grande monotonia tectonoestratigráfica na PC. A base da Formação Águas Claras é o primeiro registro após esta descontinuidade, considerando as observações de Mougeot *et al.* (1996b) e de Fabre *et al.* (2011). Nesse contexto, as sequências marinhas plataformais a costeiras teriam se desenvolvido em um ambiente de margem continental passiva. Datações U-Pb de zircão detrítico de Berni (2009) para a região de Serra Pelada indicam área-fonte restrita à PC na sedimentação desta sequência basal. Ainda não há dados de zircão detrítico disponíveis que permitam avaliar com clareza a proveniência dos arenitos fluviais de topo, o que dificulta seu posicionamento cronoestratigráfico. Entende-se que o topo pode ser resposta ao fechamento do hipotético oceano sideriano-riacciano que teria existido a norte da PC antes da colisão transamazônica.

A estruturação associada ao evento D2-M2 modelou o limite entre PC e PT sendo, portanto, correlacionada ao Orógeno Transamazônico. A zona de contato entre ambas as províncias pode alcançar dezenas de quilômetros de espessura, possuindo caráter transicional. Assim como ocorre no Cinturão Itacaiúnas ( $D_{\text{Emb}}/D1$ ), as estruturas D2 foram resultantes de um sistema compressivo, associadas a empilhamento tectônico de maior expressividade, evidenciado pela ocorrência de metamorfismo regional de médio a alto grau. O arranjo estrutural sugere  $\sigma_1$  regional na direção NE-SW, e vergência de topo para sul-sudoeste a sudoeste.

A granulitização M2a, observada em litotipos da PT, foi datada por Macambira *et al.* (2007) em 2,06 Ga. Idades de metamorfismo semelhantes, entre 2,09 e 2,07 Ga, foram

preliminarmente reportadas por Tavares e Silva (2013). O pico do metamorfismo aparentemente foi anterior ao pico da deformação, considerando a atual configuração de imbricação tectônica de rochas em diferentes graus metamórficos. As idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de resfriamento obtidas neste trabalho para M2 variam desde  $2078 \pm 15$  Ma até  $2046 \pm 15$  Ma (hornblenda e biotita).

D2-M2 foi aqui correlacionado a um evento colisional entre o Domínio Carajás e o sul do Domínio Bacajá (Colisão Carajás-Bacajá) (Fig. 36e, f). Sua penetratividade sobre a PC é expressiva. Como anteriormente exposto, padrões de redobramento associados a esta fase são frequentes nas rochas metassedimentares da região do Lineamento do Cinzento. No entanto são raros além do Metagranito Gelado. As estruturas D2 mais internas à PC foram observadas na mina de manganês do Azul, imediatamente a oeste da área de estudo, tratando-se de dobramentos suaves que afetam exclusivamente a base da Formação Águas Claras. O topo aparentemente não foi afetado de maneira significativa, ocorrendo apenas algumas ondulações do acamadamento sedimentar e estruturas rúpteis descritas por Pinheiro & Holdsworth (1997), aqui compreendidas como ao menos em parte relacionadas a D2. No entanto, idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtida em grãos de biotita de uma amostra coletada a sul do Metagranito Estrela, de  $2046 \pm 15$ , indica o efeito térmico relacionado à colisão transamazônica mais de 70 km a sul do limite setentrional da PC, tendo estruturas parcialmente obliteradas por D3 na área de estudo.

As datações aqui apresentadas permitem correlacionar a Colisão Carajás-Bacajá ao último estágio evolutivo do Orógeno Transamazônico, conforme reconhecido por Vásquez *et al.* (2008b) e Macambira *et al.* (2009) para o Domínio Bacajá, tratando-se dessa maneira do evento que encerra o processo de aglutinação do Riacciano.

Araújo *et al.* (1988), Oliveira *et al.* (1994) e Pinheiro & Holdsworth (2000) compreenderam parte das estruturas sin-D2 como associadas ao sistema de falhas do Cinzento, conectando-as a estruturas de mais baixo grau da região da Serra Leste, onde supostamente ocorreria uma terminação em rabo-de-cavalo (Duplex Transpressivo de Serra Pelada; Lab, 1992). No entanto, estas últimas são aqui compreendidas como discordantes das primeiras, que as retrabalham compondo o *front* de empurrão do Sereno (D3).

### 8.2.2 – Deformação Orosiriana (Evento Sereno e extensão pós-tectônica)

As estruturas D3 são relacionadas a um terceiro evento compressivo, dominado por zonas de cisalhamento com movimento de topo para norte-noroeste a oeste-noroeste. Apresentam  $\sigma_1$  regional na direção média NW-SE. Observa-se significativo componente rotacional tangencial no front de deformação principal, seguido a sul e a sudoeste por setores

que apresentam componente rotacional dextral mais acentuado. Já a sudeste, o componente de achatamento é um pouco mais significativo.

Araújo & Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994) consideraram a maioria das estruturas sin-D3 como componentes dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, relacionando-as a geometrias em flor ou hemiflor positiva e supostamente correlatas ao Cinturão Itacaiúnas. Porém, neste trabalho, entendeu-se que os cavalgamentos D3 formam um cinturão independente, relacionado a um terceiro evento colisional atuante na borda oriental da PC, aqui denominado como Evento Sereno, anterior à estruturação do Cinturão Araguaia (Fig. 36g). Os sistemas de cavalgamento D3 são compreendidos como feições relacionadas apenas à cunha frontal deste orógeno, o que em parte explica a ausência de corpos ígneos conhecidos no nordeste da PC que sejam relacionados a este evento. De acordo com esta hipótese, a raiz do edifício orogênico deveria posicionar-se a sudeste da área de estudo, numa região atualmente encoberta pelo Grupo Baixo Araguaia e tectonicamente retrabalhada durante o Orógeno Brasileiro.

A idade do Evento Sereno pôde ser relativamente delimitada pelas relações de corte e superposição no Orosiriano (algo entre 2,06 e 1,88 Ga), considerando o retrabalhamento das estruturas D2 por D3, assim como a intrusão pós-D3 dos corpos graníticos da Suíte Serra dos Carajás. As datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em tremolita, biotita, muscovita e rocha total indicaram idades de resfriamento entre  $2009 \pm 19$  Ma e  $1929 \pm 9$  Ma, compatíveis com as relações de corte.

Arcanjo & Moura (2000) e Arcanjo *et al.* (2013) estudaram o embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia e encontraram ali ortognaisses paleoproterozoicos juvenis, com idades de cristalização entre 2,08 e 2,01 Ga (Complexo Rio dos Mangues), em parte associados a um embasamento neoarqueano (*Greenstone* Rio do Coco). Arcanjo *et al.* (2013) sugeriram ainda que a colisão destes terrenos com o Cráton Amazônico se deu por volta de 2,00 Ga. Adicionalmente, datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de Renne *et al.* (1988) para cristais de biotita e plagioclásio extraídos de amostra do embasamento do Domínio Carajás imediatamente a sul da área de estudo, indicam idades de resfriamento de 1,98 e 1,96 Ga, compatíveis com as demais datações aqui apresentadas. Estas idades mostram que o Orógeno Sereno é posterior ao Orógeno Transamazônico em no mínimo 35 milhões de anos.

As imagens de aeromagnetometria apresentadas por Castro *et al.* (2014) mostram que a direção preferencial da megaestruturação do noroeste e oeste do Bloco Parnaíba (NE-SW a ENE-WSW) acompanha o rumo das principais estruturas D3 reconhecidas na área de estudo. A interpretação dos lineamentos magnéticos feita por Castro *et al.* (2014) também evidencia uma faixa de superposição entre tramas magnéticas E-W e ENE-WSW no substrato

setentrional da Faixa Araguaia, aparentemente tratando-se de um segmento contínuo ao exposto no nordeste da PC, como já foi sugerido por Moura & Souza (1996). Pelo indicado por Arcanjo *et al.* (2013), o embasamento meridional do Cinturão Araguaia (Complexo Rio dos Mangues, *Greenstone* Rio do Côco) representa terrenos acrescionários e blocos cratônicos que colidiram com a margem oriental do Cráton Amazônico no Paleoproterozoico, sendo assim correlacionável ao Evento Sereno. É provável que representem a margem ativa riaciana-orosiriana exposta do Bloco Parnaíba/Cráton Oeste Africano.

Em uma escala regional, observa-se que a penetratividade das estruturas D3 cai drasticamente para oeste da área mapeada, além da Serra Norte, onde a deformação se propaga por falhas de componente transcorrente dextral dominante e pela rotação anti-horária de megablocos, o que gera um sistema de endentação tectônica notadamente representado pela Falha Carajás. Transcorrências sin-D3 na PT também foram compreendidas dessa maneira que, em uma escala regional, aparentam fazer parte do sistema da Falha Misteriosa de Oliveira *et al.* (1994), de direção ENE-WSW, que limita os complexos Cajazeiras e Vila Santa Fé, a noroeste da área de estudo. Feições tardi-D3 provavelmente se relacionam à inversão local da posição de  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  em alguns fronts de empurrão, devido a um estágio final de acomodação tectônica registrado seletivamente nos litotipos menos competentes.

Os depósitos sedimentares do Grupo Paredão e unidades correlatas apresentam natureza continental, espacialmente relacionados aos *fronts* de deformação do Evento Sereno, por vezes encobrendo as estruturas D3. No entanto, de acordo com Pereira *et al.* (2009), são tardiamente cavalgados pela Falha Carajás, na borda oriental da bacia Caninana. Os mesmos autores forneceram dados de zircão detrítico já mencionados, que mostram idade mínima de sedimentação em 2,01 Ga, conduzindo à interpretação de que se trata de um conjunto de bacias de antepaís relacionadas ao colapso tardi a pós-D3 do Orógeno Sereno (Fig. 36h). Outras bacias semelhantes que ocorrem mais a sul (DOCEGEO, 1988), devem apresentar a mesma relação tectonoestratigráfica e marcam outros fronts do Orógeno Sereno.

As estruturas D4 resultaram de processos extensionais a transtensionais, apresentando  $\sigma_1$  na posição vertical, assim como  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  respectivamente nas direções médias ENE-WSW e WNW-ESE. Minerais hidrotermais aqui correlacionados a D4, associados a depósitos tipo IOCG de baixa temperatura, apresentam idades ao redor de 1,88 Ga (Tallarico, 2003, Moreto *et al.*, 2014), também detectadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , algumas dezenas de milhões de anos posterior ao colapso dos orógenos paleoproterozoicos e síncronos à colocação dos corpos da Suíte Intrusiva Serra dos Carajás, de caráter anorogênico (Silva *et al.*, 1974) (Fig. 36h).

### 8.3 – Reflexos distais do Cinturão Araguaia

A rede de fraturas D5 é oblíqua a ortogonal a todas as principais direções estruturais da PC, porém subparalela à direção média do limite oriental do Cráton Amazônico com o Orógeno Sereno/Araguaia. Seu desenvolvimento está associado a distensão, com  $\sigma_1$  vertical,  $\sigma_2$  na direção NNW-SSE e  $\sigma_3$  na direção ENE-WSW.

Os fraturamentos D5, intimamente relacionados ao magmatismo máfico intracontinental do Neoproterozoico, provavelmente se relacionam a falhamentos normais de abertura da bacia do Grupo Baixo Araguaia, na zona de fraqueza que corresponde à sutura entre os blocos Carajás-Transamazonas e Parnaíba/Oeste Africano (Fig. 36i). A idade máxima do magmatismo, de acordo com as datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , é de aproximadamente 750 Ma, próxima à idade Sm-Nd (isócrona) encontrada por Paixão *et al.* (2008) para os diques da região do Quatipuru. A idade mínima, de cerca de 500 Ma (K-Ar, Gomes *et al.*, 1975), provavelmente reflete a reabertura do sistema geocronológico durante o Brasileiro.

Parte das mesmas estruturas de abertura foi reativada durante o fechamento da bacia, ocorrido durante o Ediacarano-Cambriano. Trata-se de falhamentos compressivos de alto ângulo, associados a  $\sigma_1$  na direção ENE-WSW a E-W, com vergência para oeste a oeste-sudoeste, compatível com o vetor de encurtamento E-W do Cinturão Araguaia, tendo sido compreendidos como as expressões distais do orógeno na região cratônica (Fig. 36j).

### 8.4 Reflexos distais da abertura do oceano Atlântico equatorial

Soares Júnior *et al.* (2008) estudaram a evolução da margem norte e nordeste do Brasil e concluíram que a abertura do oceano Atlântico equatorial foi resultado de três etapas distensivas, desde o Triássico Superior até a ruptura final entre a América do Sul e a África, na transição entre o Cretáceo Inferior e Superior. Os efeitos deste processo geotectônico no interior do cráton Amazônico são rifteamento na região da bacia do Amazonas-Solimões e magmatismo máfico intracontinental correlato.

Na região de Carajás, tal magmatismo é representado pelos diques do Diabásio Rio Pajeú, com cerca de 220 Ma (Rb-Sr, Meireles *et al.*, 1982, K-Ar, Gomes *et al.*, 1975,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Vasconcelos, informação verbal) (Fig. 36k). A idade de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $98 \pm 16$  Ma da amostra 4049-FT-053 (rocha total) sugere que o efeito térmico relacionado a tal evento persistiu além da idade da colocação do enxame de diques, até o resfriamento regional já relacionado à etapa de deriva continental.

## 9 – IMPLICAÇÕES REGIONAIS

Conforme discutido nos capítulos anteriores, o nordeste da PC registra uma série de processos tectono-termiais de escala continental. Por tal razão, o estudo da sua evolução geotectônica contribui para o entendimento das relações de corte e superposição entre os eventos paleoproterozoicos que afetaram todo o leste e o nordeste do Cráton Amazônico e, potencialmente, os blocos tectônicos do seu entorno à época. O reconhecimento da interferência do Evento Sereno sobre a Colisão Carajás-Bacajá é, em especial, de grande relevância para a compreensão da evolução de toda a sua borda leste.

A existência de um orógeno paleoproterozoico na margem oriental do cráton (embasamento do Cinturão Araguaia) já foi reconhecida por outros autores (p. ex. Abreu, 1990, Arcanjo *et al.*, 2013). Entretanto, sua relação e extensão sobre o Domínio Carajás e o Orógeno Transamazônico era pouco conhecida. Neste trabalho, foi possível descrever o Evento Sereno como relacionado a um processo de colisão oblíqua, com transporte tectônico para NW, retrabalhando largamente o extremo leste da PC e da PT e representando a amálgama orosiriana entre os crátons Amazônico e Oeste Africano, considerando que o Bloco Parnaíba e o fragmento cratônico São Luís são remanescentes deste último na América do Sul. Trata-se, portanto, de uma colisão entre dois *fronts* acrescionários-colisionais distintos, porém de evolução síncrona: o Transamazônico, exposto na PT, e um segundo, majoritariamente encoberto, aflorante apenas nas regiões de embasamento dos cinturões Araguaia e Gurupi. Entende-se que este segundo *front* seja a provável extensão sul-americana do Orógeno Eburneano, aflorante no sul do Cráton Oeste Africano.

Apesar da clara correlação entre as idades transamazônicas e eburneanas, não existe continuidade entre os alinhamentos estruturais dos escudos das Guianas (norte do Cráton Amazônico) e de Man (sul do Cráton Oeste Africano) em reconstruções da paleogeografia prévia à abertura do oceano Atlântico. O mesmo truncamento é visto nos alinhamentos magnéticos das imagens aerogeofísica de Castro *et al.* (2014) para o bloco Parnaíba. Tal fato levou diversos autores, baseados em correlações tectonoestratigráficas e dados paleomagnéticos, a propor a existência de uma hipotética zona de cisalhamento transcorrente entre ambos os crátons, atuante em algum momento da orogênese Brasileira-Panafricana e que alinharia as zonas de cisalhamento Guri, na Venezuela e Sassandra, na África, bem como as tramas estruturais de ambos os blocos (p. ex. Onstott e Hargraves, 1981; Cohen e Gibbs, 1989; Nomade *et al.*, 2003). No entanto, conforme apresentado no Capítulo 3, o

posicionamento relativo entre os crátons Amazônico e Oeste Africano que perdurou até a abertura do oceano Atlântico é anterior ao Neoproterozoico (Kotschoubey *et al.*, 2005; Arcanjo *et al.*, 2013; Cordani *et al.*, 2013; Ganade de Araújo *et al.*, 2014), tornando improvável a hipótese de existência de uma megatranscorrência entre os blocos. Da mesma maneira, até o momento não foram reconhecidas evidências de campo que sustentem a existência de tal feição nos limites expostos destes blocos cratônicos.

Alternativamente, entende-se que a zona de cisalhamento Sassandra se alinha e conecta com a zona de contato entre os dois *fronts* acrescinonários-colisionais, Transamazônico e Eburneano (Fig. 37). A sua idade de milonitização foi definida por Kone *et al.* (1988) em  $2000 \pm 15$  Ma, na região noroeste da Costa do Marfim, a partir da datação de um corpo granitoide tardi-tectônico em relação à deformação principal (Rb-Sr em rocha total). Apesar de frágil, esta idade é idêntica à estimada por Arcanjo *et al.* (2013) para o estágio colisional do orógeno a leste da PC e coerente com as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtidas neste trabalho, para o Evento Sereno. A continuidade do orógeno orosiriano na margem africana é incerta, no entanto, uma datação de um granulito do Grupo Kasila, no embasamento do Cinturão Rokelídeo, contínuo com o Cinturão Araguaia em reconstruções paleogeográfica anteriores à abertura do oceano Atlântico (Fig. 37), revelou idade de  $1941 \pm 4$  Ma (U-Pb, zircão, De Waele *et al.*, 2015), sugerindo uma possível correlação.

Vásquez *et al.* (2005, 2008b) registraram a ocorrência de um granitoide de origem incerta, cristalizado em  $1986 \pm 5$  Ma (U-Pb, zircão) no limite entre o Domínio Bacajá e as coberturas fanerozoicas da bacia do Amazonas, aqui compreendido como provavelmente correlato à evolução do Evento Sereno. Idades semelhantes, obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , entre 2,00 e 1,93 Ga, para o segmento oriental do Escudo das Guianas (Nomade *et al.*, 2001, 2002; Rosa Costa *et al.*, 2008), para o embasamento do Cinturão Gurupi (Klein *et al.*, 2014, 2015) e para o Escudo de Man (p. ex. Tapsoba *et al.*, 2013) também apontam para o retrabalhamento parcial no Orosiriano das associações previamente cristalizadas e/ou deformadas / metamorfisadas no Riaciano.

Lerdu *et al.* (1994) estudaram sequências sedimentares paleoproterozoicas nos crátons Amazônico e Oeste Africano, correlatas ao colapso dos orógenos riacianos, e constataram que foram deformadas e metamorfizadas tardiamente, também ao redor de 2,00 Ga, sob condições de fácies xisto verde a anfíbolito. Liégeois *et al.* (1991) também reconheceram ao menos dois estágios evolutivos para o orógeno Eburneano na região sul do Mali, próximo à zona de cisalhamento Sassandra, a primeira ao redor de 2,15-2,10 Ga e a segunda ao redor de 2,00-1,98 Ga. White *et al.*, 2014, congregando novos dados de U-Pb em zircão e monazita e



$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em biotita, encontraram resultados semelhantes para a região do distrito aurífero de Ashanti, em Gana (Fig. 37), onde reconheceram metamorfismo de fácies anfibolito e mineralizações de Au orosirianas em zonas de falhas e veios.

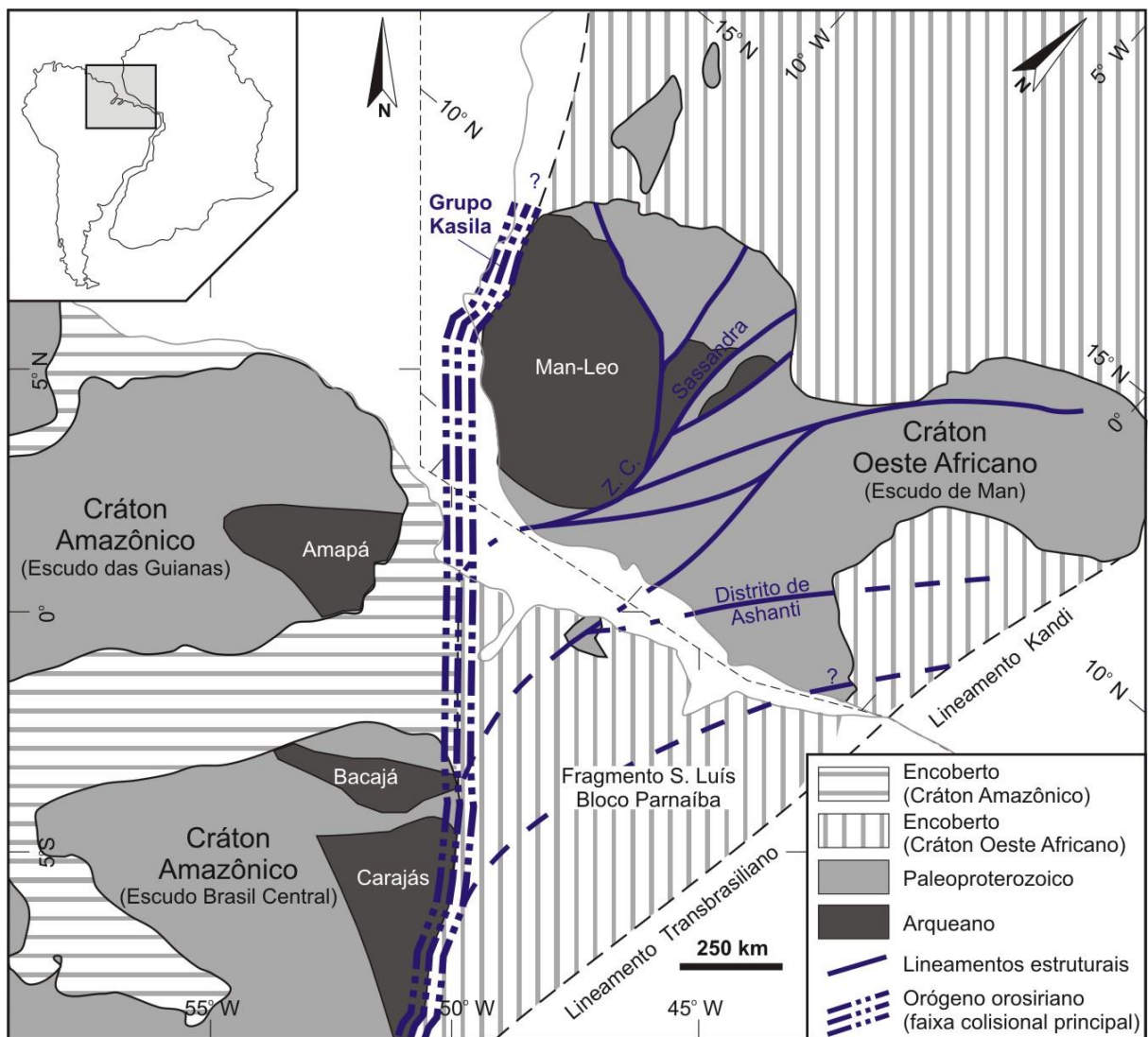


Figura 37: Reconstituição paleogeográfica das margens brasileira e africana anterior à abertura do oceano Atlântico, destacando os crátons Amazônico e Oeste Africano. Os cinturões brasileiros Araguaia e Gurupi foram suprimidos, sendo mostrada a provável configuração anterior aos eventos extensionais neoproterozoicos, resultante do Evento Sereno. Núcleos arqueanos têm seus nomes destacados. A compartimentação cronoestratigráfica e as estruturas do Cráton Oeste Africano foram extraídas de Milési *et al.* (2004) e, para o Cráton Amazônico, de Vásquez *et al.* (2008a) e Fraga *et al.* (2009). Os traços estruturais da porção sulamericana encoberta do Cráton Oeste Africano (Fragmento Cratônico São Luís e Bloco Parnaíba) foram inferidos a partir das imagens de aerogeofísica apresentadas por Castro *et al.* (2014).

## 10 – CONCLUSÕES

O complexo arranjo estrutural e metamórfico-hidrotermal aqui descrito e discutido evidencia o sucessivo acúmulo de diversos eventos tectônicos no nordeste da Província Carajás entre o Mesoarqueano e o Mesozoico. Foi possível reconhecer dez estágios evolutivos atuantes na região, correspondendo à superposição da influência direta ou indireta de múltiplos ciclos tafrogênese-orogênese, que resultaram na atual configuração geotectônica do sudeste do Cráton Amazônico.

As 16 novas idades obtidas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  permitiram reconhecer e posicionar cronologicamente eventos atuantes sobre a região até então pouco ou nada conhecidos, como a vasta influência transamazônica e o retrabalhamento no Orosiriano relacionado ao Evento Sereno, além de permitir delimitar e quantificar a influência térmica marginal relacionada à Faixa Araguaia.

O reconhecimento de um orógeno colisional orosiriano retrabalhando a margem oriental do Cráton Amazônico contribui significativamente para o entendimento da sua relação tectonoestratigráfica com os domínios paleoproterozoicos mais a leste (bloco Parnaíba, fragmento cratônico São Luís) e da correlação entre os orógenos Transamazônico e Eburneano (Cráton Oeste Africano).

A superposição de orógenos meso-neoarqueano no Cinturão Itacaiúnas e orosiriano-cambriano no Cinturão Araguaia guarda similaridades notáveis, especialmente com relação ao desenvolvimento de bacias do tipo *rift* abortado sobre orógenos antigos e à inversão tectônica sem a existência documentada de um arco magmático.

A presente proposta de evolução é coerente com o observado nas margens de outros núcleos cratônicos arqueanos ao redor do mundo, dirimindo a ideia corrente de que no nordeste de Carajás ocorreria um caso especial de tectônica intracratônica associada a transcorrências. Ao contrário, constatou-se que a deformação arqueana-paleoproterozoica daquela região se deu por processos uniformitaristas de tectônica de placas, que atuaram na área desde pelo menos 2,85 Ga.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu F.A.M. 1990. Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da região meio-norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 440 p.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S., 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120, 235-257.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:103-127.
- Althoff, F.J., Barbey, P., e Boullier, A.M., 2000, 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, v. 104, p. 187-206.
- Alves, CAS, Bernardelli, AL, Beisiegel, VR, 1986. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço. Brasília, DNPM/CVRD, 2:325-334.
- Amaral, G, 1974. Geologia pré-cambriana da região amazônica. Tese de livre docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 212 p.
- Araújo OJB, Maia RGN, 1991. Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 164p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João, X.S. Costa, e J.B.S., 1988, A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia., 7, pp. 324-333.
- Arcanjo S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):665-670.
- Arcanjo, SHS, Abreu, FAM, Moura, CAV, 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. *Braz. J. Geol.*, 43: 501-514.
- Avelar VG, Lafon JM, Correia FC Jr, Macambira BEM, 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev Bras Geociênc* 29: 453-460.
- Baltazar, OF, Zuchetti, M, 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews* 32:471-499.
- Barbosa, O., Ramos, J.R. de A., Gomes, F. de A. & Helmbold, R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Monografia, DNPM/DGM. Rio de Janeiro 94 p.

- Barbosa, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 112 p.
- Barnes, J. W., Lisle, R. J., 1980. *Basic Geological Mapping*. Wiley, 282 p.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. Resumos Expandidos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. P.17-20.
- Barros CEM, Macambira MJB, Barbey P, Scheller T (2004) Dados isotópicos Pb–Pb em zircão (evaporação) e Sm–Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Rev Bras Geocienc* 34:531–538
- Barros, CEM, Sardinha, AS, Barbosa, JPO, Macambira, MJB, Barbey, P, Boullier, AM, 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47:1423-1440.
- Berni, G.V., 2009, Geologia e alteração hidrotermal do depósito de Au-Pd-Pt de Serra Pelada, Curionópolis, Pará, Brasil: dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 116 p.
- Bhadra, S, Gupta, S, Banerjee, M, 2004. Structural evolution across the Eastern Ghats Mobile Belt–Bastar craton boundary, India: hot over cold thrusting in an ancient collision zone. *Journal of Structural Geology* 26: 233–245.
- Brito Neves, BB, Cordani, UG, 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brown M. 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology* 34:961–64.
- Cabral, AR, Creaser, RA, Nagler, T, Lehmann, B, Voegelin, AR, Belyatsky, B, Pasava, J, Seabra Gomes Jr, AA, Galbiatti, H, Bottcher, ME, Escher, P, 2013. Trace-element and multi-isotope geochemistry of Late-Archean black shales in the Carajás iron-ore district, Brazil, *Chemical Geology* (2013), doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.08.041
- Castro, DL, Fuck, RA, Phillips, JD, Vidotti, RM, Bezerra, FHR, Dantas, EL, 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics* 614:128–145
- Cherniak, D. J. e Watson, E. B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172: 5–24.
- Cohen, H.A., Gibbs, A.K., 1989. Is the equatorial Atlantic discordant? *Precambrian Res.* 42, 353–369.
- Condie KC, Pease V, eds. 2008. When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 440. Boulder, CO: Geol. Soc. Am. 294 pp.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9: 6-11
- Cordani, UG, Pimentel, MM, Ganade de Araújo, CE, Basei, MAS, Fuck, RA, Girardo, VAV, 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Sciences*. 313:517–539

- Costa JBS, Araújo OJB, Santos A, Jorge João XS, Macambira MJB, Lafon JM. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- CPRM, 2010. Tucuruí. Aerogeofísica (mapas aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos). Divisão de Geofísica, Departamento de Geologia, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Crawood, PA, Korsh, RJ, 2008. Assembling Australia: Proterozoic building of a continent. *Precambrian Research* 166: 1–38.
- Dall'Agnol, R, Oliveira, MA, Almeida, JAC, Althoff, FJ, Leite, AAS, Oliveira, DC, Barros, CEM, 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, guia de excursão, p.: 99-150.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S.; Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46:431-462.
- Dall'Agnol, R, Teixeira, NP, Rämö, OT, Moura, CAV, Macambira, MJB, Oliveira, DC, 2005, Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80: 101–129.
- Dallmeyer, R. D., Lecorche, J. P., 1990.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  polyorogenic mineral age record in the northern Mauritanide orogen, West Africa. *Tectonophysics* 177: 81–107.
- De Waele, B., Lacorde, M., Vergara, F., Chan, G., 2015. New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Precambrian Res*, 259: 156–175.
- Deer, W. A., Howie, R. A. e Zussman, J., 1996. *An introduction to rock forming minerals*. Prentice Hall, 712 p.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G., 2003a. Transamazonian Crustal Growth and Reworking as Revealed by the 1:500,000-scale Geological Map of French Guiana, 2nd ed., *Geol. France* 2–4, 5–57.
- Dias, GS, Macambira, MB, Dall'Agnol, R, Soares, ADV, Barros, CEM, 1996, Datações de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, pp. 376-378.
- DOCEGEO, 1988, Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG, Proceedings, 11-54.
- Dreher, A. M., Tavares, F. M., Silva, C. M. G., Guimarães, S. B., Oliveira, J. K. M., 2012. Cordierite-anthophyllite rocks from Carajás: exploration guides to massive sulfide deposits In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 5, Ouro Preto, Brazil, Anais... CD-ROM.
- Dreher, A. M., Xavier, R. P., Taylor, B., Martini, S. L., 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu–Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, 43:161–184
- Fabre, S, Nédélec, A, Poitrasson, F, Strauss, H, Thomazo, C, Nogueira, A, 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): Implications for the

- oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chemical Geology* 289:124–139.
- Faraco, M.T.L., Marinho, P.A.C., Vale, A.G., Costa, E.J.S., Maia, R.G.N., Ferreira, A.L., Valente, C.R., Lacerda Filho, J.V., Moreton, L.C., Camargo, M.A., Vasconcelos, A.M., Oliveira, M., Oliveira, I.W.B., Abreu Filho, W.A., Gomes, I.P., 2004. Folha SB.22-Araguaia. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (Eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD ROM.*
- Faraco, M.T.L., Vale, A.G., Santos, J.O.S., Luzardo, R., Ferreira, A.L., Oliveira, M., Marinho, P.A.C., 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. In: Horbe, A., Souza W. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. 4, pp. 16–31.
- Feio, GRL, Dall’Agnol, R, Dantas, EL, Macambira, MJB, Gomes, ACB, Sardinha, AS, Oliveira, DC, Santos, RD, e Santos, PA., 2012, Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?. *Lithos*, 151: 57-73
- Feio, G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., e Soares J.E.B., 2013, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157-186.
- Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Junqueira-Brod, T.C., e Siepierski, L. 2007, Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E.L., Viglio, E.P. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5, p. 1-14.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliott, D.H., 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 15–32.
- Fraga, L.M., Macambira, M.J.B, Dall’Agnol, R, Costa, J.B.S. 2009. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 247-257.
- Galarza, M.A.; Macambira, M.J.B., 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, 2:143-159.
- Ganade de Araújo, CE, Rubatto, D, Hermann, J, Cordani, UG, Caby, R, Basei, MAS, 2014. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature communications*, 5:5198. DOI: 10.1038/ncomms6198
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., e Olszewski Jr., W.J., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201–211.
- Gomes, C.B., Cordani, U.G. e Basel, M.A.S., 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86: 939-945.
- Gorayeb P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional – TO. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258 p.

- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B, e Fletcher, I.R. 2008, Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, 33: 451-489.
- Hartlaub RP, Heamana, LM, Ashton KE, Chacko T, 2004. The Archean Murmac Bay Group: evidence for a giant Archean rift in the Rae Province, Canada. *Precambrian Research*, 131: 345–372
- Hasui, Y.; Abreu, F.A.M.; Silva, J.M.R., 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo*, v. 8, p. 107-118
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K., Cordeiro, A.A.C., e Meireles, E.A., 1982, Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 100–110.
- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America: the birth of a craton. Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 60, 543–603.
- Holdsworth, RE, Pinheiro, RVL, 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22: 1105-1023.
- Hopkins, M, Harrison TM, Manning CE. 2008. Low heat flow inferred from >4Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature* 456:493–96.
- Korenaga, J. 2013. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 41: 117–151. doi:10.1146/annurev-earth-050212-124208.
- IBGE, 1999. Carta do Brasil ao Milionésimo digital. Rio de Janeiro, IBGE, SIG. Escala: 1:1.000.000.
- Justo, A. P., 2014. Programa Geologia do Brasil - PGB Serra dos Carajás - SB.22-Z-A-II Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000
- Klein, E. L., Tassinari, C. C. G., Vasconcelos, P. M., 2014. U-Pb SHRIMP and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on the timing of mineralization in the Paleoproterozoic Caxias orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 277-288.
- Klein, E. L. , Lucas, F. R., Queiroz, J. D. S., Freitas, S. C. F., Renac, C., Galarza, M. A., Jourdan, F., Armstrong, R., 2015. *Ore Geology Reviews*, 65: 1–25.
- Kone, M., Caen-Vachette, M., Tempier, P. 1988. Age Eburnéen du Leucogranite de Morifingso Intrusif dans les Mylonites de la faille de Sassandra. (Côte d'Ivoire) *Journal of African Earth Sciences*, 7(5): 783–787.
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites ad basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, 20:211-230.
- Kuiper K. F., Deino A., Hilgen F. J., Krijgsman W., Renne P. R. e Wijbrans J. R. (2008) Synchronizing rock clocks of earth history. *Science* 320, 500–504.
- Kusky, T.M. 1990. Evidence for Archean ocean opening and closing in the Southern Slave Province. *Tectonics*, 9: 1533–1563. doi:10.1029/TC009i006p01533.

- Kusky, T.M., Li, X., Wang, Z., Fu, J., Ze, L., Zhu, P., 2014. Are Wilson Cycles preserved in Archean cratons? A comparison of the North China and Slave cratons. *Can. J. Earth Sci.* 51: 297–311. Doi 10.1139/cjes-2013-0163
- Kusky, T.M., e Li, J.H., 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 383–397. doi:10.1016/S1367-9120(03)00071-3.
- Lab, K.O., 1992. Considerações lito-estruturais sobre o Duplex Transpressivo Serra Pelada. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving Cuzco-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169–191.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., e Klerck, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. Precambrian Res.* 50: 111–136.
- Lindenmayer, Z. G., Fleck, A., Gomes, C.H., Santos, A.B.S., Caron, R., Paula, F.C., Laux, J.H., Pimentel, M.M., e Sardinha, A.S. 2005, Caracterização geológica do alvo estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará In: Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM, CT-Mineral / FINEP, ADIMB, CD-ROM, 2005, cap. IV, 1, 137-205.
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Rios, F.J., Pimentel, M., Mendes, G.E. e Monteiro, A.M., 2005, A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da Província. In: Marini, J.O.; Queiróz, E.T.; Ramos, W.B. (eds.), Caracterização de distritos mineiros da Amazônia. DNPM-CT-Mineral-ADIMB, 25–92.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. *Simpósio de Geologia da Amazônia, 7*, Belém, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia Anais..., CD-ROM.
- Macambira, E.M.B., Ricci, P. dos S. F., Anjos, G. C. dos, 2014. Programa Geologia do Brasil - PGB Repartimento - SB.22-X-A Estado do Pará - Carta Geológica Belém: CPRM, 2015, 1 mapa colorido, Escala 1:250.000
- Macambira, J.B., 2003, O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de doutorado, IG-UNICAMP, 217p.
- Macambira, M.J.B.; Pinheiro, R.V.L.; Armstrong, R.A., 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, 10*, Porto Velho, Brazil. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais...,105-108.
- Macambira, MJB, Vasquez, ML, Silva, DCC, Galarza, MA, Barros, CEM, Camelo, JF, 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences* 27:235–246.



- Machado, N., Lindenmayer, D.H., Krough, T.E., e Lindenmayer, Z.G., 1991, U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354
- McDougall, I e Harrison, T. M., 1999. *Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method*. Oxford University Press, 284 p.
- Meireles, E. de M., Teixeira, J. T., Lourenço, R. S., Medeiros Filho, C. A. 1982. Geologia estrutura e mineralização aurífera de Serra Pelada. *Anais, 31<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador. v3, 900-910.
- Meireles, E. de M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F. do; Medeiros Filho, C.A. e Gato, W. da CA.. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Para. *Anais, 31<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. v5, 2164-2174.
- Meirelles, M.R., e Dardenne, M.A., 1991, Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 41-50.
- Melo, GHC, Monteiro, LVS, Xavier, RP, Santiago, ESB, Santos, AFF, Torres, A, Aires, B, 2013. A new outlook on the giant Salobo IOCG deposit: a mesoarchean basement-hosted deposit, Carajás Province. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, pp. 1052-1055.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Pinna, P., Deschamps, Y., Kampunzu, H., Muhongo, S., Lescuyer, J.-L., Le Goff, E., Delor, C., Billa, M., Ralay, F. e Heinry, C., 2004. Geological map of Africa 1: 10,000,000, SIGAfric project, 20th Conference of African Geology, BRGM. <http://www.sigafrique.net>, Orléans, France, 2-7 June.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., e Torresi, I., 2008, Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43:129–159.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Souza Filho, C.R., Moreto, C.P.N., 2014. Metalogenia da Província Carajás. In: “Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras”. Serviço geológico do Brasil- CPRM. 1 ed, 50p.
- Moreto, C.P.N., 2013. Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogénica do Cinturão Sul do cobre da Província Mineral de Carajás: Tese de doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 216p.
- Moreto, C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., e Souza Filho C.R., 2011, Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* V. 46, pps. 789-811. DOI: 10.1007/s00126-011-0352-9.
- Moreto, CPN, Monteiro, LVS, Xavier, RP, Creaser, RA, Dufrane, A, Melo, GHC, Delinardo Silva, MA, Tassinari, CCG, Sato, K, 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, X, p. 1.
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Briquieu, L., Ledru, P., Milesi, J.P., Macambira, M.J.B., and Huhn S.B. 1996a, Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. 6:579-581.

- Mougeot, R., Respaut, J.P., Briquieu, L., Ledru, P., Milesi, J.P., Lerouge, C., Marcoux, E., Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., 1996b. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Anais, Salvador, SBG, 7:321–324. Moura C.A.V. & Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Anais, 6, p. 31-34.
- Moura C.A.V. & Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Anais, 6, p. 31-34.
- Nogueira, ACR, Truckenbrodt, W, Pinheiro, RVL, 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi 7, 177–277.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A., Théveniaut, H., 2001. First paleomagnetic and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  study of Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield. *Precambrian Research* 109, 239–256.
- Nomade, S., Féraud, G., Chen, Y., Pouclet, A., 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  and AMS along the Oyapok river (French Guyana). *Precambrian Research* 114, 35–53.
- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y., Vidal, M., Rigolet, C., 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophysical Journal International* 154, 677–694.
- Oliveira, J.R.; Silva Neto, C.S.; Costa, E.J.S. 1994. Serra Pelada; folha SB.22.X.C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 220 p.
- Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 146-160.
- Olsson, JF, Söderlund, U, Klausen, MB, Ernest, RE, 2010. U–Pb baddeleyite ages linking major Archean dyke swarms to volcanic-rift forming events in the Kaapvaal craton (South Africa), and a precise age for the Bushveld Complex. *Precambrian Research* 183:490–500.
- Onstott, T.C. e Hargraves, R.B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, 289: 131-136.
- Paixão M.A.P., Nilson A.A., Dantas E.L. 2008. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294:297-318.
- Passchier, C. W. e Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 p.
- Pereira, RMP, Rosière, CA, Santos, JOS, Lobato, LM, Figueiredo e Silva, RC, McNaughton, NJ, 2009. Unidade Caninana: sequência clástica paleoproterozoica revelada por datação U-Pb em zircões detriticos da Província Mineral Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, pp. 376-379.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás

- Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159–171.
- Pinheiro RVL & Holdsworth RE. 1995. Significado tectônico da clivagem transversa (transecting cleavage) em dobras na Mina de Serra Pelada, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, 259-278.
- Pinheiro RVL & Holdsworth RE. 1997a. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 99-103.
- Pinheiro RVL & Holdsworth RE. 1997b. The structure of the Carajás N-4 ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archaean strike-slip tectonics and basement reactivation in the Amazon region, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 305-319.
- Pinheiro RVL & Holdsworth RE. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(4): 597-606.
- Renne, P. R.; Onstott, T.; Jorge-João, X, 1988.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: further implications for the nature of middle-late proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: *Congresso Latino-Americano de Geologia*, 7, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 348-362
- Ricci, PSF, Costa, EJS, Oliveira, JR, 2003. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8., 2003, Manaus. *Anais... Manaus: SBG, 2003. CD-ROM.*
- Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.* 10, 277–300.
- Rosa-Costa, L. T., Monié, P., Lafon, J. M., Arnaud, N. O., 2008.  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 113–128.
- Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S, Lobato. L.M., Silva L.L.da, Souza S.R.C.de, Mendes G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Applied Earth Science: IMM Transactions section B*, 115: 126-133.
- Santos, JOS, 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central, in *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (eds: L A Bizzi, C Schobbenhaus, R M Vidotti e J H Gonçalves), pp 169-226 (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: Brasília).
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M. & Krymsky, R. (2006): Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 20, 327-339.
- Silva, GG, Lima, JJC, Andrade, ARF, Issler, RS, Guimarães, G, 1974. *Geologia da Folha SC.22 – Tocantins*. DNPM, Rio de Janeiro, 143p.
- Silva, MAD, 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás. Unpublished másters dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 106p.

- Söderlund, P, Page, L. M., Söderlund, U., 2008.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  biotite and hornblende geochronology from the Oskarshamn area, SE Sweden: discerning multiple Proterozoic tectonothermal events. *Geol. Mag.* 145 (6): 790–799.
- Souza, Z.S., Potrel, H., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., e Oliveira, C.G., 2001, Nd, Pb and Sr isotopes of the identidade belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research* 109: 293–315
- Schwarz, MR, Frantz, JC, 2011. Depósito de Cu-Zn Pojuca Corpo Quatro: IOCG ou VMS?. *Pesquisas em Geociências*, 40 (1): 05-19
- Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Sheller, T., 1996, Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, 380–383.
- Spear, F. S. 1994. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America*, 799 p.
- Suita, M.T.F., Nilson, A.A., 1988. Geologia do complexo máfico–ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das unidades encaixantes. XXXV Cong. Bras. Geol. Belém. (6): 2813–2823.
- Swager, CP, 1997. Tectono-stratigraphy of late Archaean greenstone terranes in the southern Eastern Goldfields, Western Australia. *Precambrian Research* 83:11-42.
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Campinas, 229p
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., e Rego J.L., 2005, Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology* 100:7–28.
- Tapsobaa, B, Loa, C, Wenmengab, U, Jahna, B. M., Chung, S. L. 2013.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of Paleoproterozoic granitoids of northeast Burkina Faso, West African Craton: Implications for regional tectonics. *Precambrian Res* 235: 208– 229.
- Tavares, F. M., 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde - SB.22-Z-A-III, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000
- Tavares, F. M., Silva, C. M. G., 2013. Programa Geologia do Brasil – PGB, Serra Pelada - SB.22-X-C-VI, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2013, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 471–485.
- Teixeira, J.B.G., 1994, Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archaean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 161p.
- Teixeira W, Tassinari CCG, Cordani UG, Kawashita K (1989) A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res* 42: 213–227

- Tohver, E., Holmb, D. K., van der Pluijm B.A., Essene, E.J., Cambray, F.W., 2007. Late Paleoproterozoic (geon 18 and 17) reactivation of the Neoproterozoic Great Lakes Tectonic Zone, northern Michigan, USA: Evidence from kinematic analysis, thermobarometry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Precambrian Res* 157: 144–168.
- Tohver, E., Trindade, R. I. F., Solum, J. G., Hall, C. M., Riccomini, C., e Nogueira, A. C., 2010, Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana from SE Amazon craton: *Geology*, 38(3): 267–270.
- Tohver, E., Cawood, P. A., Rossello, E. A., e Jourdan, F., 2012, Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost 538 U. G. Cordani and others—Was there an Rio de la Plata Craton, Argentina: *Gondwana Research*, v. 21, n. 2–3, p. 394–405.
- Torresi I, Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47: 299-323.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., e Nelson, D.R., 1998, SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 265-277.
- Trindade, R. I. F., D'Agrella-Filho, M. S., Epof, I., e Brito-Neves, B. B., 2006, Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, n. 1–2, p. 361–377, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.039>
- Vasconcelos P. M., Onoe A. T., Kawashita K., Soares A. J. e Teixeira W. (2002)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *An. Acad. Bras. Cienc.* 74(2), 297–342.
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Irixi-Xingu - Pará, Novos dados geológicos e geocronológicos. In: Souza, V.S., Horbe, A.M.C. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 4. Belém, Brasil, pp. 16–31.
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B. Armstrong, R.A. 2008b. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, 161(3-4): pg. 279-302.
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., e Silva, H.R., 2008a, *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*. Organizadores: M.L Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Villas, R.N., e Santos, M.D., 2001, Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36:300–331
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions of Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.

- White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., Waters, D., 2014. Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Res.* 243, 18–38.
- Xavier, R.P., Araújo, C.E.G., Dreher, A.M., Nunes, e A.R., Rêgo, J.L, 2003, Fluid evolution in the Paleoproterozoic Intrusion-related Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In VIII Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, Amazonas.
- Xavier R.P., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Dreher A.M., Monteiro L.V.S., Rhede D., Araújo C.E.G., Torresi I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil): *Geology* 36: 743-746.
- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010. The iron oxide copper–gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, Vol 3, pp. 285-306.
- Zhang, J, Zhao, G, Li, S, Sun, M, Wilde, S, Liu, S, 2009. Polyphase deformation of the Fuping Complex, Trans-North China Orogen: Structures, SHRIMP U–Pb zircon ages and tectonic implications. *Journal of Structural Geology* 31:177–193.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S., e Li, S.Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. *Precambrian Research*, 136: 177–202. doi:10.1016/j.precamres.2004.10.002.
- Zuchetti, M., 2007, Rochas máficas do grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 E N5, Carajás, PA: tese de doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, 165p.

**ANEXO I**

**MAPA DE PONTOS**

**Escala 1:100.000**

**ANEXO II**

**MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS**

**Escala 1:100.000**



**ANEXO III**

**SEÇÕES GEOLÓGICAS**

**Escala 1:100.000**

**ANEXO IV****GEOCROLOGIA PELO MÉTODO  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$** **Tabela de dados suplementares**