

2735909

JULIANI, CAETANO

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

Volume 9



*Panorama do conhecimento geológico por ocasião do
13º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém-Pará,
no período de 22 a 26 de setembro de 2013.*

► ORGANIZADORES

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica
Faculdade de Geologia
Cidade Universitária José da Silveira Netto
66075-110 | Belém - Pará - Brasil
E-mail: gorayebp@ufpa.br

Aline Maria Meiguins de Lima
Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais
Faculdade de Geologia
E-mail: alinemciguins@gmail.com

Instituto de Geociências



Contribuições à geologia da Amazônia - v.9 : panorama
conhecimento geológico por ocasião do
M26100

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NN)

2015

Belém, Pará, Brasil

355,1106
5612
13.8
e.2

O trabalho dos editores deste livro consistiu na revisão técnica e editorial dos artigos, pré-diagração do texto, composição, motivo e layout da capa.
Os conceitos expressos nos artigos são de responsabilidade exclusiva dos autores.
1ª edição - 2015
A edição original desta obra está publicada em português com partes em inglês, pela Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NN), Belém-PA, sob o título "Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 9"

Organizadores

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Aline Maria Meiguins de Lima

Editado por

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NN)
Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, CEP: 66.095-904
Site: www.sbgeo.org.br / E-mail: nucleo-no@sbgeo.org.br

Revisão final

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Aline Maria Meiguins de Lima

Editoração/Capa

Osimar R. Araujo

Revisão Ortográfica-Editorial

Luiz F. Branco

Impressão

Gráfica Alves

Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 9 / Organizadores, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb e Aline Maria Meiguins de Lima. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2015, Vol. 9; 470 p.: il., color, p&b.

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém, no período de 22 a 26 de setembro de 2015.

ISBN: 978-85-88692-09-1

1. Geologia- Amazônia, I. Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa, Lima, Aline Maria Meiguins de

CDD: 558.11
CDU: 551 (811)

O metamorfismo arqueano da região de Vila Tancredo Neves, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás

Archean metamorphism of the Vila Tancredo Neves region, NE of São Félix do Xingu (PA), Carajás Mineral Province

Aguinaldo José Corrêa de Jesus¹, Carlos Marcello Dias Fernandes²,
Caetano Juliano³, Lena Virgínia Soares Monteiro³, Raquel Souza da Cruz²,
Tatiane de Souza Nascimento¹, Carlos Mário Echeverri-Misas³,
Bruno Lagler³, Saulo da Silva Nunes², Douglas Ferreira Pereira²

RESUMO: Nas últimas décadas, o núcleo arqueano do Cráton Amazônico, historicamente representado pela Província Mineral de Carajás, foi estudado com diferentes enfoques, mas poucas pesquisas caracterizaram e discutiram a evolução das suas rochas metamórficas. Na região da Vila Tancredo Neves, ao norte da cidade de São Félix do Xingu, no Estado do Pará, essa província é representada por embasamento (ortogneisses e migmatitos derivados de protólitos semelhantes a TTG) e rochas supracrustais metavulcanossedimentares (micaxistos, talco xistos, rochas metamáficas e formações ferríferas bandadas) arqueanas. Essas rochas registram, ao menos, dois importantes e distintos eventos tectono-metamórficos: (i) de caráter regional em condições de fácies xisto verde a anfibolito médio a alto e (ii) dinâmico, vinculado a importantes zonas de cisalhamento dúcteis de direções predominantes NW-SE a aproximadamente E-W, responsáveis pela formação dos milonitos a ultramilonitos. Estes resultados mostram que grande parte das rochas que ocorrem na região de Carajás e adjacências foi reequilibrada metamórficamente, evidenciando que a sua evolução geológica foi polifásica e vinculada a complexos ígneo-metamórficos. Esses aspectos fornecem subsídios para elaboração de novos modelos prospectivos para a região, em especial para depósitos de ouro orogênico associado a zonas de cisalhamento em terrenos metamórficos e a depósitos de metais base e ouro associado a metamorfismo de fundo oceânico nas sequências vulcanossedimentares, remobilizados posteriormente devido ao metamorfismo regional e dinâmico.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia; Petrografia; TTG; São Félix do Xingu; Cráton Amazônico.

ABSTRACT: In the last decades, the Archean nucleus of the Amazonian Craton, historically represented by the Carajás Mineral Province, has been studied with different approaches. However, few studies have characterized and discussed the evolution of their metamorphic rocks. In the region of Vila Tancredo Neves, north of São Félix do Xingu, in the Pará State, this province encompasses Archean basement units, such as orthogneisses and migmatites derived from TTG-like protholiths, and metavolcanic-sedimentary sequence (micaschist, talc schist, metamafic rocks and iron formation). Such rocks record, at least, two important and distinct tectono-metamorphic events: (i) regional metamorphism under greenschist to middle-upper amphibolite facies and (ii) dynamic metamorphism associated with regional-scale NW-SE and E-W ductile shear zones. The latter are responsible by milonites and ultramilonites observed in the area. The Archean rocks have been re-equilibrated due to metamorphism and their evolution was polyphasic and linked to igneous-metamorphic complexes. That evolution may explain part of mineral endowment of this region and provide subsidies for developing of new prospective models for the region, especially to orogenic gold deposits associated with shear zones within metamorphic terranes, and and volcanic-hosted base metal and gold deposits related to ocean floor metamorphism, which possibly have been remobilized due to later regional and dynamic metamorphism.

KEYWORDS: Geology; Petrography; TTG; São Félix do Xingu; Amazonian Craton.

¹Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Estado do Pará – UNIFESSPA.

²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA. Campus Universitário do Guamá.

³Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

E-mails: aguinaldocorreia@hotmail.com, cmdf@ufpa.br, cjuliani@usp.br, monteiro.lena@gmail.com, carlosma99@yahoo.com, bruno.lagler@usp.br

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (DOCEGEO 1988) representa a área melhor conhecida geologicamente do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) em função dos seus importantes depósitos de ferro, cobre, ouro e metais de base, que atraem e motivam pesquisadores do

País e do exterior para o desenvolvimento de estudos na região. Isso tem possibilitado a elucidação de parte dos processos metalogenéticos responsáveis pela formação desses depósitos, bem como o entendimento de sua evolução crustal. No entanto, mesmo nessa província, algumas áreas permanecem pouco estudadas, como na região de Vila Tancredo Neves.

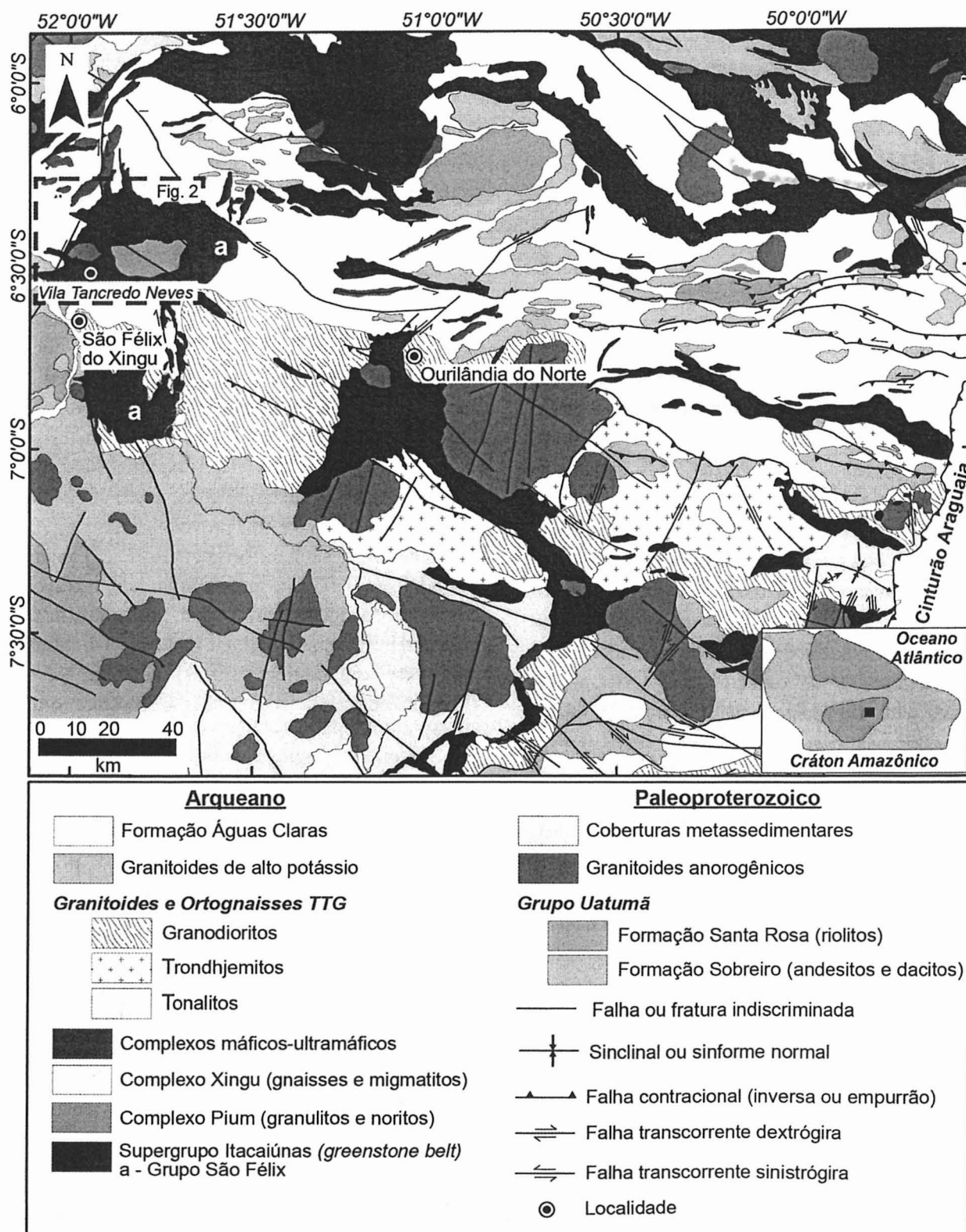


Figura 1 - Mapa geológico de parte da Província Mineral de Carajás e adjacências (modificado de Vasquez *et al.* 2008), destacando as principais unidades litoestratigráficas. O retângulo tracejado indica a área de trabalho, apresentada em maior detalhe na Fig. 2.

Na localidade de Tancredo Neves e adjacências, NE da cidade de São Félix do Xingu (Fig. 1), centro-sul do Estado do Pará, a Província Mineral de Carajás é representada por extensa cobertura metavulcanossedimentar associada a granitoides pouco estudados, que foram agrupados genericamente em unidades arqueanas denominadas de Grupo São Félix, Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria (Macambira & Vale 1997, Avelar *et al.* 1999).

Apesar da evolução do conhecimento nos últimos anos, com o desenvolvimento de pesquisas com vários enfoques em diversas porções da Província Mineral de Carajás (Avelar *et al.* 1999, Dall'Agnol *et al.* 2006, Monteiro *et al.* 2008, Costa e Silva *et al.* 2012, Feio *et al.* 2013), são escassos estudos sistemáticos sobre o metamorfismo regional que afetou os seus litotipos arqueanos, bem como sobre o metamorfismo dinâmico associado às zonas de cisalhamento superpostas, de direções variando entre NW-SE e E-W, que definem grande parte do Sistema Transcorrente Carajás (Pinheiro & Holsdsworth 1997).

Diante desse quadro, o objetivo deste trabalho é aprofundar o conhecimento geológico da região de Tancredo Neves, especialmente em relação à estratigrafia, identificação e classificação litológica, metamorfismo e caracterização de elementos estruturais registrados nas unidades arqueanas, contribuindo assim para um melhor entendimento da evolução geológica e para a elaboração de modelos prospectivos de mineralizações associadas à evolução magmática e metamórfica do núcleo arqueano do Cráton Amazônico nessa região.

CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO

A área de Vila Tancredo Neves está inserida no contexto do Cráton Amazônico, abrangendo domínios arqueanos da Província Mineral de Carajás representados pelo Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará e pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988, Macambira & Vale 1997), denominados, mais recentemente, como Domínio Rio Maria e Domínio Carajás, respectivamente (Vasquez *et al.* 2008).

A individualização desses dois domínios tectônicos principais (Gibbs *et al.* 1986, Santos *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004, Vasquez *et al.* 2008, Feio *et al.* 2013) foi possível a partir da identificação de anomalias magnetométricas não coincidentes com os contatos geológicos mapeados. O Domínio Rio Maria (3,04 a 2,86 Ga) é constituído por *greenstone belts*, suítes TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) e leucogranitos potássicos cálcio-alcálicos do Mesoarqueano tardio. O Domínio Carajás (3,00 a 2,55 Ga) é representado principalmente pela Bacia de Carajás, composta por formações ferríferas bandadas e suítes vulcânicas bimodais metamorfasadas

na fácies xisto verde; por sequências metassedimentares e granitos subalcalinos a potássicos do Neoarqueano. O limite entre os dois domínios é interpretado como sendo uma zona de transição, uma vez que os *greenstone belts* mesoarqueanos pertencentes ao Domínio Rio Maria também ocorrem no Domínio Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2006). Plútons graníticos do tipo A do Paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga) são reconhecidos em toda a província.

Historicamente, embora a região de Vila Tancredo Neves seja considerada como a continuidade da Província Mineral de Carajás, em função de semelhanças geológicas e estruturais (Fig. 1), grande parte dos mapeamentos na região e adjacências foram feitos em escala regional (1:250.000), possibilitando, em relação às rochas arqueanas, a individualização do Grupo São Félix, que compreende sequências tipo *greenstone belt*, do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria (Macambira & Vale 1997). Apenas as unidades paleoproterozoicas do vulcano-plutonismo Uatumã, incluindo as formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani & Fernandes 2010, Fernandes *et al.* 2011, Lagler 2011); os granitoides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2002) e as intrusões máfica-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Ferreira Filho 2002) mereceram estudos mais detalhados na região. Coberturas sedimentares plataformais do Mesoproterozoico e Cenozoico completam a litoestratigrafia conhecida nessa região (Macambira & Vale 1997).

MATERIAIS E MÉTODOS

Nesse trabalho foi desenvolvido mapeamento geológico em escala de semidetalle, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos. Na etapa de campo foram descritos os aspectos litológicos e estruturais dos afloramentos, assim como as relações de contato entre os litotipos. Paralelamente, foram analisadas e interpretadas imagens de radar R99, satélite LANDSAT TM8 e cartas aerogeofísicas radio-métricas e magnetométricas. Análises petrográficas nas escalas meso- e microscópicas detalhadas foram feitas em 29 amostras representativas das unidades mapeadas, objetivando-se a identificação dos minerais, a descrição sistemática das texturas e das microestruturas, segundo o preconizado por Mackenzie & Guilford (1982) e Passchier & Trouw (1996), e a classificação segundo os critérios propostos pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002, Fettes & Desmons 2007), e composição modal com base na contagem manual em microscópio petrográfico de 1500 pontos por amostra, seguindo os procedimentos de Chayes (1956).

RESULTADOS

Geologia e relações estratigráficas

Apesar da expressiva cobertura vegetal e da descontinuidade lateral e vertical das unidades litológicas, ocorrem excelentes afloramentos em forma de lajedos e matacões com acesso facilitado pelas estradas vicinais para fazendas na região. Embora haja necessidade de mapeamentos ainda mais sistemáticos e detalhados, os dados agora apresentados possibilitam estabelecer a coluna litoestratigráfica da área estudada, permitindo correlacionar com as unidades que ocorrem nas outras porções da Província Mineral de Carajás.

O embasamento arqueano da região de Vila Tancre-

do Neves é formado por rochas ígneas deformadas e metamorfasadas regionalmente em diferentes intensidades e com a superimposição de deformação e metamorfismo ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis, refletindo uma complexa história evolutiva. Na região estudada ocorrem ainda plútons granitoides com diques félsicos associados, plútons e diques máfico-ultramáficos com zonas sulfetadas, além de micaxistos, talco xistos e formações ferríferas bandadas (Fig. 2). Veios e bolsões de quartzo com centímetros a metros de espessura ocorrem de forma generalizada, sugerindo forte remobilização de sílica durante o metamorfismo regional e o desenvolvimento das zonas de cisalhamento. São também comuns coberturas ferruginosas sobre parte dessas unidades, que formam típicos platôs lateríticos.

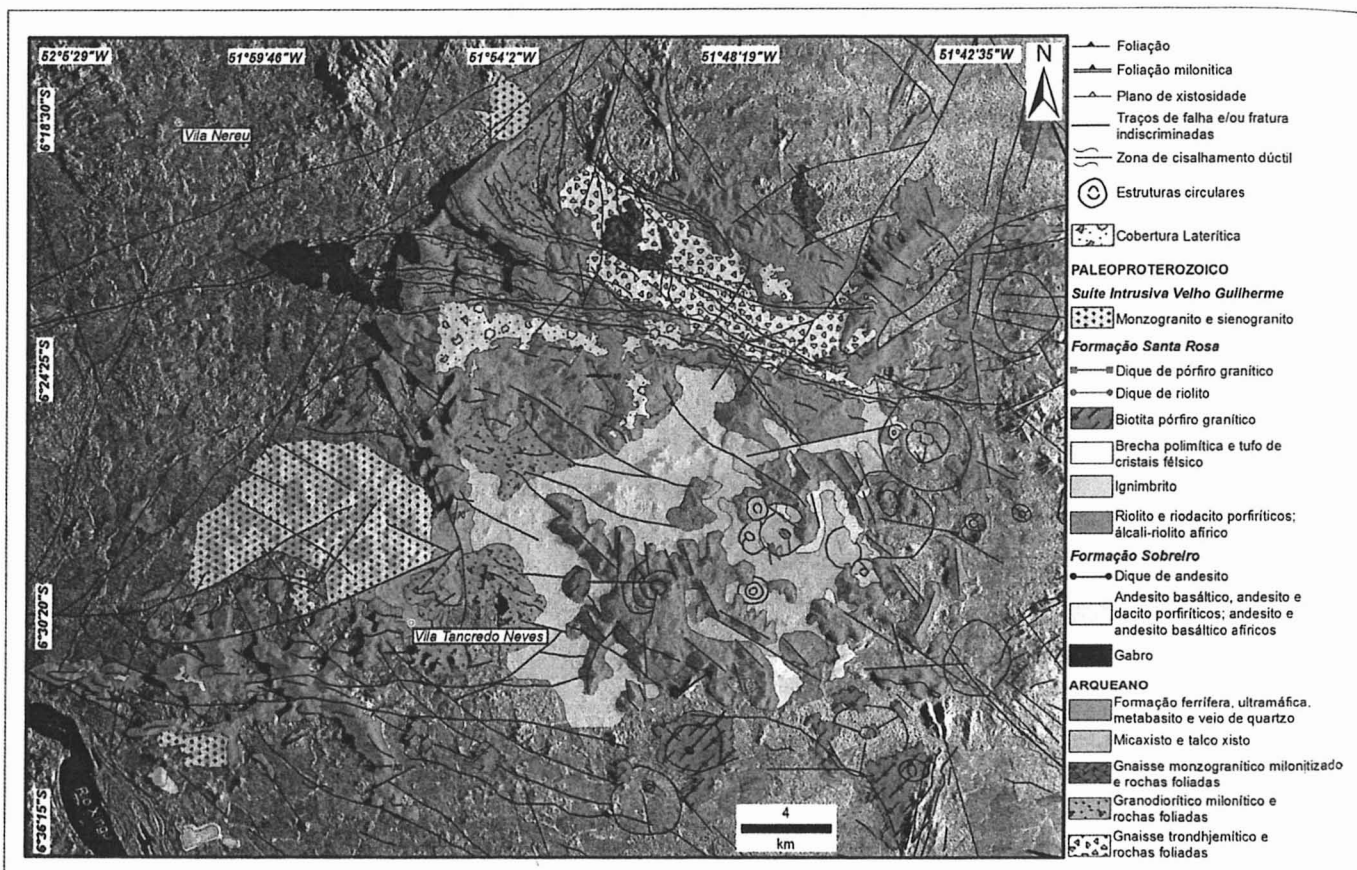


Figura 2 - Mapa geológico da região de Vila Tancredo Neves, combinado com imagem de radar R99B. Unidades vulcânicas paleoproterozoicas segundo Lagler (2008).

Os granitoides representam a unidade basal e correspondem composicionalmente a tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, comuns em suíte do tipo TTG (Jahn *et al.* 1981, Sylvester 1994, Martin *et al.* 2005). Estas rochas se distribuem por toda a região mapeada e ocupam tanto baixos topográficos quanto morros. Em geral são rochas usualmente deformadas e metamorfasadas, representadas por ortognaisses, embora ocorram ainda granitoides isotrópicos ou com estruturas magmáticas preservadas (Fig. 3A-D). Registra-se um aumento gradual da deformação em direção a porção norte da área, onde a foliação milonítica está bem desenvolvida com

transposição do bandamento gnáissico que possui direção variável entre NW-SE e E-W (Fig. 3E). Adicionalmente, identificaram-se dobras vinculadas a implantação das zonas de cisalhamento dúctil dextróginas. Localmente, foram registrados diques e veios de monzogranitos leucocráticos levemente foliados seccionando os granitoides TTG, os quais podem representar pulsos magmáticos sin-tardi-tectônicos de magmas mais evoluídos e bolsões quartzo-feldspáticos isotrópicos intimamente associados com concentrações de biotita e anfibólio interpretados como leucossomas, melanossomas e restitos de possivelmente relacionados à anatexia *in situ*.

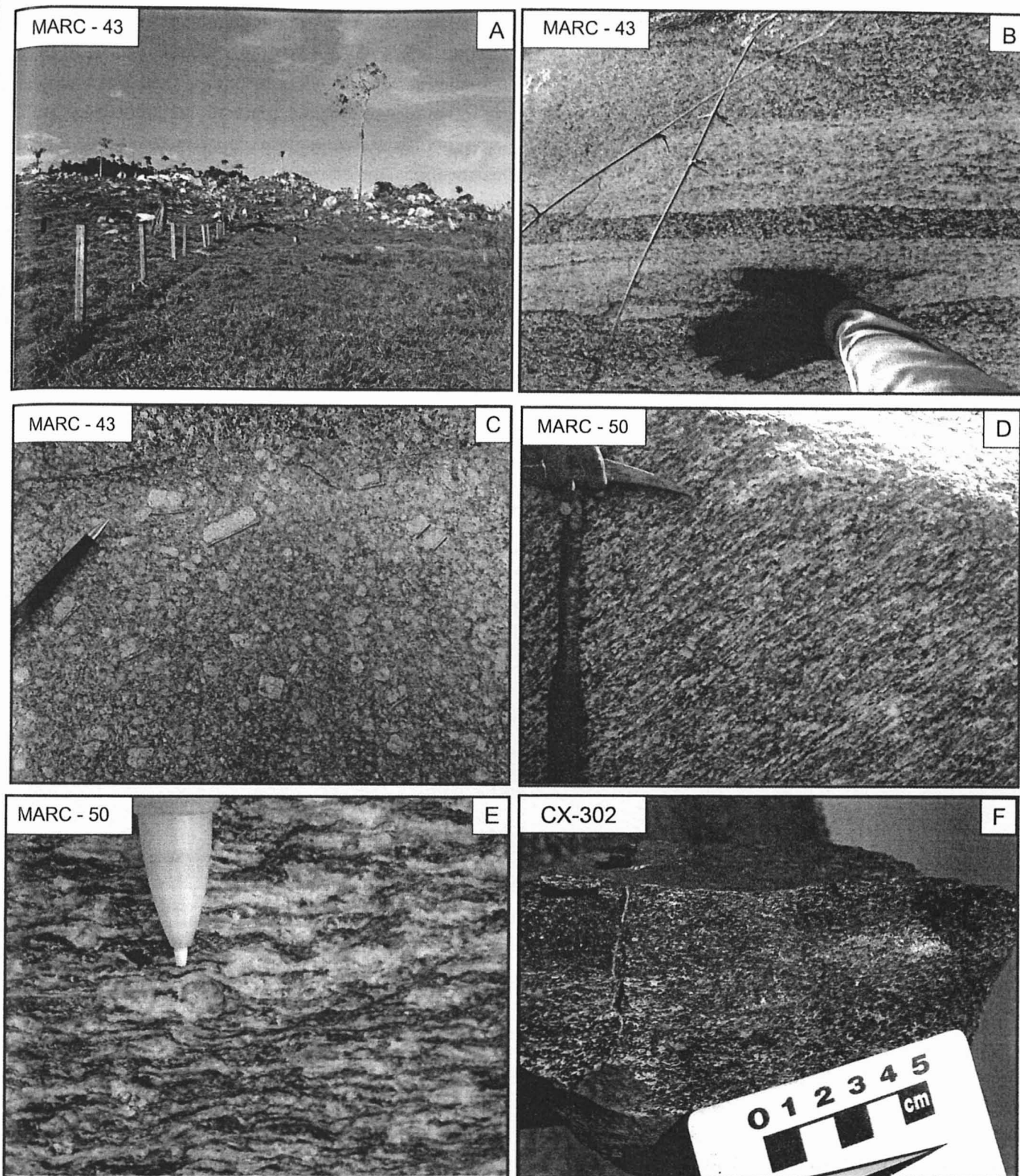


Figura 3 - Aspectos texturais e estruturais dos granitoides estudados: A) Forma de ocorrência dos granitoides na área de Vila Tancredo Neves; B) Bandamento em gnaiss trondhjemítico; C) Textura porfírica em trondhjemito, com fenocristais de plagioclásio orientados preferencialmente, revelando estrutura de fluxo magmático; D) Gnaiss monzogranítico destacando marcante foliação definida por orientação de feldspatos; E) Gnaiss milonítico destacando porfiroclastos sigmoidais de feldspato contornados por fitas de quartzo e agregados planares de biotita definindo a foliação milonítica anastomosada; F) Anfíbolito foliado com níveis sulfetados.

Os micaxistos são constituídos essencialmente por cristais de muscovita, biotita, quartzo e granada, e os talco xistos associados afloram de modo mais restrito. Ocorrem como faixas em áreas de relevo mais arrasado, geralmente apresentando contato abrupto com as

rochas máficas e granitoides e comumente apresentam uma cobertura laterítica. Essas rochas representam, respectivamente, protólitos sedimentares pelíticos e ultramáficos que compõem parte da sequência metavulcanossedimentar.

Associados às formações ferríferas bandadas que ocorrem intercaladas nos micaxistos, há corpos de anfibolito e de anfibólio xisto com zonas enriquecidas em pirita e calcopirita disseminadas (Fig. 3F), concordantes com a foliação metamórfica, e remobilizados em fraturas e vênulas. Apesar de não terem sido observadas suas relações de contato com os micaxistos, os anfibolitos podem representar protólitos vulcânicos máficos da sequência vulcanossedimentar. Adicionalmente, a presença de sulfetos deformados podem ser sin-deposicionais, sugerindo potencial metalogenético para depósitos de sulfeto maciço do tipo VHMS (*volcanic-hosted sulfide deposits*).

Diques de diabásio e metadiabásio e *stocks* de gabbro isotrópicos foram registrados tanto em associação com os corpos granitoides quanto com a sequência vulcanossedimentar. Usualmente, os metadiabásio es-

tao deformados (Fig. 4) e podem representar parte dos componentes vulcânicos e subvulcânicos mais antigos. Aqueles associados aos granitoides, mais provavelmente foram diques alojados antes do metamorfismo. Até o presente não se tem registros de datações nessas rochas, assim ainda é incerto seu posicionamento litoestratigráfico. A presença de rochas máfica-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté na região sugere a presença, ao menos, de três eventos intrusivos de natureza máfica-(ultramáfica) de idades distintas na região. Assim, a apresentação de dados sobre as rochas máficas que ocorrem na região é muito limitada neste trabalho, necessitando de mapeamentos mais abrangentes e detalhados que permitam melhores caracterizações geológica, petrográfica e estrutural, bem como discutam a sua importância no quadro geodinâmico regional e metalogenético.

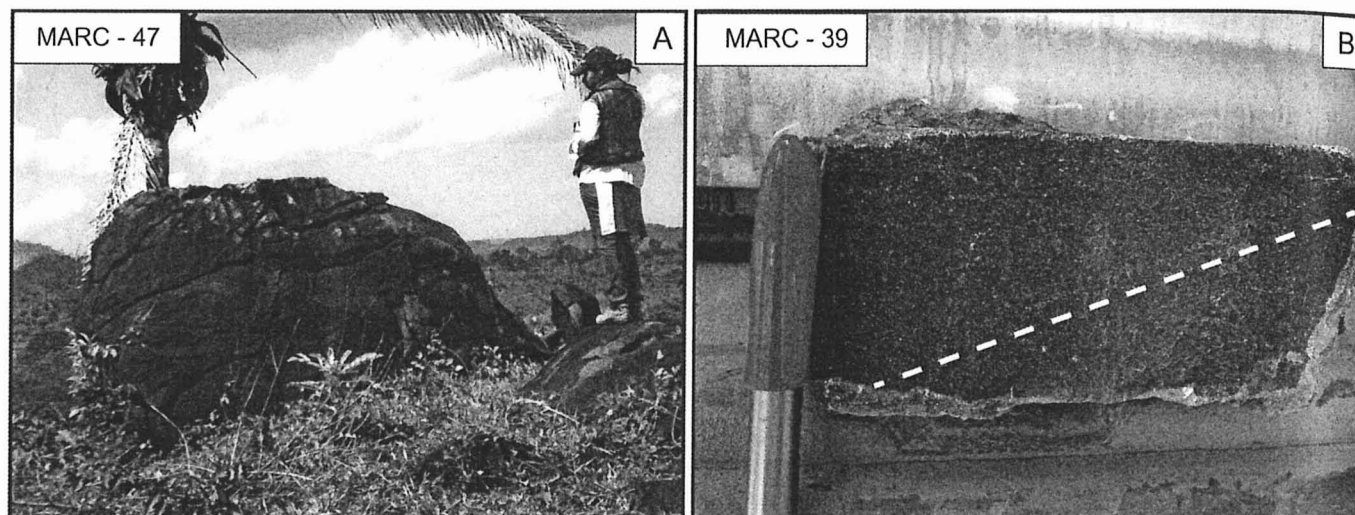


Figura 4 - Bloco de metadiabásio com foliação metamórfica subvertical associado às formações ferríferas bandadas (A), e metadiabásio com foliação metamórfica realçada pela linha tracejada (B).

A cobertura laterítica, comumente presente na região forma predominantemente platôs estabelecidos sobre as rochas máficas, metamáficas e formações ferríferas. Depósitos coluviais de talus se associam às crostas lateríticas, se dispondo discordantemente sobre os micaxistos. Contudo, vários afloramentos de blocos isolados de crosta laterítica são identificados em todas as unidades geológicas, sugerindo terem sido também produzidas pelo intemperismo de vários litotipos, indicando dismantelamento de uma crosta laterítica mais extensa.

Geologia estrutural

A análise dos lineamentos foi realizada por fotointerpretação de imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), onde foram definidos os *trends* NW-SE a aproximadamente E-W, que representam zonas de

cisalhamento dúctil, que truncam e transpõem as foliações metamórficas regionais desenvolvidas em regime dúctil. Outros lineamentos de regime rúptil com *trend* NE-SW são de geração posterior. As relações entre os dois regimes são mais claras na porção NW da área de estudo, onde são evidentes as superposições de estruturas tectônicas nas formações ferríferas e nos granitoides. Essa porção da área foi afetada por falhas transcorrentes sinistrogiras com mais de 30 km de extensão, de direção NE-SW, que também deformaram as rochas vulcano-plutônicas da Formação Santa Rosa que afloram no extremo SW da área mapeada, mas não contemplada na Fig. 2.

Em campo observa-se que as zonas de cisalhamento dúctil que seccionam quase todas as unidades litológicas, afetando-as em intensidade variável, chegando a formar milonitos e ultramilonitos, muitas vezes com

bandamento diferenciado. A direção principal da foliação é NW-SE, aproximando-se de E-W na porção leste da área de estudo, e as lineações de estiramento são de médio a alto ângulo, caracterizando o movimento como transpressivo a oblíquo. Essas orientações são comparáveis com as descritas em grande parte da Província Mineral de Carajás e do Domínio de Transição e, muito provavelmente, essas zonas de cisalhamento devem representar a sua continuidade a oeste (Pinheiro & Holdsworth 1997, Costa e Silva *et al.* 2012).

As falhas são de caráter normal e tem alguns quilômetros de comprimento, seguindo preferencialmente a direção NW-SE. Nota-se que algumas dessas estruturas podem ter servido como canais para a acomodação de corpos granitoides tardios, tanto arqueanos (originados a partir de migmatização e pulsos petrologicamente mais evoluídos) como proterozoicos anorogênicos, que estão também algo deformados, sugerindo a existência de fases de reativação tectônica.

Comumente, as rochas da área estão fraturadas em espaçamentos que variam de centímetros a metros, por vezes com preenchimentos de precipitados de quartzo, carbonatos e clorita. Essas fraturas apresentam direções principais NE-SW e NW-SE e, por vezes formam pares conjugados resultantes de esforços compressivos de N para S. Parte dessas fraturas são truncadas por outras fraturas e pequenas falhas de direção N-S, evidenciando ao menos uma nova fase compressiva após sua formação.

Foram também identificadas estruturas circulares e sub-circulares relacionadas a intrusão de granitoides e granitos pórfiros do evento vulcano-plutônico paleoproterozoico Uatumã (Juliani & Fernandes 2010, Lagler 2011) onde a cobertura vulcânica foi erodida, o que sugere que os granitos pórfiros podem ser parte dos condutos subjacentes às unidades vulcânicas. Estruturas circulares maiores associadas às unidades vulcânicas, semelhantes àquelas descritas na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.* 2005), podem representar caldeiras e/ou *cauldrons*, face à distribuição e estratigrafia das vulcânicas intermediárias, félsicas, ignimbritos e tufos de queda (Lagler 2008).

Petrografia

Os estudos petrográficos realizados nas escalas meso- e microscópicas envolveram primeiramente a seleção de amostras representativas das unidades litoestratigráficas, em especial distinguindo-se as rochas metamorfas e/ou deformadas daquelas sem deformação.

A classificação composicional dos granitoides, incluindo os gnaisses, é apresentada nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M (Fig. 5A) e a das rochas máficas no diagrama Pl-Opx-Cpx (Fig. 5B). Os resultados das análises modais e dos cálculos utilizados nos diagramas são apresentados na Tabela 1. Os granitoides, com índices de cor (M) raramente atingindo 10, se distribuem nos campos dos tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Dessa forma, com base na recomendação de Streckeisen (1976), as rochas tonalíticas que apresentam valores de M abaixo ou igual a esse valor foram classificadas como leucotonalitos ou trondhjemitos. Embora a composição modal quando analisada em conjunto defina o *trend* cálcio-alcálico normal de Lameyre & Bowden (1982), a distribuição aponta para bimodalidade, onde granodioritos e monzogranitos compõem um grupo petrológico distinto e, neste caso, o termo "TTG", como redefinido por Moyen & Martin (2012), deve ser aplicado com cautela. Por sua vez, as rochas máficas são classificadas como gabros, com composições próximas do limite do campo dos leucogabros.

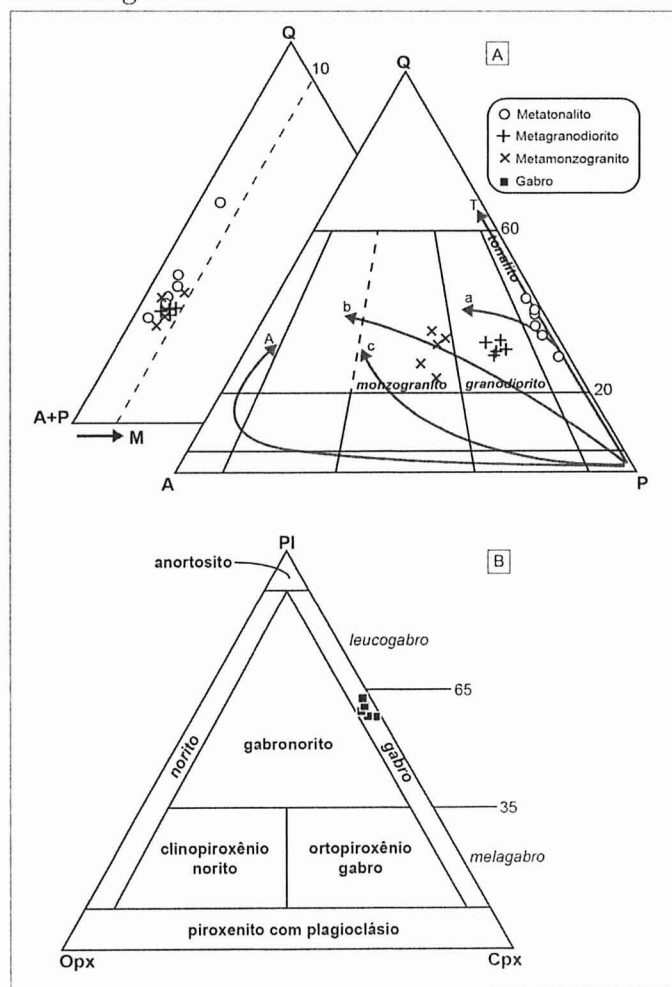


Figura 5 - Diagramas de classificação composicional modal de Streckeisen (1976): A) Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M para os granitoides, B) Diagrama Pl-Opx-Cpx para as rochas máficas.

Tabela 1 - Composições modais dos granitoides e rochas máficas caracterizadas na petrografia.

Variedades	Gnaisses trondhjemiticos						Gnaisses granodioríticos miloníticos				Gnaisses monzograníticos miloníticos				
Amostra	MARC-10	MARC-11	MARC-12	MARC-13A	MARC-13B	MARC-14	MARC-36	MARC-37	MARC-38	MARC-42	MARC-50	MARC-52	MARC-53	MARC-54	MARC-60
Mineral (%)															
Quartzo 1	24,0	40,5	28,0	24,5	28,0	29,5	29,3	28,4	27,0	28,5	32,2	30,0	32,0	25,5	24,4
Quartzo 2	4,9	13,0	4,0	-	-	6,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feldspato potássico	2,6	3,3	2,5	10,2	9,0	3,5	15,0	12,2	15,0	14,5	23,8	25,0	23,0	30,2	32,2
Plagioclásio 1	43,0	17,0	42,5	38,1	37,0	35,0	39,0	43,2	42,0	37,0	24,8	25,5	26,0	21,5	20,0
Plagioclásio 2	18,0	19,0	15,0	17,0	18,0	16,0	7,0	9,0	8,0	14,5	10,5	13,5	15,0	16,0	16,8
Biotita	-	-	-	-	-	-	6,0	5,3	6,0	3,8	5,9	5,5	3,6	3,5	2,2
Anfibólio	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	1,0	2,5	-	-	-	-
Minerais opacos	0,8	0,7	0,5	0,9	0,7	0,8	0,1	0,5	0,5	-	0,1	0,4	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-
Allanita	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Clorita	3,2	1,3	2,5	2,8	1,5	3,0	0,5	0,1	0,5	0,2	-	0,1	0,1	0,3	0,1
Muscovita 1	0,5	2,2	2,0	2,0	1,5	2,8	0,2	1,2	1,0	-	-	-	-	-	-
Muscovita 2	3,0	1,3	1,5	2,0	2,5	2,2	-	-	-	0,3	-	-	0,3	2,5	3,0
Epidoto	-	1,3	1,5	2,0	1,8	1,2	0,2	0,1	-	0,2	-	-	-	0,5	0,3
Sericita	-	-	-	-	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	-	1,0
Acessórios (Ap+Zr)	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Félsicos	92,5	92,8	92,0	89,8	92,0	90,0	91,3	92,8	92,0	94,5	91,3	94,0	96,0	93,2	93,4
Máficos	7,5	7,2	8,0	10,2	8,0	10,0	8,7	7,2	8,0	5,5	8,7	6,0	4,0	6,8	6,6
Feldspato potássico + Pl.	63,6	39,3	60,0	65,3	64,0	54,5	64,6	64,4	65,0	66,0	59,1	64,0	64,0	63,0	69,0
Qtz. + Feldspato potássico	31,5	56,8	34,5	34,7	37,0	39,0	44,3	40,6	42,0	43,0	56,0	55,0	55,0	55,7	56,6
Biotita + Clorita	3,2	1,3	2,5	2,8	1,5	3,0	6,5	5,4	6,5	4,0	5,9	5,6	3,6	3,8	79,0
Anfibólio/ Biotita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,4	-	-	-	-
Q	31,2	57,6	34,7	27,2	30,4	39,4	32,0	30,6	29,3	30,1	35,2	31,9	33,3	27,3	26,1
A	2,8	3,5	2,7	11,3	9,7	3,8	16,4	13,1	16,3	15,3	26,0	26,5	23,9	32,4	34,4
P	65,9	38,7	62,5	61,3	59,7	56,6	50,3	56,2	54,3	54,4	38,6	41,4	42,7	40,2	50,1
Pl./Feldspato potássico	23,5	11,0	23,1	5,4	6,1	14,8	3,0	4,2	3,3	3,5	1,4	1,5	1,7	1,2	1,4

(Tabela 1 - Continuação.)

Variedades	Rochas máficas (diabásios e gabros)				
Amostra	MARC-35	MARC-39	MARC-40	MARC-47	MARC-56
Mineral (%)					
Quartzo 1	0,8	0,6	0,7	0,7	0,5
Plagioclásio 1	39,0	40,0	38,5	41,0	39,5
Plagioclásio 2	15,0	14,5	19,0	16,0	16,0
Biotita	3,5	2,8	3,0	2,5	3,0
Anfibólio	0,5	0,6	0,7	0,6	0,5
Clinopiroxênio	37,7	37,8	36,0	37,2	37,5
Minerais opacos	3,5	3,7	2,1	2,0	3,0
Félsicos	54,8	55,1	58,2	57,7	56,0
Máficos	45,2	44,9	41,8	42,3	44,0
Feldspato potássico + Pl.	54,0	54,5	57,1	57,0	55,5
Qtz. + Feldspato potássico	0,8	0,6	0,7	0,7	0,5
Biotita + Clorita	3,5	2,8	3,0	2,5	3,0
Anfibólio/Biotita	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
Q	1,4	1,0	1,2	1,2	0,8
P	98,5	98,9	98,7	98,7	99,1

Ap = apatita; Zr = zircão; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo; e Q, A e P = valores recalculados e lançados nos diagramas.

Gnaisses trondhjêmíticos

Os gnaisses trondhjêmíticos tem granulação média, cor cinza-clara, comumente com estrutura bandada revelada pela alternância de leitos ricos em plagioclásio, quartzo e cristais de feldspato potássico; e bandas ricas em minerais máficos, representados pela biotita primária e por raros cristais de anfibólio (Fig. 6A). Além disso, identifica-se uma biotita metamórfica, recristalizada a partir da biotita primária e do anfibólio. As bandas mais félsicas possuem textura granoblástica interlobada e granulação média, ao passo que as bandas mais enriquecidas em minerais máficos mostram textura granoblástica de granulação fina ou média, em parte devida à recristalização metamórfica. Relíquias de plagioclásio ígneo (Pl1) ocorrem como cristais subédricos ou anédricos, por vezes tabulares, variando de 2,0 a 3,0 mm de comprimento. Localmente, esses cristais formam porfiroclastos amendoados, devido à deformação superimposta e, comumente, exibem contatos retos ou poligonais, por vezes interlobados, entre si e com quartzo, indicando recristalização e migração de bordas de grãos. Sericita, epidoto, muscovita e clorita ocorrem como fases secundárias em volumes moderados, em especial onde a foliação é mais intensa, chegando a obliterar as geminações em parte dos cristais. O plagioclásio de origem metamórfica (Pl2), constitui a matriz nas bandas félsicas e é comumente fino (0,25 mm) e tem formas granulares, definindo a textura granoblástica. Diante do estágio avançado de deformação nessas rochas, bem como do retrometamorfismo materilizado, a estimativa óptica do teor de anortita nos cristais de plagioclásio foi impossibilitada em função da ausência de geminação. O mesmo é válido para todos os granitoides descritos abaixo.

O quartzo é identificado como porfiroclastos anédricos (Qz1) variando de 0,2 a 8,0 mm, com contatos irregulares entre si, definindo típicas texturas de dissolução sob pressão e migração de bordas de grãos, e interlobado com as demais fases. A segunda geração de quartzo (Qz2) recristalizado dos grãos reliquias ígneos ocorre na matriz, associado com o Pl2. Esses cristais comumente formam trilhas de agregados finos e fitas com texturas de recuperação e recristalização. Ambas as gerações revelam grãos com marcante extinção ondulante e bordas recristalizadas em grãos mais finos (Qz2 e Pl2), devido à deformação.

O feldspato potássico é representado pelo microclínio, produto da recristalização intensa de feldspato ígneo primário. Esses cristais se encontram recristalizados em grãos mais finos, com substituição em proporções variadas por sericita e, tipicamente, se concentram nas bandas félsicas, o que parece indicar segregação tectono-metamórfica. Morfologicamente são ainda observados cristais de álcali-feldspato com seções tabulares e quadráticas, mas predominam formas poligonais irregulares, com granulação variando de 0,5 a 10 mm.

A biotita, de pleocroísmo marrom-avermelhado (XY) a castanho claro (Z), constitui cristais lamelares variando aproximadamente de 0,1 a 1,0 mm nas bandas mais concentradas em minerais máficos, comumente em contatos irregulares com os demais minerais.

A muscovita está presente em cristais lamelares de até 1,0 mm de comprimento, orientados preferencialmente, paralelamente ao bandamento gnáissico, apresentando contatos irregulares com o plagioclásio e o feldspato potássico.

Os cristais de clorita são alongados e se mostram orientados ou formando aglomerados com muscovita e minerais opacos ou, localmente, formando bolsões, provavelmente oriundos de fluidos hidrotermais tardios associados ao cisalhamento.

Os minerais opacos ocorrem em cristais com forma euédrica e associados a cristais poligonais de piritita primários. Finos cristais de anfibólio verde-claro tem comumente clorita associada.

Ocorrem ainda zircão, epidoto e titanita como minerais acessórios primários. Muscovita e epidoto substituem as gerações de plagioclásio, ao passo que minerais opacos e clorita desenvolvem-se a partir da biotita.

As características texturais desses minerais, bem como as feições de campo, indicam metamorfismo na fácies anfibolito, evidenciada pela deformação dúctil dos feldspatos, e retrometamorfismo na facies xisto verde, com cristalização de clorita, epidoto e sericita.

Esses gnaisses gradam para protomilonitos e milonitos nas zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes, como evidenciado pela formação de porfiroclastos sigmoidais de feldspatos e quartzo e pela orientação planar e recristalização dos feldspatos.

Gnaisses granodioríticos miloníticos

Os gnaisses granodioríticos miloníticos possuem cor cinza-claro a cinza-rosado e apresentam características texturais e proporção de matriz em mais de 50 % que permitem classificá-los predominantemente como milonitos, segundo a definição de Sibson (1977). Sua origem está vinculada às zonas de cisalhamento dúctil que afetam gnaisses granodioríticos. Comumente há forte redução da granulação de feldspatos e quartzo, especialmente na matriz milonítica (Fig. 6B). As texturas são granoblásticas e a associação mineral é constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Os minerais acessórios primários são opacos e titanita, ao passo que a clorita ocorre como secundário. A biotita e o anfibólio definem a foliação juntamente com os cristais de quartzo estirados.

A primeira geração de plagioclásio (Pl1) ocorre como porfiroclastos subédricos de 3 a 12 mm, bem como cristais finos com 1 a 3 mm de comprimento que com-

põe a matriz. Esse tipo de plagioclásio comumente tem formas anédricas e, mais raramente, constituem porfiroblastos alongados. Os grãos apresentam quase sempre bordas corroídas e, localmente, contatos suturados e lobados. O plagioclásio 2 ocorre como grãos finos a muito finos ($< 1,0$ mm) distribuídos na matriz quartzo-feldspática e concentrados nos planos onde a foliação milonítica é mais evidente. Esses cristais tipicamente apresentam contatos serrilhados, interlobados, suturado ou irregulares entre si e com os demais minerais. Saussuritização incipiente é comum nessa geração de plagioclásio, indicando importante conteúdo de anortita. Estes cristais formam-se em temperaturas normalmente superiores àquelas compatíveis com a formação da fácies xisto verde.

O quartzo forma porfiroclastos anédricos com bordas irregulares, de tamanho variando entre 0,5 e 3,0 mm. Quando em contato com o plagioclásio 1 apresentam contatos lobados, curvos ou irregulares. Observa-se também uma segunda geração de quartzo, com granulação variando de 0,01 a 1,0 mm, com contatos suturados e retos, formando pequenas trilhas, fitas e agregados de múltiplos grãos poligonais, devido à recrystalização metamórfica tardia. Estes grãos apresentam extinção ondulante e acomodam-se entre os grãos maiores formando uma massa fina, comumente com migração de borda, evidenciada pelo deslocamento da superfície de contato entre dois cristais e crescimento do cristal menos deformado à custa do mais deformado, indicando ser resultado de recrystalização dinâmica.

O feldspato potássico é representado pelo microclínio e constitui porfiroclastos de 2 a 3,5 mm e modalmente pouco representativo, associados aos outros porfiroclastos anteriormente descritos. Também se concentra na matriz, onde mostram características texturais e de contato semelhantes às do plagioclásio tipo 2.

A biotita de pleocroísmo marrom (XY) a castanho-claro (Y) ocorre como cristais placóides de até 15 mm de comprimento, fortemente orientados na foliação milonítica. Localmente, observam-se *mica fish*, em texturas análogas àquelas caracterizadas por (Passchier & Trouw 1996) em milonitos. Localmente, a biotita ocorre inclusa no plagioclásio, sugerindo representar remanescentes de cristais magmáticos da cristalização precoce. Uma segunda geração de biotita de cor marrom, de granulação mais fina que a anterior, ocorre nos interstícios dos cristais maiores, com propriedades ópticas semelhantes às da primeira geração. Os cristais de biotita de ambas as gerações, mas em especial primeiro tipo, mostra-se comumente alterada para clorita e minerais opacos.

O anfibólio é representado por hornblenda com pleocroísmo variando de verde-amarronzado (Z) a verde-oliva (XY) em cristais de tamanho variável entre 0,5 e 2,0 mm de comprimento definindo a foliação milonítica,

indicando que a deformação deu-se em condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito. Localmente a hornblenda contém inclusões de titanita euédrica. Minerais opacos muito finos e zircão representam os minerais acessórios.

Gnaisses monzograníticos miloníticos

Esses gnaisses apresentam cores variando do cinza-esbranquiçado a cinza-rosado e forte foliação milonítica superimposta ao bandamento gnáissico, mais evidente em áreas mais próximas das zonas de cisalhamento dúctil. As feições gerais deste bandamento são semelhantes àquelas descritas anteriormente nos gnaisses granodioríticos. Nas bandas félsicas estão presentes porfiroclastos amendoados e/ou arredondados de feldspatos e quartzo, muito embora cristais tabulares ainda ocorram localmente (Fig. 6C). As bandas mais ricas em minerais máficos têm poucos milímetros de espessura e são formadas exclusivamente por cristais orientados de biotita e raros cristais de actinolita e muscovita.

Os porfiroclastos de plagioclásio do tipo 1 (Pl1) representam relíquias de origem magmática. Esse tem hábitos subédricos e aproximadamente 6 mm de comprimento (Fig. 6E), usualmente com bordas irregulares, localmente em contatos interlobados com a biotita. Sericita e epidoto substituem parcialmente os feldspatos. O plagioclásio do tipo 2 ocorre como cristais anédricos comumente confinados no bandamento gnáissico, com tamanho variando entre 0,3 a 1,5 mm. Esses cristais apresentam bordas irregulares e/ou interlobadas e acompanham os planos de foliação.

O quartzo forma cristais subédricos de 0,3 a 0,8 mm, apresenta-se com marcante extinção ondulante nos cristais maiores, mas pode estar intensamente recrystalizado, resultando em agregados de cristais mais finos, com bordas irregulares e comumente agrupando-se em trilhas (Fig. 6D, F) ao longo da foliação milonítica e, mais raramente, bandamente gnáissico.

O feldspato potássico é representado pelo microclínio, com tamanho variando de 0,8 a 1,5 mm. Os cristais se apresentam fortemente recrystalizados nas bandas félsicas, onde localmente formam texturas em fita ou agrupam-se em trilhas.

A biotita tem hábito lamelar, está fortemente deformada e concentrada em filmes definindo a foliação milonítica, e normalmente está parcialmente alterada para clorita.

Cristais de anfibólio representados por hornblenda de cor verde-oliva (XY) encontram-se comumente associados à biotita.

A muscovita é rara e forma cristais subédricos lamelares finos, comumente com bordas irregulares.

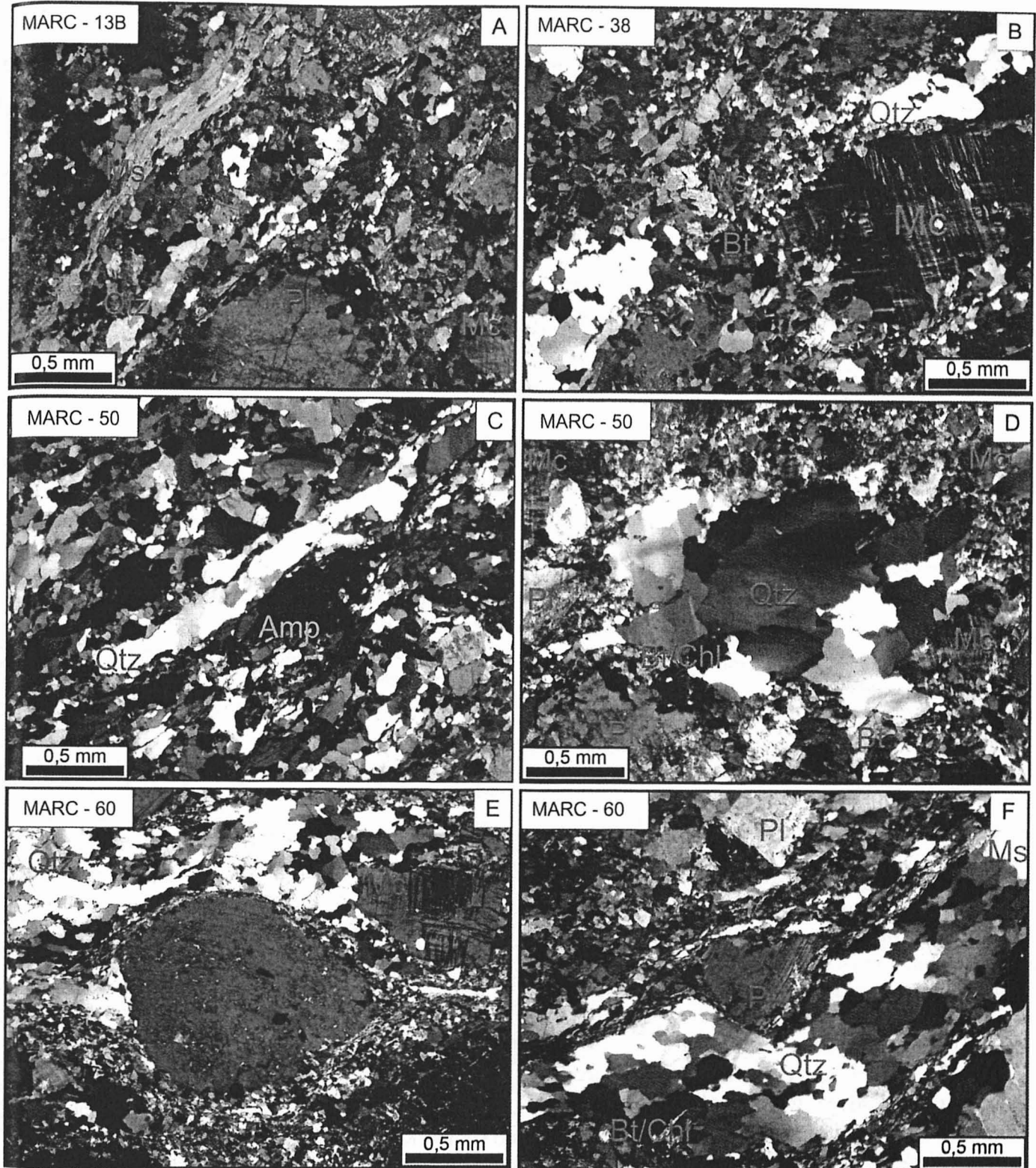


Figura 6 - Feições microestruturais dos gnaisses. A) Lamelas de muscovita (Ms) orientadas segundo a foliação milonítica, com porfiroclasto de plagioclásio (Pl1) e cristais mais finos de microclínio em gnaiss trondhjemítico. Notar agregados de quartzo fortemente estirados e recrystalizados; B) Porfiroclasto de microclínio (Mc) e subgrãos de quartzo (Qtz) em gnaiss granodiorítico milonítico com biotita e muscovita. Notar os agregados de biotita, além de fitas recrystalizadas e bandas intensamente recrystalizadas de granulação muito fina; C) Cristal de hornblenda (Amp) associado às fitas de quartzo em gnaiss monzogranítico; D) Agregado de quartzo com extinção ondulante e subgrãos, indicativo de processos de recuperação e migração de bordas de grãos em gnaiss monzogranítico; E) Porfiroclasto de plagioclásio rotacionado com sombras de pressão com muscovita e quartzo em monzogranito milonítico. Notar a formação de sericita substituindo as bordas do plagioclásio; F) Feições de subgrãos de quartzo com extinção ondulante, em trilhas e fitas relacionado a processos de dissolução e recuperação em monzogranito milonítico. Notar muscovita concentrada em filmes acompanhando a foliação. Todas as fotomicrografias com analisador cruzado.

Xistos

O conjunto de xistos faz parte da sequência meta-vulcanossedimentar do Grupo São Félix, representado por mica xistos e talco xistos. Os Micaxistos incluem rochas finas de cor verde, com xistosidade bem desenvolvida (S1) e marcante clivagem de crenulação (S2). Localmente estão milonitizados, com foliação milonítica orientada preferencialmente segundo NW-SE a E-W com ângulos de mergulho forte entre 60 e 65° para SE. Os micaxistos são formados predominantemente por muscovita, clorita e quartzo, além de raros cristais de biotita e granada, indicando a atuação de metamorfismo regional em condições da fácies xisto verde.

Lentes de talco xisto ocorrem intercalados aos micaxistos, e são formados pelo metamorfismo de rochas ultramáficas, supostamente de protólitos vulcânicos. Comumente essas rochas estão fraturadas e apresentam estruturas tipo *stockworks* de veios quartzo-feldspáticos com marcante textura *comb*, formada pelo crescimento de cristais em espaços vazios, indicativo de remobilização de fluidos durante a fase de metamorfismo dinâmico.

Rochas máficas

As rochas máficas compreendem gabros, diabásio e seus produtos metamórficos (metagabros e metadiabásios) e são de cor verde-escura e negra, de granulação fina ou média ou, isotrópicas ou levemente foliadas. As descrições microscópicas abaixo foram concentradas somente nas rochas isotrópicas.

São constituídas essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio. Óxidos de Fe e Ti (magnetita) e, por vezes sulfetos, figuram como minerais acessórios primários. Carbonato, epidoto e clorita são as principais fases secundárias. Os tipos isotrópicos apresentam predominantemente textura ofítica e, localmente, glomeroporfírica. Os tipos deformados e metamorfizados apresentam texturas granoblásticas e nematoblásticas, esta última quando a foliação é mais intensa.

Os cristais de plagioclásio nos gabros são euédricos, comumente tabulares, tem tamanho variando entre 0,5 e 3,0 mm e contatos retos, por vezes fraturados nas bordas. Estimativas ópticas apontam para composição transicional entre andesina cálcica e labradorita (An_{48-55}) que se encontram parcialmente substituído por carbonato e epidoto. O clinopiroxênio é representado pela augita, que forma cristais subédricos de 0,2 a 1,2 mm, que englobam o plagioclásio, caracterizando a textura subofítica. Epidoto, carbonato e clorita ocorrem como fases secundárias substituindo esse mineral. As mesmas feições petrográficas são identificadas nos diabásios, porém mais finas e, localmente, de difícil reconhecimento em função de hidrotermalismo.

DISCUSSÃO

Metamorfismo

As suítes TTG são constituintes principais de terrenos arqueanos de vários continentes. Na revisão de Moyen & Martin (2012) essas suítes são definidas como associações de rochas plutônicas isotrópicas ou levemente foliadas, metamorfizadas em diferentes intensidades, com ortognaisses e complexos gnáissico-migmatíticos invadidos por diques máficos e/ou félsicos. Apesar de ter uma conotação mais ampla, englobando granitoides ricos em potássio, leucossomas e restitos, anfibolitos e metapelitos. O termo “complexo de gnaisses cinza”, que formam a base rochosa dos crátons arqueanos, tem sido aplicado em muitos casos como sinônimo de suíte TTG. Porém, os autores supracitados restringem o termo TTG para os granitoides e/ou metagranitoides ricos em sódio, e criticam a aplicação do termo “suíte”, sugerindo que se trata de três tipos de rochas que compartilham semelhanças petrográficas e petrológicas em ambientes tectônicos mistos. De fato, a base de dados de Moyen (2011) mostra que somente 50 % das amostras de gnaisses arqueanos são TTG e a outra parte é produto de reciclagem crustal importante que já ocorria no Arqueano.

De acordo com Condie (1981), os terrenos arqueanos podem ser divididos em três associações: (1) terrenos granito-greenstone metamorfizados na fácies xisto verde a anfibolito superior, (2) terrenos de alto grau, metamorfizados nas fácies anfibolito médio a granulito, e (3) bacias sedimentares cratônicas afetadas por metamorfismo de grau muito baixo. A relação da tectônica de placas com aquela que vigorou no Arqueano ainda é uma incógnita e tem sido constantemente debatida (de Wit 1998, Hamilton 1998). A sua existência no Arqueano é controversa, pois as associações minerais metamórficas de ambiente tipicamente orogênico que indicam gradiente geotérmico da ordem de 15 °Ckm⁻¹ ou menor, ainda não foram registradas sistematicamente em terrenos arqueanos. Porém, Moyen *et al.* (2006) mostraram que no terreno granito-greenstone de Barberton, no leste do Cráton Kaapval, África, os anfibolitos supracrustais com paragênese granada e albita se formaram sob pressão entre 12 e 15 kbar e temperatura entre 600 e 650 °C, condições essas que indicam gradiente geotérmico entre 12 e 15 °Ckm⁻¹, semelhante àqueles encontrados em zonas de subducção recentes. Diante desse quadro, a existência de granitoides, rochas gabróicas e supracrustais arqueanas na região de Carajás (Feio *et al.* 2012, Feio *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013) afetadas por eventos tectono-metamórficos sugere que esses terrenos podem representar porções relativamente mais profundas de orógenos do Cráton Amazônico, posteriormente deformadas em zonas de cisalhamento dúcteis.

As características das rochas descritas neste trabalho indicam que o embasamento arqueano na região de Vila Tancredo Neves foi afetado por, ao menos, dois importantes e distintos eventos tectono-metamórficos. O primeiro deles foi um metamorfismo regional representado por: a) rochas metavulcanossedimentares e granitoides foliados e metamorfisados na fácies xisto verde, na zona da granada; b) gnaisses e metabasitos metamorfisados na fácies anfibolito médio, e c) gnaisses mais ou menos migmatizados na fácies anfibolito médio a alto. Esse conjunto parece indicar a exposição de rochas de níveis crustais variados na região. Após esse evento houve o desenvolvimento de importantes zonas de cisalhamento dúcteis de direções predominantes NWW-SEE, responsáveis pela formação dos milonitos a ultramilonitos descritos. Este quadro geológico é comum em vários terrenos arqueanos do mundo e reforçam a necessidade de reavaliação dos trabalhos desenvolvidos nos últimos anos, sem uma abordagem estrutural, tectônica e metamórfica.

Interpreta-se que o(s) evento(s) metamórfico(s) regional(is) deu(ram)-se no Arqueano, uma vez que os gnaisses foram afetados, após o metamorfismo regional, pela continuidade do Sistema Transcorrente Carajás (Pinheiro & Holsdsworth 1997), desenvolvidas no Mesoarqueano com reativações no Neoarqueano. Adicionalmente, há pouco efeito de deformação na cobertura vulcânica Uatumã (ca 1,88 Ga), o que permite posicionar esses eventos metamórficos como anteriores ao Paleoproterozoico.

As relações de contato das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas Uatumã com rochas metamórficas da fácies xisto verde a anfibolito permitem também inferir um importante evento de exumação posterior ao metamorfismo regional, com as rochas da facies anfibolito tendo alcançado níveis crustais superiores quando do evento vulcânico Uatumã. As discontinuidades crustais representadas pelas zonas de cisalhamento podem também ter servido de conduto para o magmatismo Uatumã, de acordo com as interpretações de Juliani & Fernandes (2010), o que também permite posicionar este evento deformacional como pré-Proterozoico. Mais recentemente, dados isotópicos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidos em três amostras de granitoides milonitizados, mostraram que o cronômetro Pb-Pb foi aberto em aproximadamente 2,5 Ga, possivelmente registrando a idade do metamorfismo dinâmico nessas rochas (Pereira 2013). Esses resultados indicam também que o metamorfismo regional, prévio ao dinâmico, foi mais antigo que 2,5 Ga.

A partir dos resultados do presente trabalho é recomendável o desenvolvimento de mais estudos sistemáticos e com outros enfoques na região, tanto estruturais e metamórficos (incluindo geotermobarométricos) como geocronológicos, para discriminação dos metagranitoides

e dos granitoides gerados em eventos magmáticos posteriores ao metamorfismo regional, ou até mesmo vinculados aos complexos migmatíticos, evitando assim a aglutinação de rochas de origem distinta em unidades híbridas, em função de análises geocronológicas pontuais e com pouco controle estratigráfico. Estes estudos permitirão ainda a definição de fases de compressão e descompressão em eventual ambiente orogênico, contribuindo com o quadro geodinâmico regional e inferências a respeito de potenciais metalogenéticos (Hopgood 1984).

Potencial metalogenético

O estudo das características geológicas, incluindo análises estruturais e estudos metamórficos nas unidades aflorantes na região de Tancredo Neves fornece importantes subsídios para o estabelecimento do potencial para ocorrência de depósitos minerais, sobretudo do tipo ouro orogênico. Depósitos de ouro em cinturões orogênicos fanerozoicos e crâtons pré-cambrianos podem ser agrupados em dois grupos: a) depósitos de ouro orogênico, que são predominantes e caracterizados por serem contemporâneos à deformação, ao metamorfismo regional e ao magmatismo durante processos orogênicos de margem continental ativa; e b) depósitos de ouro relacionados a intrusões de granitoides com estado de oxidação relativamente reduzido (Goldfarb *et al.* 2005). Os primeiros são definidos como depósitos epigenéticos em veios e estruturalmente hospedados em zonas de cisalhamento em terrenos metamórficos da fácies xisto verde a anfibolito, em especial na transição de ambas e nas proximidades de intrusões de granitos (Berger 1986).

Segundo Goldfarb *et al.* (2005), a maioria das províncias produtivas de ouro em cinturões metamórficos se associa a grandes estruturas na crosta terrestre. Muitas das estruturas mineralizadas não são falhas simples, compondo estruturas segmentadas que evoluíram em vários eventos de deformação. Falhas regionais de primeira ordem, como aquelas presentes na região estudada, apesar de constituírem excelentes condutos para circulação do enorme volume de fluidos necessários para formar depósitos de ouro filoneanos de classe mundial, raramente hospedam os minérios. As estruturas de segunda e terceira ordem seriam os locais mais apropriados de deposição do minério. Essas estruturas são representadas geralmente por fraturas e falhas menores com mobilidade hidrotermal de material silicático e carbonático, comuns na área de estudo e na Província Mineral de Carajás (Macambira & Vale 1997, Costa e Silva *et al.* 2012, Jesus *et al.* 2013).

Falhas subverticais também representam importantes condutos crustais para percolação de fluidos (Kerrick 1986) e, normalmente, se trata de um sistema de falhas que tem uma história estrutural complexa e

de longa duração, que comumente começa com estágio compressional que geram falhas inversas que, em alguns casos, evoluem para sistemas transcorrentes (Robert & Poulsen 2001). Essas mudanças nos campos de tensões regionais podem ser fundamentais para a migração de fluidos, propiciando a formação de depósitos minerais.

O evento metamórfico regional, as estruturas tectônicas, notadamente as zonas de cisalhamento e as condições metamórficas de sua formação descritas neste trabalho são muito semelhantes àquelas descritas em terrenos vulcanossedimentares arqueanos com importantes depósitos de ouro orogênico (Groves *et al.* 1998, Hagemann & Cassidy 2000, Dubé & Gosselin 2007) e há várias ocorrências de ouro secundário na região. Essas condições metamórficas correspondem a profundidades médias na crosta, nas quais o ouro é preferencialmente precipitado (Bierlein & Crowe 2000). As razões específicas para a associação de ouro na fácies xisto verde permanecem pouco definidas, porém Goldfarb *et al.* (2005) enumera algumas possibilidades: (1) o fato de que um grande volume de fluidos é gerado a partir de reações de devolatização e desidratação na transição entre as fácies anfibolito e xisto verde e liberado na segunda; (2) a zona rúptil-dúctil, que é estruturalmente favorável à formação desse tipo de depósito, situa-se pouco acima desta transição; (3) o foco do fluido e a separação de fases são mais prováveis de ocorrer em regime de pressão e temperatura da fácies xisto verde; e (4) a solubilidade dos complexos de ouro mostram uma queda acentuada em temperaturas da fácies xisto verde, favorecendo sua deposição.

CONCLUSÕES

Os resultados apresentados nesse estudo mostram que o núcleo Arqueano da Província Mineral de Carajás, que se estende até a região de Vila Tancredo Neves, é formado por um complexo de rochas ígneas deformadas e metamorfasadas regionalmente e em zonas de cisalhamento em diferentes intensidades, bem como por rochas supracrustais do *greenstone belt* do Grupo São Félix. Assim, diante das correspondências geológicas e petrográficas das rochas aqui estudadas com as de outras

partes da Província Mineral de Carajás, como na região de Tucumã, Água Azul do Norte, Xinguara e Canaã dos Carajás (DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Feio *et al.* 2013), sugere-se que deva haver continuidade nesse padrão tectono-metamórfico, tanto lateral quanto vertical, em direção à porção mais a leste de São Félix do Xingu, na região denominada Domínio de Transição. Essa continuidade justifica a proposta de reavaliação e separação cartográfica e litoestratigráfica das rochas ígneas e metamórficas e a caracterização dos processos deformacionais, contribuindo dessa forma para evolução geológica da região.

O conjunto de rochas metamórficas regionais da fácies xisto verde e, localmente, anfibolito, juntamente com o padrão estrutural definido para a região, constituído por zonas de cisalhamento dúcteis, fraturas e veios, associado às condições metamórficas que as rochas foram submetidas, podem ser importantes indicadores de que a área apresenta potencialidades para depósitos auríferos orogênicos. Nesse contexto, as áreas em que ocorrem as interseções entre os regimes dúcteis e rúpteis, região mais a norte de Vila Tancredo Neves, seriam as mais favoráveis para a deposição de metais.

Adicionalmente, a presença de metapelitos, formações ferríferas bandadas e rochas metamáficas e metaultramáficas com sulfetos sugere potencial para depósitos de sulfetos maciços hospedados em rochas vulcânicas em ambiente de fundo oceânico (*volcanic-hosted sulphide deposits* ou VHMS).

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem: à CAPES (Processo 0096/05-9) e CNPq (Processos 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3 e 550342/2011-7) pelo apoio financeiro; à UFPA pela concessão de bolsa de Iniciação Científica para o primeiro autor. Nós agradecemos também aos dois revisores pelos comentários e críticas úteis e construtivas, o que melhorou significativamente o texto. Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT de Geociências da Amazônia (Processo CNPq/MCT/FAPESPA nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2):1-29.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: 7º Congresso Latinoamericano de Geologia. Belém, Anais, v. 1, p. 324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Júnior F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):454-460.
- Berger B.R. 1986. Descriptive Model of Low-sulphide Au-quartz veins. In: Cox D.P. and Singer D.A. (Editores), *Mineral Deposit Models*. U.S. Geological Survey, p. 239-243.

- Bierlein F.P., Crowe D.E. 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13:103-139.
- Chayes F. 1956. *Petrographic Modal Analysis*. New York, John Wiley & Sons, 113 p.
- Condie K.C. 1981. *Archaean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- Costa e Silva E., Silva A.M., Bemfica Toledo C.L., Mol A.G., Otterman D.W., de Souza S.R.C. 2012. Mineral Potential Mapping for Orogenic Gold Deposits in the Rio Maria Granite Greenstone Terrane, Southeastern Pará State, Brazil. *Economic Geology*, 107(7):1387-1402.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Arquean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, v. p. 97-150.
- De Wit M.J. 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research*, 91(1-2):181-226.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anexos, v. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais, p. 11-54.
- Dubé B., Gosselin P. 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In: Goodfellow W.D. (Editor), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, St. John's, p. 49-73.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 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., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157-185.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri Misas C.M. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4):351-368.
- Fettes D.J., Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 244 p.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Júnior. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):201-211.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.L., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. 100th Anniversary Volume of Economic Geology:407-450.
- Groves D.L., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5):7-27.
- Hagemann S.G., Cassidy K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. In: Hagemann S.G. and Brown P.E. (Editores), Gold in 2000. Society of Economic Geologists, p. 9-68.
- Hamilton W.B. 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2):143-179.
- Hopgood A.M. 1984. Structural evolution of Svecokarelian migmatites, Southern Finland: a study of Proterozoic crustal development. *Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth sciences*, 74:229-264.
- Jahn B.-M., Glikson A.Y., Peucat J.J., Hickman A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9):1633-1652.
- Jesus A.J.C., Fernandes C.M.D., Cruz R.S., Nascimento T.S., Juliani C., Misas C.M.E., Lagler B. 2013. Geologia e potencial metalogenético das rochas Arqueanas da região de Vila Tancredo, norte de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: 3º Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado, v. p. CD-ROM.
- Juliani C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4):167-179.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1-4):95-125.
- Kerrick R. 1986. Fluid transport in lineaments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 317:219-251.
- Lagler B. 2008. *Geologia e petrografia do sistema vulcano-plutônico na região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 63 p.

- Lagler B. 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- Lameyre J., Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186.
- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: London, 193 p.
- Macambira E.M.B., Ferreira Filho C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. In: Klein E.L., Vasquez M.L. and Rosa-Costa L.T. (Editores), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, p. 318.
- Macambira E.M.B., Vale A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará, CPRM, Brasília.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajas area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49(3-4):329-354.
- Mackenzie W., Guilford C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, Halsted, 148 p.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2):1-24.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., 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.
- Moyen J.-F. 2011. The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos*, 123(1-4):21-36.
- Moyen J.F., Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148:312-336.
- Moyen J.F., Stevens G., Kisters A. 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barber-ton terrain, South Africa. *Nature*, 442(7102):559-562.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 289 p.
- Pereira D.F. 2013. *Contribuição à granitogênese arqueana da região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 73 p.
- Pinheiro R.V., Holsdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 154:99-103.
- Robert F., Poulsen K.H. 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 14:111-155.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.L., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitóides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 8(3):325-354.
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133(3):191-213.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12:1-33.
- Sylvester P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K.C. (Editor), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, p. 261-314.
- 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. and Brito Neves B.B. (Editores), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. BECA, São Paulo, p. 471-486.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: 2º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Belém, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, v. p. 28.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *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*: Belém, CPRM.