



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

SAULO DA SILVA NUNES

"AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DAS UNIDADES ARQUEANAS DA
REGIÃO DE VILA TANCREDO, N DE SÃO FELIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO"

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO–2013

SAULO DA SILVA NUNES

"AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DAS UNIDADES ARQUEANAS DA
REGIÃO DE VILA TANCREDO, N DE SÃO FELIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO"

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará -
UFPA, em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO– 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

- N972a Nunes, Saulo da Silva
Avaliação do potencial metalogenético das unidades Arqueanas da região de Vila Tancredo, N de São Felix do Xingu (PA), Cráton Amazônico/ Saulo da Silva Nunes – 2013
61 f. : il.
Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.
1. Metalogenia. 2. SMV. 3. Lode orogênico. 4. Cráton Amazônico. I. Fernandes, Carlos Marcello Dias, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22ª ed.: 553.109811

SAULO DA SILVA NUNES

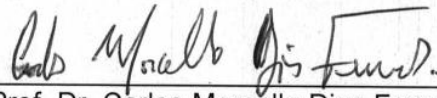
"AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DAS UNIDADES ARQUEANAS DA REGIÃO DE VILA TANCREDO, N DE SÃO FELIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO"

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

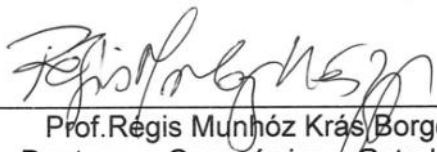
Data da Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

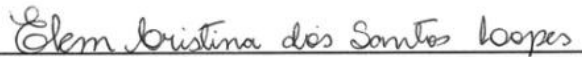
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes -
Doutor em Mineralogia e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Régis Munhóz Krás Borges
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Geól. Elem Cristina dos Santos Lopes - Membro
Mestre em Geologia
Serviço Geológico do Brasil (CPRM)

Agradeço à minha família e aos meus amigos de turma que se tornaram igualmente importantes para mim.

AGRADECIMENTOS

- à Faculdade de Geologia;
- ao Professor Carlos Marcello Dias Fernandes pela orientação, paciência, compreensão e por ter me proporcionado desenvolver o trabalho com o auxílio de bolsa de Iniciação Científica;
- ao Seu Natalino por ter me auxiliado, sem impor dificuldades, nas análises de perda ao fogo;
- aos colegas Luciano Castro, Kauê Seoane e Lucios Campos, pela ajuda na Oficina de Preparação de Amostras (OPA);
- aos bolsistas do LCM-UFPA;
- ao Loba por ter auxiliado na formatação deste trabalho;
- a toda a família Geologia 2009, pelo convívio ao longo desses quatro anos e meio de curso que mostraram que as nossas diferenças não foram empecilhos para a construção de grandes amizades;
- ao colega e amigo João Paulo Queiroz por ter se tornado, ao longo desse curso, um verdadeiro irmão para mim (muitas vezes um verdadeiro pai);
- aos colegas Luciano Castro (mongol), Alex Nina (loba doida), Paulo Sérgio Costa (Zé), Kauê Seoane, Bruno Portugal, Jhon Afonso, Luiz Kennedy (queichinho), Almir Costa, Thainá Cunha, Douglas Pereira, Thomas Adam, Raoni Morasche, Andrew Melo e Pablo Dimitre por termos estreitado os laços de amizade e companheirismo com o passar do tempo nesse curso;
- ao meu pai por ter me apresentado essa maravilhosa ciência chamada Geologia;
- à minha mãe por ser a fonte das minhas forças ao longo de toda vida;
- aos meus irmãos Silas, Sidney e Silmara, por me aturarem todos os dias de suas vidas;
- ao apoio financeiro do projeto *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos do vulcano –plutonismo paleoproterozóico da região NE de SãoFélix do Xingu (PA), Cráton Amazônico* (CNPq Universal 2011 – Processo 475164/2011-3), coordenado pelo Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes;
- e a Deus por ser a fonte das minhas forças, por iluminar a minha mente para o aprendizado e por me conceder o privilégio de vivenciar esse momento de conclusão do curso.

*“Quem não quiser se equivocar
deve construir sua hipótese
derivada de experiência sensível
sobre um fato, e não supor um
fato devido a essa hipótese”*

John Locke

RESUMO

Avaliação do potencial metalogenético das unidades arqueanas da região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico. O objetivo central deste trabalho foi avaliar, com base na integração dos dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos disponíveis na literatura e outros agora obtidos, o potencial para depósitos minerais associadas à parte das rochas arqueanas e cobertura laterítica que ocorrem na região de Vila Tancredo, visto que os poucos empreendimentos mineradores têm como foco depósitos supergênicos. Foram realizados levantamentos bibliográficos, seleção de amostras, descrição petrográfica tanto por microscopia óptica quanto MEV. Para complementar a petrografia foi realizada análise mineralógica por difração de raios-x e análise química por fluorescência de raios-x. O padrão estrutural e metamórfico da região foi comparado à literatura e sugere potencialidade para a ocorrência de mineralizações auríferas do tipo lode orogênico; bem como sulfeto maciço vulcanogênico. A mineralogia das lateritas é constituída por óxido-hidróxido de ferro, argilominerais e quartzo, tendo muscovita como mineral reliquiar e cromita representando também um mineral resistente ao intemperismo. A análise química permitiu classificar as lateritas como ferruginosas. A relação entre os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 permitiu definir os níveis de laterização variando de incipiente a intenso. Quanto aos elementos traço, a análise mostrou que as amostras apresentam concentrações significativas de Co, Ni, Cr e Cu, sendo que a amostra Marc 32 é a que apresenta os maiores teores desses elementos. Esses elementos representam associações comuns em muitas crostas lateríticas. O Cr elevado, em particular, reflete a ocorrência de cromita e uma provável procedência de rochas ultramáficas e máficas.

Palavras-chave: Metalogenia. SMV. Lode orogênico. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

Evaluation of metallogenic potential of the archean units from the Vila Tancredo region, N of São Félix do Xingu (PA), Amazonian Craton. The aim of this work was to evaluate, based on the integration of geological, petrographic, mineralogical, and geochemical data available in the literature and others now obtained, the potential for mineral deposits associated with the part of the archean rocks and laterite occurring in the Vila Tancredo region, since the few mining companies focuses supergene deposits. We conducted selection of samples, and petrographic description by optical microscopy, and SEM analyses. The petrography was complemented by X-ray diffraction and chemical analysis by X-ray fluorescence. The structural and metamorphic pattern was compared to the literature and suggests potential for the occurrence lode-type orogenic gold deposit; as well VHMS. The mineralogy of laterites consists of iron oxide-hydroxide, clay, and quartz, with muscovite, and chromite also representing a mineral resistant to weathering. Chemical analysis allowed classify as ferruginous laterites. The relationship between SiO_2 , Al_2O_3 , and Fe_2O_3 allowed defining levels laterization ranging from incipient to intense. Regarding trace elements, the analysis showed that the samples show significant concentrations of Co, Ni, Cr, and Cu, and the Marc 32 sample shows higher content of these elements. These elements represent associations common in many lateritic crusts. The high Cr content, in particular, reflects the occurrence of chromite and a probable origin from ultramafic and mafic rocks.

Keyword: metallogeny.VHMS.Orogenic Lode.AmazonianCraton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa Geológico da região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu. 14
- Figura 2 - Mapa de Localização da localidade de Vila Tancredo, centro sul do Pará, Município de São Félix do Xingu..... 17
- Figura 3- Distribuição geográfica das principais regiões e corpos isolados lateríticos conhecidos na Amazônia. 1. Gurupi (Pará-Maranhão), 2. Paragominas-Capim (Pará), 3. Carajás (Pará), 4. Baixo Amazonas (Pará): a. Trombetas, Nhamundá e Faro, b. Almeirim, Monte Dourado e Felipe, 5. Pitinga (Amazonas), 6. Cassiporé (AP); 7. Vila Nova (AP); 8. Serra do Navio (AP); 9. Tucuruí (PA); 10. Quatipuru (PA); 11. Manaus (AM), 12. Maraconaí (PA) 13. Maicuru (PA); 14. Seis Lagos (AM)..... 27
- Figura 4- Perfil geológico simplificado de lateritos imaturos autóctones na Amazônia..... 28
- Figura 5- Perfil geológico simplificado de lateritos fosfáticos maduros autóctones na Amazônia..... 29
- Figura 6 - Localização das principais reservas minerais do estado do Pará.... 30
- Figura 7- Contato entre o Granito Mocambo e a sua Encaixante vulcânica..... 34
- Figura 8- Tipos de depósitos de ouro em terrenos metamórficos. Depósitos orogênicos epizonais, mesozonais e hipozonais de ouro estão associados com o fluxo regional de fluido ao longo das principais zonas de falhas profundas da crosta terrestre, e se formam a uma profundidade de 2 a 20 km. 39
- Figura 9 - Material de preenchimento de falhas e faturas constituído por material silicático mais comumente por quartzo (A,B,C e D)..... 41
- Figura 10 - Padrões das estruturas rúpteis do terreno em nível de afloramento. (A, B e C) denso fraturamento localmente preenchido por material silicático e carbonático.(D) fraturas constituindo pares conjugados. . 42
- Figura 11 - (A,B,C e D) Aspectos em campo da extensa cobertura laterítica que ocorre associada aos litotipos arqueanos caracterizados na região de Vila Tancredo. 43
- Figura 12-(A,B,C e D) Aspectos texturais macroscópicos, os quais são marcados por nódulos de óxido de ferro e um aspecto cavernoso/poroso. 44
- Figura 13-Fotomicrografias destacando os aspectos texturais microscópicos: A) Quartzo anguloso com diferentes granulações conferindo um aspecto brechóide à rocha; B) Nódulos de óxido de ferro com núcleos opacos; C) Pisólitos de óxido-hidróxido de ferro; e D) Amostra com elevado conteúdo de quartzo (superior a 15%). 45
- Figura 15 -Fotomicrografia (MEV) da amostra P07 Marc destacando a (A) ocorrência de mica branca como mineral reliquiar e (B e C) o aspecto anguloso dos cristais de hematita envoltos por um plasma

argiloferruginoso. Mv–muscovita; Qtz – quartzo; OxH – òxido-hidróxido de Ferro. 48

Figura 16- Amostra Marc 32 DRX contendo cromita - (A) ocorrência de cromitareliquiaranédrica; (B) cromita sobre superfície pseudomórfica; (C) cromitas dispersas na massa de óxido-hidróxido de ferro. Qtz – quartzo; Crm – cromita. 50

Figura 17- Diagrama Ternário mostrando a variação dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 no decorrer de alteração das rochas. 54

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivos.....	15
1.2	Justificativa	15
1.3	Localização da área de estudo.....	16
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	18
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
3.1	Geologia e petrografia das rochas arqueanas da região de vila trancredo	20
3.2	Principais tipos de depósitos lateríticos	23
3.3	Lateritas da amazônia	26
3.4	Potencial mineral do estado do Pará.....	29
3.5	Atividades mineradoras no município de São Félix do Xingu.....	32
4	MATERIAS E MÉTODOS	35
4.1	Pesquisa bibliográfica.....	35
4.2	Amostragem	35
4.3	Petrografia	35
4.4	Difração de raios-x	35
4.5	Microscopia eletrônica de varredura.....	36
4.6	Análise química por fluorescência de raios-x	36
4.6.1	Perda ao fogo.....	36
4.6.2	Fluorescência de raios-x.....	37
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	38
5.1	Avaliação do potencial da região para ouro orogênico.....	38
5.2	Potencial metalogenético da cobertura laterítica	42
5.3	Caracterização textural e mineralógica	43
5.4	Caracterização geoquímica	52
6	CONCLUSÕES	56
	REFERÊNCIAS.....	58

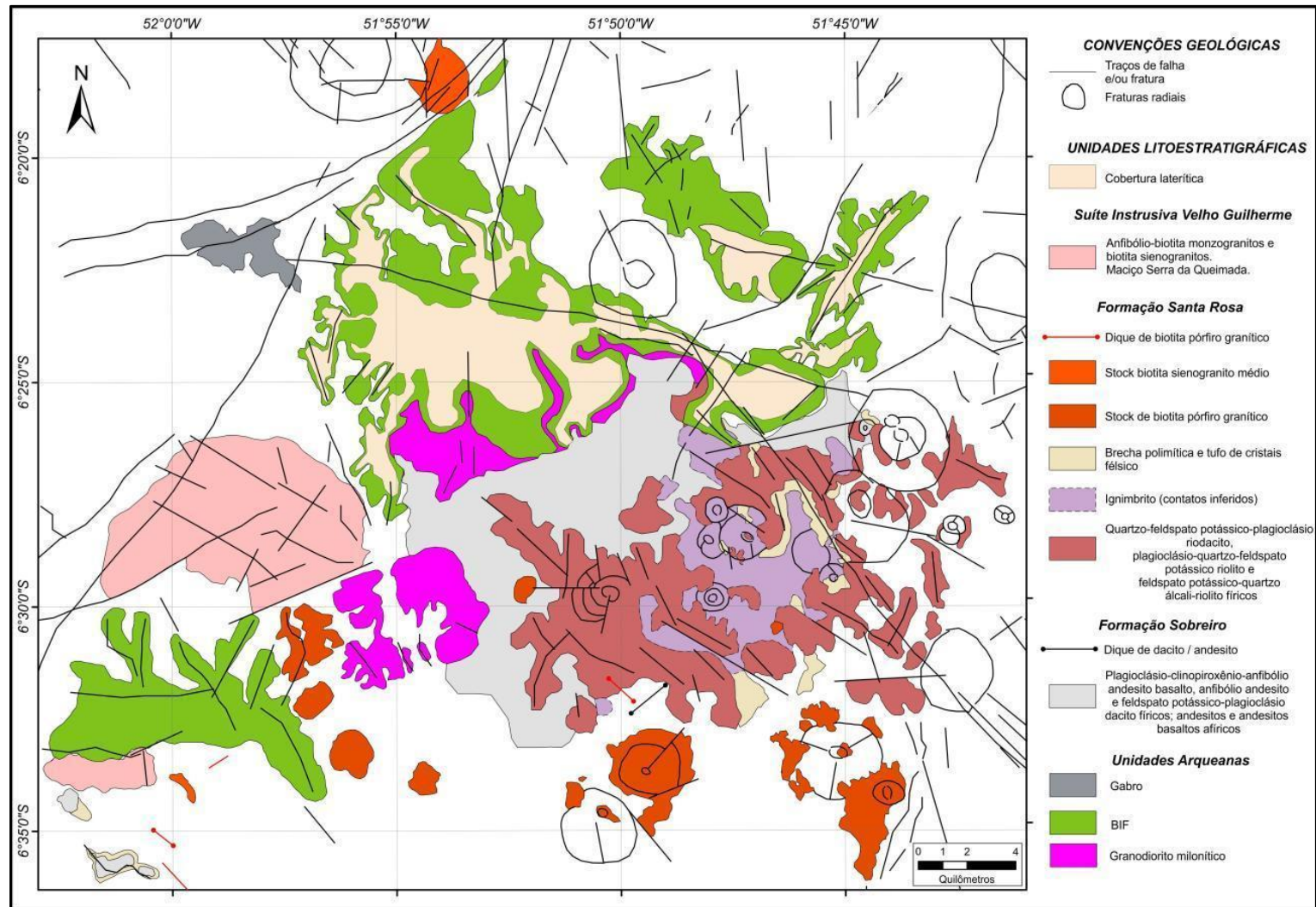
1 INTRODUÇÃO

A região de Vila Tancredo (Figura 1), N do município de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, abrange porções arqueanas pobremente conhecidas representadas por unidades do Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP) e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (ARAÚJO et al., 1988); unidades vulcânicas intermediárias e félsicas de idade paleoproterozóica; conjuntos intrusivos máficos-ultramáficos e ácidos, paleoproterozóicos e mesozóicos; coberturas sedimentares plataformais mesoproterozóicas e coberturas sedimentares cenozóicas (LAGLER, 2011; MACAMBIRA; VALE, 1997).

Grande parte dos trabalhos desenvolvidos até agora na região foram apenas de escala regional (1:250.000), possibilitando somente a individualização do Grupo São Félix; Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria (MACAMBIRA; VALE, op.cit.). Litologicamente é composta por uma associação ígneo–metamórfica de granitóides foliados e milonitizados; corpos e diques máficos; xistos micáceos; formações ferríferas bandadas e restos de migmatitos (MACAMBIRA; VALE, op.cit.; JESUS, 2012). Ampla cobertura laterítica é identificada nesta área, porém pouco se sabe a respeito da sua gênese e relação com as rochas encaixantes. Nos últimos anos, apenas os granitóide sanorogênicos paleoproterozóicos da Suíte Velho Guilherme (TEIXEIRA et al., 2002) e o vulcano–plutonismo das formações Sobreiro e Santa Rosa mereceram estudos detalhados multifocados (FERNANDES et al., 2011; LAGLER, op.cit.).

Diante desse quadro, avaliou-se neste trabalho a prospectividade da cobertura laterítica com base na sua caracterização mineral e textural, visto que os poucos empreendimentos mineradores da região tem como foco depósitos que passaram por enriquecimento supergênico (níquel laterítico e cassiterita aluvionar). Paralelamente, a presença de rochas granitóides e máficas metamorfasadas nas fácies xisto verde e anfibolito fornece subsídios para avaliação de ocorrências de mineralizações auríferas associadas e comumente vinculadas a grandes estruturas regionais.

Figura 1 - Mapa Geológico da região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu.



Fonte:Lagler, (2008) eJesus (2012).

O presente trabalho representa um esforço conjunto entre o “*Grupo de Metalogênese*” do IGUFPA e o Grupo de Pesquisa “*Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos*”, do IGUSP. Trata-se da continuidade das pesquisas iniciadas pelo Geólogo Aginaldo José Corrêa de Jesus para o seu Trabalho de Conclusão de Curso desenvolvido na FAGEO de Marabá.

1.1 Objetivos

O objetivo central deste trabalho foi avaliar, com base na integração dos dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos disponíveis na literatura e outros agora obtidos, o potencial para depósitos minerais associadas à parte das rochas arqueanas e cobertura laterítica que ocorrem na região de Vila Tancredo, N do município de São Félix do Xingu. Diante desse quadro, os objetivos específicos foram:

- ✓ Caracterizar mineralógica-, petrográfica- e quimicamente as rochas laterizadas, bem como classificá-las conforme a literatura especializada;
- ✓ Compilação dos dados petrográficos e geológicos disponíveis na literatura, tendo como base o mapa elaborado por Jesus (2012);
- ✓ Comparar os dados de metamorfismo e estruturais existentes na região com aqueles de áreas arqueanas historicamente portadoras de depósitos minerais polimetálicos, propiciando, dessa forma, o estabelecimento de áreas-alvo para pesquisas minerais e contribuindo para a elaboração de modelos prospectivos.

1.2 Justificativa

A Província Mineral de Carajás e adjacências desempenham papel estratégico importante para o Brasil e, particularmente, para o Estado do Pará, pois hospedam em seu subsolo importantes depósitos minerais de ferro, cobre, zinco, alumínio, ouro, manganês, estanho e platinóides. Datam da década de 50 as primeiras iniciativas de investigação geológica na região, quando da execução do Projeto Araguaia, que objetivou, através de um amplo recobrimento aerofotogramétrico, avaliar o seu potencial mineral. No início da

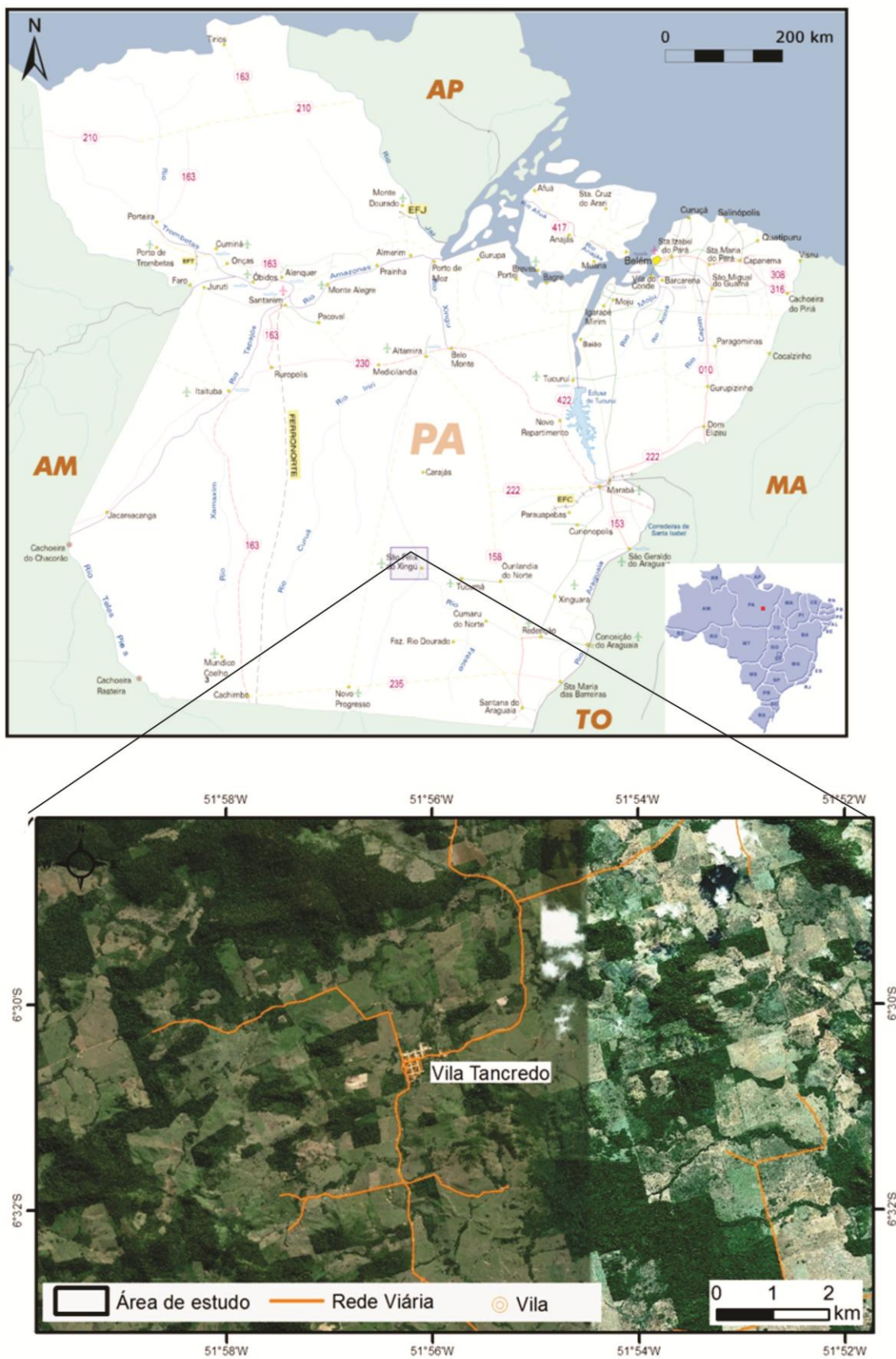
década de 70, passou-se a aplicar métodos de investigação mais sofisticados, como o uso de imagens de radar aerotransportado (Projeto RADAMBRASIL), cuja contribuição possibilitou a descoberta de importantes jazidas de ferro e de outros bens minerais, bem como melhorou enormemente o conhecimento geológico da Província.

Contudo, algumas áreas ainda não mereceram estudos integrados e detalhados que permitam estabelecer potenciais alvos para pesquisa mineral, entre elas a região de São Félix do Xingu. Nas décadas de 80 e 90, apenas os maciços granitóides do Tipo-A da Suíte Intrusiva Velho Guilherme tinham projetos de exploração para depósitos secundários (aluvionar) de cassiterita, além de outros metais de base. Assim, diante da associação litológica existente em grande parte da região de São Félix do Xingu e da relativa proximidade à Província Mineral de Carajás, há necessidade de desenvolvimento de estudos focados na avaliação desse potencial metalogenético.

1.3 Localização da Área de Estudo

A região de estudo abrange os arredores da localidade de Vila Tancredo (Figura2), que se situa a N do município de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará. O acesso terrestre é realizado, a partir de Belém, pelas rodovias PA-150 e PA-279. Existem ainda no interior da área, estradas vicinais que conduzem aos pequenos povoados e vilas da região e às sedes de fazendas, permitindo assim, a utilização de veículos como meio de transporte no interior da mesma.

Figura 2 - Mapa de Localização da localidade de Vila Tancredo, centro sul do Pará, Município de São Félix do Xingu.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma importante unidade geotectônica da plataforma Sul-americana, a qual compreende dois escudos pré-cambrianos, o Escudo das Guianas e o Escudo Brasil Central, sendo um a norte e outro a sul das Bacias dos rios Amazonas e Solimões. Esta unidade compreende uma área de aproximadamente 4.500.000 km² na porção norte do continente sul-americano, englobando parte do território brasileiro, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia (ROSA-COSTA, 2006). É limitado a norte pela margem atlântica, e em suas bordas oriental e meridional por faixas orogênicas neoproterozóicas marginais do Escudo Atlântico (Paraguai-Araguaia-Tocantins), geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (TASSINARI et al., 2000). O limite ocidental com a Faixa Orogênica Andina é em grande parte inferido, visto que geralmente está encoberto por depósitos cenozóicos das bacias de antepaís subandinas, que se estendem desde a Venezuela até o sul da Argentina. O limite oriental desse cráton constitui uma feição estrutural bem marcante que acompanha a orientação da faixa de dobramento Paraguai-Araguaia, de idade brasileira (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003).

Dois modelos tentam explicar a evolução desta megaunidade tectônica: o fixista (COSTA; HASUI, 1997); e o mobilista (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; SANTOS et al., 2000). Esse último vem sofrendo modificações e revisões com o aumento do conhecimento geológico da região, a partir do qual Tassinari e Macambira (op.cit.) dividem o cráton em seis províncias geocronológicas, e Santos et al. (2000) o subdivide em sete, com limites consideravelmente distintos do primeiro.

Províncias Geocronológicas são definidas por Tassinari e Macambira (op.cit.) como grandes zonas dentro de áreas cratônicas, nas quais predomina determinado padrão geocronológico. Os limites entre as províncias são traçados com base nas idades do embasamento metamórfico e nas características geológicas (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

Tassinari e Macambira (op.cit.) apresentam uma subdivisão para o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, sendo elas a Província Amazônia Central - PAC (>2,3Ga), Província Maroni-Itacaiunas - PMI (2,2 –

1,95 Ga), Província Venturini-Tapajós - PVT (1,95 – 1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruema - PRNJ (1,8 – 1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio - PRSI (1,55 – 1,3 Ga) e Província Sunsás - PS (1,3 – 1,0 Ga).

A integração dos dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos obtidos até então na porção sul do Cráton Amazônico para as várias ocorrências de vulcanismo cálcio-alcálico proterozóico sugeriu a existência de um possível zonamento metalogenético formado entre ~ 2,0 – 1,88 Ga nesta unidade tectônica, na região compreendida entre o gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu (FERNANDES et al., 2011). Neste modelo, isto pode ter sido formado por uma orogênese oceano–continente, gerada por uma zona de subducção contínua orientada aproximadamente leste–oeste, e a ocorrência das associações mais jovens (1,88 Ga) pode ser explicada pela incomum mudança no ângulo da placa subductada conhecida como *flat subduction* (SACKS, 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (FERRARI et al., 1999) e no Cinturão Andino (KAY; GODOY; KURTZ, 2005).

Assim, apesar da evolução do conhecimento nos últimos anos, a história evolutiva da Amazônia ainda é um desafio e várias questões ainda estão sem respostas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Geologia e petrografia das rochas arqueanas da região de Vila Trancredo

A área de estudo é formada predominantemente por rochas metamórficas e ígneas deformadas, evidenciadas por corpos granitóides, plútons e diques máficos, xistos micáceos, além de cobertura laterítica e formações ferríferas bandadas. O Paleoproterozóico está representado por corpos e diques monzo– a sienograníticos isotrópicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (TEIXEIRA et al., 2002), bem como o vulcano–plutonismo efusivo e explosivo das formações Sobreiro e Santa Rosa (JULIANI; FERNANDES, 2010; LAGLER, 2011).

Os granitóides são composicionalmente tonalíticos, granodioríticos e monzograníticos. Estas rochas apresentam-se distribuídas por toda a região e ocupam tanto áreas arrasadas quanto morrotes. São predominantemente foliadas, com aumento gradual da deformação na porção norte da área, onde desenvolve foliação milonítica e bandamento gnáissico vinculados a duas zonas de cisalhamento dextrógiras.

Os corpos máficos são predominantemente basálticos, embora ocorra importante manifestação gabrítica, que afloram em platôs ou como diques, por vezes foliados, intrudindo os granitóides supracitados.

Os xistos micáceos ocorrem como corpos isolados nas áreas arrasadas geralmente em contato abrupto com as rochas máficas, granitóides e cobertura laterítica.

A cobertura laterítica cobre o topo das serras basálticas e forma platôs subhorizontais.

O muscovita tonalito foliado é uma unidade aflorante principalmente na forma de morrotes de topos amplos cujas bases formam lajedos, localmente em forma de blocos rolados sem continuidade lateral. São rochas cinza-esbranquiçadas, holocristalinas, leucocráticas, faneríticas, equigranulares a inequigranulares de granulação média e anisotropia moderada. É composta essencialmente por quartzo (37,4 %), plagioclásio (51,3 %) e feldspato potássico (2,9 %). Muscovita (3,8 %), epídoto (1,0 %) e clorita (2,5 %) figuram como minerais varietais e opacos (0,7 %) como fases acessórias.

O biotita granodiorito milonitizado é uma rocha cinza-esbranquiçada e cinza-rosada que se encontra comumente milonitizada. Em seções delgadas, a rocha apresenta-se holocristalina, com porções equi- e inequigranulares, com cristais idiomórficos a xenomórficos e granulação fina a média. Revela minerais recristalizados que constituem agregados policristalinos, preenchendo interstícios entre os cristais maiores. É composta por plagioclásio (51,6 %), quartzo (27,6 %) e feldspato potássico (12,6 %). Biotita (3,5 %), anfibólio (0,2 %) e muscovita (1,7 %) figuram como minerais varietais. Clorita (0,9 %) e opacos (0,4 %) são fases acessórias. Sericita (0,3 %) apresenta-se como mineral secundário. Epídoto e titanita são mineraistraço. Esta unidade pode ser dividida de acordo com seus aspectos microestruturais em protomilonito e milonito de biotita granodiorito.

O ortognaisse monzogranítico é uma unidade aflorante em forma de blocos em áreas planas. São rochas cinza-esbranquiçadas a cinza-rosadas, holocristalinas, hololeucocráticas porfiríticas, com bandamento gnáissico e fenocristais amendoados, esféricos e rotacionados. Em seções delgadas são holocristalinas, leucocráticas, porfiríticas, com matriz fina a média. Composta essencialmente por plagioclásio (37,9 %), feldspato potássico (26,8 %) e quartzo (28,2 %). Biotita (4,1 %) e muscovita (1,1 %) figuram como fases varietais. Sericita (0,5 %), epídoto (0,16 %), e clorita (0,1 %) são fases secundárias. Esta unidade também apresenta características microestruturais que varia de protomilonito a milonito.

Os gabros são corpos que afloram como pequenos morrotes e em forma de blocos rolados, bem como diques que cortam os granitóides. Por vezes são foliados, com diferentes graus de alteração tardi a pós-magmáticas. São rochas holocristalinas, verde-escuras, mesocráticas, isotrópicas e anisotrópicas, por vezes fraturada, equigranulares fina a média. São constituídas essencialmente de plagioclásio (55,7 %), clinopiroxênio (35,9 %) e ortopiroxênio (1,3 %). Opacos (2,8 %) ocorrem como minerais varietais; quartzo (0,5 %) é muito subordinado e a calcita figura como mineral secundário. Apesar de estes litotipos apresentarem a mesma composição mineralógica, separaram-se dois grupos principais de piroxênio microgabro baseado nos seus aspectos texturais: piroxênio microgabro I com disposição dos cristais de forma aleatória e piroxênio microgabro II com textura subofítica. Em algumas amostras

foliadas ocorre expressivo conteúdo de sulfetos. Microscopicamente apresentam texturas ofítica e subofítica, granoblástica e poiquilotópica, bem como fraturas preenchidas por óxido de ferro, quartzo e calcita.

Os xistos são rochas inequigranulares finas, de coloração variando de ocre, amarelo-esbranquiçadas a esverdeadas, com xistosidade bem definida e marcante clivagem de crenulação. Mostra pequenas porções preservadas, sendo em sua grande maioria fortemente intemperizadas. Localmente é possível identificar que se formaram antes da colocação dos corpos máficos sugerindo uma história evolutiva e deformacional anterior.

Formação Ferrífera Bandada (BIF) ocorre exclusivamente em relevos planos. São rochas estratificadas, alternando camadas de *chert* e óxido de ferro, revelando deformação incipiente como dobras convolutas e fraturas preenchidas por material silicático e carbonático. Suas bandas possuem coloração cinza-esbranquiçada e marrom-avermelhada. Por vezes apresentam evidências de hidrotermalização.

Quanto aos aspectos estruturais da área de estudo, as estruturas de escala regionais apresentam *trends* com direções NE–SW e NW–SE à E-W, neles estão presentes os regimes rúpteis e dúcteis, respectivamente. As estruturas rúpteis apresentam-se basicamente como falhas de dimensões quilométricas que condicionam a colocação de corpos granitóides (JESUS, 2012). Além destas estão presentes também estruturas circulares e subcirculares atribuídas à evolução policíclica do vulcano–plutonismo paleoproterozóico que ocorre na região (JULIANI; FERNANDES, 2010), as quais podem representar um período de reativação dessas estruturas arqueanas.

Em escala de afloramento, Jesus (2012) observou o domínio de estruturas dúcteis de diferentes graus de deformação e em diferentes litotipos. Essas estruturas são dobras, lineação mineral, bandamento gnáissico e xistosidade que apresentam direções principais NW-SE, aproximando-se para E-W na porção leste da área de estudo. Já as estruturas rúpteis são subordinadas, representadas geralmente por fraturas de extensões centimétricas a métricas e espessuras milimétricas a centimétricas, preenchidas por material silicático ou máfico. Estes veios por vezes encontram-

se deformados evidenciando ao menos uma nova fase compressiva após sua colocação e apresentam direções principais NE-SW e NW-SE.

As forças que atuaram na área geraram diferentes graus de deformação, materializada por gnaisses, protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e pares S-C na unidade de xistos. A intensidade da deformação das rochas aumenta gradualmente para a porção norte da área, que apresenta deformação dúctil, não-coaxial, heterogênea definindo ao menos uma zona de cisalhamento dúctil na região.

Mesoscopicamente estas rochas apresentam-se moderada- a fortemente foliadas, com predomínio de textura granoblástica nos granitóides e xistosidade com clivagem de crenulação nos xistos verdes, representando superposição de deformação e possível reativação das estruturas rúpteis de direção NE-SW, interpretação fortalecida pela materialização do vulcano-plutonismo fissural da Formação Santa Rosa (JULIANI; FERNANDES, 2010).

As características descritas sugerem que as rochas metamórficas aflorantes na região foram afetadas por condições de P e T da fácies xisto verde, de grau metamórfico baixo, as quais tem íntima associação com sequências *Greenstone Belts*. Onde se enquadram rochas geradas sob baixa pressão em temperaturas de até 550 °C. Contudo, há ocorrência de migmatitos por anatexia crustal, elevando a fácies metamórfica da região para anfibolito superior (JESUS, 2012).

3.2 Principais tipos de depósitos lateríticos

Coberturas lateríticas são objeto de intensas pesquisas científicas nas últimas décadas, principalmente devido ao seu elevado potencial metalogenético (FREYSSINET et al., 2005).

Segundo Melfi (1997), o termo laterita (do latim = tijolo) foi usado de modo pioneiro em 1807 nas regiões montanhosas no sul da Índia, pelo geógrafo inglês F. Buchanann, para designar o material argiloso, sem estratificação, extremamente poroso e com grande quantidade de óxido e hidróxido de Fe, de coloração amarelo-avermelhado.

Depósitos minerais lateríticos se tornaram importantes fontes de metais nas últimas décadas, havendo um aumento significativo nas reservas e na

produção das lateritas de Al, Ni, Fe e Au, sendo que na década de 1970 as pesquisas científicas tiveram como foco principalmente as bauxitas, que são as lateritas enriquecidas em Al, enquanto que na década de 1980 as atenções se voltaram para depósitos lateríticos de Fe, Mn e Au, sendo este último um importante indicativo de mineralização primária subjacente ao capeamento laterítico. Além desses metais, mais recentemente, pesquisas têm focalizado também a formação de depósitos lateríticos de P, Nb, Pt e U (FREYSSENET et al., 2005).

Diante disso, se faz necessário o entendimento do conceito de laterização. Para Schellmann (1980), lateritos são acumulações superficiais ou subsuperficiais provenientes do intenso intemperismo de rochas pré-existentes, desenvolvidos sob condições favoráveis a uma maior mobilidade dos elementos alcalinos, alcalino terrosos e sílica e imobilidade de elementos como Fe e Al. Costa (1991), por sua vez, usa o termo laterito para designar rochas formadas ou em fase de formação por meio de intenso intemperismo químico de rochas preexistentes, inclusive de lateritos antigos, sob condições tropicais ou equivalentes. Freyssenetet al.(op.cit.), por sua vez, descreve laterização como um processo intempérico que ocorre principalmente em climas tropicais úmidos e que, por meio do intemperismo químico, se tem a dissolução de alguns elementos solúveis, tais como K, Ca, Na, Mg e, em menor proporção, o Si, e resultando na acumulação de elementos pouco solúveis como Fe e Al. Para Costa (1990), laterização é um conjunto de complexas reações químicas, mineralógicas e bioquímicas interligadas (hidrólise, hidratação, oxi-redução, dissolução, etc.), agindo sobre as rochas pré-existentes expostas à superfície da Terra. As reações são provocadas pelo contato das rochas com o meio ambiente de clima de floresta tropical ou sub-tropical alternado e finalizado com período semi-árido de savana. Assim, a laterização é um processo geológico que depende de condições climáticas específicas.

Em seguida, são apresentados os principais tipos de depósitos lateríticos e propostas de subdivisão para alguns deles, baseados em características genéticas e/ou químico-mineralógicas.

I- Os **perfis bauxíticos** podem ser classificados, de acordo com Tardy (1997), como: ortobauxitas, produzidas em uma única fase de intemperismo;

metabauxitas, resultantes de transformações em ortobauxitas devido à mudança para condições climáticas com baixa umidade; criptobauxitas que são bauxitas com alta concentração de argilominerais, típico das condições úmidas da região amazônica. Esses tipos de depósitos podem se desenvolver a partir de rochas sedimentares argilosas, metamórficas e ígneas plutônicas, os quais incluem arenitos argilosos, gnaisses, granitos, dolomitas e gabros.

II- Para os **depósitos de Ni laterítico** são discriminados três tipos de acordo com a classificação proposta por Brand, Butt e Elias (1998): tipo óxido é dominado por óxido-hidróxido de Fe, sendo que o Ni está contido principalmente na estrutura da goethita, substituindo o Fe ou adsorvido; depósito de silicato de Mg hidratado, os quais são dominados por “garnieritas” no saprólito. Esses silicatos são principalmente variedades de serpentinas, talco e clorita; depósitos de silicatos argilosos, que são dominados por esmectita rica em Ni (nontronita) em sua estrutura e representam de 5 a 10% das reservas globais de Ni. Nesses depósitos a % em peso de Ni varia de 1 a 1,5 %. Os principais protólitos desse tipo de perfil laterítico são rochas ultramáficas.

III- **Depósitos de Fe lateríticos** são subdivididos, de acordo com Dorr (1964), em dois tipos: minério de Fe residual laterítico, o qual é produto do enriquecimento supergênico de formações ferríferas bandadas (BIF's); depósitos ferríferos de canais, formados a partir de sedimentos de canais fluviais de idade terciária e de paleocanais inseridos em superfícies ferruginosas cuja rocha-mãe é de idade pré-cambriana.

IV- **Depósito de Au laterítico** pode ser definido, segundo Freyssenet et al.(2005), como um depósito com potencial econômico oriundo tanto de intemperismo químico como físico de rochas portadoras desse metal, processos pelos quais o Au pode ser redistribuído ao longo do perfil laterítico. De acordo com estes mesmos autores, em regiões com clima tropical úmido o Au pode ser acumulado no horizonte ferruginoso superior do regolito, sendo que a dissolução de Au e sua possibilidade de precipitação dependem tanto das condições climáticas quanto da mineralização primária. Dessa forma, existem dois grandes tipos de depósitos auríferos supergênicos:

- Não-lateríticos: são depósitos onde o intemperismo é restrito a unidade mineralizada e a parede rochosa. O ouro, assim, permanece nas estruturas primárias originais e a maior parte não é redistribuída. São encontrados sobre depósitos disseminados de Au e Au-Cu em climas tropicais e áridos onde a erosão é superior à laterização. A mineralização primária é geralmente de depósito epitermal. Depósitos VHMS oxidados formam gossans, que quando enriquecidos tornam-se econômicos.

- Lateríticos: são formados onde ocorre intenso intemperismo em condições tropicais e subtropicais, com formação de espessa estrutura laterítica/regolítica. Dividem-se em: (1) depósitos sazonais, (2) depósitos de florestas tropicais e (3) depósitos semi-áridos com remobilização pós-lateríticas.

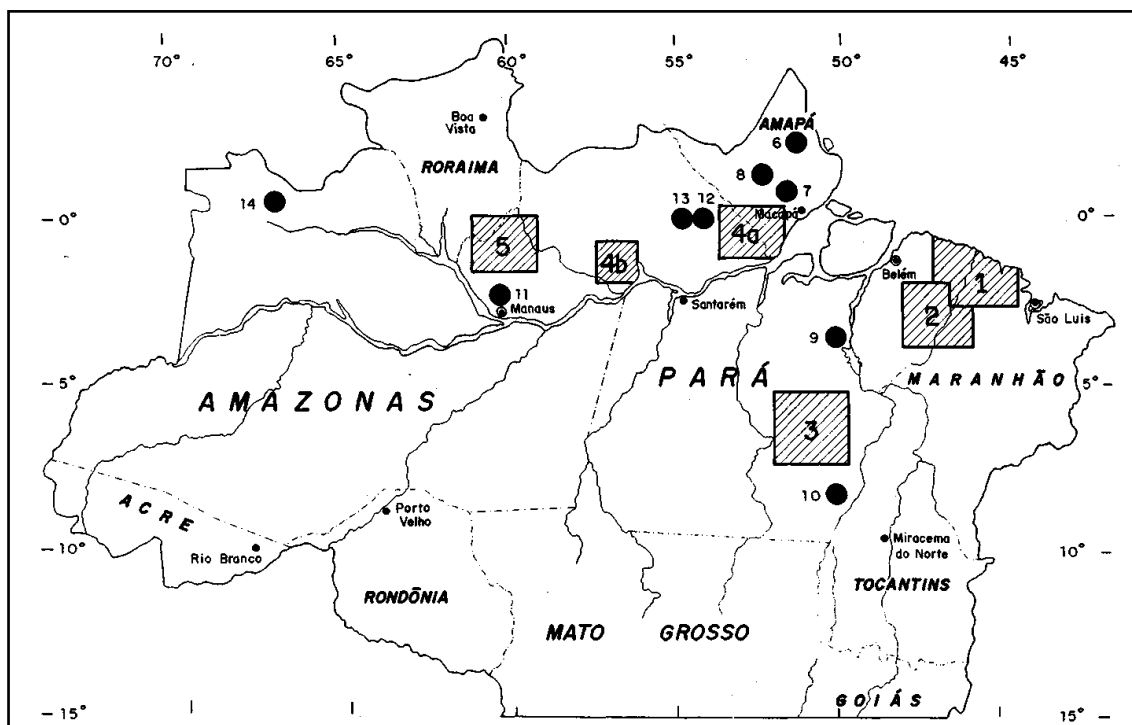
3.3 Lateritas da amazônia

Na Amazônia, os primeiros registros de coberturas lateríticas foram feitos por Katzer (1903 *apud* COSTA, 1991); porém, foi somente nos últimos 50 anos, por meio de empreendimentos minerais, que se iniciou a descoberta de expressivos depósitos de bauxitas na região.

A região Amazônica é rica em depósitos minerais relacionados às coberturas lateríticas. Sendo os mais importantes os de ferro, alumínio, caulim, manganês, ouro, níquel e fosfato (COSTA, 1990).

Quanto à distribuição geográfica, Costa (1991) afirma que os lateritos apresentam-se distribuídos por toda a região Amazônica (Figura 3), com destaque para os ferrosos e bauxíticos que formam corpos com dimensões expressivas.

Figura 3- Distribuição geográfica das principais regiões e corpos isolados lateríticos conhecidos na Amazônia. 1. Gurupi (Pará-Maranhão), 2. Paragominas-Capim (Pará), 3. Carajás (Pará), 4. Baixo Amazonas (Pará): a. Trombetas, Nhamundá e Faro, b. Almeirim, Monte Dourado e Felipe, 5. Pitinga (Amazonas), 6. Cassiporé (AP); 7. Vila Nova (AP); 8. Serra do Navio (AP); 9. Tucuruí (PA); 10. Quatipuru (PA); 11. Manaus (AM), 12. Maracónai (PA) 13. Maicuru (PA); 14. Seis Lagos (AM).

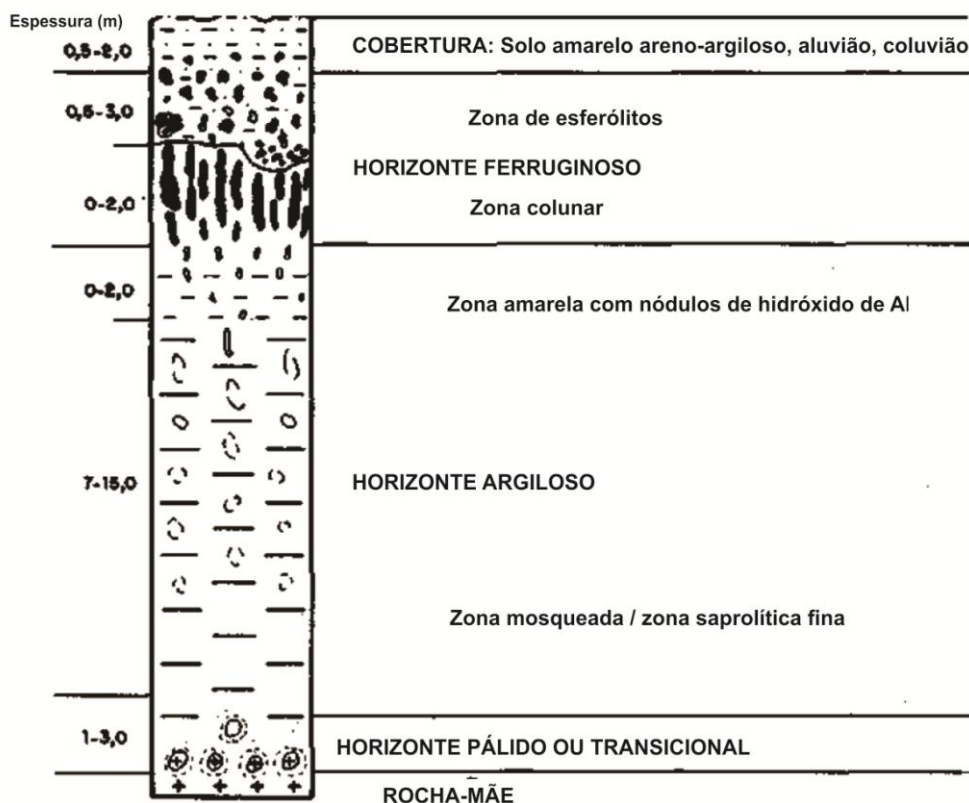


Fonte: Costa (1991).

Os lateritos da Amazônia podem ser classificados, segundo Costa (1991), com base no grau de evolução, em maduros e imaturos. Para Costa (1990), os perfis de lateritos maduros contêm altas concentrações de gibbsita e/ou fosfato de alumínio, enquanto os imaturos são pobres nestes minerais.

Os lateritos imaturos (Eoceno–Oligoceno) são os menos evoluídos, evidenciado pelo baixo grau de evolução dos seus perfis, e comumente apresentam um horizonte concrecionário ferruginoso; quanto à natureza do perfil, podem ser subdivididos em autóctones (Figura4) e alóctones.

Figura 4- Perfil geológico simplificado de lateritos imaturos autóctones na Amazônia.

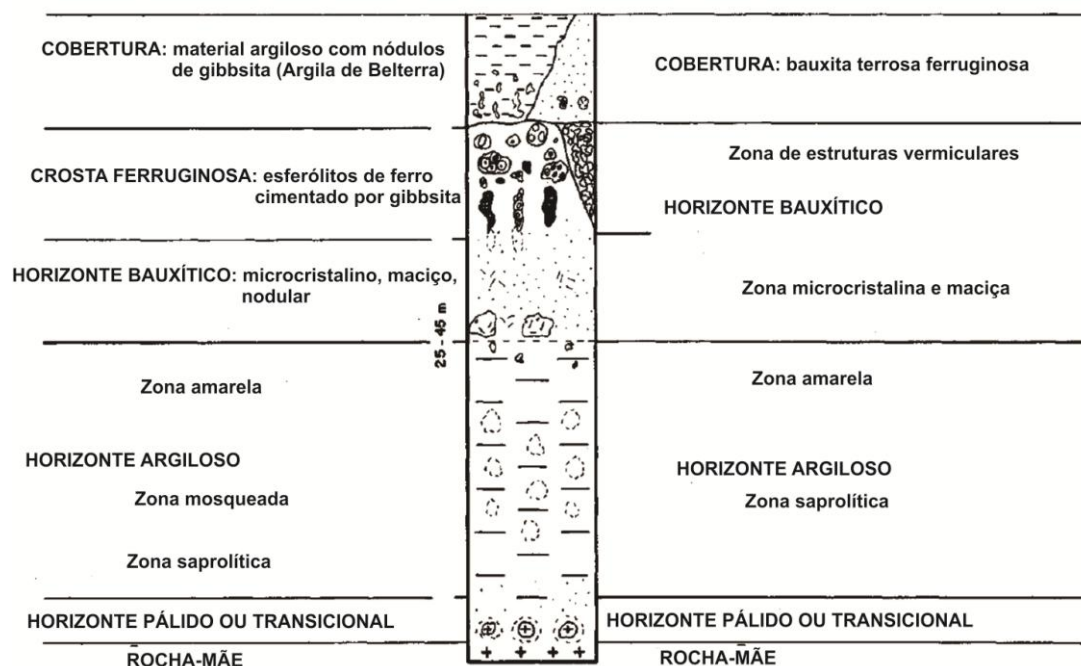


Fonte: Costa (1991).

Os lateritos maduros (Pleistoceno) apresentam distribuição mais restrita em relação aos imaturos e comumente constituem relevos mais elevados e apresentam maior complexidade de horizontes (Figura 5), sendo também subdivididos em autóctones e alóctones.

Na Amazônia, bem como em outros lugares do mundo, os lateritos encontram-se relacionadas com camadas de latossolos que, em geral, representam um material argiloso a areno-argiloso de coloração amarelo-avermelhada e recobrem horizontes saprolíticos, argilosos ou crostas lateríticas. A importância de estudar a relação entre as crostas lateríticas e os latossolos é buscar a definição da inter-relação genética entre eles que apresenta controvérsias quanto à origem, especialmente na Amazônia, podendo o latossolo estar relacionado à deposição de sedimentos lacustres, a fluxo de lama ou por degradação/intemperismo das crostas (HORBE; COSTA, 1999).

Figura 5- Perfil geológico simplificado de lateritos fosfáticos maduros autóctones na Amazônia.



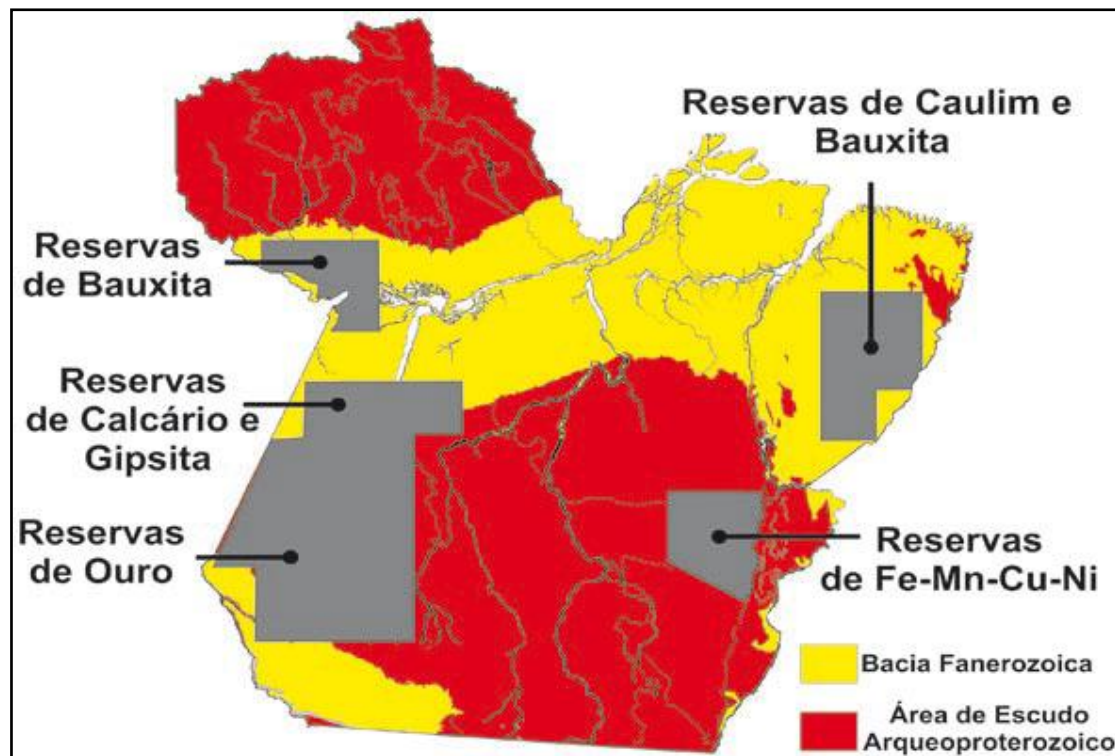
Fonte: Costa(1991).

3.4 Potencial mineral do estado do Pará

Os mais importantes depósitos minerais do Pará (Figura 6) estão situados em terrenos arqueano-proterozóicos das Províncias Carajás e Tapajós (Tabela 1), onde se destacam: as sequências vulcanossedimentares do tipo *Greenstone Belt*, que hospedam as reservas minerais de ferro (Fe), manganês (Mn), ouro (Au), cromita (Cr), cobre (Cu) e zinco (Zn); as intrusões graníticas anorogênicas e cratogênicas proterozóicas, responsáveis pela formação das reservas minerais de cassiterita, com potencial para wolframita e columbita-tantalita; os complexos alcalino-ultrabásicos e básico-ultrabásicos paleoproterozóicos, que apresentam significativas reservas minerais de níquel e um potencial para concentrações de platinóides. Outros importantes depósitos, localizados em Bacias Fanerozóicas, correspondem à: coberturas sedimentares fanerozoicas, com formações detríticas e químico-evaporíticas, que incorporam as principais reservas minerais paraenses de bauxita, calcário, gipsita e caulim, apresentando potencialidade para grande variedade de depósitos minerais, tais como dolomito, turfa, urânio, diamante, sal-gema e

hidrocarbonetos; coberturas terciárias atingidas por processos de laterização (terciária e quaternária) que deram origem aos depósitos de bauxita como os de Trombetas e Juruti (médio Amazonas), Almeirim (baixo Amazonas) e Paragominas–Tiracambu (Plataforma Bragantina) (JOÃO, 2013a).

Figura 6 - Localização das principais reservas minerais do estado do Pará.



Fonte: João, 2013a.

Tabela 1 - Principais ocorrências e depósitos minerais das Províncias Carajás e Tapajós.

Província Carajás	Cobre: depósitos do Igarapé Bahia/Alemão, Sossego, Igarapé Salobo, Igarapé Cinzento, Serra Verde, Breves, Gameleira, Estela, Pojuca, Águas Claras, Borrachudo, Castanha, dentre outros.
	Ouro: depósitos de Serra Pelada (Serra Leste), do Garimpo Cutia, de Diadema (Sapuacaia), de Andorinhas, do Cucu e de Cumaru.
	Cromo: ocorrências associadas ao Complexo Luanga
	Níquel: depósitos do Vermelho, Puma, Serra da Onça, Jacaré, Jacarezinho, dentre outros. Ocorrências da Serra do Inajá e de Gradaús, além de mineralizações próximas do município de São Félix do Xingu.
	EGP: ocorrências associadas ao Complexo Luanga e à Serra da Onça
	Ferro: ocorrências na serra do Inajá, ao longo da estrutura conhecida como dobra de Carajás e em conjuntos denominados Serra Norte, Serra Sul, Serra Leste e São Félix.
	Manganês: depósitos do Azul e do Sereno
	Alumínio: depósitos do Platô N5
	Chumbo e Zinco: ocorrências a associados a Formação Cachoerinha e na porção leste da serra do Inajá.
	Tungstênio: depósito de Pedra Preta.
	Molibdênio: ocorrência no Granito Marajoara (Suíte Intrusiva Jamon)
	Gemas: depósitos de Malaquila de Serra Verde e ocorrências de ametista associadas ao Granito Mata Surrão
	Rocha ornamental: depósitos relacionados ao Grupo Babaçu, Granito Redenção (Suíte Jamon) e Granito Marajoara.
Província Tapajós	Ouro: depósito do Palito, Tacantinzinho, São Jorge, Batalha, Botica, Ouro Roxo, Porto Rico, São José, entre outros
	Estanho: cassiterita aluvionar nos rios Surubim, Jamanxim e Tropos, bem como em drenagem que transectam o Granito Porquinho
	Molibdênio: indícios de mineralização relacionada à Suíte Intrusiva Creporizão
	Gemas: ocorrências aluvionar de topázio no Grupo Iriri, próximo ao município de Trairão, além de turmalina, ametista, fluorita, rutilo e diamante.

Fonte: Adaptado de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

A implantação de grandes projetos mineiros e de indústrias extrativas no Pará iniciou-se nas décadas de 1970 e 1980, com a exploração mineral das jazidas de grande porte de bauxita, em Oriximiná (Mineração Rio do Norte (MRN) – 1979), e de ferro, na Província Mineral de Carajás (Vale – 1986), em Parauapebas. Outras reservas minerais importantes deram origem a empreendimentos mineiros de médio e grande porte, como: mina de caulim no município de Ipixuna do Pará (Ymeris e PPSA – 1996); mina de bauxita da MRN, em Oriximiná, alimentando o Complexo Albrás–Alunorte para produção de alumínio/alumina no município de Barcarena (HYDRO); Projeto Cobre do

Sossego (2004), em Canaã dos Carajás; Projeto Paragominas (Vale –2007), para produção de bauxita em Paragominas; Projeto Vermelho (Vale – 2007), na produção de níquel em Canaã dos Carajás; Projeto Onça-Puma, em Ourilândia do Norte; Projeto Juruti (Alcoa – 2007), para produção de bauxita no município de Juruti (JOÃO, 2013b).

Com todos esses projetos, o setor mineral, que compunha 1% das exportações em 1975, passou a compor cerca de 80% em 2007 (JOÃO, 2013b). O panorama atual dos principais bens minerais do Estado do Pará está sintetizado na Tabela 2.

Tabela 2 - Panorama atual dos principais bens minerais do Estado do Pará.

Bem Mineral	Produção	Comercialização no Mercado Interno	Valor de comercialização (R\$)	Exportação	Valor de Exportação (R\$)	Valores do CFEM Arrecadado (R\$)
Bauxita (t)	28.876.214	22.740.977	1.382.491.660	-	-	44.266.619
Calcário (t)	1.618.047	1.618.147	48.193.598		-	206.382
Caulim (t)	1.574.208	370.288	64.321.216	2.209.118	259.132.241	7.195.795
Concentrado de Cobre (t)	402.510	22.025	75.705.775	365.161	853.845.822	32.006.384
Minério de Ferro (t)	110.343.688	3.144.740	426.841.891	97.196.625	11.770.815.145	360.130.699
Minério de Manganês (t)	2.470.076	187.561	61.147.140	1.930.681	280.458.651	13.070.119
Minério de Níquel (t)	1.930.838	-	-	-	-	2.656.218
Liga de Níquel (t)	19.469	-	-	-	-	1.779.145
Ouro (Kg)	4.208	2.603	182.756.604	-	-	1.779.145
Quartzo (t)	18.558	18.558	2.319.581	-	-	38.398

Fonte: Adaptado de DNPM (2011).

3.5 Atividades mineradoras no município de São Félix do Xingu

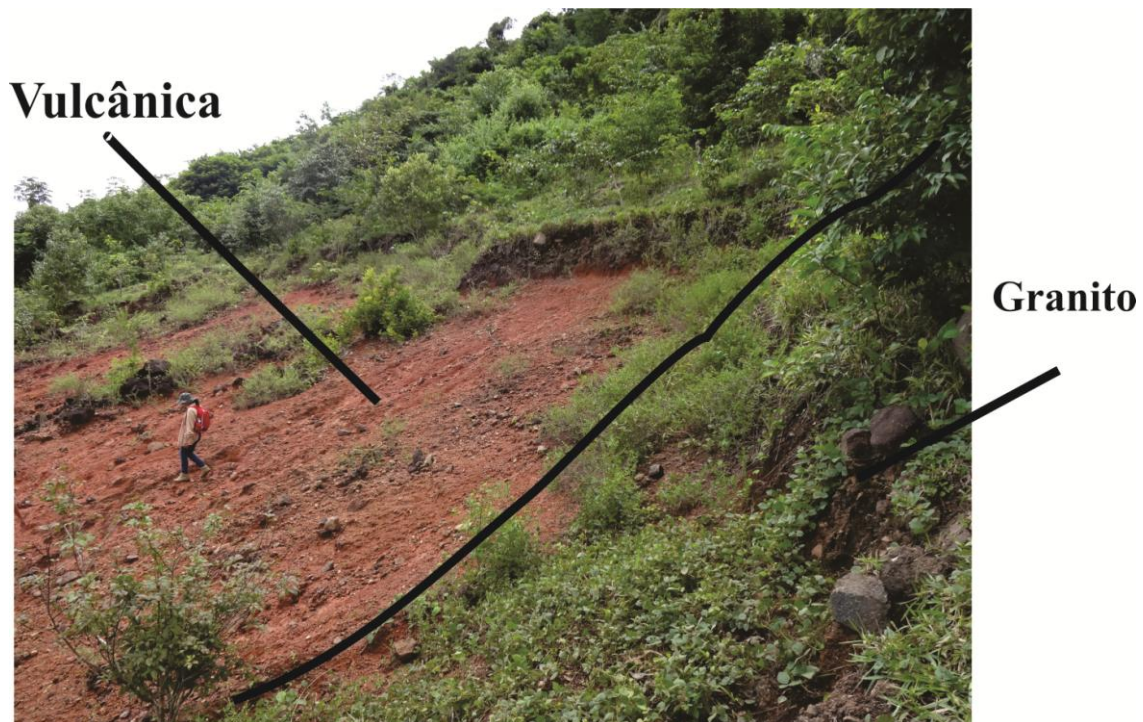
O município de São Félix do Xingu (PA) e arredores, por estar inserido nos domínios da Província Mineral de Carajás, é uma região que apresenta potencialidade ao desenvolvimento de atividades ligadas ao setor da mineração; porém, trabalhos de detalhes sobre a geologia da região, como este, se fazem necessários para se ter uma visão mais consistente sobre essa potencialidade.

Foram identificadas duas importantes atividades mineradoras na região: extração de cassiterita efetuada pela Mineração São Francisco de Assis LTDA e a extração de Ni laterítico pela empresa Anglo American.

As informações apresentadas sobre a extração de cassiterita pela empresa São Francisco de Assis LTDA. puderam ser obtidas devido à visita técnica efetuada por este autor durante a disciplina Prática Integrada de Campo em Depósitos Minerais, da FAGEO-UFPA.

A cassiterita explotada é de natureza aluvionar. Material de encosta produto da erosão de um corpo granítico estanífero. Dessa forma, o custo para a obtenção da cassiterita é bem menor em relação à extração direta da rocha, devido ao mineral estar naturalmente desagregado da matriz rochosa. O desmonte do material aluvionar é feito por meio de potentes jatos d'água (desmonte hidráulico). Essa água, por sua vez, é captada e a cassiterita é separada do material estéril em diferentes etapas na planta por processos gravimétricos. A leste de onde o aluvião é extraído localiza-se a rocha-são que está em contato com rochas vulcânicas máficas intensamente intemperizadas (Figura 7). A rocha hospedeira da mineralização de cassiterita é o Granito Mocambo que é um corpo que pertence a Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. Essa rocha é fanerítica média, leucocrática, constituída essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico, biotita e quartzo como fenocristais. A rocha apresenta-se alterada hidrotermalmente, contendo veios com quartzo e wolframita, sendo a mesma classificada como sieno– a monzogranito.

Figura 7- Contato entre o Granito Mocambo e a sua Encaixante vulcânica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A atividade mineradora de Ni laterítico na região é efetuada pela empresa Anglo American Brasil LTDA, pertencente ao grupo Anglo American PLC. Seu projeto é denominado Projeto Jacaré por estar situado na serra do Jacaré. Localiza-se a NNE do município de São Felix do Xingu. O depósito ocorre em rochas essencialmente duníticas e gabróicas magmaticamente acamadadas pertencentes à Suíte intrusiva Cateté com níveis peridotíticos e/ou piroxeníticos subordinados. Os horizontes saprolíticos, de fato, são os portadores das maiores concentrações de Ni, e estas, por sua vez, apresentam os minerais do grupo da serpentina como seus detentores principais, os quais se destacam a Lizardita, antigorita e crisotilo (TOMAZONE NETO, 2011).

4 MATERIAS E MÉTODOS

4.1 Pesquisa bibliográfica

Foi feito levantamento bibliográfico referente à geologia da região enfocada, e foi continuamente atualizada à medida que novos dados eram publicados. Além disso, foram analisados artigos e livros sobre temas relacionados à geologia de terrenos arqueanos.

Em relação às coberturas lateríticas, foram consultados trabalhos que apresentavam diferentes tipos de depósitos formados por processos supergênicos e trabalhos que mostravam as principais características dos lateritos que se distribuem ao longo da região Amazônica.

4.2 Amostragem

Não houve etapa de campo, haja vista que já havia publicações sobre a geologia da região e amostras coletadas em trabalhos de campo anteriores realizados pelo orientador deste trabalho.

4.3 Petrografia

Foram confeccionadas lâminas delgadas dos lateritos pelo Laboratório de Laminação do Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPa, a partir das quais foram feitas descrições mineralógicas preliminares e de feições texturais utilizando microscópio óptico petrográfico.

4.4 Difração de raios-x

As análises mineralógicas foram realizadas pelo Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) da Universidade Federal do Pará (UFPa). Para tanto, foram utilizadas cinco amostras do horizonte laterítico ferruginoso pulverizado e homogeneizado.

A preparação das amostras para análise foi efetuada a partir do método do pó, com instrumento difratômetro de raios-X PANalyticalX' Pert MPD-PRÓ equipado com anodo de Cu. Os resultados foram obtidos com o auxílio do

software X' Pert High Score Plus, que os compara às fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data (ICDD)*.

4.5 Microscopia eletrônica de varredura

A caracterização mineralógica foi complementada por meio de microscópio eletrônico de varredura (MEV) com EDS (Energy Dispersive System) acoplado, o que permitiu a determinação da composição química em pontos selecionados durante a varredura. Para tanto foi realizada espectroscopia por energia dispersiva, também chamada de espectroscopia por elétrons retro-espalhados. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPa, coordenado pelo Prof. Claudio Nery Lamarão, utilizando-se microscópio eletrônico LEO-ZEISS, modelo 1430.

4.6 Análise química por fluorescência de raios-x

4.6.1 Perda ao fogo

Antecedendo a análise química, foi efetuada a Perda ao Fogo pelo Laboratório de Análises Químicas, sob responsabilidade do técnico Natalino Valente, do IGUFPA.

A perda ao fogo foi determinada por gravimetria de H_2O^+ . Esse método consiste em:

a. Pesar aproximadamente de 0,5 a 1g da amostra, acima de 80 mesh previamente seca, por, no mínimo 1, hora a 110°C em cadinho de porcelana, também previamente calcinado em forno mufla a 900 – 1000°C;

b. Levar cadinho e amostra ao forno mufla à temperatura de 900 – 1000°C durante 1 hora;

c. Remover o cadinho do forno mufla, deixar esfriar no dessecado por um período de 30 minutos e pesar;

d. A diferença de peso entre as duas pesagens e o peso da amostra original fornece o peso da perda ao fogo por calcinação. Mediante regra de três simples, calcula-se a percentagem de voláteis perdidos.

4.6.2 Fluorescência de raios-x

A determinação da composição química das cinco amostras de lateritos foi realizada pelo Laboratório de Caracterização Mineral (LCM), sob responsabilidade do Professor Dr. Rômulo Simões Angélica, da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará.

Essa análise se deu por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X, utilizando espectrômetro WDS sequencial, modelo *Axios Minerals* da marca PANalytical, com tubo de raios-x cerâmico, anodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência 2,4 kW.

As amostras foram analisadas em dois modos de preparação:

a. **Disco Fundido:** 1 g de amostra mais 6 g de fundente (Tetraborato de Lítio – $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), mistura fundida a 1000°C por 10 minutos.

b. **Pastilha Prensada:** 3 g de amostra mais 0,9 g de aglomerante (cera de parafina), mistura prensada com uma carga de 20 toneladas.

A aquisição e tratamento dos dados foram realizados através do software *Super Q manager* da PANalytical.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

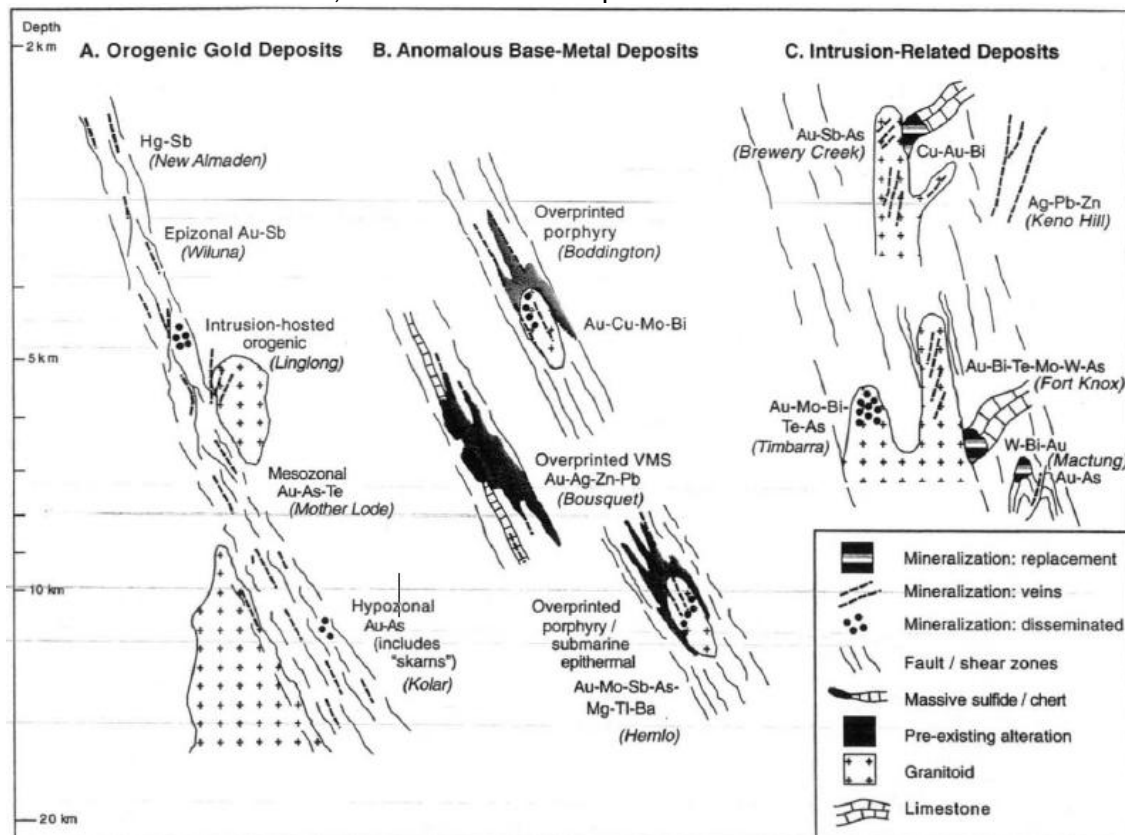
5.1 Avaliação do potencial da região para ouro orogênico

O estudo das características estruturais e metamórficas realizada por Jesus (2012) nos granitóides e rochas máficas aflorantes na região de Vila Tancredo serviu como base para que, neste trabalho, se possa estabelecer uma relação dessas rochas com o potencial para hospedar eventuais depósitos minerais, sobretudo depósitos epigenético sauríferos do tipo lode orogênico (DALO) ou desulfeto maciço vulcanogênico (GOLDFARB, 2005).

Depósitos de ouro em cinturões orogênicos fanerozóicos e crátons pré-cambrianos podem ser agrupados dentro de dois tipos de depósito: depósitos de ouro orogênico que, conforme definido por Groves et al. (1998), são predominantes e são caracterizados por serem contemporâneos à deformação, ao metamorfismo e ao magmatismo durante processos orogênicos de margem continental ativa; o outro são depósitos de ouro relacionados a intrusões reduzidas.

Depósitos de ouro orogênico podem ser também definidos como depósitos epigenéticos em veios, estruturalmente hospedados em rochas metamórficas (BERGER, 1986). Portanto, segundo Bohlke (1982), este grupo relativamente diversificado de depósitos, que são inerentes a muitos dos cinturões orogênicos do mundo, agora são amplamente conhecidos como depósitos de ouro orogênico os quais podem ser subdivididos em função da profundidade e da temperatura (Figura 8) em epizonal (≤ 6 km, 150 – 300 °C), mesozonal (6 – 12 km, 300 – 475 °C), e hipozonal (> 12 km, > 475 °C) (GOLDFARB, 2005).

Figura 8- Tipos de depósitos de ouro em terrenos metamórficos. Depósitos orogênicos epizonais, mesozonais e hipozonais de ouro estão associados com o fluxo regional de fluido ao longo das principais zonas de falhas profundas da crosta terrestre, e se formam a uma profundidade de 2 a 20 km.



Fonte: Goldfarb, 2005.

A região de estudo é fortemente estruturada e nela foram definidos os principais *trends* estruturais com direção NE-SW e NW-SE, tendendo a E-W, marcadas tanto pelo regime dúctil quanto rúptil. Essas estruturas são condicionadas por estruturas maiores que ocorrem ao longo de toda a Província Mineral de Carajás. São zonas de cisalhamento regionais que, com base nos critérios de Goldfarb (2005), podem ser classificadas como estruturas de primeira ordem. Segundo este mesmo autor, a maioria das províncias produtivas de ouro em cinturões metamórficos está associada a grandes estruturas na crosta terrestre, embora os próprios minérios não estejam hospedados diretamente nessas falhas. Muitas das quais não são simples falhas, mas estruturas segmentadas que mostram vários eventos de deformação.

Falhas subverticais representam grandes condutos crustais de percolação de fluídos (KERRICH, 1986). Elas têm uma história estrutural complexa e de longa duração, que comumente começa com movimentos inversos de alto ângulo que em alguns casos, mudam para movimentos transcorrentes (ROBERT; POULSEN, 2001). Esta mudança nos campos de tensões regionais pode ser fundamental para a migração de fluído. Falhas de primeira ordem, apesar de constituírem os condutos de circulação do enorme volume de fluídos auríferos necessários para formar os veios de ouro de classe mundial, raramente hospedam os minérios (GOLDFARB, 2005).

Jesus (2012) observou na região de Vila Tancredo o predomínio de estruturas dúcteis marcadas por lineação, foliação, bandamento gnáissico e xistosidade, as quais apresentam direção principal NW-SE, aproximando-se para E-W na porção leste. As estruturas rúpteis, apesar de subordinadas em relação às dúcteis, são as que melhor favorecem a formação de mineralizações de ouro a partir de fluídos percolantes.

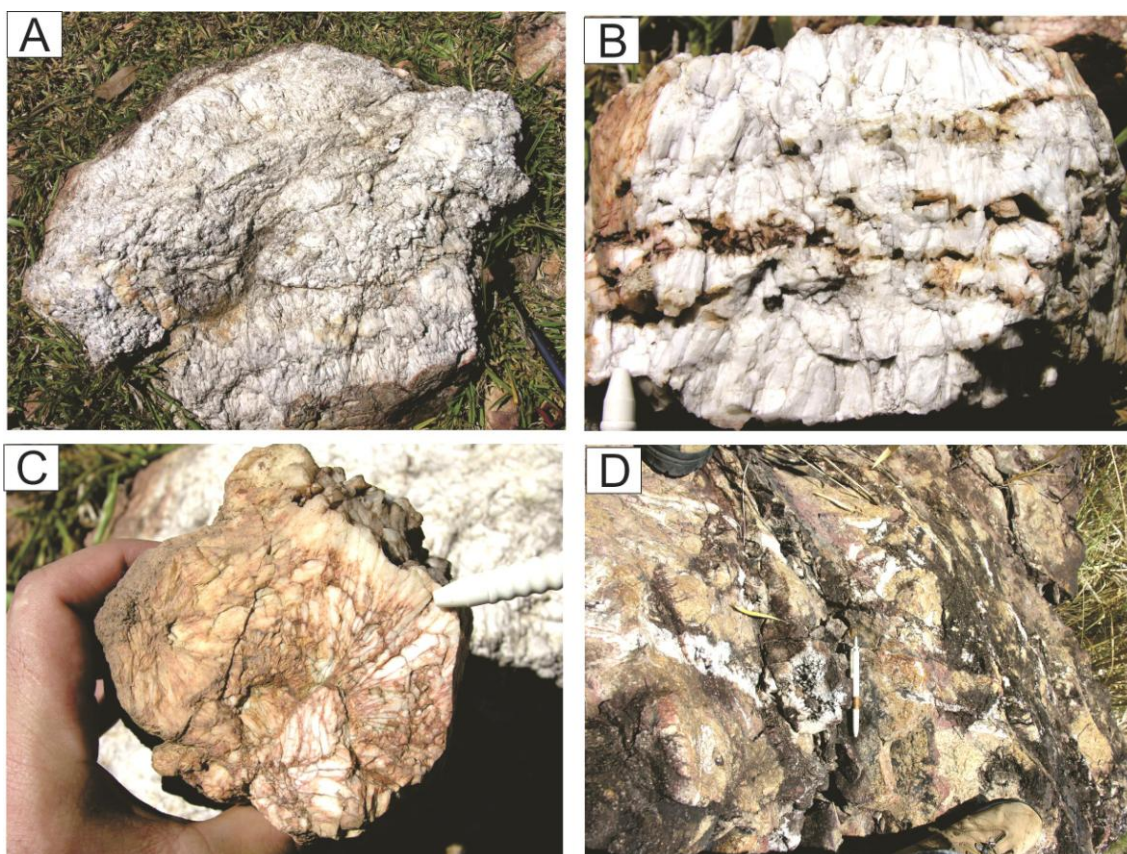
As estruturas de segunda e terceira ordem são os locais de deposição do minério (GOLDFARB, 2005). Essas estruturas são representadas geralmente por fraturas de extensões centimétricas a métricas e espessuras milimétricas a centimétricas, preenchidas por material silicático e carbonático, comum na área de estudo (Figura 9 e 10). Esses veios, por vezes, encontram-se deformados evidenciando ao menos uma nova fase compressiva após sua colocação.

Quanto às características metamórficas, Jesus (2012) mostrou que a região é constituída por sequências *Greenstone Belts* (sequências metavulcanossedimentares) associadas a granitóides, ambos metamorfizados na fácies xisto verde, localmente anfibolito.

Essas condições metamórficas apresentam íntima relação com a formação de depósitos de ouro orogênico (GOLDFARB, 2005). Essa configuração para a maioria dos depósitos econômicos de ouro nesses terrenos metamórficos é uma indicação das condições de pressão e temperatura dentro dos ambientes de profundidades médias na crosta onde os minérios de ouro são precipitados (BIERLEIN; CROWE, 2000). As razões específicas para a associação de ouro na fácies xisto verde permanecem

pouco definidas, porém, Goldfarb (2005) enumera algumas possibilidades: (1) o fato de que um grande volume de fluídos é formado durante a transição entre a fácies anfibolito e a fácies xisto verde e são liberados na zona do xisto verde, (2) a zona frágil-dúctil, que é estruturalmente favorável à formação desse tipo de depósito, situa-se pouco acima desta transição, (3) o foco do fluído e a separação de fases são mais prováveis de ocorrer em regime de pressão e temperatura da fácies xisto verde, e / ou (4) a solubilidade dos complexos de ouro mostra uma queda acentuada em temperaturas da fácies xisto verde. Rochas da fácies xisto verde são tipicamente de caráter mesozonal (GEBRE-MARIAM, HAGEMANN e CROVES, 1995).

Figura 9 - Material de preenchimento de falhas e faturas constituído por material silicático mais comumente por quartzo (A,B,C e D).

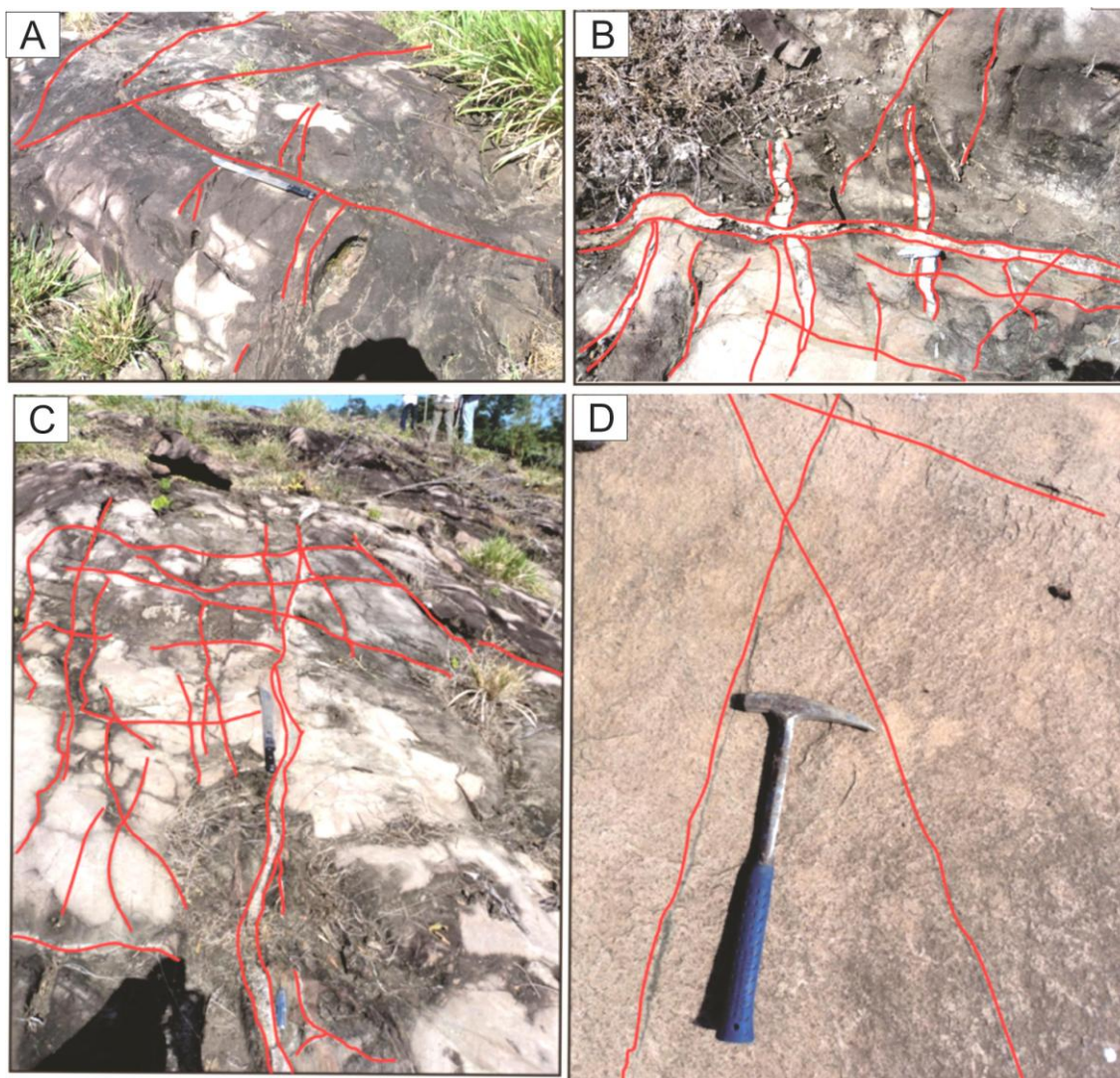


Fonte: Jesus, 2012.

Cisalhamento rúptil ou fraturas extensionais com veios se formam mais facilmente nas condições frágil-dúctil da fácies xisto verde do que sob as condições de médio a alto grau da fácies anfibolito, o que pode ser um fator

fundamental para a estreita associação do minério do tipo veio com rochas metamorizadas na fácies xisto verde em todo o mundo (ROBERT; POULSEN, 2001).

Figura 10 – Padrão das estruturas rúpteis do terreno em nível de afloramento. (A, B e C) denso fraturamento localmente preenchido por material silicático e carbonático.(D) fraturas constituindo pares conjugados.



Fonte: Jesus, 2012.

5.2 Potencial metalogenético da cobertura laterítica

A cobertura laterítica ocorre nas áreas arrasadas, em contato abrupto com diques basálticos e contato discordante com xistos, granitóides foliados e metamorfisados, onde o primeiro ocorre na base da estratigrafia. Também cobre o topo das serras de rochas máficas e ultramáficas, bem como

formações ferríferas bandadas, formando platôs subhorizontais (JESUS, 2012) (Figura 11).

Figura 11 - (A,B,C e D)Aspectos em campo da extensa cobertura laterítica que ocorre associada aos litotipos arqueanos caracterizados na região de Vila Tancredo.



Fonte: Jesus, 2012.

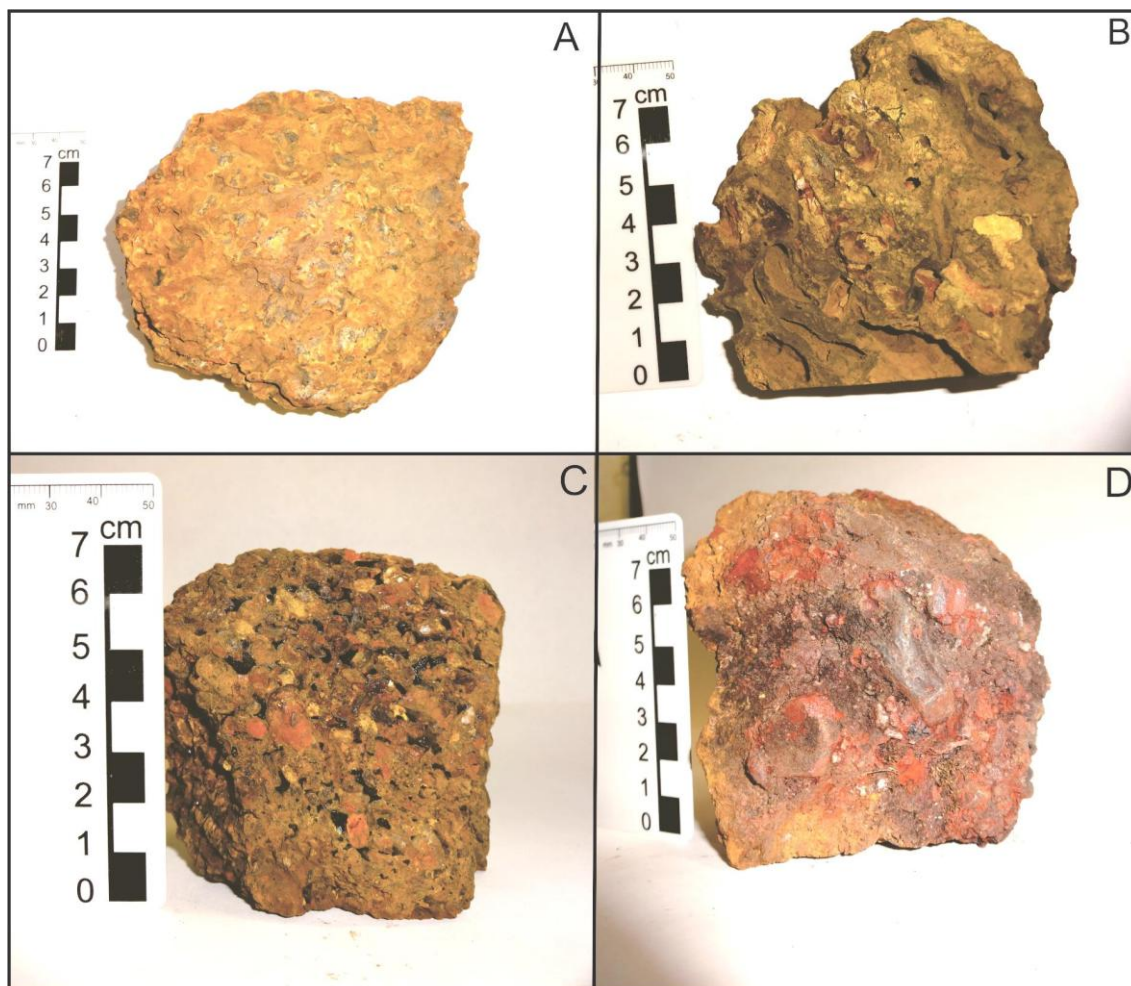
Por limitações de campo, a amostragem e, por conseguinte, as análises descritivas, se deram essencialmente no horizonte crosta ferruginosa da cobertura laterítica, não sendo permitida a construção do seu perfil completo.

5.3 Caracterização textural e mineralógica

O horizonte ferruginoso é de coloração vermelho-alaranjado com variações para tons amarelados, é formado por blocos pisolíticos cimentados por material hematítico. De modo geral, esse material apresenta superfície rugosa e aspecto cavernoso/poroso. Nódulos de óxido-hidróxido de ferro são

muito abundantes, conferindo um aspecto pseudo-conglomerático à rocha (Figura 12).

Figura 12-(A,B,C e D) Aspectos texturais macroscópicos, os quais são marcados por nódulos de óxido de ferro e um aspecto cavernoso/poroso.

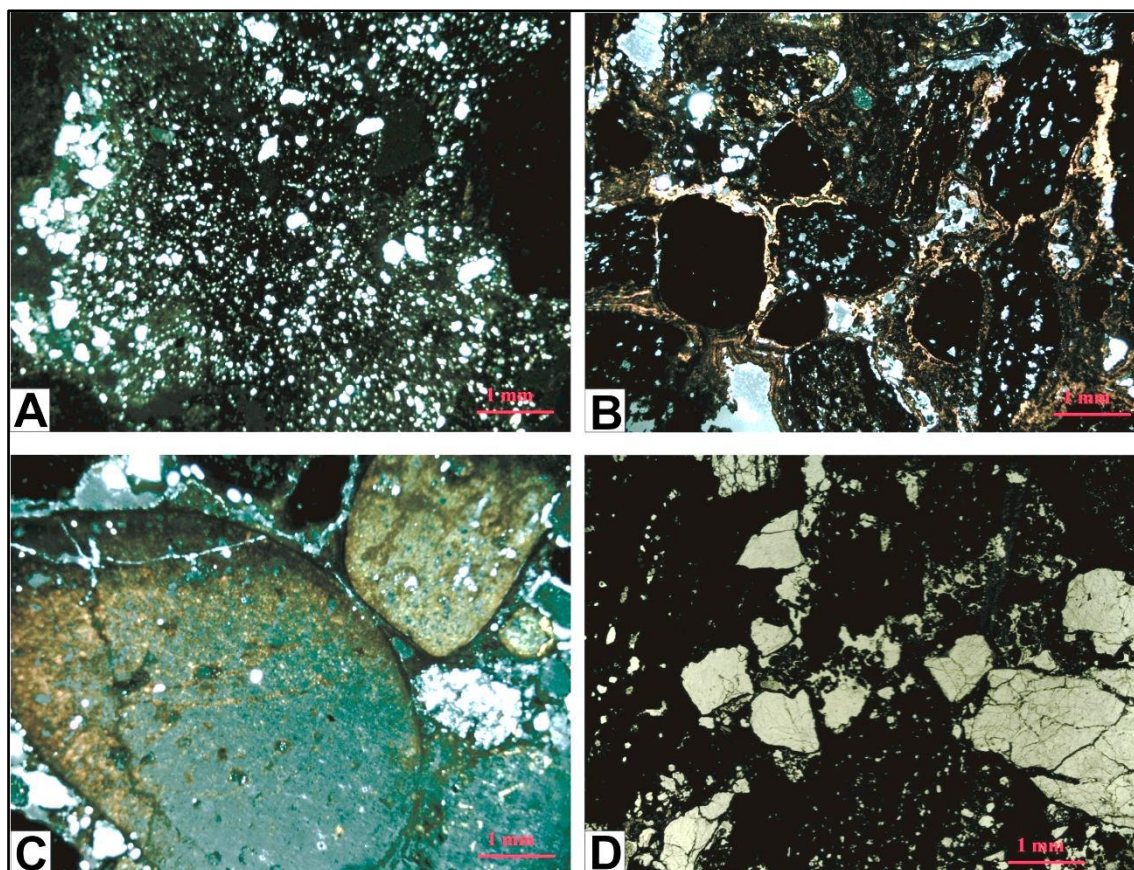


Fonte: Elaborado pelo autor.

Microscopicamente esse material apresenta textura pisolítica-conglomerática, constituído essencialmente por hematita, tendo o quartzo como mineral acessório, exceto na amostra P09-MARC, na qual esse último mineral encontra-se em quantidades aproximadas de 15% (Figura13D). De modo geral, o óxido de ferro apresenta-se com forma coloidal, por vezes constituindo nódulos com núcleo opaco (Figura 13B), ou apresentando-se como pequenas esferas pisolíticas (Figura 13C). O quartzo apresenta dimensões desde inferiores a 0,2mm a superiores 15mm, esse mineral está

intensamente fraturado e anguloso, caracterizando um aspecto brechóide à laterita (Figura 13A).

Figura 13-Fotomicrografias destacando os aspectos texturais microscópicos: A) Quartzo anguloso com diferentes granulações conferindo um aspecto brechóide à rocha; B) Nódulos de óxido de ferro com núcleos opacos; C) Pisólitos de óxido-hidróxido de ferro; e D) Amostra com elevado conteúdo de quartzo (superior a 15%).



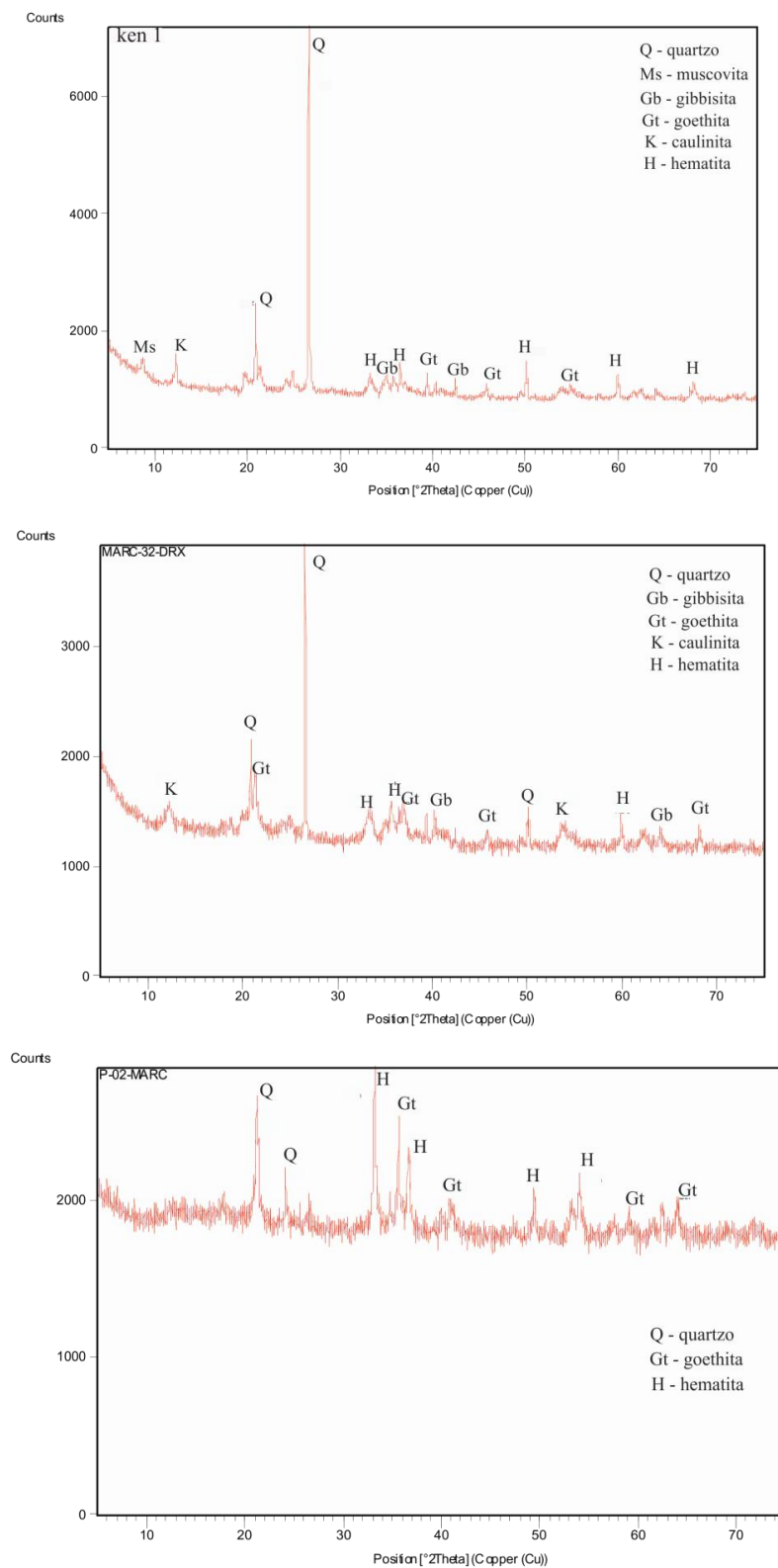
Fonte: Elaborado pelo autor.

Minerais de óxidos e hidróxidos de ferro são os mais abundantes, porém, foram identificados a partir de análises qualitativas (Difração de Raios-X) (Figura 14) e reconhecida a presença de caulinita, quartzo e muscovita. Essa mineralogia é característica desse tipo de horizonte, onde há um elevado grau de lixiviação dos minerais primários e a intensa concentração de hematita e goethita, dessa forma, minerais reliquiares tornam-se praticamente ausentes. Entretanto, no caso da amostra Ken 1, a presença de muscovita pode ser um

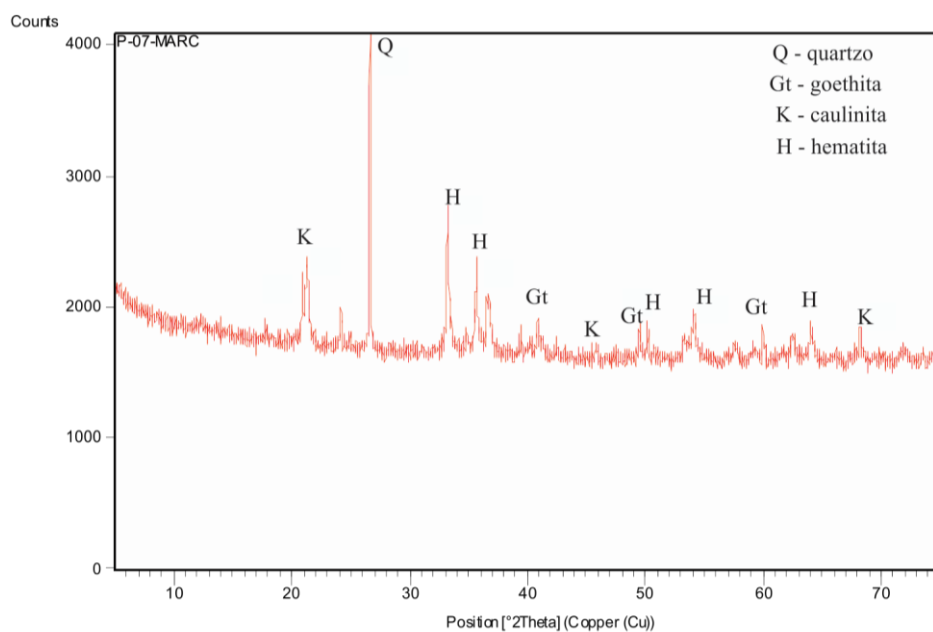
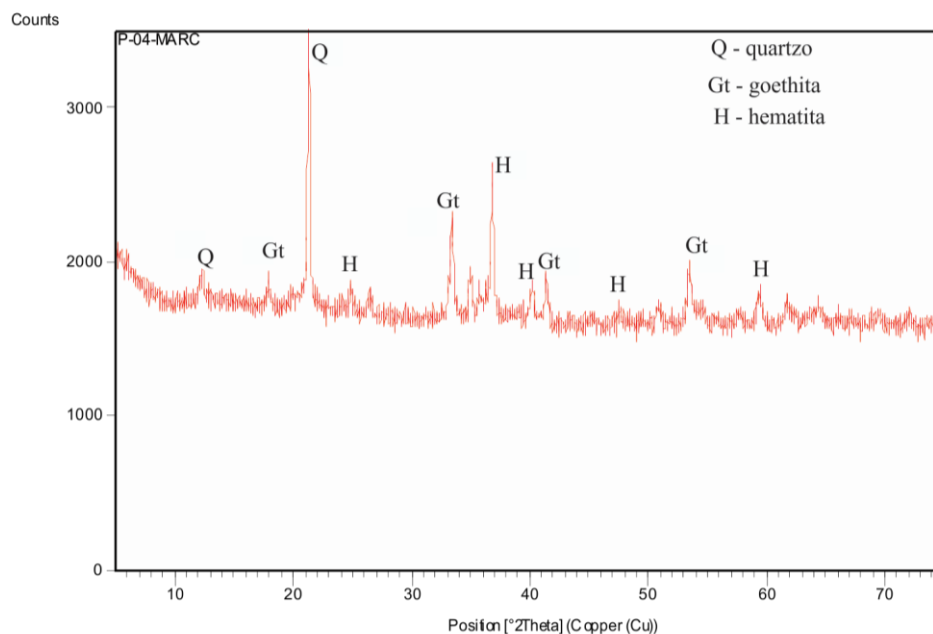
importante indicador de um protólito granítico, visto que granitos com muscovita ocorrem nessa região.

Figura 14- Difrátogramas representativos das amostras do horizonte laterita ferruginosa.

(continua)



(conclusão)



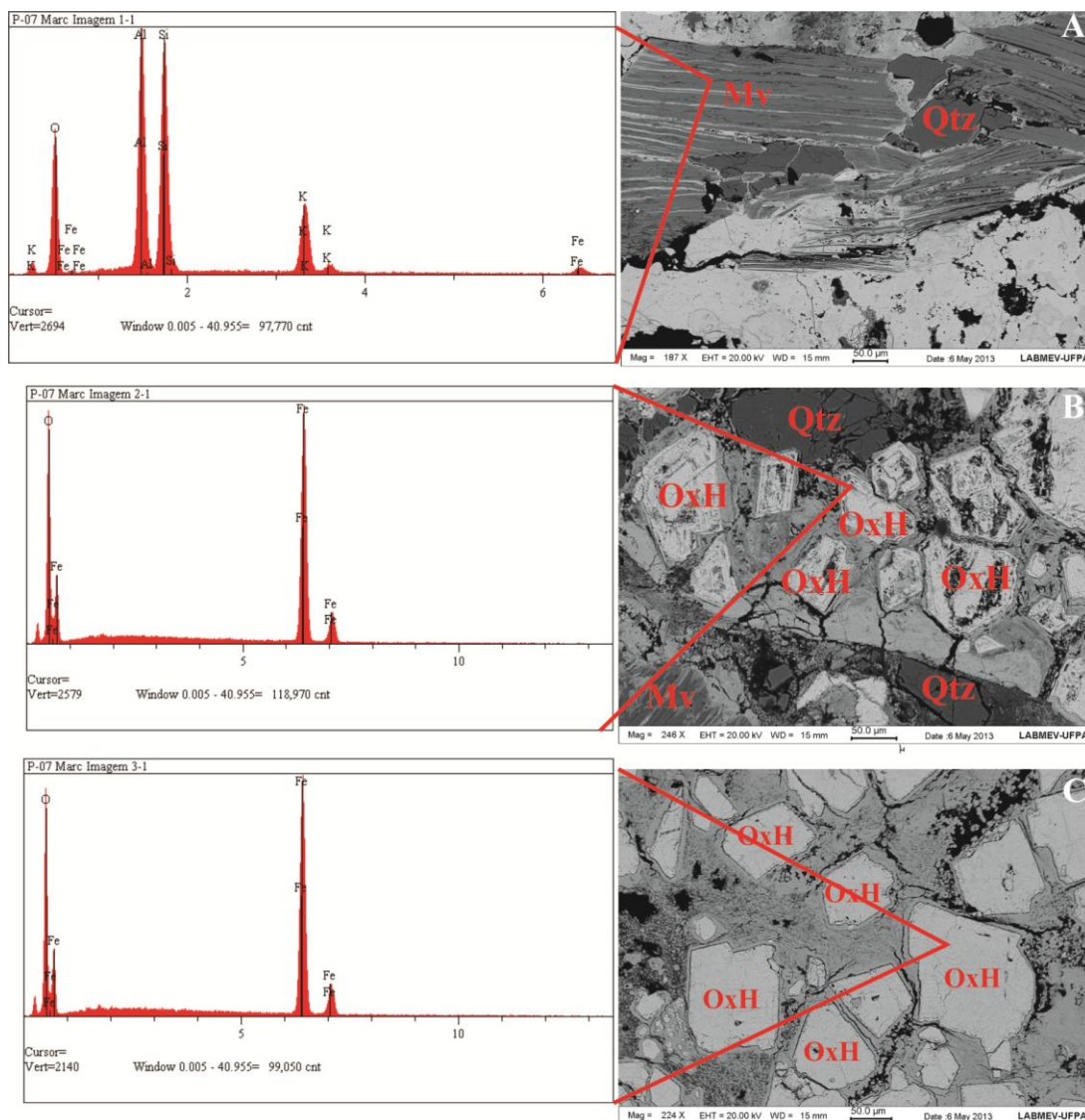
Fonte: Elaborado pelo autor.

A partir de análise por Microscopia eletrônica de varredura com eletrons retroespalhados, pode-se fazer uma observação mais profunda a respeito das características texturais e mineralógicas da cobertura laterítica.

Apesar de se tratar de uma crosta ferruginosa e o intemperismo na região ser de caráter intenso, o material preserva feições mineralógicas

reliquiaries, como é o caso de mica branca (Figura 15A e 15B) presente na amostra P 07 Marc, a qual é envolta por oxi-hidróxido de ferro e contendo inclusões de quartzo. O óxido de ferro, na forma do mineral hematita, é o mais comum na rocha. Por vezes apresenta-se como cristais angulosos espaçados e inseridos em uma matriz constituída principalmente por plasma argiloferruginoso (Figura 15B e 15C). As cavidades são feições presentes em diferentes escalas no material. Na Figura 15 são representadas pelas porções pretas da lâmina.

Figura 15 -Fotomicrografia (MEV) da amostra P07 Marc destacando a (A) ocorrência de mica branca como mineral reliquiar e (B e C) o aspecto anguloso dos cristais de hematita envolvidos por um plasma argiloferruginoso. Mv– muscovita; Qtz – quartzo; OxH – óxido-hidróxido de Ferro.

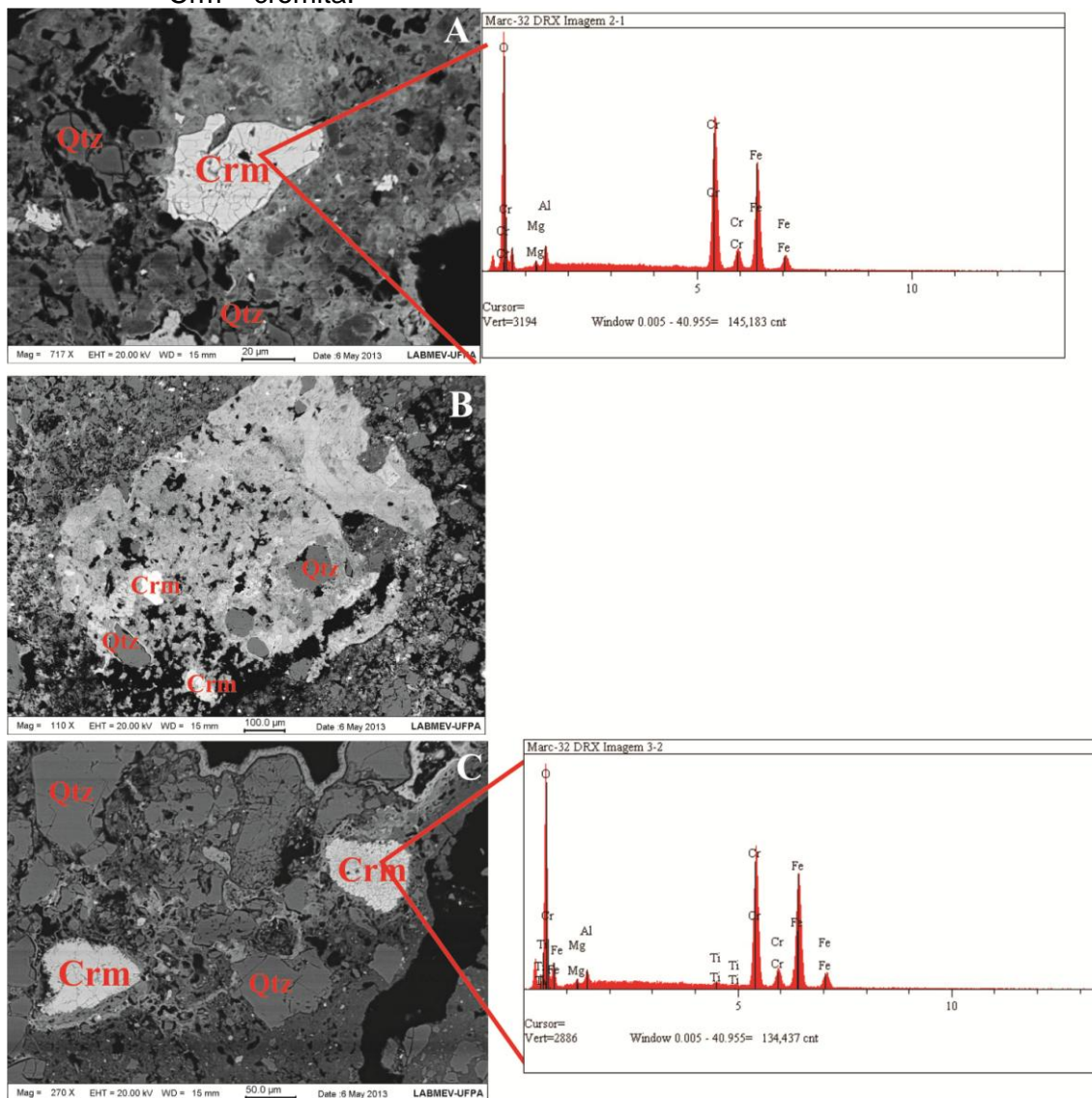


Fonte: Elaborado pelo autor.

A amostra Marc 32 DRX mostrou-se ser constituída basicamente pela mesma mineralogia das amostras anteriores, nas quais se destacam quartzo e óxido-hidróxido que muitas vezes, na fração argila, associados com argilominerais, constituem uma massa homogênea de plasma argilo-ferruginoso.

Entretanto, notou-se a ocorrência de minerais anédricos fraturados de cromita (Figura 16A), mineral do grupo dos espinélios, com relativa abundância na amostra. Esses cristais apresentam-se dispersos em meio à matriz de óxido-hidróxido de ferro que em alguns casos apresenta cromo na estrutura, e sobre superfícies pseudomórficas (Figura 16B).

Figura 16- Amostra Marc 32 DRX contendo cromita - (A) ocorrência de cromita reliquiar anédrica; (B) cromita sobre superfície pseudomórfica; (C) cromitas dispersas na massa de óxido-hidróxido de ferro. Qtz – quartzo; Crm – cromita.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A cromita é o único mineral de cromo economicamente aproveitável para a extração desse metal. O cromo é encontrado em vários minerais nas formas de óxidos e silicatos e não há conhecimento da ocorrência de cromo metálico na natureza. Isso se deve ao caráter oxidante da atmosfera e a elevada reatividade do cromo metálico com o oxigênio. A composição teórica da cromita ($\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$) contém 68% de Cr_2O_3 e 32% de FeO . Entretanto, esses valores nunca são encontrados nos minerais naturais, em decorrência das impurezas. O magnésio e o alumínio podem estar presentes na estrutura da cromita, substituindo parcialmente o ferro (SAMPAIO; ANDRADE e PAIVA, 2005).

O cromo é um elemento com ampla gama de aplicações. Os principais segmentos demandantes são as indústrias de aço e de ferro-ligas, química e de refratários. Dependendo do teor em Cr_2O_3 e da razão Cr/Fe, a cromita é classificada como metalúrgica, química ou refratária. O cromo não tem substituto na fabricação de aços inoxidáveis ou na produção de superligas. Substitutos do cromo para fabricação de ligas, para produtos químicos e produtos refratários, são geralmente de custos mais elevados e de aplicações limitadas (LIMA, 2009).

A ocorrência desse mineral é um importante indicativo tanto na interpretação do protólito da laterita quanto do seu potencial metalogenético. Diante disso, pode-se dizer que essa amostra contendo cromita tem como rocha-mãe conjuntos máfico-ultramáficos, visto que o cromo apresenta elevada concentração nesse tipo de rocha devido seu caráter como elemento compatível. A cromita ocorre em rochas ígneas básicas a ultrabásicas, correspondentes metamórficos dessas rochas, material dendrítico e em meteoritos. Esse mineral apresenta variação nos teores de diferentes óxidos em sua estrutura (Tabela 3).

Tabela 3 - Variações dos teores dos principais óxidos na estrutura cristalina da cromita.

Óxidos	(%)	Óxidos	(%)
Cr_2O_3	18 – 62	Al_2O_3	0 – 33
FeO	0 – 18	Fe_2O_3	2 - 30
MgO	6 – 16	-	-

Fonte: Bacellar et. al., 1973.

Quanto ao seu potencial metalogenético, a cromita se caracteriza como uma importante ocorrência mineral de relevância econômica, porém que requer estudos mais aprofundados para se determinar a sua economicidade. É importante destacar que no ambiente supergênico as anomalias associadas a depósitos de cromita são definidas por grãos residuais ou detritos deste mineral, quer nos solos, sedimentos ou coberturas lateríticas.

5.4 Caracterização geoquímica

A partir da análise química por fluorescência de raios-x se obtiveram as características geoquímicas das lateritas que recobrem algumas das unidades da região de Vila Tancredo. Para isso, foram feitas análises tanto de elementos maiores como menores, visto que estes últimos são de grande relevância na avaliação do potencial metalogenético.

Quanto aos elementos maiores (Tabela 4), evidenciou-se concentrações relativamente baixas dos componentes SiO_2 e Al_2O_3 na maioria das amostras exceto na amostra Ken 1 que apresenta teores de 48,21 e 16,38, respectivamente. Dentre as amostras, esta foi também a que apresentou os maiores valores de concentração de metais alcalinos e alcalinos terrosos, que são os primeiros componentes a serem lixiviados no ambiente supergênico, visto que durante as reações de hidrólise, o íon H^+ , resultante da ionização da água, desloca principalmente os cátions alcalinos e alcalinos terrosos para a solução.

Tabela 4- Resultado de análise química para elementos maiores e perda ao fogo.

	SiO ₂ (%)	MnO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	P.F. (%)
P.02 Marc	3,15	0,14	0,11	2,1	87,01				<0,1	7,23
Ken 1	48,21	1,84	0,52	16,38	21,6	<0,1	0,64	2,06	<0,2	7,23
P.04 Marc	11,49	<0,1	0,4	13,44	61,13				<0,3	7,23
Marc 32DRX	32,86	1,27	0,81	17,24	34,71		0,14	0,2	<0,4	7,23
P.07 Marc	15,61	0,56		2,85	75,59			<0,1	<0,5	7,23

Fonte: Elaborado pelo autor.

Quanto à classificação geoquímica das lateritas, será adotado o sistema utilizado por Siqueira (2011), no qual o autor faz uma classificação em lateritas ferruginosas e aluminosas utilizando-se das comparações entre os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , portando a classificação se dá da seguinte forma:

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} > 1 \text{ e } \frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3} < 1,33 = \text{Lateritas Ferruginosas}$$

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} < 1 \text{ e } \frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3} > 1,33 = \text{Lateritas Aluminosas}$$

Com base nessa classificação, as lateritas foram classificadas como Lateritas Ferruginosas (Tabela 5).

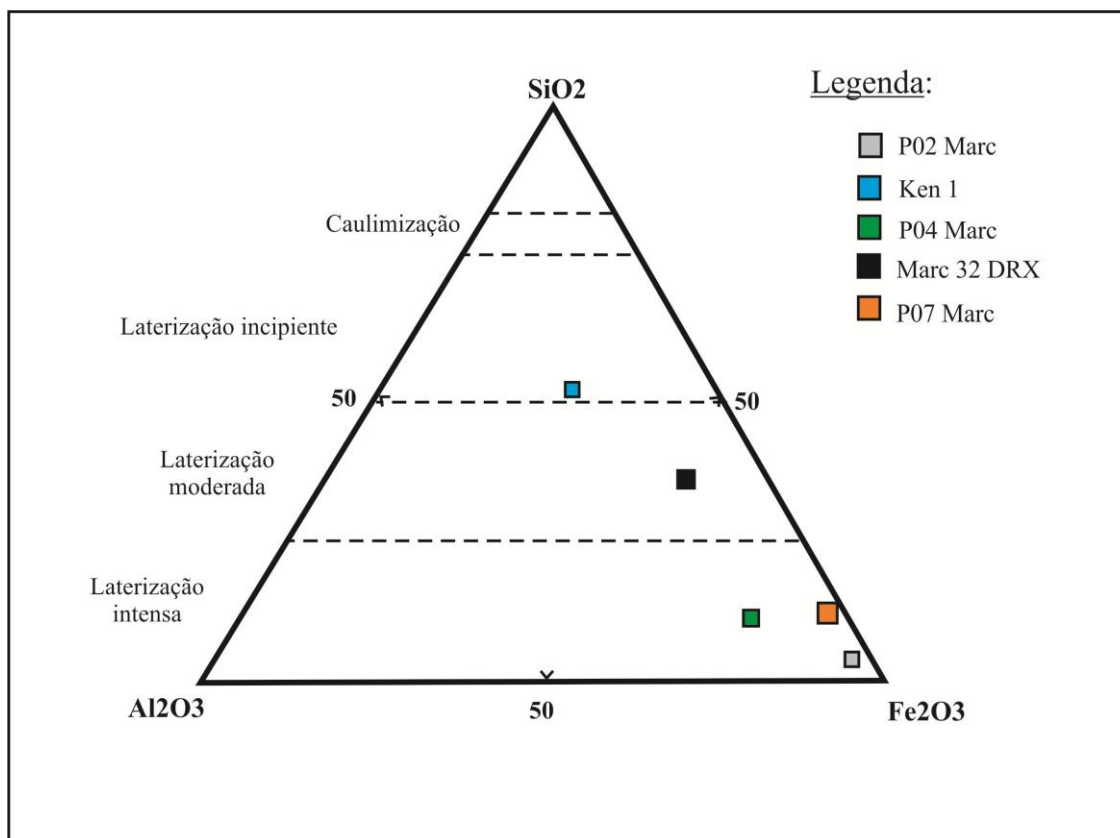
Tabela 5– Classificação das lateritas com base nas razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

	Fe₂O₃/Al₂O₃	SiO₂/Fe₂O₃	Classificação
P.02 Marc	41,43333333	0,036202735	Laterita Ferruginosa
Ken 1	1,318681319	2,231944444	Laterita Ferruginosa
P.04 Marc	4,548363095	0,187960085	Laterita Ferruginosa
Marc 32DRX	2,013341067	0,946701239	Laterita Ferruginosa
P.07 Marc	26,52280702	0,206508797	Laterita Ferruginosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Entretanto, a classificação de Shellmann (1980) também será adotada, pois tem o papel de identificar distintos graus de lixiviação com base em um diagrama ternário $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, classificando assim o decorrer do processo de laterização em caulinição, laterização incipiente, laterização moderada e laterização intensa (Figura 17). Esse diagrama representa a contínua perda de SiO_2 e o relativo ganho de Al_2O_3 e Fe_2O_3 . De acordo com o diagrama, a intensidade de laterização sofrida pelas rochas da área de estudo se estende do limite entre a laterização incipiente e a moderada, atingindo principalmente níveis de laterização intensa.

Figura 17- Diagrama Ternário mostrando a variação dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 no decorrer de alteração das rochas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Quanto aos elementos traço (Tabela 6), a análise mostrou que as amostras apresentam concentrações significativas de Co, Ni, Cr e Cu, sendo que a amostra Marc 32 DRX é a que apresenta os maiores teores desses elementos, exceto o Co. Esses elementos representam associações comuns em muitas crostas lateríticas. O Cr elevado, em particular, reflete a ocorrência de cromita nas lateritas como foi constatado anteriormente.

Os teores de Ni, apesar de relativamente elevados na amostra Marc 32 DRX, se encontram inferiores a depósitos clássicos como o minério laterítico silicatado do Vermelho na Serra dos Carajás, que apresenta, segundo Silva e Oliveira (1995), teores tão elevados que podem ser expressos em % em peso de óxido com valores que variam de 0,3% da rocha fresca até 2%NiO na rocha intemperizada, analisando amostra total.

Tabela 6– Tabela com os valores das concentrações dos elementos traço expressos em ppm.

	Cr(ppm)	Co (ppm)	Ni(ppm)	Cu (ppm)	Ba (ppm)	V(ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)
P.02 Marc	387	602	<10	184	115	149	108	32
Ken 1		480	26	167	431	1493	98	162
P.04 Marc	1598	364	12	173	118		99	57
Marc 32DRX	3835		1784	397	67	2452	194	144
P.07 Marc	346	393	27	124	234	295	147	31
	Pb (ppm)	Ga (ppm)	As (ppm)	U(ppm)	Nb (ppm)	Y(ppm)	Rb (ppm)	Sr(ppm)
P.02 Marc	153	<10		12	13	12	<10	<10
Ken 1	560	39		<10		144		106
P.04 Marc	31	18	13	13	10	11	<10	<10
Marc 32DRX	22	67		<10	<10	39		<10
P.07 Marc	104	<10		23	10	29		<10

Fonte: Elaborado pelo autor.

6 CONCLUSÕES

As observações em campo e dados petrográficos obtidos agora para este trabalho mostram que o núcleo arqueano da Província Mineral de Carajás, que se estende até a região de São Félix do Xingu, é formado por um complexo de rochas ígneas, metamórficas e vulcanossedimentares deformadas e metamorfizadas em diferentes graus. Portanto, é uma área importante para o desenvolvimento de pesquisas minerais em função da similaridade geológica e estrutural com a região mais a leste da Província Mineral de Carajás.

Na região de Vila Tancredo são identificados, pelo menos, dois principais regimes deformacionais impressos nas unidades arqueanas estudadas. O regime dúctil, de direção NW-SE à E-W tem importante similaridade com a direção principal de deformação na Província Mineral de Carajás e está representado por rochas miloníticas e gnáissicas, com possível migmatização associada. Cronologicamente mais jovem, ocorre o regime rúptil NE-SW e NW-SE que trunca abruptamente o anterior e foi, muito provavelmente, reativado no Paleoproterozóico e responsável pela colocação de magmatismo anorogênico, evidenciado pelo vulcano-plutonismo fissural policíclico da Formação Santa Rosa e pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

O padrão estrutural rúptil da região, constituído por fraturas e veios, associado com as condições metamórficas as quais as rochas foram submetidas, podem ser um importante indicador de que a área apresenta potencialidades para a ocorrência de ouro orogênico, sendo, porém, necessários trabalhos detalhados de pesquisa e sondagem para a confirmação da ocorrência desse tipo de mineralização. Nesse contexto, as áreas em que ocorrem as interseções entre os regimes dúcteis e rúpteis, região mais a norte de Vila Tancredo, seriam as mais favoráveis para a deposição de metais. Adicionalmente, a presença de formações ferríferas bandadas associadas à rochas máficas, possivelmente anfíbolitos, contendo expressiva concentração de sulfetos, sugere potencial para depósitos do tipo SMV (sulfeto maciço vulcanogênico).

A extensa cobertura laterítica existente remete a variações climáticas sazonais ao longo da história geológica da região, com alternância de períodos quentes e úmidos e períodos de seca, necessários à formação destas. As

rochas apresentam a mineralogia típica de lateritas, com predomínio de óxido-hidróxido de ferro e argilominerais, sendo a muscovita e a cromita minerais reliquias preservados em algumas amostras.

De acordo com as características de campo e com os aspectos texturais, as lateritas podem ser classificadas como imaturas autóctones. Já com base nas suas características químicas, as mesmas foram classificadas como Lateritas Ferruginosas.

A intensidade da laterização ocorrida nas rochas da área de estudo se estende do limite entre a laterização incipiente e a moderada atingindo principalmente níveis de laterização intensa.

A análise mineralógica e química permitiu concluir que as coberturas lateríticas da região de Vila Tancredo apresentam potencial metalogenético para Co, Cr, Cu e Ni. Sendo os processos supergênicos os responsáveis pela concentração desses elementos. Concentração essa que pode remeter essas lateritas a protólito máfico-ultramáfico principalmente, como gabros e basaltos que ocorrem na área de estudo.

Assim, embora ainda sejam conclusões preliminares e puramente especulativas, a região de São Félix do Xingu mostra evolução geológica e condições de preservação propícias para a geração e hospedagem de depósitos minerais auríferos e sulfetados, tanto nas unidades arqueanas, como aquelas desenvolvidas tardiamente no Paleoproterozóico.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J; COSTA, J.B.S. A mega estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém.**Anais...** Belém: SBG, 1988. p. 324–333.
- BACELLAR, G. A. e LEAL, G. R. N. Perfil analítico da cromita, **Boletimn.** V.10, DNPM. 1973.
- BERGER, B.R. Descriptive Model of Low-sulphide Au-quartz veins.**U.S. Geological Survey Bulletin**, v.1693, p.183-186. 1986
- BIERLEIN.F.P.; CROWE, D.E. Phanerozoic orogenic lode gold deposits.**Reviews in Economic Geology**, v.13, p.103-139. 2000.
- BOHLKE.J.K. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins.**U.S. Geological Survey Open-file Report.**,v.82, n.795, p. 70-76. 1982.
- BRAND, N.W.; BUTT, C.R.M.; ELIAS, M. Nickel late rites: classification and features: AGSO.**Journal of Australian Geology and Geophysics**, v.17, p.81-88.1998.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Eds). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia,1997. p. 16–90.
- COSTA, M.L. Aspectos geologicos dos lateritos da Amazonia. **Revista Brasileira de Geociências**,v.21, n.2, p.146-160. 1981.
- COSTA, M.L. Lateritos e lateritização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. v.1, p.404-421.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). **Economia mineral do Estado do Pará**.Belém: DNPM, 2011.p.1-8.
- DORR, J. V. N. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 59, p.1203-1240. 1964.
- FERNANDES, C.M.D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; LAGLER, B.; ECHEVERRI, C.M. 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 Sul American Earth.Science**, v.32, n.4, p.351-368. 2011.
- FERRARI, L.; LOPEZ-MARTINEZ, M.; AGUIRRE-DIAZ, G.; CARRASCO-NUNEZ, G. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. **Geology**, v. 27, n. 4, p. 303-306. 1999.

FREYSSINET, P.H.; BUTT, C.R.M.; MORRIS, R.C.; PIANTONE, P. Ore-Forming processes related to lateritic **Weathering. Economic Geology**, v.100th Anniversary, p.681-722. 2005.

GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; CROVES, D. I. A Classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. **Mineralium Deposita**, v. 30, p.408-410.1995.

GOLDFARB, R. J. Distribution.Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. **Economic.Geology**.,v.100th Anniversary, p.407-450, 2005.

GROVES, D.I.; GOLDFARB.R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN. S.C.; ROBERT. F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7-27. 1998.

HORBE, A.C.; COSTA, M.L. Balanço geoquímico do perfil laterítico da Serra do Madeira, Pitinga-Am. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36.,1990. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia. 1990. v.2, p.855-866.

JESUS, A.J.C. **Geologia e petrografia do embasamento arqueano na região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás**. 2012. 63f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Pará, Marabá, 2012.

JOÃO, X.S.J. Arcabouço geológico-tectônico e implicações metalogenéticas. In: COMPANHIA DE PESUISA DOS RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Geodiversidade do Estado do Pará**. CRPM - Serviço Geológico do Brasil. 2013a.p. 17-22.

JOÃO, X.S.J. **Panorama dos recursos minerais metálicos e não metálicos**. In: COMPANHIA DE PESUISA DOS RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Geodiversidade do Estado do Pará**. CRPM - Serviço Geológico do Brasil. 2013b. p. 93-106.

JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. **J. Volcanol. Geotherm. Resource**, v.191, n.3-4. 2010 p.167-179.

KAY, S.M.; GODOY, E.; KURTZ, A. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.117, n.1-2, p. 67–88. 2005.

KERRICH, R. Fluid transport in lineaments. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London.Londres**, v. 317. 1986. p.219-251.

LAGLER, B. **Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico**. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.

LIMA, J.M.G., **Projeto de Assistência Técnica ao Setor de Energia Ministério de Minas e Energia**. 2009. 28f. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral-SGM, Brasília, 2009.

MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará**. CPRM, Brasília, 384 pp.1997.

MELFI, A. J. **Lateritas e processos de laterização**. São Carlos: Escola de Engenharia de São Carlos. 1997, 29 p.

ROBERT. F.; POULSEN, K.H. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 111-155.2001.

ROSA-COSTA, L. T. **Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb E $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do Segmento Sudeste do Escudo das Guianas: Evolução Crustal e Termocronologia do Evento Transamazônico**. 2006. 231f. Tese (doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

SACKS, I.S. **The subduction of young lithosphere**. *J. Geophys. Res.*, 88(B4): 3355-3366. 1983.

SAMPAIO, J.A.; ANDRADE, M.C.; PAIVA, P.R.P. **Rochas e minerais industriais: Usos e especificações**. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral. Ministério de Ciência e Tecnologia, 2005. 505p.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Resource**, v.3, n.4, p.453-488. 2000.

SCHELLMANN, W. **Considerations on the definition and classification of laterites**. In: INTERNACIONAL SEMINARY ON LATERITIZATION PROCESSES, 1., 1979. Trivandrum, Oxford & Ibh.1980. p.1-10.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.L.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTT, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.) **Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p.74-156.

SILVA, M.M.C; OLIVEIRA, S.M.B. As Fases portadoras de níquel do minério laterítico de níquel do Vermelho, Serra do Carajás (PA). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, n.1, p. 60-73. 1995

SIQUEIRA, A. C. A. **Geoquímica das lateritas do Domínio Médio Coreaú - Noroeste do estado do Ceará**. 2011. 133f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2011.

TARDY, Y. **Petrology of laterite sand tropical soils**. Rotterdam: Balkema, 1997. 408p.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: **Sociedade Brasileira de Geologia**, 2000. p.41-95.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 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**. São Paulo, 2004. p.471-485.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. **Geochronological Provinces of the Amazonian Craton**. *Episodes*, v.22, p174-182, 1999.

TEIXEIRA, N.P., BETTENCOURT, J.S., MOURA, C.A.V., DALL'AGNOL, R. and MACAMBIRA, E.M.B. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. **Precambrian Research**, 119(1-4): 257–275. 2002.

TOMAZONI NETO, F. **Controle na Distribuição das Lateritas e Saprolitos da Alto Teor no Depósito de Níquel Laterítico do Jacaré, Distrito de Carajás, Brasil**. 2011. 112f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000**. Belém: Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais. 2008. 329 p.