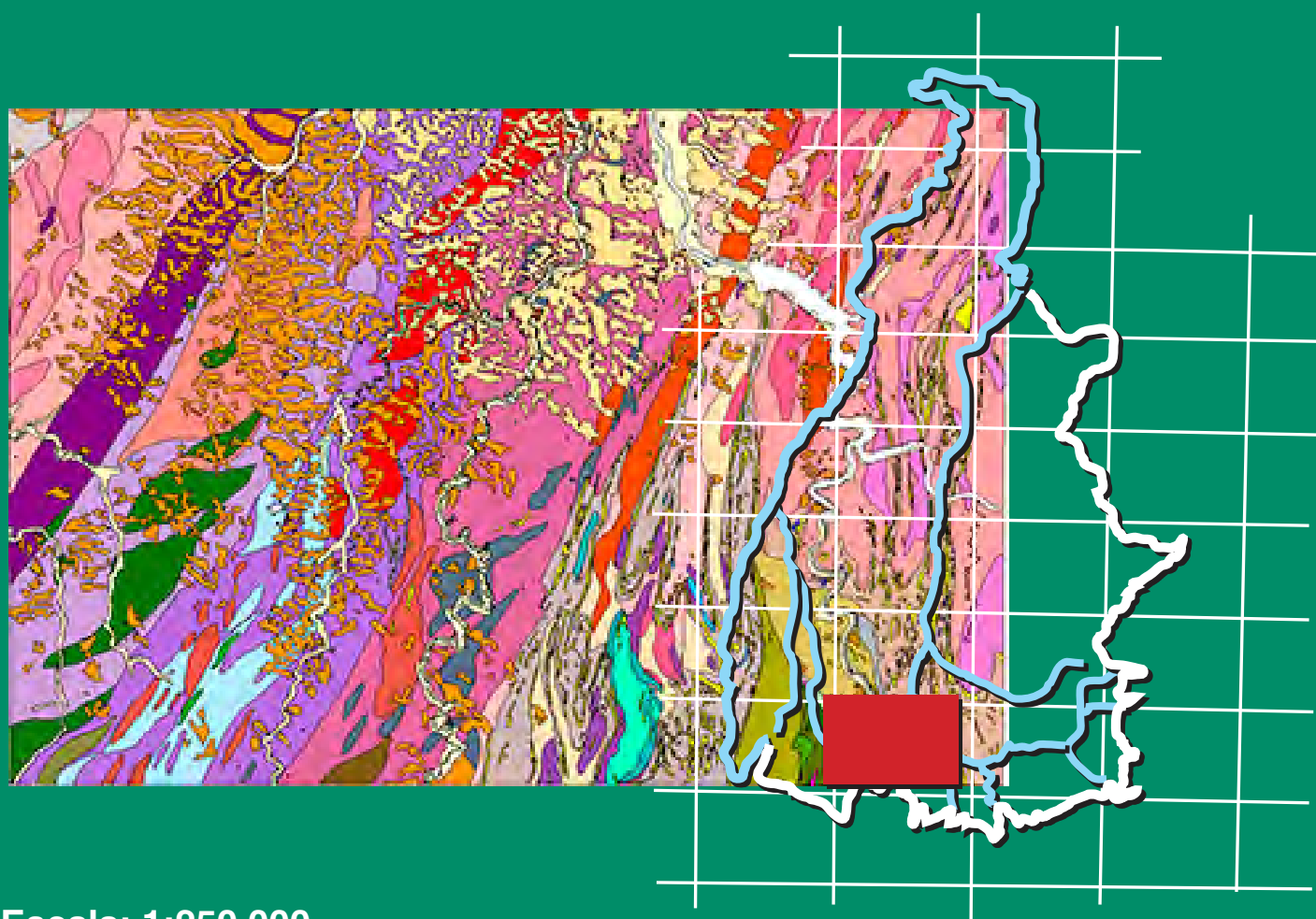


**Programa Geologia do Brasil  
Levantamentos Geológicos Básicos**



# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALVORADA – SD.22-X-B**



**Escala: 1:250.000  
2018**



**PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**  
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALVORADA SD.22-X-B**

**ESCALA 1:250.000**

## **PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS**

**ESTADO DO TOCANTINS**

**Antônio Augusto Soares Frasca**  
**Pedro Sérgio Estevam Ribeiro**  
**Joffre Valmório de Lacerda Filho**  
**Paulo Fernando Villas Boas Meneghini**  
**Letícia Lemos de Moraes**  
**Humberto Alcântara Ferreira Lima**



GOIÂNIA  
2018

CPRM – SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA  
RUA 148, 485 - SETOR MARISTA  
GOIÂNIA - GO - BRASIL  
CEP: 74170-110  
FAX: (62) 3240-1417  
TEL.: (62) 3240-1400  
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

F841 Frasca, Antônio Augusto Soares  
Geologia e recursos minerais da folha Alvorada SD.22-X-B: escala 1:250.000, Projeto Sudeste do Tocantins, estado do Tocantins / Antônio Augusto Soares Frasca, Pedro Sérgio Estevam Ribeiro, Joffre Valmório de Lacerda e Paulo Fernando Villas Boas Meneghini, Letícia Lemos de Moraes, Humberto Alcântara Ferreira Lima. – Goiânia: CPRM, 2018.  
292 p.: il.; 30 cm  
  
Programa Geologia do Brasil.  
  
ISBN 978-85-7499-422-2  
  
1. Geologia Regional – Brasil – Tocantins. 2. Recursos Minerais – Brasil – Tocantins. 3. Geotectônica. I. Título.  
  
CDD 553.098117

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**  
**DA FOLHA ALVORADA SD.22-X-B**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

Wellington Moreira Franco  
*Ministro de Estado*

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

Vicente Humberto Lôbo Cruz  
*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM**

Esteves Pedro Colnago  
*Diretor-Presidente*

José Leonardo Silva Andriotti  
*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

Antônio Carlos Bacelar Nunes  
*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

Fernando Pereira de Carvalho  
*Diretor de Infraestrutura Geocientífica*

Juliano de Souza Oliveira  
*Diretor de Administração e Finanças*

Lúcia Travassos da Rosa Costa  
*Chefe do Departamento de Geologia*

Marcelo Esteves Almeida  
*Chefe do Departamento de Recursos Minerais*

Vladimir Cruz de Medeiros  
*Chefe da Divisão de Geologia Básica*

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto  
*Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica*

Hiran Silva Dias  
*Chefe da Divisão de Geoprocessamento*

Fábio Silva da Costa  
*Chefe da Divisão de Cartografia*

Valter Alvarenga Barradas  
*Departamento de Relações Institucionais e Divulgação*

Washington José Ferreira Santos  
*Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA**

Gilmar José Rizzotto  
*Superintendente*

Marcelo Ferreira da Silva  
*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

Felipe Rodrigues Martins e Cleber Alves Ladeira  
*Supervisores de Projetos*

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**CRÉDITOS AUTORAIS**

Antônio Augusto Soares Frasca / Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Joffre Valmório de Lacerda Filho / Paulo Fernando Villas Boas Meneghini  
Letícia Lemos de Moraes / Humberto Alcântara Ferreira Lima

---

**CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO**

**1. INTRODUÇÃO**

Antônio Augusto Soares Frasca

**2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

Antônio Augusto Soares Frasca

**3. ESTRATIGRAFIA**

Antônio Augusto Soares Frasca  
Joffre Valmório de Lacerda Filho  
Paulo Fernando Villas Boas Meneghini

**4. GEOLOGIA ESTRUTURAL**

Antônio Augusto Soares Frasca

**5. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA**

Antônio Augusto Soares Frasca  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

**6. GEOQUÍMICA**

Daliane Bandeira Eberhardt  
Eric dos Santos Araújo  
Antônio Augusto Soares Frasca  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

**7. RECURSOS MINERAIS**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Joffre Valmório de Lacerda Filho  
Antônio Augusto Soares Frasca

**8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Antônio Augusto Soares Frasca

**9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Antônio Augusto Soares Frasca  
Joffre Valmório de Lacerda Filho  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Maria Gasparina de Lima

**CARTA GEOLÓGICA**

Antônio Augusto Soares Frasca  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Joffre Valmório de Lacerda Filho  
Paulo Fernando Villas Boas Meneghini

**CARTA DE RECURSOS MINERAIS**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Joffre Valmório de Lacerda Filho  
Antônio Augusto Soares Frasca

**ANÁLISES PETROGRÁFICA**

Letícia Lemos de Moraes

**COLABORADORES**

Luiz Carlos de Melo  
Valdivino Patrocínio da Silva  
Jaime Estevão Scandolara  
Nair Dias  
Pedro Soares Ricardo Bispo  
João Rocha de Assis  
Marcus Flávio Nogueira Chiarini  
Brenda Nogueira de Brito (Estagiária)

**REVISÃO FINAL**

Ruy Benedito Calliari Bahia (DEGEO)

**PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO – GERINF-GO)**

Cristiane de Lima Pereira

**PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA – DIMARK)**

Washington José Ferreira Santos

# APRESENTAÇÃO

---

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o aproveitamento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos superficiais e subterrâneos do país e, simultaneamente, fonte de dados imprescindível para o conhecimento do meio físico tendo em vista a execução de políticas de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É com esta premissa que a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, coloca a disposição da comunidade técnico-científica, dos empresários do setor mineral e da sociedade em geral os resultados alcançados pelo **PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS – FOLHA ALVORADA SD.22-X-B**, executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil através da Superintendência Regional de Goiânia.

Este projeto apresenta o estado da arte do conhecimento geológico e dos recursos minerais na escala 1:250.000 de uma área de 18.000 km<sup>2</sup> abrangendo 14 municípios da porção centro-sul do estado do Tocantins, incluindo 2 municípios do extremo norte do estado de Goiás.

Na preparação deste produto foram compilados e integrados todos os dados e informações geológicas, tectônicas, geoquímicas e de recursos minerais, disponíveis na região abrangida pela área do projeto. Estes dados foram complementados com a interpretação de sensores remotos e dados aerogeofísicos de alta resolução, seguida de intensa programação de coleta de dados de campo e da elaboração de um texto explicativo. Todas as informações coligidas encontram-se disponibilizadas em um robusto e moderno banco de dados (GEOSGB) da CPRM.

Este produto é mais uma ação do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, presente em todas as regiões do país e cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico e hidrogeológico do território brasileiro.

Com mais este lançamento, a CPRM - Serviço Geológico do Brasil, dá continuidade à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, seja através dos levantamentos geológicos básicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 e dos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução, com linhas de vôo espaçadas de 500m, ou ainda pela integração da geologia e dos recursos minerais em mapas estaduais, nas escalas 1:500.000 e 1:1.000.000, cumprindo seu papel institucional e contribuindo para o conhecimento geológico como uma ferramenta de infraestrutura, de fundamental importância para o desenvolvimento regional, como subsídio básico para a formulação de políticas públicas e embasamento para a tomada de decisão de investimentos.



# RESUMO

---

Apresenta-se os resultados do mapeamento geológico na escala 1:250.000 da Folha Alvorada (SD.22-X-B), integrante do Projeto Sudeste do Tocantins e desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Goiânia dentro do Programa Geologia do Brasil – PGB. Realizou-se cerca de 4200 km de perfis geológicos ao longo de estradas, rios e trilhas, onde foram estudados 435 afloramentos, descritas 223 lâminas petrográficas, efetuadas 130 análises litoquímicas e 9 determinações isotópicas/geocronológicas, 8 Sm-Nd e 1 U-Pb. Acompanha este estudo o levantamento geoquímico regional com 354 amostras de sedimento de corrente e de concentrado de bateia.

Cartografou-se 24 unidades litoestratigráficas com a individualização 50 tipos litológicos todas relacionadas aos orógenos Brasília e Araguaia. Propõem-se uma nova compartimentação tectônica para o embasamento paleoproterozoico onde se identifica a presença de arcos magmáticos acrescionários e colisionais. As mesmas características tectônicas são também reconhecidas para os orógenos neoproterozoicos, que formam arcos magmáticos com fontes juvenis e crustais, e que reciclam parcialmente as rochas do embasamento paleoproterozoico. As unidades se orientam na direção NE, estruturadas no sistema do Lineamento Transbrasiliano como faixas ou como corpos isolados, integrando os domínios Brasília e Araguaia.

A orogênese neoproterozoica é a mais bem definida e é a responsável por parte da reciclagem e da deformação das rochas Paleoproterozoicos. Correspondem na área por extensos batólitos com granodioritos e tonalitos gnáissicos com rochas máficas e ultramáficas associadas e parte originadas em ambiente de arco magmático intraoceânico juvenil e outra mais jovem relacionada uma margem ativa, com contribuição juvenil e retrabalhamento crustal. Acompanham estes arcos as suas bacias marginais formadas por depósitos sedimentares e vulcânicos metamorfizados desde fácies xistos verdes, anfíbolito e granulito.

Todas as unidades estratigráficas estão deformadas sob um regime de cisalhamento dúctil não progressivo, de direção final N20°-40°E relacionadas ao Sistema Transbrasiliano e suas principais zonas de transcorrências, dextrais e sinistras e componentes no sistema *Riedel*. A deformação mais antiga é registrada no embasamento. Forte encurtamento crustal sob cisalhamento puro dobram embasamento e rochas neoproterozoicas tonianas. No Crogeniano/Ediacarano zonas contracionais de baixo ângulo, rampas frontais com dobras recumbentes e isoclinais aliam-se ao sistema transcorrente e desenvolvem sistemas de *fold-thrust belts* assimétricos e de vergência dupla a partir da porção central do Lineamento Transbrasiliano. Esta deformação é a principal fase concentradora e remobilizadora das ocorrências e depósitos gemológicos da região e de outros bens minerais.

Batólitos e stocks graníticos correspondem a corpos alongados e descontínuos e são de origem e fontes variadas: orogênicos, pós-colisionais a pós-orogênicos. As intrusões máfica-ultramáficas correspondem a rochas tholeiíticas de arco ou a magmatismo básico tardio, associado ao processo final de fechamento do orógeno, sua extensão e colapso. Atribui-se estas intrusões a processos relacionados à delaminação litosférica. Os demais eventos relacionam-se aos depósitos fanerozoicos e aos espessos e extensos depósitos neogênicos que se assenta sobre todas as unidades.



Foram cadastrados 55 jazimentos pertencentes às classes dos minerais metálicos, e não metálicos, gemas, rochas e minerais industriais. Com destaque à porção nordeste e sudeste da folha com as ocorrências de granadas e turmalinas com propriedades gemológicas. Indícios auríferos se restringem a porção centro sul da folha detectada em concentrados de bateia.

O trabalho objetivou fornecer contribuição para o conhecimento geológico regional, além de gerar consistente banco de dados geológico-metalogenéticos para apoio a futuros projetos de pesquisa mineral, uso e ocupação racional do solo, contribuindo efetivamente para o desenvolvimento regional dos estados do Tocantins e Goiás. O extrativismo mineral ainda é rudimentar na região, com destaque para a produção de areia, argila, brita, quartzito, calcário agrícola e rochas pedras ornamentais (municípios de Alvorada, Jaú do Tocantins, Peixe e Talismã) e grafita, zirconita, tantalita, muscovita, cobre, estanho, ilmenita, berilo, nióbio, além da ocorrência de água termal nos municípios de Peixe e Jaú do Tocantins.

O cadastramento resultou na reavaliação de 55 recursos minerais consistidos (ouro, turmalina, granada, alanita, água termal, brita, pedras coradas, água mineral, mármore, sulfetos, muscovita, o depósito já cadastrado e devidamente cartografado de Palmeirópolis (Cu-Pb-Zn), além de novos indícios químicos efetivamente comprovados de ETR, obtidos através de cintilometria (solo). Os pontos estudados englobaram minas, ocorrências, indícios e garimpos.

# ABSTRACT

---

This report presents the results of geological mapping of Alvorada sheet (SD.22-X-B) at a scale of 1: 250,000 , which is part of the Southeastern Tocantins Project, developed by CPRM - Geological Survey of Brazil - Regional Superintendence of Goiânia in the Geology Program of Brazil - PGB. In this study 4200 km of geological profiles along roads, rivers and tracks were described, 435 outcrops, 223 petrographic sections, 130 chemical analyzes and 9 isotopic / geochronological determinations, 8 Sm-Nd and 1 U-Pb, with a regional geochemical survey of 354 samples of stream sediment and of pan-concentrate. 24 lithostratigraphic units were cartographed with the individualization of 50 lithologic types all related to the Brasília and Araguaia Orogens.

A new tectonic compartment is proposed for the Paleoproterozoic basement where the presence of accretional and colliding magmatic arcs is identified. The same tectonic characteristics are also recognized for the neoproterozoic orogens, which form magmatic arches with juvenile and crustal sources that partly recycle the rocks of the Paleoproterozoic basement. The units are oriented in the NE direction, within the Transbrasilian Lineament System as bands or as isolated bodies, integrating the Brasília and Araguaia domains.

The neoproterozoic orogenesis is best defined and is responsible for part of the recycling and deformation of Paleoproterozoic rocks. They correspond in the area to large batholiths with granodiorites-tonalities gneiss associated with mafic and ultramafic rocks originated in a magmatic arc environment. These arches are accompanied to its marginal basins formed by sedimentary and volcanic deposits metamorphosed in greenschist, amphibolite and granulite facies.

All stratigraphic units are deformed under a ductile shear regime, N20°-40°E direction, related to the Transbrasilian System and its main transcurrent, dextral and sinistral zones and components in the Riedel system. Low angle contraction zones, frontal ramps, reverse faults with recumbent, tight and isoclinal folds align with the transcurrent system and develop an asymmetrical double-thrust fold-thrust belt system from the central portion of the Transbrasilian Lineament. This deformation is the main concentrating and remobilizing phase of gemological occurrences and deposits of the region and other mineral resources. Batoliths and granite stocks correspond to elongated and discontinuous bodies and are product of varied origin and sources: orogenic, post-collision to post-orogenic. The mafic-ultramafic intrusions correspond to tholeiitic arc rocks or late basic magmatism, associated with the final process of orogenic closure, its extent and collapse. These intrusions are attributed to processes related to lithospheric delamination. The other events are related to the phanerozoic deposits and to thick and extensive neogenic sediments that cover all units.

Fifty-five sites belonging to the classes of metallic and non-metallic minerals, gems, rocks and industrial minerals were registered. The northeast and southeast portion of the area are prominent with gemological properties of the grenades and tourmalines occurrences. Auriferous occurrences are restricted to the center-south portion of the sheet detected in pan concentrates.

The objective of this work was to provide a contribution to regional geological knowledge, as well as to generate a consistent geological-metallogenetic database to support future mineral exploration, rational use and occupation of the land, effectively contributing to the regional development of the states of Tocantins and Goiás. Mineral extraction is still rudimentary in the region, with sand, clay, gravel, quartzite, agricultural limestone and ornamental stones (Alvorada, Jaú do Tocantins, Peixe and Talismã) and graphite, zirconite, tantalite, muscovite, copper, tin, ilmenite, beryl, niobium, besides the occurrence of thermal water in the cities of Peixe and Jaú do Tocantins.

The registration process resulted in the revaluation of 55 mineral resources consisted of gold, tourmaline, garnet, alanite, thermal water, gravel, colored stones, mineral water, marble, sulfides, muscovite, the already registered and properly mapped deposit of Palmeirópolis (Cu-Zn), as well as new chemical evidence of ETR effectively verified obtained through terrestrial geophysics (soil). The points studied included mines, occurrences, traces and mining.

# SUMÁRIO

---

<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	<b>17</b>
1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	17
1.2 - MATERIAIS E MÉTODOS .....	18
1.3 - ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS .....	20
1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	21
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>27</b>
2.1 - INTRODUÇÃO - PROVÍNCIA ESTRUTURAL DO TOCANTINS.....	27
2.2 - O ORÓGENO BRÁSILIA - FOLHA ALVORADA.....	29
2.3 - O ORÓGENO-ARAGUAIA - FOLHA ALVORADA.....	31
<b>3 – ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>33</b>
3.1 - GRUPO ÁGUA SUJA - (PPas) .....	33
3.2 - COMPLEXO ALMAS-CAVALCANTE - UNIDADE ORTOGNÁISSICA E GRANÍTICA - PP2 $\gamma$ acgr ...	38
3.3 - SUÍTE AURUMINA - PP2 $\gamma$ au3 e PP2 $\gamma$ au4 .....	43
3.4 - COMPLEXO RIO DOS MANGUES - PP23 $\gamma$ rm.....	50
3.5 - GRUPO ARAÍ - PP4ar .....	53
3.5.1- Formação Traíras - PP <sub>4</sub> t .....	54
3.6 - GRUPO SERRA DA MESA - PP4sm .....	60
3.7 - SUÍTE ALCALINA DE PEIXE - MP1 $\lambda$ p .....	64
3.8 - SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS - MP2vsp .....	69
3.9 - GRUPO PARANOÁ - MPpa4 .....	76
3.10 - COMPLEXO MARA ROSA - NP12mr .....	77
3.10.1 - Unidade Mara Rosa 2 - Tonalitos e Granodioritos Gnaisses - NP12 $\gamma$ mr.....	78
3.10.2 - Unidade Mara Rosa 4 - Corpos Máficos e Ultramáficos - NP12 $\delta$ mr.....	84
3.11 - GRANITO TIPO MORRO SOLTO - NP2 $\gamma$ ms .....	87
3.12 - COMPLEXO GABRO DIORÍTICO SERRA DO ESTRONDO - NP2 $\delta$ se .....	88
3.13 - GRUPO BAIXO ARAGUAIA - NPba .....	92
3.13.1 - Formação Pequizeiro (NP2pq) .....	95
3.14 - SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR SERRA DA SABINA - NP2sab3.....	95
3.15 - SUÍTE ALIANÇA DO TOCANTINS - NP3 $\gamma$ a .....	96
3.15.1 - Tonalito - Granodiorito Aliança - NP3 $\gamma$ atg .....	97
3.15.2 - Granito Córrego das Lajes - NP3 $\gamma$ acl <sub>1</sub> / NP3 $\gamma$ acl <sub>2</sub> .....	99
3.16 - COMPLEXO PORANGATU - NP3por.....	105
3.16.1 - Unidade Granulítica - NP3por1 .....	107
3.16.2 - Unidade Ortognaissica-Migmatítica, Tonalítica-Granodiorítica - NP3por2 .....	110
3.16.3 - Unidade Ortognaissica, Anfibolítica-diorítica / Granodiorítica-Granítica - NP3por3 .....	113
3.16.4 - Unidade <i>Adakítica</i> - Adk .....	114
3.16.5 - Considerações químicas e isotópicas do Complexo Porangatu.....	114
3.17 - SUÍTE SANTA TEREZA - NP3 $\gamma$ st .....	120
3.18 - SUÍTE MATA AZUL - NP3 $\gamma$ ma .....	126

3.18.1 - Litoquímica do Magmatismo Félsico Tardio .....	132
3.19 - SUÍTE LAJEADO - NP3ε1γl / GRANITO SÃO JOSÉ PEQUENO - NP3ε1γsjp .....	134
3.20 - SUÍTE MÁFICA RIO ESCURO - NP3ε1re .....	143
3.21 - DIQUES DE DIABÁSIO - Jdb .....	145
3.22 - COBERTURA DETRÍTICA INDIFERENCIADA - Ndi .....	146
3.23 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS FERRUGINOSAS - N1dl .....	148
3.24 - DEPÓSITOS ALUVIONARES - Q2a .....	148
<b>4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL .....</b>	<b>151</b>
4.1 - INTRODUÇÃO .....	151
4.1.1 - Sistema de Falhas Transbrasilianas .....	151
4.1.2 - Sistema Compressional Xambioá-Alvorada .....	152
4.1.3 - Sistema do Lineamento Maranhão-Paraná .....	153
4.1.4 - Falha do Rio dos Bois .....	153
4.2 - ANÁLISE DE SENSORES REMOTOS .....	154
4.3 - ANÁLISE ESTRUTURAL .....	155
4.3.1 - Domínio Dúctil do Embasamento (Infraestrutura) .....	155
4.3.2 - Evento Extensional Paleo-Mesoproterozoico .....	160
4.3.3 - Domínio Dúctil Compressional .....	160
4.3.4 - Domínio Dúctil Compressional-Transpressional .....	163
4.3.5 - Domínio Central Dúctil Transpressional-Transcorrente .....	165
4.3.6 - Domínio Dúctil Transcorrente-Transtraccional .....	169
4.3.7 - Domínio Isótropo .....	170
4.3.8 - Domínio Rúptil .....	170
<b>5 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA .....</b>	<b>173</b>
5.1 - INTRODUÇÃO .....	173
5.2 - EVOLUÇÃO RIACIANA - AMÁLGAMAS DO PALEOCONTINENTE ATLÂNTICA/COLUMBIA (2.2 Ga-2.1 Ga) .....	173
5.3 - A CONFORMAÇÃO OROSIRIANA - TESTEMUNHO DO MAGMATISMO ANOROGÊNICO (2.05 Ga) .....	176
5.4 - O CICLO EXTENSIONAL ESTATERIANO - ECTASIANO (1.8 Ga -1.2 Ga) .....	177
5.5 - A OROGÊNESE BRASILIANA - AMÁLGAMA DO GONDWANA .....	178
<b>6 – GEOQUÍMICA .....</b>	<b>181</b>
6.1 - INTRODUÇÃO .....	181
6.2 - MATERIAIS E MÉTODOS .....	181
6.3 - INTERPRETAÇÕES DOS DADOS DE SEDIMENTO DE CORRENTE .....	184
6.4 - TRATAMENTO DOS DADOS DE SEDIMENTO ATIVO DE CORRENTE .....	184
6.4.1 - Sumário Estatístico .....	184
6.4.2 - Estatística uni e multivariada .....	184
6.4.3 - Mapa Geoquímico .....	186
6.3 - RESULTADOS OBTIDOS .....	189
6.3.1 - Sedimentos De Corrente e Concentrado de Bateia .....	189
6.3.2 - Minerais Metamórficos .....	193

<b>7 – RECURSOS MINERAIS</b> .....	<b>195</b>
7.1 - INTRODUÇÃO .....	195
7.2 - METAIS NÃO FERROSOS .....	195
7.2.1 - Zinco, Cobre e Chumbo .....	195
7.3 - ETR - ELEMENTOS TERRAS RARAS .....	199
7.3.1 - Mineralizações de ETR associadas à Suíte Alcalina de Peixe .....	199
7.3.2 - Mineralizações de ETR associadas a álcali-granitos.....	205
7.3.2.1 - Pedreira do Travessão .....	205
7.3.2.2 - Morro do Amaral.....	209
7.3.3 - Tipologia dos Depósitos de Terras Raras .....	209
7.4 - METAIS NOBRES .....	212
7.4.1 - Ouro .....	212
7.5 - GEMAS .....	212
7.5.1 - Granadas .....	212
7.5.2 - Mineralizações Associadas a Pegmatitos.....	218
7.5.2.1 - Pegmatitos com Coríndon.....	221
7.5.2.2 - Pegmatitos com Turmalina.....	223
7.5.2.2.1 - Garimpo do Marimbondo .....	223
7.5.2.2.2 - Garimpo da Fazenda Jataí .....	225
7.5.2.2.3 - Garimpo da Japonesa .....	227
7.5.2.2.4 - Garimpos do Boanerges e do Índio.....	229
7.5.2.2.5 - Garimpo do Cruzeiro .....	231
7.5.3 - Berilo.....	234
7.5.3.1 - Garimpo da Pindoba .....	234
7.5.3.2 - Garimpo do São Júlio .....	234
7.5.3.3 - Garimpo do Negão .....	235
7.5.4 - Quartzo Rosa.....	235
7.5.5 - Quartzo com Anfibólio .....	235
7.5.6 - Tantalita .....	237
7.5.7 - Zirconita/Coríndon.....	237
7.5.8 - Grafita .....	243
7.6 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS .....	243
7.6.1 - Rochas Ornamentais .....	243
7.6.1.1 - Mármore e Rochas Calcissilicáticas .....	243
7.7 - MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL .....	246
7.7.1 - Areia, Argila e Cascalho .....	246
7.8 - ÁGUA TERMAL .....	246
7.9 - RECURSOS ENERGÉTICOS .....	247
<b>8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>249</b>
8.1 - CONCLUSÃO DO CONTEXTO GEOECONÔMICO.....	249
8.2 - CONCLUSÃO DO CONTEXTO GEOLÓGICO .....	249
8.3 - RECOMENDAÇÕES DO PROJETO .....	251
<b>9 – BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>253</b>



**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA  
FOLHA ALVORADA - SD.22-X-B  
(PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS)**

---

**ESTADO DO TOCANTINS**





# 1 – INTRODUÇÃO

A Folha Alvorada (SD.22-X-B), integra a quarta parte do Projeto Sudeste do Tocantins e está inserido no Programa Geologia do Brasil - PGB, desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Goiânia.

O projeto objetivou a realização de mapeamento geológico na escala 1:250.000 acompanhado de levantamento geoquímico e cadastramento de recursos minerais, compreendendo uma área de aproximadamente 18.000 km<sup>2</sup>. Posteriormente ao seu início realizou-se levantamentos aerogeofísicos de detalhe e novos dados foram somados a interpretação.

Visou também, dotar a região sul de Tocantins e norte de Goiás de cartografia geológica básica, com informações atualizadas capazes de fomentar a prospecção e pesquisa mineral numa área com forte potencial e vocação mineira, onde inclusive já são conhecidas expressivas ocorrências de ouro,

gemas (granada e turmalina), grafite, ETR, zircão e depósitos de sulfetos (Cu-Pb-Zn), além de rochas graníticas com potencial para utilização como rochas ornamentais e minerais de *input* básico para agricultura e engenharia. O efeito da implantação de uma indústria mineral na região contribuirá para o fortalecimento da economia local com consequente geração de emprego e renda.

## 1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Folha Alvorada situa-se na porção sul do estado de Tocantins e norte do estado de Goiás, compreendida entre os paralelos 12°00' e 13°00' de latitude sul e os meridianos 48°00' e 49°30' de longitude a oeste de Greenwich, abrangendo uma área de aproximadamente 18.000 km<sup>2</sup>, figura 1.1. Engloba em totalidade ou parcelas dos municípios de Paranã, Palmeirópolis, São Salvador, Jaú, Peixe, São

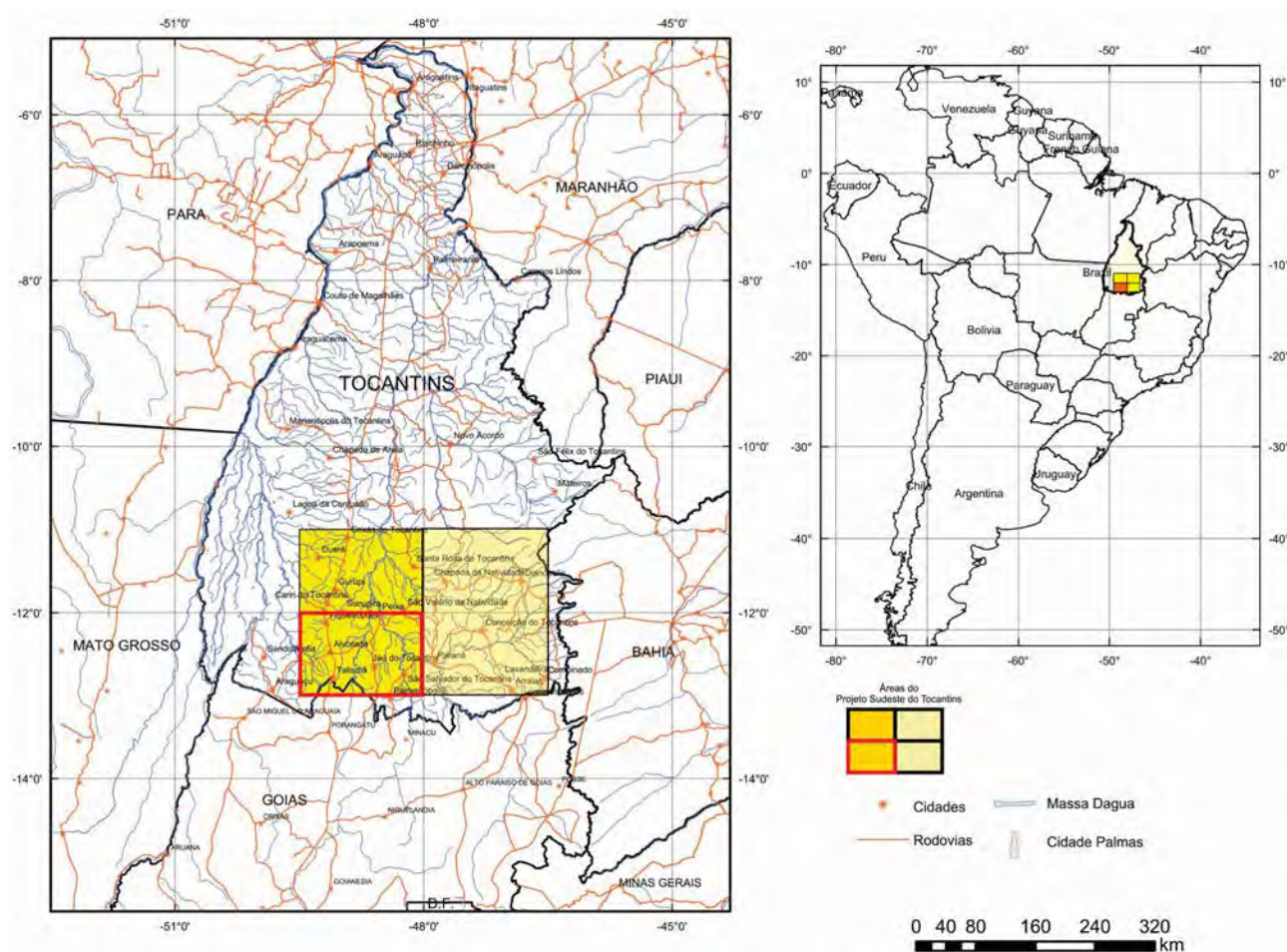


Figura 1.1 – Mapa de articulação das folhas do Projeto Sudeste do Tocantins, com destaque (em vermelho) para área da folha Alvorada.

Valério da Natividade, Sucupira, Cariri, Figueirópolis, Alvorada do Tocantins, Araguaçu, Formoso do Araguaia no estado do Tocantins e Porangatu, Montividiu no estado de Goiás.

O principal acesso à área, a partir de Goiânia é feito através de via terrestre asfaltada da BR-153 até Alvorada. Outros acessos são as rodovias TO-498 (via Palmeirópolis) e a TO-373 (via Araguaçu). A locomoção no interior da folha é feito pela GO-242 e TO-296 em obras de asfaltamento e através de estradas vicinais carroçáveis, algumas transitáveis o ano todo, que interligam as fazendas e povoados mais afastados. Outro acesso é feito através do Rio Tocantins, navegável apenas em barcos de pequeno calado. Os demais rios são de médio porte e perenes, porém navegáveis apenas por pequenas embarcações, principalmente na estação das chuvas.

O acesso aéreo é feito por aviões de pequeno porte, a partir de Brasília, até Alvorada e Peixe e existem também, campos de pousos menores nas demais cidades e nas principais fazendas.

## 1.2 - MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos neste trabalho seguiram a sistemática estabelecida no guia de procedimentos técnicos adotado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, na elaboração de mapas geológicos na escala 1:250.000 e compreendeu três fases principais.

A fase inicial, denominada pré-campo, constou das seguintes etapas: compilação e integração das informações geológicas disponíveis com levantamento dos projetos desenvolvidos na região e elaboração de mapas índices bibliográficos estruturados em SIG; interpretação de sensores remotos imagens de satélite LANDSAT 7 ETM+ (obtidas em 2000), das bandas 7, 4 e 2, e fusão com a banda 8, mosaico GEOCOVER e elaboração de mapas preliminares, integrando dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, geocronológicos e de cadastramento mineral dados do GEOBANK/CPRM; e finalmente, elaboração da programação da primeira etapa de campo (figura 1.2).

Dentre os projetos de mapeamento geológico regionalizados a semi-regionalizados pré-existentes que foram utilizados como subsídio para a elaboração preliminar da Folha Alvorada destaca-se o Projeto Brasília-Goiás (BARBOSA et al., 1969), Projeto RADAMBRASIL (DRAGO et al., 1981), Mapa Metalogenético (RADAELLI, 1983), Projeto Palmeirópolis (LEÃO NETO, 1983), Projeto Serra da Mesa, Projeto Alvorada (MARTINS;SCISLEWSKI, 1983) e de alguns mapas de teses/dissertações de pós-graduação em áreas específicas (LEMOS, 1981; KITAJIMA, 2002).

A segunda etapa envolveu as operações de campo, onde foram utilizadas sempre duas equipes de geologia compostas cada uma por dois geólogos. A partir do planejamento prévio, foram executados perfis e caminhamentos concomitantes distanciando-se de vários quilômetros uma equipe da outra.

Com este método minimizou-se o tempo de mapeamento que constou de cerca de 90 dias efetivos de campo, 4172 km lineares mapeados e 435 afloramentos descritos. Para tal, utilizou-se, basicamente, do acesso propiciado pelas estradas e rios no âmbito da folha, com o objetivo de realizar seções geológicas contínuas que permitissem um melhor entendimento do quadro geológico da área.

Os trabalhos de campo iniciaram em 2004 com reconhecimento geológico e concluído em outubro 2006. A partir de 2007 as atividades foram interrompidas, devido saída de geólogos do projeto, sendo retomadas a partir de setembro de 2009 / 2010 e interrompidas novamente a partir desta data. Adicionalmente levantamentos geoquímicos (sedimento de corrente e concentrado de bateia) com densidade média de amostragem em torno de 1 amostra/5km<sup>2</sup> foram realizados.

Estudos em detalhe e observações foram efetuados em exposições rochosas para o entendimento do contexto geológico. Sempre, ao final de cada etapa de campo, selecionaram-se amostras para as análises petrográficas e litoquímicas.

Concomitante com o mapeamento geológico foi executado levantamento cintilométrico terrestre e sistemático de solo e rocha, com adensamento de uma medição a cada 2,5 km linear, com total de 1669 estações.

Este método já empregado na Folha Gurupi gerou resultados positivos, ajudando identificação de contatos, na individualização de unidades geológicas, tendo em vista que, a área apresenta espesso capeamento de solo, parte resultado da alteração intempérica das rochas *in situ* e/ou parte de coberturas detrito-lateríticas e concrecionárias promovendo a descontinuidade observacional de afloramentos.

A terceira etapa consistiu nas atividades pós-campo e envolveu, fundamentalmente, a integração dos dados obtidos, interpretações temáticas em função dos resultados analíticos disponíveis e a elaboração, digitação e digitalização, revisão e compatibilização de texto explicativo e mapas finais.

Estas atividades culminaram com a elaboração do SIG geológico, contemplando todas as informações do projeto em meio digital utilizando o programa ArcMap. A fase final compreendeu a consolidação de todas as informações oriundas do Projeto, alimentação do banco de dados da CPRM (GEOBANK), bases AFLORA, PETRO, GEOCRON e GEOQ.

# Fluxograma de Atividades

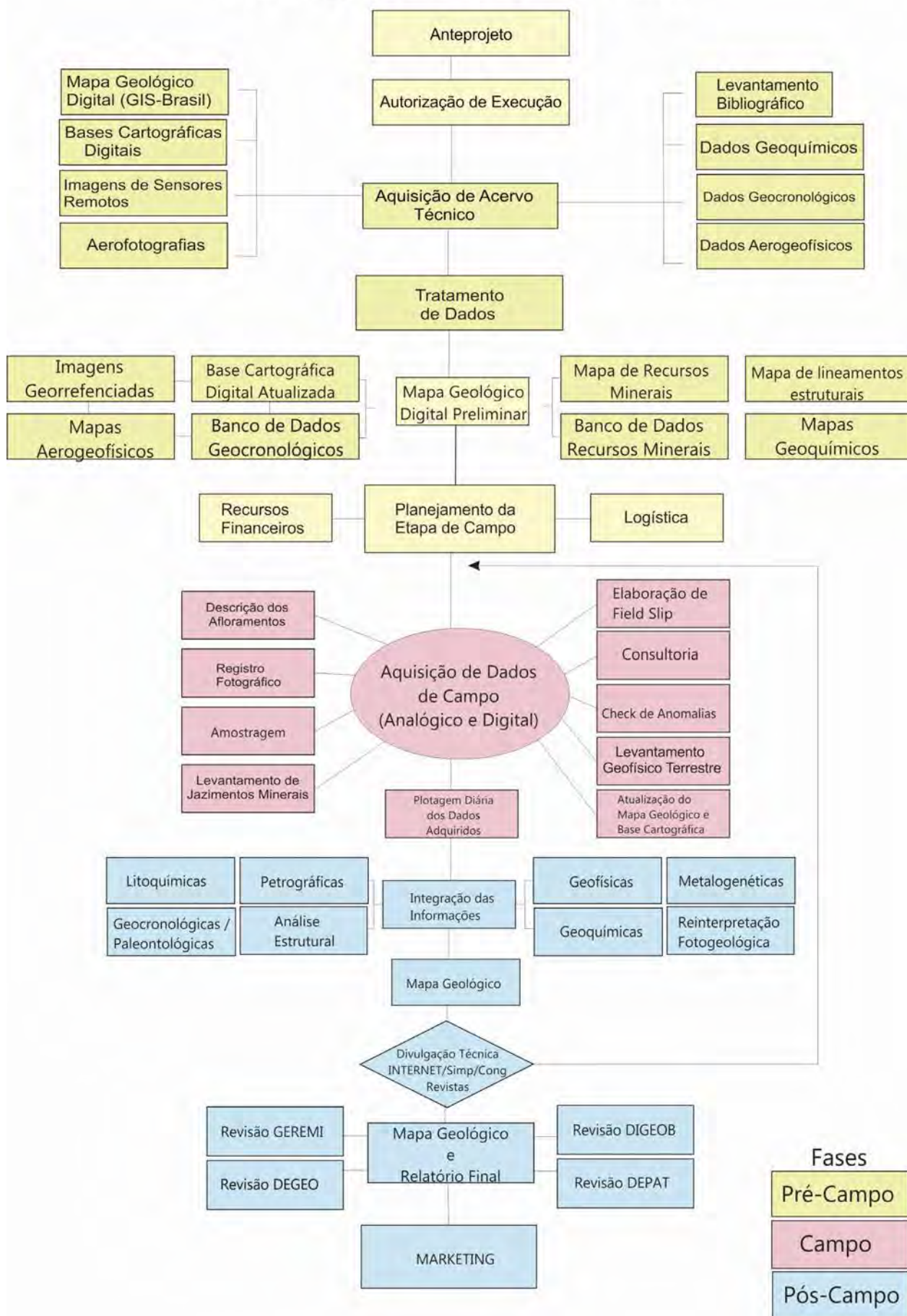


Figura 1.2 – Fluxograma de método de trabalho para o Projeto Sudeste do Tocantins.

As análises químicas multielementares em amostras de rocha total e sedimentos de corrente foram realizadas no laboratório da AcmeLabs - Analytical Laboratories Ltda. Os estudos mineralógicos dos concentrados de bateia foram efetuados na CPRM-SUREG/GO, LAMIN-RJ e LAMIN-PA.

### 1.3 - ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

Anteriormente à criação do estado do Tocantins (Constituição Federal de 1988), a parte norte do estado de Goiás, estava relegada ao esquecimento e a condições de adversidade econômica. A partir da sua criação, a política de desenvolvimento adotada pelos sucessivos governos, foi sempre voltada para o crescimento econômico, baseado no modelo agrícola agropastoril principal atividade da região, com a elaboração de projetos de infraestrutura, mas sempre visando à expansão da fronteira agrícola estadual.

Com a implantação dessa política e injeção maciça de verbas federais, realizou-se, e ainda encontra-se em andamento, obras de infraestrutura, como a ampliação da malha rodoviária estadual, asfaltamento de estradas, projetos de saneamento básico, hidrelétricas e eletrificação rural, escolas de ensino fundamental e técnico, gerando uma melhoria substancial IDH e melhoria nas condições de vida da população dos pequenos e médios municípios.

Os maiores contingentes populacionais da Folha Alvorada concentram-se nas sedes municipais de Peixe, Alvorada do Tocantins, Figueirópolis, Jaú

do Tocantins, Talismã e São Salvador do Tocantins, os quais apresentam estrutura mínima necessária para atender de modo satisfatório suas populações em diversos setores básicos. Estes municípios detêm conjuntamente uma população estimada segundo o censo demográfico (IBGE, 2010), de cerca de 34.000 habitantes, sendo que na média dos municípios 75% são residentes na área urbana e 25% na zona rural.

Em função da vocação predominantemente agropastoril destes municípios, foram criadas diversas escolas agrícolas nas zonas rurais atendendo de modo satisfatório a população. Exceção aos municípios de Alvorada, Peixe, Figueirópolis, os demais municípios são desprovidos de hospitais, sendo que nos municípios menores, o atendimento é desenvolvido através de postos de saúde e unidades ambulatoriais, notadamente precários e dependentes de centros maiores e mais próximos como Gurupi, Formoso do Araguaia e Peixe.

A distribuição, abastecimento de água e saneamento básico dos municípios da Folha Alvorada, é responsabilidade da SANEATINS, que disponibiliza em média 77% de água tratada para a área urbana, com uma rede coletora de esgoto. A demanda de energia elétrica da região está a cargo da CELTINS, cujo Programa de Eletrificação Rural do Tocantins em parceria com o governo federal atende 100% da área urbana em todo o estado.

O município de Peixe e São Salvador destacam-se na área energética. Em Peixe a construção da UHE Peixe Angelical (Fotografia 1.1), através da parceria



Fotografia 1.1 – Vista parcial da UHE da ENERPEIXE (agosto/2005)

entre a Eletrobrás, FURNAS e o grupo português EDP iniciada em outubro de 2002 e concluída em 2009, possui a capacidade instalada de geração de energia com potência de 452 MW interligando a subestação de Gurupi sob controle de FURNAS. A UHE de São Salvador a com capacidade instalada 243 MW complementa a geração. Ambas formam dois reservatórios que em conjunto formam um espelho d'água de aproximadamente 400 km<sup>2</sup>.

Parte do mapeamento foi realizada antes do reservatório estar completado, o que explica que, uma parcela de pontos afloramentos cadastrados em perfis geológicos no rio Tocantins estarem hoje plotados dentro do espelho d'água

A atividade econômica fundamenta-se no binômio pecuária/agricultura, além do extrativismo vegetal. O estado apresenta um rebanho de 8 milhões de animais, da qual a porção sul do Tocantins, Folha Alvorada, tem participação efetiva neste número.

Na agricultura se destaca como o maior produtor de grãos da região Norte do Brasil, incluindo o cultivo de soja, arroz, milho, feijão, mandioca e cana-de-açúcar. Em frutas tropicais há o crescimento das culturas de melancia, abacaxi e banana. No extrativismo destaca-se a madeira, cujo produto é utilizado para a produção de lenha para carvoaria (Fotografia 1.2) e toras.

É comum esse tipo de atividade na área ocorrendo indiscriminadamente a derrubada de diversas espécies nativas de árvores de médio a grande porte. O extrativismo mineral ainda é

incipiente na região, com destaque para a produção de areia, argila, brita, quartzito, calcário agrícola e rochas ornamentais.

#### 1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área está inserida nas macrobacias dos rios Araguaia e Tocantins, este último conforma a principal drenagem da região, tendo como os principais tributários os rios Paranã, Santo Antonio, Santa Teresa e Canabrava.

Outros tributários menores que merecem destaque são os ribeirões Água Boa, Tranqueira, Gameleira, Cachoeira, Buenos Aires, Alagadiço, Estaleiro, Grotão, Mutuca, Salinas e Lajes. Parte do curso destes tributários apresenta-se controlado tectonicamente pelo padrão estrutural regional. Os demais tributários constituem pequenos córregos de caráter intermitente. Na porção oeste, ocorrem os principais afluentes do rio Araguaia representado pelos rios Escuro e Pau Seco.

O clima da região é do tipo tropical quente e úmido, com moderada deficiência hídrica no inverno. A temperatura média anual varia entre 27°C e 28°C. (dados das estações climatológicas do INMET e postos pluviométricos do DNAEE, referentes ao período 1961-1990).

A precipitação pluviométrica média anual oscila entre 1030 mm a 2144 mm, sendo a média de todo o período igual a 1458 mm (CPRM-2003, levantamento histórico). Segundo dados climatológicos do CPTEC / INPE 2003 ocorre uma maior con-



*Fotografia 1.2 – Fornos rudimentares para produção de carvão no sul do estado de Tocantins.*

centração pluviométrica de dezembro a fevereiro e mínimas entre junho e agosto. A distribuição das chuvas é heterogênea com menor precipitação média na porção oriental da folha anual de 1200 mm a 1300 mm, com precipitação preponderante nos setores a oeste, na Bacia do Araguaia entre 1300 mm a 1400 mm.

A figura 1.3 é uma imagem de satélite da folha Alvorada, composição RGB projetada no sistema UTM (*Universal Transversa de Mercator*) e referenciada ao Datum WGS84 (*World Geodetic System 1984*), ortorretificada e processada. Foi à época dos trabalhos de campo a imagem utilizada como base de mapeamento.

Dois unidades geomorfológicas são identificadas: a) as superfícies aplainadas (Depressão do Araguaia e Depressão do Tocantins) e b) Planalto Central Goiano (Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba). Ross e Santos (1981), figura 1.4.

A Superfície Aplainada do Araguaia distribui-se predominantemente na porção oeste da folha Alvorada e perfaz cerca de 30%. A Serra do Estrondo representa a mais importante expressão topográfica e localiza-se no extremo sudoeste da área.

A Superfície Aplainada do Araguaia ou depressão do Araguaia limita-se a porção oeste e caracteriza-se por apresentar um relevo dissecado com drenagens pouco aprofundadas e extensa cobertura concrecionária detrítico-laterítica exibindo comumente fragmentos de quartzo.

Suas cotas médias variam entre 200 e 300 metros de altitude e encontra-se representada por extensas superfícies de aplainamento (cristas e suaves elevações), constituindo basicamente a área de ocorrência dos granitóides polideformados. A rede de drenagem associada a esta unidade geomorfológica é representada por padrões predominantemente dendríticos e compreendem a bacia de pequenos tributários como os rios Pau Seco, Escuro, Escurinho, Canabrava, ribeirão Buenos Aires e Tranqueira.

A Superfície Aplainada do Tocantins perfaz 55% da área e abrange as porções centro-sul, norte e leste. Encontra-se limitada a oeste pela Superfície Aplainada do Araguaia e a sul e nordeste/leste pelo Planalto Central Goiano. Está representada por um relevo dissecado, com feições geomorfológicas tabulares, exibindo pavimentos detríticos superficiais que se distribuem

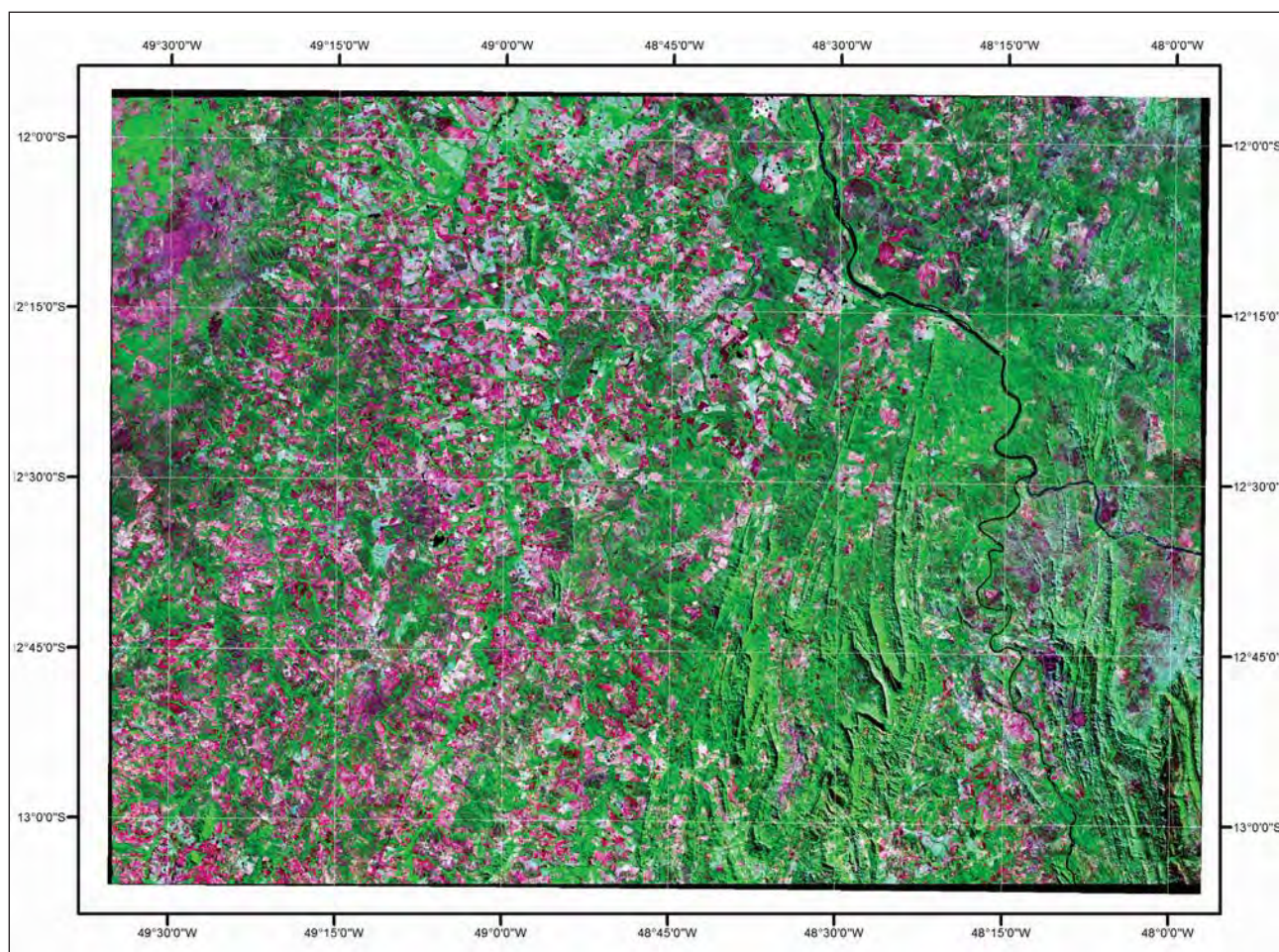


Figura 1.3 – Imagem GeoCover da Folha Alvorada (2000), antes do preenchimento dos reservatórios de Peixe e São Salvador.

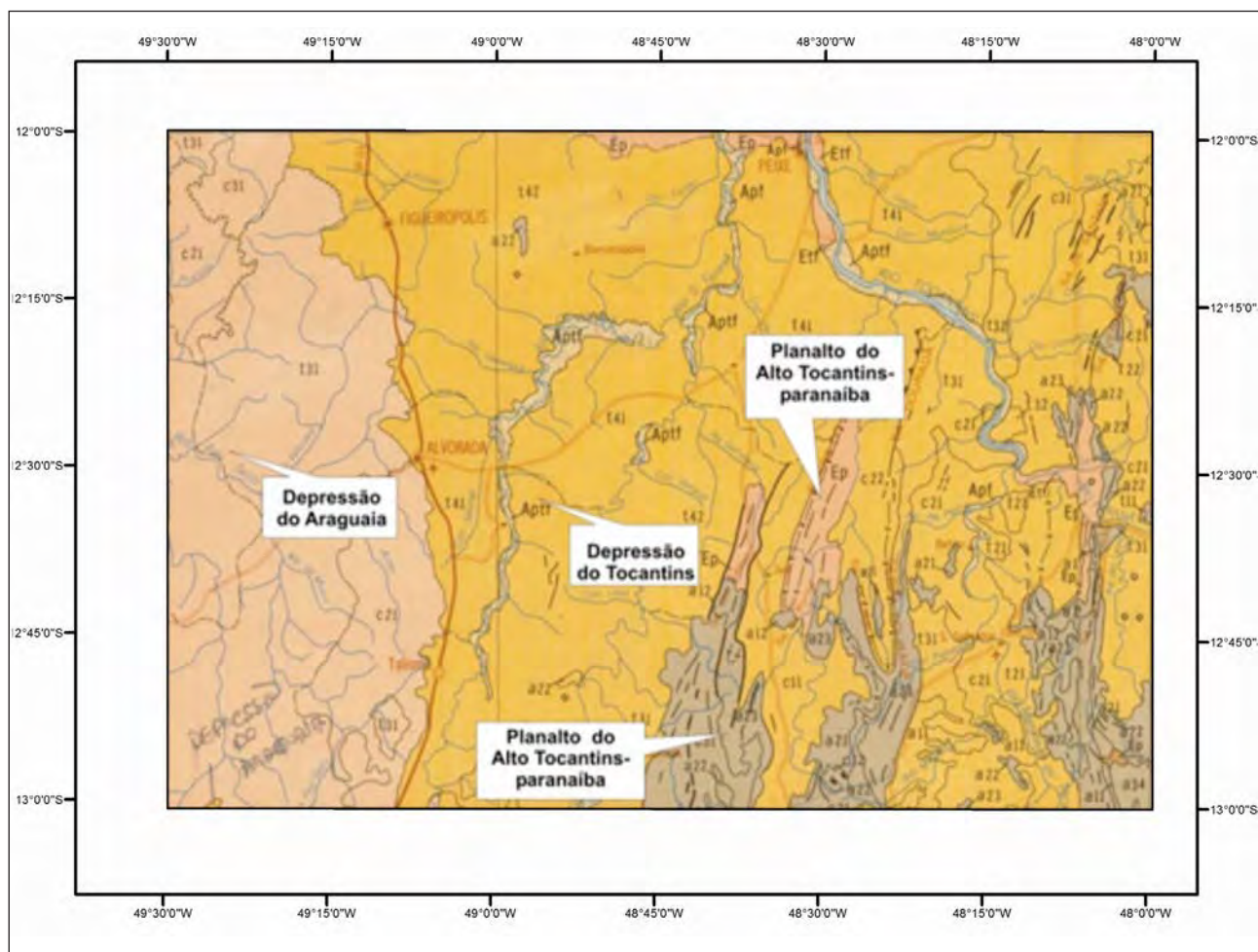


Figura 1.4 – Unidades geomorfológicas da Folha SD.22-X-B (Alvorada), recorte compilado do Projeto RADAMBRASIL, folha SD.22 Goiás, sem escala. Fonte: Mamede, Ross e Santos (1981).

de forma descontínua. Localmente (norte e centro-leste), ocorrem restos de superfícies pediplanizadas. Apresenta topografia positiva com cotas que variáveis de 300 a 360 metros de altitude A drenagem associada a esta unidade apresenta padrão dendrítico, mais aprofundado, com destaques para os rios Tocantins e Santa Tereza, que se encontram tectonicamente controlados por falhas/zonas de cisalhamento NE-SW.

O Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba representa cerca de 20% da folha e compreende feições residuais resultantes da dissecação de estruturas dobradas, refletindo diferentes padrões estruturais, com destaque para as serras Dourada (800 metros de cota), Serra Grande (fotografia 1.3) Vermelha Bananal, Santana, Tamboril, Cachorro, Caldas e os morros do Amaral e do Estrondo.

A vegetação área da folha Alvorada é dominada por savanas (cerrados) e em áreas de tensão ecológica, onde predomina complexa mistura de vegetação. Nos cerrados constitui-se de Savana Arbórea Aberta (floresta-de-galeria), além de Gramíneo-Lenhosa, enquanto nas áreas de tensão ecológica, esta representada por Savana Arbórea e

Savana Arbórea Aberta desprovida de floresta-de-galeria Dambrós et al. (1981).

A Savana Arbórea Aberta com floresta-de-galeria possui a maior distribuição na área. Constituindo uma paisagem monótona, ocupa predominantemente as superfícies planas dos interflúvios e localmente, áreas dissecadas em cristas de serrotes. Encontra-se representada por espécies como pau-terra, sucupira, paina, anelím, jacarandá e palmáceas. A Savana Gramíneo-Lenhosa com floresta-de-galeria restringe-se ao extremo sudeste da folha. Confinada em vales, com sobrevivência dependente de regiões alagadas e brejos, as espécies são tipificadas por vegetação hidrófila arbustiva como aguapé, acompanhada por buritizais. A Savana Arbórea Aberta sem floresta-de-galeria distribui-se em áreas de relevos dissecados e colinosos no Planalto do Alto Tocantins, exibindo uma alternância de vegetação entrefechada e campos abertos. As árvores mostram-se retorcidas, exibem pequeno porte e ocorrem em solo dominado por concreções ferruginosas (lateritas) e seixos de quartzo.

Predominam tipos como a bananeira-do-campo, lixeira, murici e canela-de-ema. A Savana



Arbórea Densa distribui-se localmente na porção sudeste da folha Alvorada e caracteriza-se por apresentar uma vegetação extremamente variada, alternando espécies exuberantes e de grande porte com cerradões. É formada por uma vegetação uniforme e de menor porte, composta por tipos comuns como o bambú e babaçu e peculiares

como o pequi, carvoeiro, jatobá, sucupira e pau-d'óleo.

Os solos desenvolvidos no âmbito da folha Alvorada, de acordo com Rios e Oliveira (1981), (figura 1.5), distribuem-se em cinco tipos fundamentais: latossolos, podzólicos, glei, concrecionários e solos litótipos.



Fotografia 1.3 – Vista panorâmica da Serra Grande (773142 / 8618602).

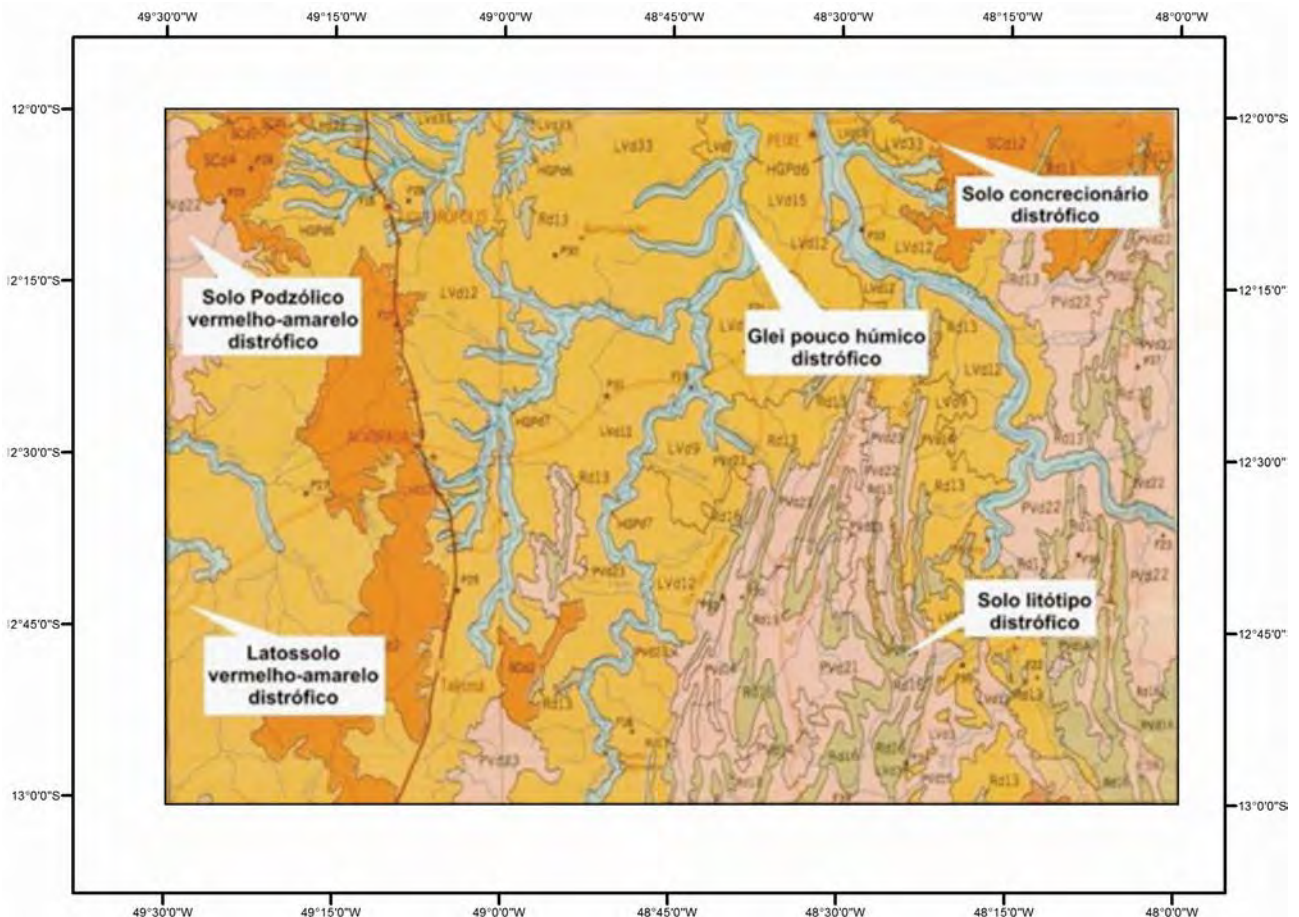
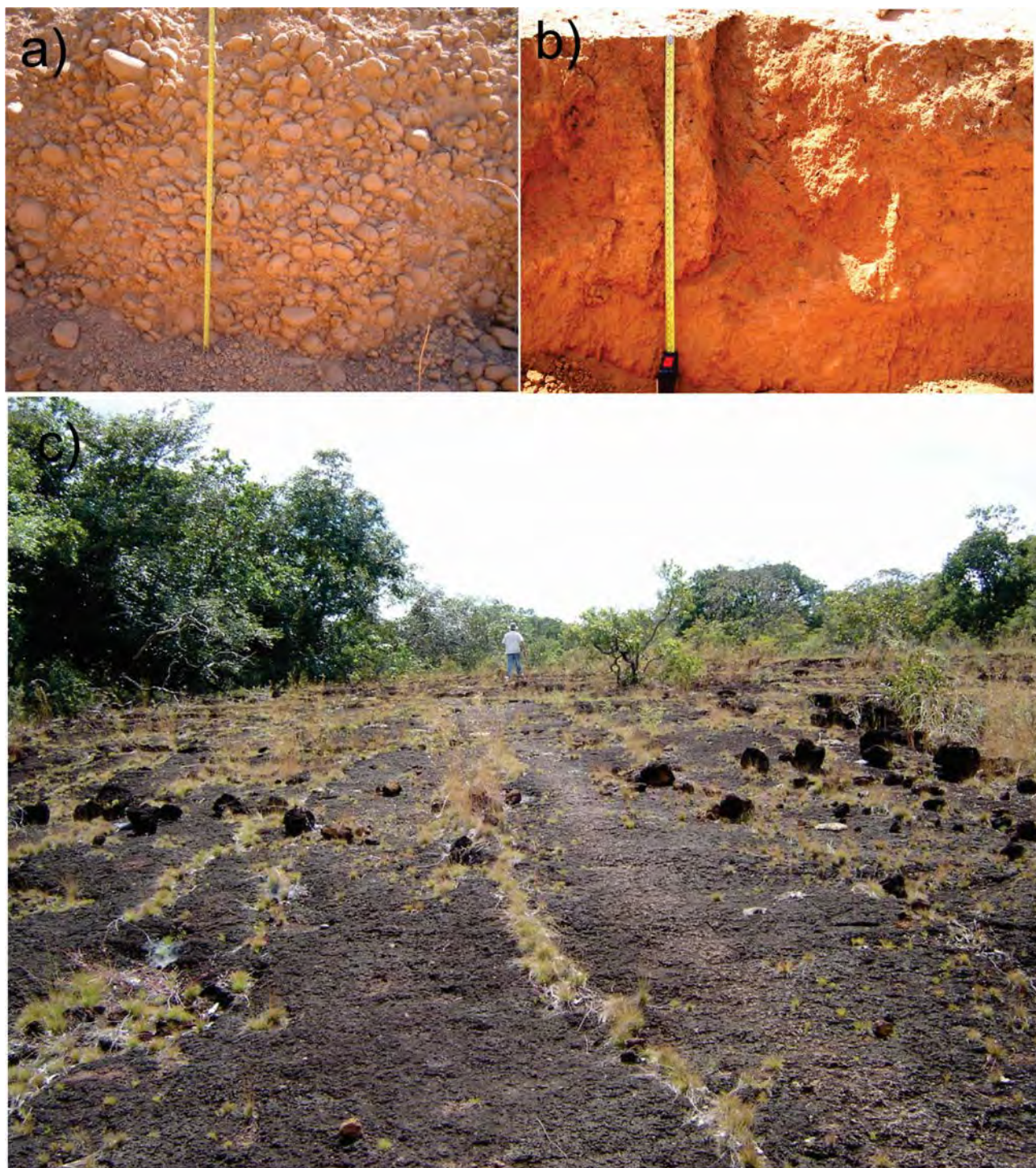


Figura 1.5 – Tipos de solos caracterizados na folha Alvorada, compilado do Projeto RADAMBRASIL (1981).

Nas porções oeste e centro-norte predominam latossolos vermelho-amarelo distróficos, caracterizados por apresentarem amplos e profundos perfis de alteração, podendo atingir várias centenas de metros, com conseqüente escassez de afloramentos.

Parte de solos na área centro leste foi interpretada pelo projeto como solos transportados e são caracterizados por exibirem extensas coberturas concrecionárias e detrito-lateríticas (Ndl), (fotografia 1.4 a e b).

As maiores e melhores exposições dos solos caracterizados como litótipos distróficos no âmbito do Projeto ocorrem na porção sul e oeste da folha Alvorada e estão associadas às serras Dourada, Vermelha, Grande, Lajeado, Cachorro, Bananal e Caldas. Neste domínio, predominam feições positivas em zonas de topografia acentuada (serras), representadas por extensas faixas agrícolas. De distribuição restrita ao extremo nordeste, noroeste e leste os solos concrecionários distróficos estão associados à granodioritos milonitizados e gnaisses.



Fotografia 1.4 – a) e b) exemplos em cortes dos típicos e expressivos depósitos detritico concrecionários (paleocanais abandonados) e c) lateríticos da Folha Alvorada.

Os solos do tipo glei pouco húmico distróficos estão distribuídos extensivamente em praticamente toda a área e são encontrados nas planícies de inun-

dação dos rios Tocantins, Paranã, Santa Tereza, Cana Brava, entre outros. Constituem solos acinzentados, exibindo o lençol freático próximo de sua superfície.

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 - INTRODUÇÃO - PROVÍNCIA ESTRUTURAL DO TOCANTINS

A Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), localizada na região central do Brasil, constitui uma unidade geotectônica neoproterozóica, desenvolvida durante a colagem orogênica do W-Gondwana. Está constituída por um sistema de orógenos brasileiros, denominados orógenos Brasília, Araguaia e Paraguai. Estes orógenos envolvem núcleos e fragmentos antigos, pré-Brasilianos, e são resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazônico, a oeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema, a sudoeste, o qual se encontra recoberto pelas rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná.

A área da Folha Alvorada se insere na porção centro-leste da Província Estrutural do Tocantins, no limite dos orógenos Brasília e Araguaia, figura 2.1 de Almeida et al. (1977), modificado em Bizzi et al. (2003).

Esta área é constituída principalmente por rochas de idade pré-cambriana que estão encobertas por um percentual relativamente elevado de

formações superficiais neógenas representadas por coberturas detritica lateríticas e bacias sedimentares terció-quaternárias.

A primeira proposta de compartimentação geotectônica da Província Estrutural do Tocantins deve-se a Almeida (1967, 1968), na década de 70 e 80, Hasui e Almeida (1970), Pena et al. (1975), Almeida et al. (1976, 1977, 1981) realizaram pesquisas importantes de contexto regional incluindo os primeiros estudos geocronológicos de grande abrangência na província.

Pimentel, Fuck e Marini (1991); Pimentel e Fuck (1992), identificaram no Orógeno Brasília dois segmentos distintos (zonas externa e interna) que se diferenciam pela intensidade deformacional a que foram submetidos e por apresentarem polaridade metamórfica crescente em direção à zona interna da faixa. Nessa proposta, individualizaram o Maciço de Goiás como um microcontinente envolvido nos processos colisionais brasileiros e destacaram deste, uma faixa de acreção crustal neoproterozóica, denominada de Arco Magmático de Goiás.

Fuck et al. (1993) e Fuck (1994) subdividem a Província Estrutural do Tocantins nas seguintes unida-

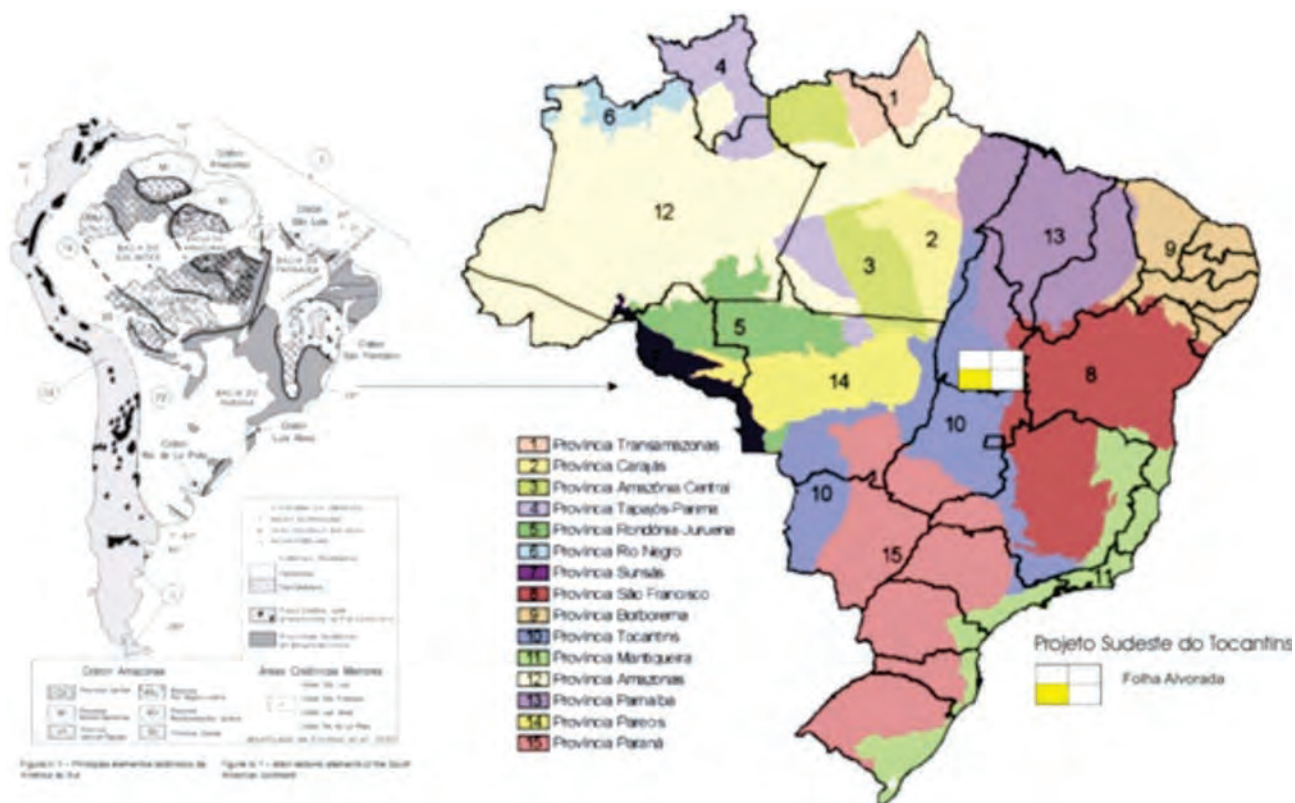


Figura 2.1 – Macrocontexto geotectônico da Folha Alvorada, localizada na porção centro-setentrional Província Estrutural Tocantins. Modificado de Cordani (2000) e Almeida et al. (1977) op. cit., Bizzi et al. (2003).

des tectônicas: Zona Cratônica e coberturas, Maciço de Goiás, Faixa Brasília com suas zonas interna e externa, o Arco Magmático de Goiás e os Paraguai e Araguaia.

Lacerda Filho et al. (1999) e Delgado et al. (2003), sugeriram uma compartimentação tectônica da Província Estrutural do Tocantins, individualizando terrenos de idades distintas que se amalgamaram durante a orogênese brasileira: Terreno Granito-Greenstone - Bloco Crixás, Remanescentes de

Terrenos Arqueano-Paleoproterozoico, Bacia Rift Intracontinental, representando as unidades mais antigas, do embasamento de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvidas nos processos tectônicos brasileiros e as faixas de dobramentos neoproterozóicas: Brasília, Paraguai e Araguaia.

Em continuidade, Pimentel et al. (2000), Pimentel, Jost e Fuck (2004), op. cit. Mantesso-Neto et al. (2004), (figura 2.2), reconheceram

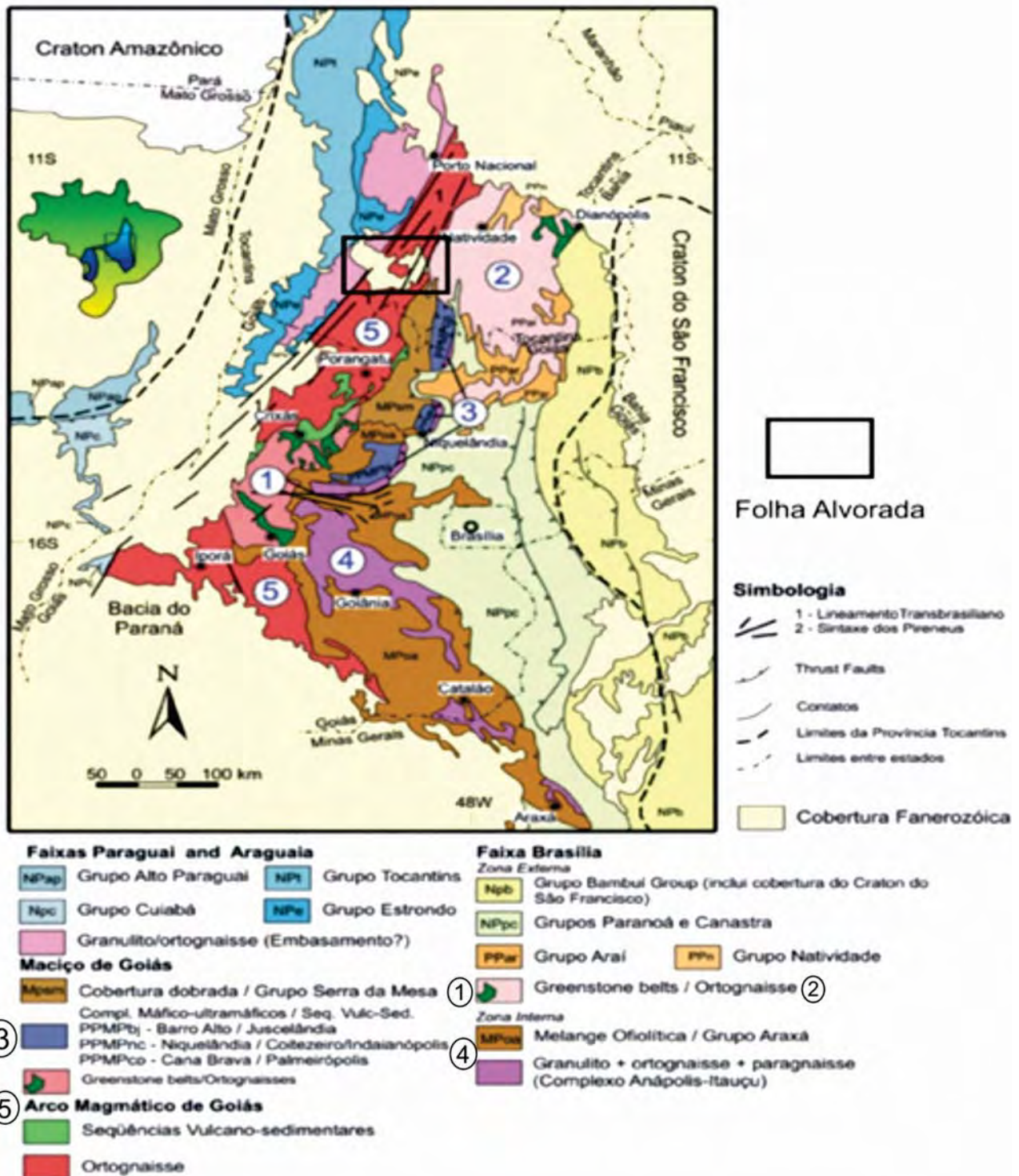


Figura 2.2 – Esboço da compartimentação tectônica da porção centro-leste Província Estrutural do Tocantins, conforme Pimentel et al. (2000), Pimentel, Jost e Fuck (2004), op. cit. Mantesso-Neto et al. (2004), com destaque posição da folha Alvorada na porção norte da Faixa Brasília e sul da Faixa Araguaia.

os seguintes domínios pré-cambrianos na parte central da Província Estrutural do Tocantins: O Maciço de Goiás composto pelos *greenstone belts*, interpretado como pequeno bloco continental alóctone; embasamento síalico paleoproterozoico, representado por ortognaisses e sequências metavulcanossedimentares, grandes complexos máfico-ultramáficos, compostos de intrusões acamadadas mesoproterozóica e neoproterozoica (complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava) e sequências vulcanossedimentares associadas de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis); o Orógeno Brasília (zonas interna, externa) e o Arco Magmático de Goiás, uma extensa área de terrenos ortognaissicos e vulcanossedimentares neoproterozoicos de derivação juvenil e crustal; os orógenos Paraguai e Araguaia

## 2.2 - O ORÓGENO BRASÍLIA - FOLHA ALVORADA

A Faixa de Dobramentos Brasília denominada por Marini et al. (1984), é um cinturão móvel neoproterozoico situado na porção oriental da Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1977) com uma extensão de aproximadamente 1.000 km na direção geral N-S abrangendo o estado de Goiás e parte dos estados de Tocantins, Minas Gerais e São Paulo.

Todas suas unidades estratigráficas estão deformadas em um regime compressional progressivo em direção a leste, com desenvolvimento de sistemas de dobras, empurrões e imbricamentos com vergência para o Cráton São Francisco. Exibe importantes variações longitudinais e apresenta dois segmentos, com orientações estruturais distintas e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes.

O Orógeno Brasília é a última consequência dos eventos colisionais na formação do supercontinente Gondwana, durante a colagem Brasileira (FREITAS SILVA, 1996; FONSECA et al., 1995; FRASCA, 2015). Está dividida em dois segmentos: a Faixa Brasília Setentrional, de orientação estrutural NE-SW, onde se insere a Folha Alvorada, e a Faixa Brasília Meridional, de orientação NW-SE, separadas pela sintaxe dos Pirineus (COSTA; ANGEIRAS, 1970; FUCK; MARINI, 1981; FONSECA; DARDENNE, 1994; FONSECA, 1996; VALERIANO et al., 2004).

Conforme a estruturação geotectônica concebidas por Pimentel et al. (2000), Lacerda Filho et al. (1999) e Delgado et al. (2003); Pimentel, Jost e Fuck (2004), op. cit. Mantesso-Neto et al. (2004), a área da Folha Alvorada englobaria dois megacompartimentos geotectônicos: i) o **Orógeno Brasília** segmentada nas subunidades geotectônicas Cinturão Paleoproterozoico, Bacia Intracontinental Paleoproterozóica, Bacia Oceânica Mesoproterozóica - o Arco Magmático de Goiás, Bacia de Margem Passiva e ii) o **Orógeno Araguaia**, representadas por

suas zonas metassedimentares interna e externa e remanescentes do embasamento paleoproterozoico

A concepção atual de Fuck et al. (2014) apresentam um modelo diferente para porção setentrional do Orógeno Brasília e está fundamentada, nas informações geológicas clássicas, geológicas-estruturais, geofísicas, em dados isotópicos de Sm-Nd, TDM e datação U-Pb, com a seguinte compartimentação, (Figura 2.3):

i) O **Bloco Crustal Natividade-Cavalcante** que forma um terreno síalico paleoproterozoico, embasamento de sequências sedimentares pertencentes ao Neoproterozoico da Faixa Brasília, no extremo leste da Folha Alvorada. Neste domínio as idades modelo TDM mostram valores entre 2.4 e 2.8 Ga,  $\epsilon\text{Nd}(t)$  em torno de -3, sugerindo retrabalhamento de crosta continental mais antiga ou contaminação com rochas encaixantes sedimentares e idades de cristalização francamente paleoproterozóicas em dois períodos: um com idade zircão U-Pb delimitado entre  $2183\pm 24$  Ma e  $2136\pm 3$  Ma e outro mais jovem datado próximo de  $2042\pm 12$  Ma, com alguns zircões metamictos sugerindo forte perda de Pb 600 Ma, possivelmente relacionados a Orogenia Brasileira.

ii) O **Maciço de Goiás** compõe na área um segundo segmento muito estreito do embasamento, localizado entre o Bloco Natividade-Cavalcanti e o Arco Magmático de Goiás. Dominam rochas graníticas e granodioríticas-gnáissicas, recobertos por rochas metassedimentares do Grupo da Mesa. O maciço de Goiás também engloba a seqüência vulcanossedimentar mesoproterozóica Palmeirópolis e o complexo máfico-ultramáfico acamadado de Cana Brava.

A idade U-Pb em zircão fica entre de  $2143\pm 11$  Ma e de  $2022\pm 14$ , interpretadas como a idade de cristalização de protólitos ígneos. Resultados isotópicos Sm-Nd indicam idades modelo TDM variando entre 2.04 e 2.85 Ga e  $\epsilon\text{Nd}(T)$  valores entre 2 e -7  $\epsilon\text{Nd}(T)$  com valores entre +2 e +0,2 (idades modelo TDM entre 2.3 e 2.45 Ga) são encontrados e sugerem uma componente juvenil no evento de formação da crosta no domínio ocidental do bloco Natividade-Cavalcante Fuck et al. (2014). No entanto, idades modelo TDM e  $\epsilon\text{Nd}(T)$  mais velhas e negativas, também indicam retrabalhamento crustal continental de crosta arqueana.

iii) O **Arco Magmático de Goiás** constitui a última e a principal peça geotectônica da Faixa Brasília na área ocupando cerca de 70% da Folha Alvorada. Frasca (2015) apresenta a evolução desta porção setentrional dos arcos e seu embasamento, baseado em dados litoquímicos e isotópicos distinguidos períodos de acreção magmática diferentes, individualizados em um embasamento e quatro estágios magmáticos neoproterozoicos, todos combinados tectonicamente no LTB.

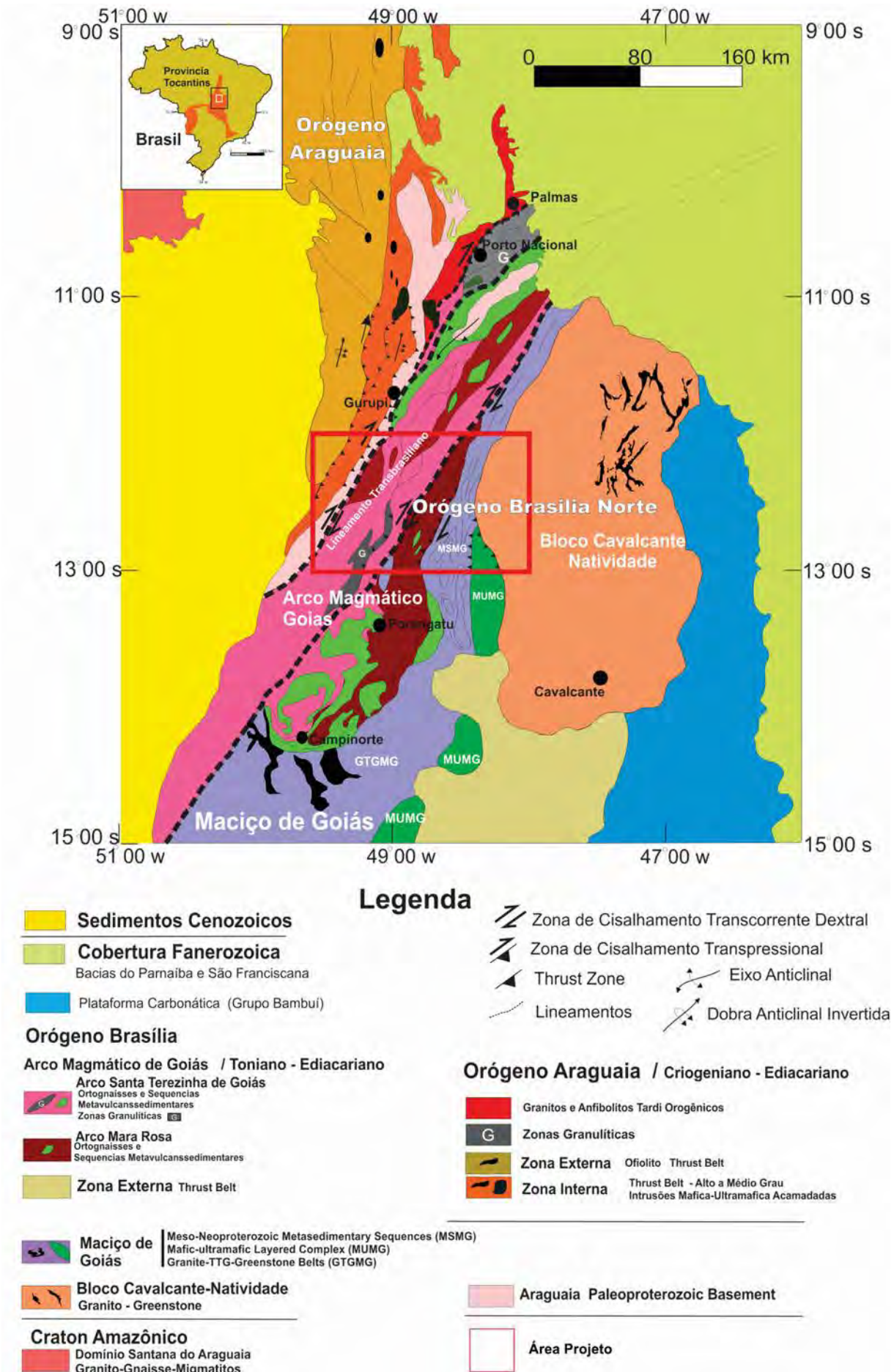


Figura 2.3 – Compartimentação geotectônica regional e posição da Folha Alvorada limite entre os orógenos Brasília e Araguaia, Fuck et al. (2014) e Frasca (2015).

Confirma a proposta Fuck et al. (2014) onde o embasamento se exhibe como um núcleo e lascas entremeadas no Lineamento Transbrasiliano com idades U-Pb de 2142±11 a 2083±18 Ma com intervalos de  $T_{DM}$  2980 Ma, 1950 Ma a 1500 Ma, com evolução de  $\epsilon Nd$  mistos, sugerindo derivação parte crustal e parte juvenil.

Junges et al. (2008) identifica os fragmentos de um arco de ilha no norte de Goiás e Frasca (2015) no Tocantins, prossegue este segmento e atribui a continuidade do Arco de Mara Rosa que correspondente a tonalitos e granodioritos gnaisses calci-alcalinis, com idades de cristalização U-Pb entre 848±4 Ma a 810 ±4 Ma,  $T_{DM}$  entre 1480 e 910 Ma e  $\epsilon Nd_{(T840)}$  com valores de +1.56 a +5.14, sugerindo fontes juvenis e um arco continental mais jovem de idade 670-630 Ma, continuidade de Santa Terezinha de Goiás. Rochas intrusivas mais recentes, com idades U-Pb em zircão em torno de 590 a 540 Ma, reciclam as unidades mais antigas e possuem fontes mistas e heterogêneas, parte reciclagem crustal, parte juvenis com  $T_{DM}$  desde 2610 a 960 Ma, em média em torno de 1.2 Ga e  $\epsilon Nd$  de -25.44 a +6.13. Conclui que o lineamento Transbrasiliano apresenta uma arquitetura assimétrica e de vergência dupla, semelhante a uma mega “pop up” onde os orógenos Brasília e Araguaia, estão posicionados formando um complexo orogênico que compreende blocos do embasamento, acreções juvenis e margens continentais com duração 350 Ma, incluindo 100 Ma para geração do arco intraoceânico e 120 Ma para o período de acreção continental, com momentos de quiescência magmática entre eventos, desde a quebra de Rodínia à montagem de W-Gondwana.

### 2.3 - O ORÓGENO-ARAGUAIA - FOLHA ALVORADA

O **Orógeno Araguaia**, de idade neoproterozóica, localiza-se na parte setentrional da Província Estrutural do Tocantins apresenta direção geral N-S, mede aproximadamente 1.200 km de extensão e cerca de 150 km de largura. Ocorre desde a região de São Miguel do Araguaia, no noroeste do estado de Goiás, onde é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Bananal, até o extremo norte do estado do Tocantins, onde é sobreposta por rochas sedimentares da Bacia do Grajaú, (Figura 2.4).

A oeste, esta faixa justapõe-se à margem oriental do Cráton Amazônico e a leste é recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. A sul, esta faixa esta limitada pela Faixa Brasília através de zonas de cisalhamento transcorrentes e de alto ângulo, de direção NE/SW, denominada de Lineamento Transbrasiliano, (SCHOBENHAUS, 1975).

Diversos autores destacam-se nas propostas estratigráficas do Orógeno Araguaia, entre os quais os trabalhos de Almeida (1966, 1967, 1968); Hasui et al.

(1975); Abreu (1978), Alvarenga et al. (2000) e Moura e Gorayeb (2008).

A estruturação desta faixa é marcada pela atuação de esforços progressivos, tangenciais, dirigidos para W/NW contra o Cráton Amazônico. A atuação destes esforços proporcionou o desenvolvimento de superfícies de deslizamentos/descolamentos e cisalhamentos de baixo ângulo (rampas frontais de direção N-S) que colocam as rochas metassedimentares dessa faixa através de lâminas de empurrão sobre as rochas arqueas / paleoproterozoicas do Cráton Amazônico.

Esta faixa é constituída principalmente por rochas metassedimentares pelítica-psamíticas, localmente carbonáticas, atribuídas ao Grupo Baixo Araguaia, e rochas do seu embasamento. Este cinturão é subdividido em uma zona interna, representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá e a zona externa, marcada pelas unidades metassedimentares das formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

Alvarenga et al. (2000) descreve e eleva à categoria de Grupo Baixo Araguaia, para supergrupo e correlaciona a zona interna com a proposta estratigráfica de Grupo Estrondo, formada pelas formações Morro do Campo e Xambioá. O mesmo repete-se em reação a faixa externa, denominada de Grupo Tocantins e composta pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

O Cinturão apresenta uma variação no grau metamórfico, desde xisto-verde baixo, a oeste, a anfíbolito, na porção leste (MORAES REGO, 1933; BARBOSA et al., 1966; HASUI et al., 1975, 1977; SOUZA; MORETON, 1995; ALVARENGA et al., 2000; GORAYEB et al., 2001) e suas rochas exibem deformação em um regime compressional progressivo que culminou com o fechamento do orógeno, durante evento colisional Brasileiro.

No Orógeno Araguaia é identificado pequenas porções remanescentes do embasamento paleoproterozoico, representadas pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra e Xambioá, o primeiro, com idades Pb-Pb de 2,85 e 2,84 Ga (MOURA; GAUDETTE, 1999; MOURA; SOUZA, 1996). Ressalta-se que na porção sul, Ribeiro e Alves (2017), nas folhas próximas à Folha Alvorada dataram o embasamento da faixa, representado na região pelas rochas gnáissicas paleoproterozoicas do Complexo Rio dos Mangues, com idade 2084 ± 6 Ma pelo método U-Pb Ma, Granito Serrote 2010 Ma. Recente datação do corpo Rio do Coco apresentou intervalo de idades que variam de 929 a 761 Ma, com média ao redor de 823 Ma, o que a inclui no contexto neoproterozoico e relacionado aos ofiolitos de Quatipuru e não mais como embasamento da área.

Pinheiro (2005) em estudo zircões detríticos pelo método Pb-Pb em quartzito da porção norte do Grupo Baixo Araguaia, obteve como resultado as



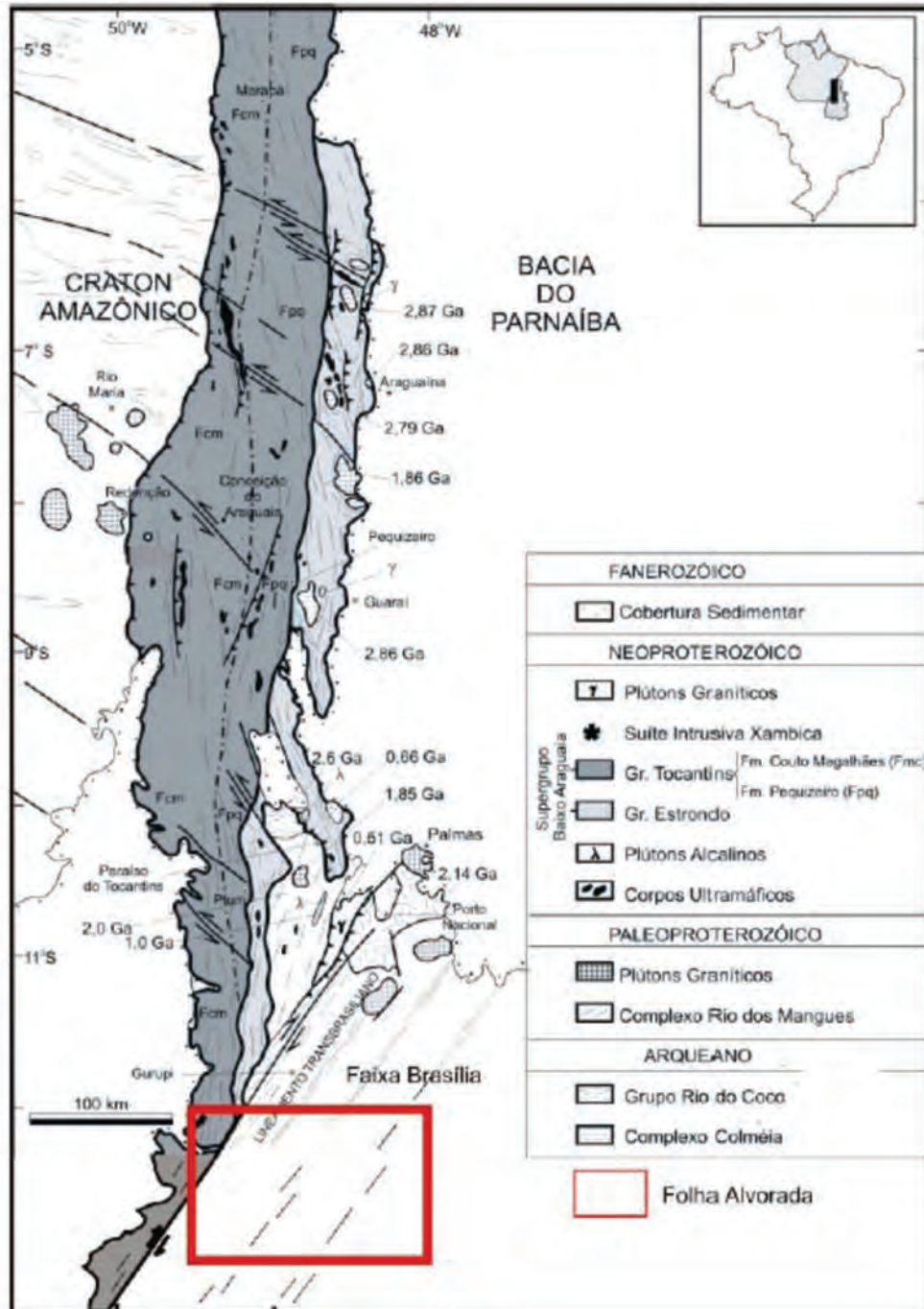


Figura 2.4 – Esboço geológico do Orógeno Araguaia e recorte da Folha Alvorada com uma pequena área de abrangência do orógeno (modificado de ALVARENGA et al., 2000).

idades entre 3,0-2,65 Ga sugerindo a contribuição de terrenos arqueanos. Por outro lado, as idades de zircão detrítico de quartzito amostrado ao sul, revelam a grande contribuição de terrenos meso-neoproterozoicos (1,25-0,85 Ga) e, secundariamente, de terrenos paleoproterozoicos (1,7-1,85 Ga). Esses resultados, segundo o autor, atestam à existência de áreas fontes diferentes nos segmentos de norte e sul desta faixa de metassedimentos.

As idades 850 Ma e 1000 Ma obtidas no quartzito de Paraíso do Tocantins, são consideradas como indicativas do limite superior da idade de sedimentação das rochas deste Grupo.

Pinheiro (2005) ainda em seu trabalho fornece dados de idades modelo Sm-Nd (TDM) onde conclui que estes metassedimentos apresentam uma distribuição bimodal, com maior frequência de idade entre 1,4 e 2,1 Ga, com moda entre 1,6 e 1,7 Ga e outro intervalo de idade, bem menos frequente, situado entre 2,4 e 2,7 Ga.

Concluindo, as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia podem resultar de mistura de fontes de idade paleoproterozoica com fontes mais jovens, provavelmente meso-neoproterozoicas, e provenientes de segmentos crustais situados à leste da faixa.

## 3 – ESTRATIGRAFIA

As propostas de arranjo litoestratigráfico relacionadas à área em estudo foram anteriormente discutidas com base em trabalhos envolvendo mapeamento, sínteses geológicas regionais, projetos e trabalhos acadêmicos com destaque para Barbosa et al. (1969), Almeida et al. (1977), Drago et al. (1981), Cunha et al. (1981), Leão Neto (1983), Martins e Scislawski (1983), Fuck et al. (1993), Fuck (1994), Bizzi et al. (2003); Pimentel, Jost e Fuck (2004), Frasca e Lima (2010), Frasca (2015), Ribeiro e Alves (2017).

A estratigrafia ora proposta resulta da integração dos dados geológicos destes trabalhos anteriores, somados aos trabalhos de campo e analíticos realizados neste projeto, que permitiram uma reformulação substancial no quadro litoestratigráfico da Folha Alvorada (Figuras. 3.1 e 3.2), e que é apresentado a seguir em ordem cronológica, das unidades estratigráficas identificadas na área:

### 3.1 - GRUPO ÁGUA SUJA - (PPas)

Esta unidade foi identificada por Gorayeb et al. (1984) como um conjunto de rochas supracrustais,

metassedimentares e metavulcânicas indiferenciadas e distribuídas como faixas descontínuas de direção NE entre a cidade de Natividade e Chapada e no leito do ribeirão Água Suja, sua área tipo. Por estes autores, esta sequência foi atribuída como pertencente ao Complexo Goiano, de idade arqueana, observando ainda que, esta sequência era diferente em relação às associações do tipo *greenstone belts* a leste e que também, não apresentavam semelhanças estruturais e petrográficas para correlação com o Grupo Serra da Mesa a sul.

Silva (1987) denominou esta unidade de Sequência Metavulcanossedimentar Água Suja que foi originalmente subdividida em sequências metavulcânica-metassedimentar química e metassedimentar psamo-pelítica. Oliveira et al. (2012) acrescentou uma terceira unidade Metassedimentar Psamo-Pelítica Carbonosa.

Marques (2009) identificou o embasamento da área na Folha Alvorada e na região de Jaú, atribuindo-o como parte pertencente à paragneisses intercalados por xistos grafitosos à Formação Ticunzal e parte aos granitos peraluminosos da Suíte Aurumina.

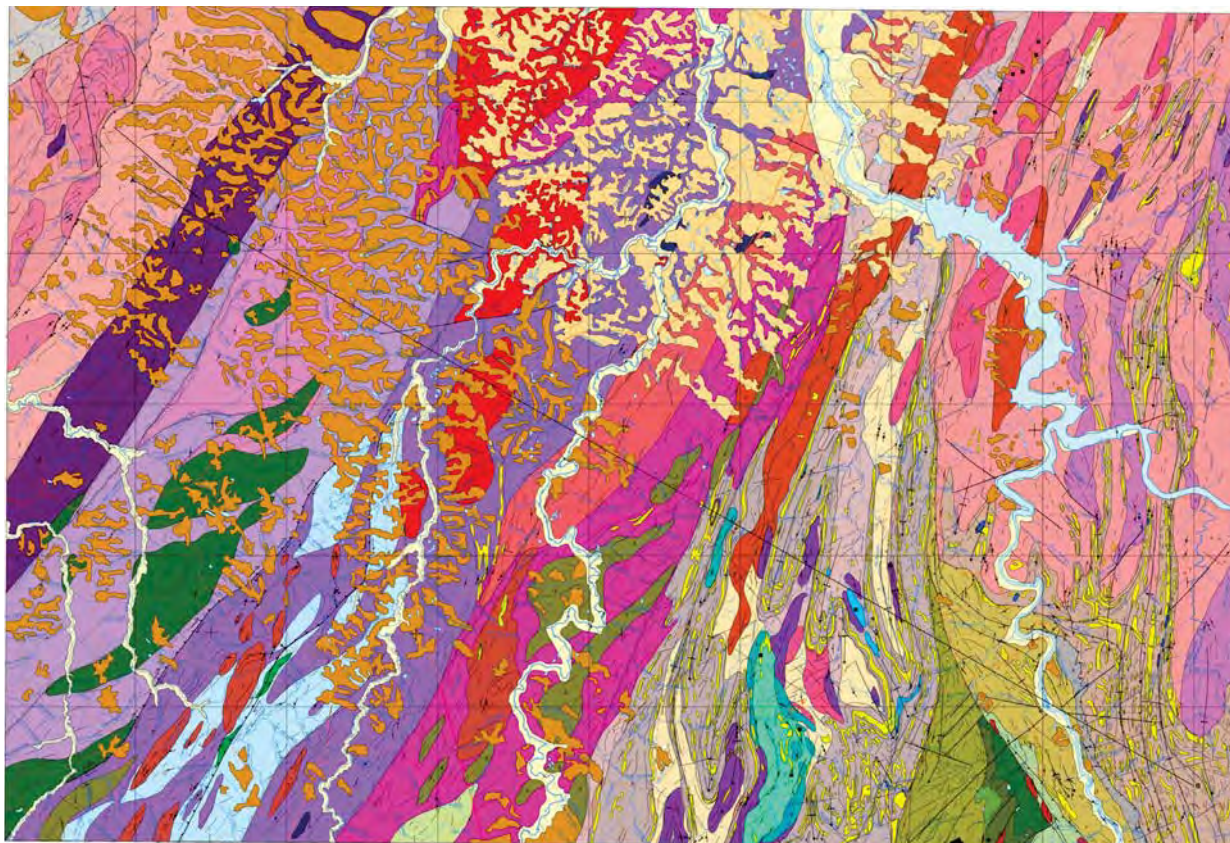


Figura 3.1 – Esboço do mapa geológico simplificado da Folha Alvorada.

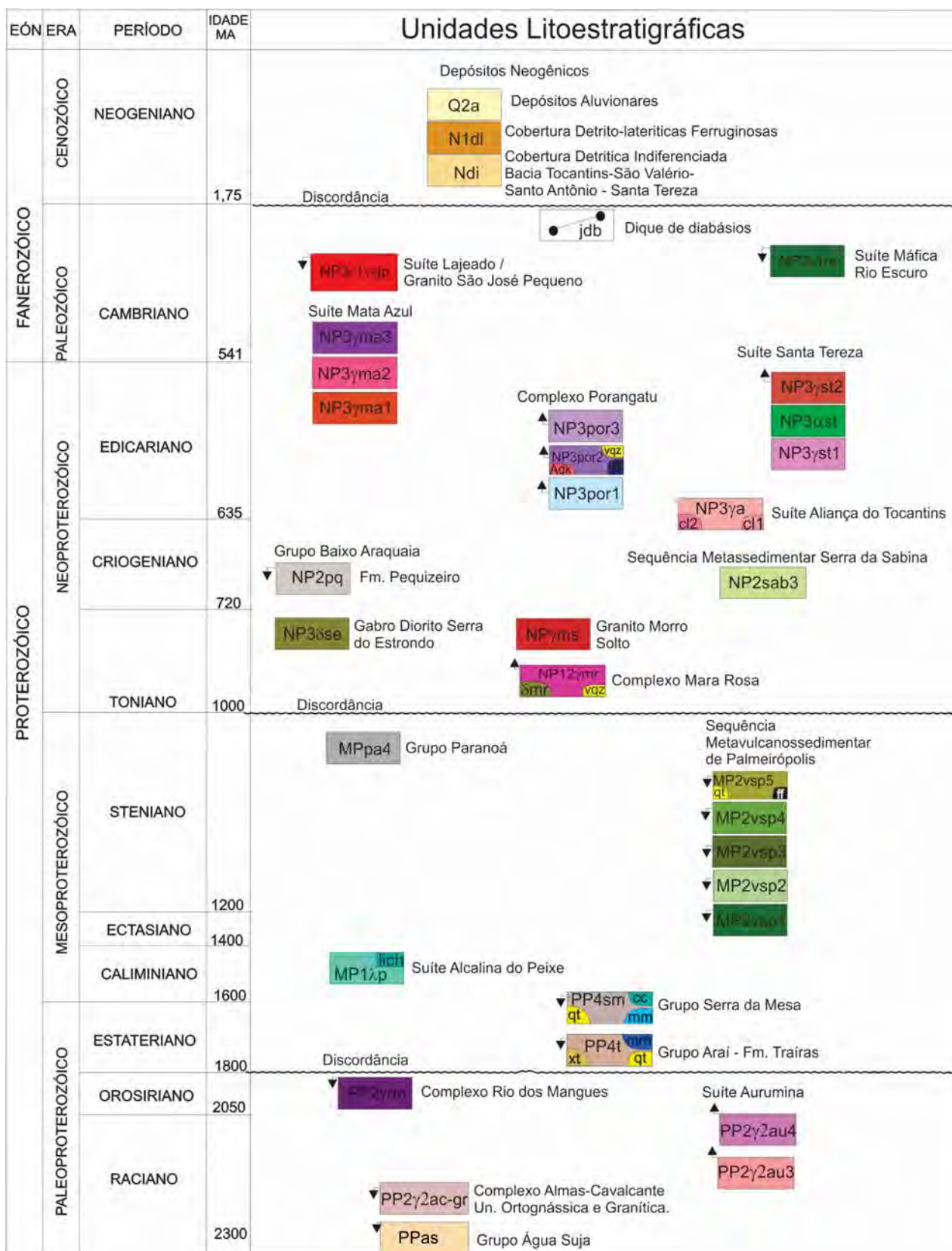


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica proposta para Folha Alvorada – SD.22-X-B.

Sabóia e Meneghini (2015) adicionaram a esta unidade uma formação metavulcânica máfica independente denominada de Formação Serrinha e a Formação Córrego Salobro, individualizada nas fácies metapelito-psamítica, metapsamo-pelítica e metassedimentar química. Estes autores ainda

chamam a atenção a notável similaridade descritiva com os litotipos associados à Formação Morro do Carneiro do Grupo Riachão do Ouro (COSTA, 1985).

Por entender também, que esta unidade aflora em um bloco independente, com idades-modelo distintas e estar limitada por duas descontinuidades

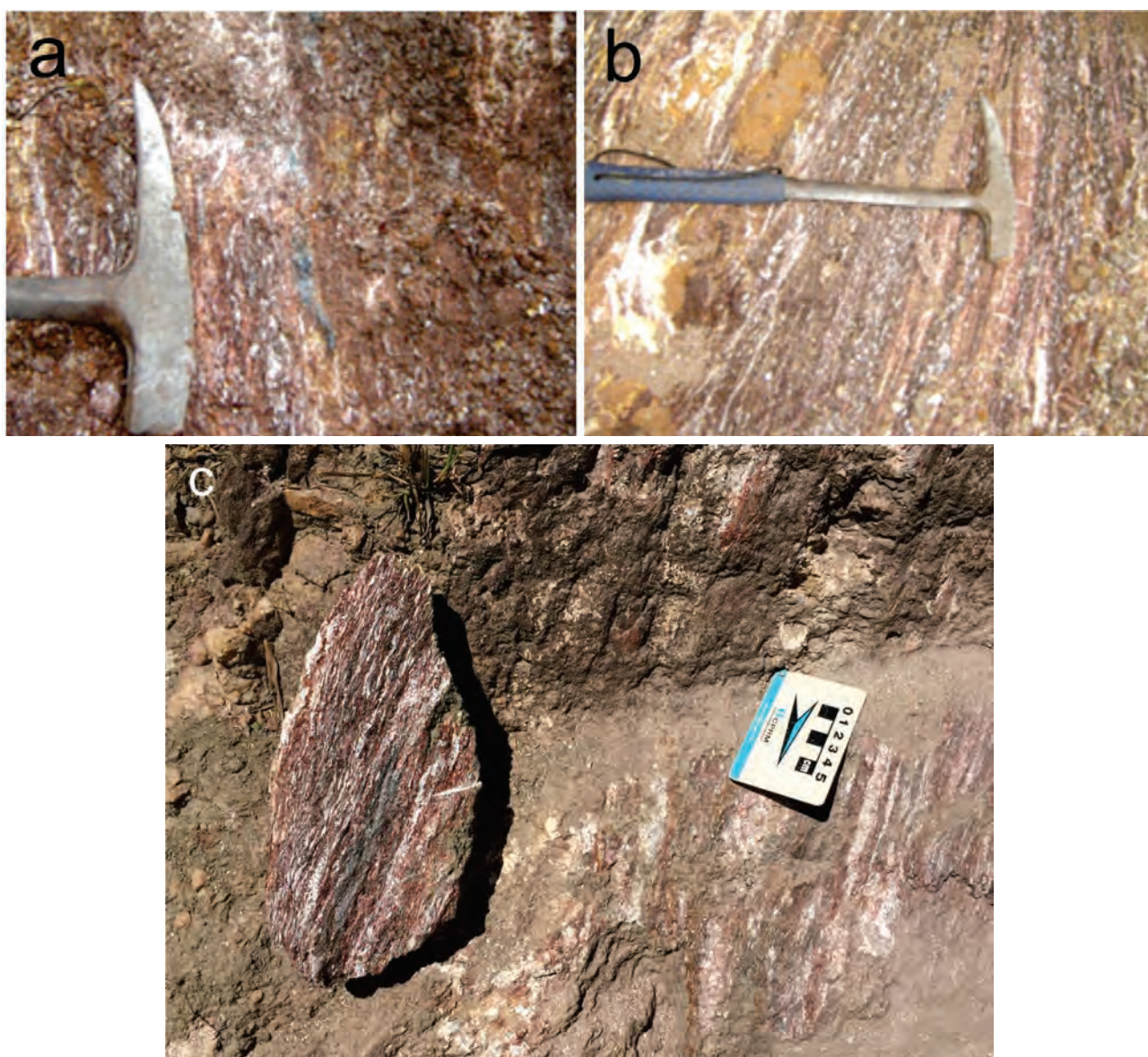
estruturais e geofísicas (gravimétrica e magnetométrica), materializadas pelo Lineamento Transbrasiliano e pela Falha do Rio Maranhão, este projeto preferiu posicionar este grupo no bloco do Maciço de Goiás. Todavia a correlação estratigráfica e espacial com bacias paleoproterozoicas na região é uma questão difícil, pois esta deve ser feita com outras unidades metassedimentares do Maciço de Goiás ou quiçá, temporalmente, com Grupo Riachão do Ouro ou Formação Ticunzal.

O Grupo Água Suja aflora na porção centro-leste e sul da Folha Alvorada, em torno da região de Jaú do Tocantins, até o entroncamento para Palmeirópolis. Está representado por paragnaisses miloníticos, gnaisses calcissilicáticos, restos de xistos grafitosos, intercalados em ortognaisses, metagranitos e injetados por pegmatitos. Em adjacência com estes corpos

ortoderivados formam o embasamento do Maciço de Goiás ocupando os núcleos de dobras anticlinais.

As rochas do Grupo Água Suja são intrudidas pelas rochas da Suíte Alcalina do Peixe e por granitos e pegmatitos mais jovens da Suíte Mata Azul, exibindo também contatos em discordância com os quartzitos e xistos do Grupo Serra da Mesa. São polideformadas e polimetamórficas, apresentando padrões de interferência de fases de deformações não coaxiais que atingiram a região.

O afloramento PV-130 apresenta-se como um fractal ou como uma estrutura complexa cujas propriedades geométricas, repetem-se em outras escalas. Mostram muito bem as relações de contato das rochas calcissilicáticas da sequência (embasamento) com os granitos e pegmatitos alcalinos intrusivos na região, (fotografias 3.2c, 3.2d).



Fotografia 3.1 – a) paragnaisse milonítico intemperizado com lentes centimétricas e películas de grafite ao longo da foliação anastomosada; b) detalhe para bandamento composicional dos paragnaisses; c) amostras de grafite e secção basal e lateral de afloramento em barranco de estrada com bandamento composicional de espessura centimétrica de direção aproximada N/NE.



Fotografia 3.2 – a) Afloramento PV-130, antes da construção da estrada do entroncamento de Jaú e Palmeirópolis-Divisa TO/GO, com lajeiro de granito pegmatítico grosso, intrusivo na sequência Água Suja; b) detalhe da deformação transtraccional dextral registrada no embasamento e intrusão, com t1 em posição N35°E; c) e d) relação das intrusões graníticas em gnaisses paraderivados, ora concordantes, ora discordantes às discontinuidades pré-existent; e) ocorrências de granadas e turmalinas nos pegmatitos próximas e ao longo dos contatos com a sequência Água Suja.

São gnaisses calcissilicáticos de granulação grossa, de cores preta, verde e branca em bandas assimétricas e desarmônicas, sinuosas e de espessuras irregulares. São constituídas por bandas félicas formadas por plagioclásio, quartzo e carbonato. As máficas são compostas por biotita, anfíbios (hornblenda e actinolita) e epidoto. Titanita é, em algumas amostras, um mineral secundário da rocha.

Corpos graníticos de granulação grossa, fotografia 3.2a, e pegmatitos branco-amarelados, métricos, na forma de apófises tabulares e irregulares, de composição quartzo feldspática, cortam de forma aleatória os paragnaisses. São acompanhados de alteração hidrotermal sílica-carbonática e sulfetação, ao longo das bordas da intrusão e na encaixante reativa aos fluidos.

Ocorrem também biotita feldspato paragnaisses, silimanita gnaisses, biotita xistos, granada biotita xistos com porfiroblastos de granada rotacionados preferencialmente dextrais e milimétricas lamelas ou películas de grafita associadas a textura lepidoblásticas de biotitas. Estruturas miloníticas e dobras sem raiz são encontradas e superpostas às estruturas gnáissicas.

Veios de quartzo, de uma primeira geração, que ocorrem nos granitos, estão paralelos às zonas de charneiras N/S dos grandes sistemas de dobras sinclinais e anticlinais da região. Estes veios, a posterior, são afetados por extensões e transtrações dextrais N35°E, (fotografia 3.2b), que registram as deformações tardias, e relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano e suas acomodações já no Cambriano.

O metamorfismo da sequência é de idade ainda incerta. As paragêneses metamórficas hornblenda e actinolita são indicativas de fácies anfibolito e de fácies xisto verde, retrógradas, de alta temperatura, a julgar também pelos remobilizados quartzo-feldspáticos, pelo bandamento gnáissico desenvolvido em algumas amostras e pela presença de níveis de grafita de alta cristalinidade.

Dados químicos são relativamente escassos. Os poucos que existem são de química mineral e idades U-Pb realizados por Lima (2014) em titanitas, onde concluiu que estes cristais foram submetidos à fácies anfibolito, obtendo uma discórdia com intercepto superior em  $2153 \pm 25$  Ma, e com erro alto (MSWD - 4.3) e com reequilíbrio parcial dos grãos de titanita sob condições de  $fH_2O$  elevada em  $2050 \pm 53$ , interpretadas como resultado de perda de Pb durante o resfriamento, após o pico do metamorfismo, figura 3.3.

Todavia, apesar dos dados exibidos, não se descarta que o sistema mineral tenha se reequilibrado sob influência de deformações e metamorfismo acima de  $600^\circ\text{C}$ , relacionado às atividades tectônicas de idade brasileira que afetam a região.

Embora, em blocos distintos, a correlação temporal pode ser realizada com a idade da Formação Ticunzal, que apesar de não estar bem determinada, é certamente mais antiga que 2.17 Ga, idade atribuída aos granitos intrusivos da Suíte Aurumina (BOTELHO et al., 2006).

Dados Rb-Sr de Reis Neto (1983) determinaram duas retas de referência com cerca de 2.000 e 2.500

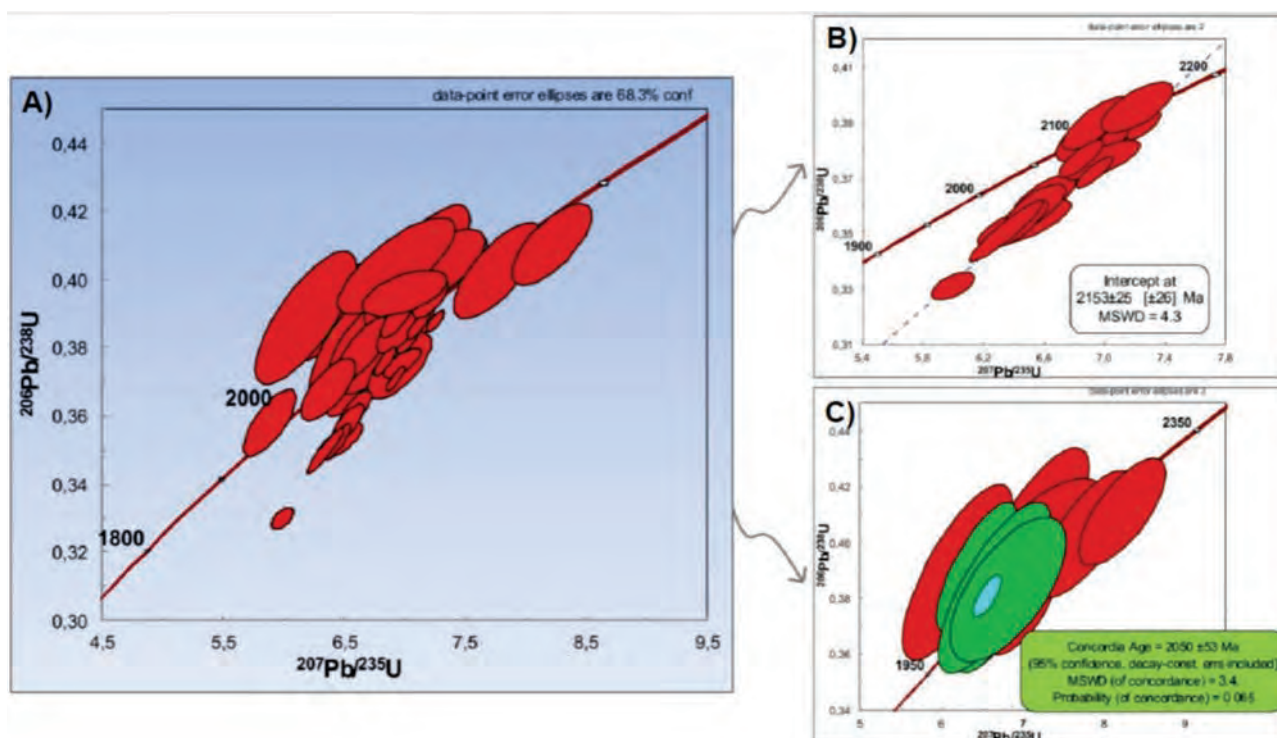


Figura 3.3 – A), B) e C) Dados geocronológicos de Lima (2014), com Idades U-Pb em grãos de titanita do Grupo Água Suja.

Ma, para amostras tanto da Formação Ticunzal quanto das rochas granito-gnáissicas do embasamento.

Guimarães et al. (2003) dataram quartzo-plagioclásio-biotita-mica brancos xistos com grafita (região de Chapada de Natividade), obtendo idade Pb-Pb de 2172±5Ma, e associaram à Formação Ticunzal. Em função de critérios litológicos e geofísicos, neste relatório associamos parte destes litótipos à Formação Ticunzal, ao menos no aspecto cronológico.

Marques (2010) apresenta dados de TDM destas rochas com idade modelo amplas e variando entre 3.03 Ga a 2.63 Ga com  $\epsilon\text{Nd}$  negativos de -7.54 a -1.98.

A unidade em si apresenta potencialidade para mineralizações de urânio a semelhança dos depósitos encontrados na região do Rio Preto e, no município de Campos Belos-GO, depósitos de grafita são historicamente explorados e abre-se um campo para outros metais e gemas nas proximidades de corpos graníticos a intrusões.

### 3.2 - COMPLEXO ALMAS-CAVALCANTE - UNIDADE ORTOGNÁISSICA E GRANÍTICA - PP2 $\gamma$ ACGR

As primeiras referências a respeito de rochas gnáissicas do embasamento da porção sudeste do Estado do Tocantins devem-se a Barbosa et al. (1966), onde descreveram paragneisses com finas intercalações de metabásicas, migmatitos, milonitos e granitóides, englobando estes litótipos no Pré-Cambriano Indiferenciado. Um ano após, Almeida (1967) denominou informalmente de Complexo Basal.

Diversos autores como Lindenmayer (1970), Lessa e Andrade (1971), Baeta Júnior, Figueiredo e Souza (1972), Berbert et al. (1980), adotaram a denominação de Almeida (1967), subdividindo-o em função da escala de trabalho em várias unidades.

Costa et al. (1975) descreveram nessa porção da Província Estrutural do Tocantins, uma extensa área de rochas granito-gnáissicas, reunindo-as sob a designação de Associação Basal. Em seguida Correia Filho e Sá (1980) retomam o termo Complexo Basal para estas rochas e na região de Almas e Dianópolis subdividiram em três associações: (1) Conjunto Granito-Migmatítico, (2) Conjunto Migmatítico-Anfibolítico e (3) Complexo Metamórfico Vulcanossedimentar.

Cunha et al. (1981) no Projeto RADAMBRASIL propõem o termo de Complexo Goiano, evitando o termo "basal" de Almeida (1967), denominação esta adotada por Cortes et al. (1987) no Mapa Geológico de Goiás, com as subdivisões propostas por Correia Filho e Sá (1980), destacados no mapa em termos de predominância entre terrenos granito-gnáissicos e gnáissicos-migmatíticos

Cruz (1993) e Cruz e Kuyumjian (1996, 1998) reconhecem na região sudeste do Tocantins entre Almas e Dianópolis, duas suítes TTG de granitos foliados. A Suíte 1, mais antiga, é rica em anfibólio e intrusiva nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e a Suíte 2, mais nova, abrangendo vários plútons graníticos ovais, intrusivos nas rochas da Suíte 1 e nas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro.

O termo Complexo Almas-Cavalcante foi proposto por Delgado et al. (2003) para reunir os terrenos granito gnáissicos paleoproterozoicos, descritos por Correia Filho e Sá (1980); Costa, (1984); Cruz, (1993), Cruz e Kuyumjian, (1998), Almas-Conceição do Tocantins, Arraias-Natividade (FUCK et al., 2001), Cavalcante-Teresina de Goiás-Nova Roma de Botelho (1992), Botelho et al. (1993), São Domingos de Teixeira et al. (1982) e Faria et al. (1986), como pertencentes à orogênese Transamazônica e integrante do Orógeno Oeste Sanfranciscano.

No âmbito do Projeto Sudeste do Tocantins, os gnaisses do Complexo Almas-Cavalcante fazem parte do embasamento do Orógeno Brasília e são encontrados na porção leste da Folha Alvorada, além de extrapolar seus limites e adentrar as folhas Arraias e Dianópolis. Distribui-se em sua porção E/NE de forma restrita na porção sul, perfazendo aproximadamente 15% da área, constituindo uma faixa alongada e estreita de direção NE-SW.

Esses gnaisses afloram na forma de lajeiros ao longo das drenagens e mais raramente como blocos métricos. Seus litótipos apresentam-se gnaissificados e milonitizados, com orientação NE-SW e mergulhos subverticais para NW. Expõem-se também, como partes restritas e enclaves de dimensões variadas às bordas ou internamente na Suíte Aurumina, muitas dessas exposições são locais e não mapeáveis na escala deste trabalho.

Mantém relações de intrusão e tectônica com o Grupo Água Suja. É intrudida pelos granitos da Suíte Aurumina e por um enxame de *stocks* graníticos e pegmatíticos neoproterozoicos da Suíte Mata Azul, mantem relação de discordância com os metassedimentos do Grupo Araújo.

Na porção nordeste da folha observa-se relações de contato deste complexo, com o Arco Magmático de Goiás, através de contatos tectônicos por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e de alto ângulo e exibindo rochas muito modificadas por processos de alteração hidrotermal.

Predominam rochas gnáissicas heterogêneas que exibem bandamento leuco a mesocráticas, marcado pela alternância de faixas máficas, compostas de biotita/hornblenda e félsicas quartzo-feldspáticas com pórfiros centimétricos de K-feldspato.

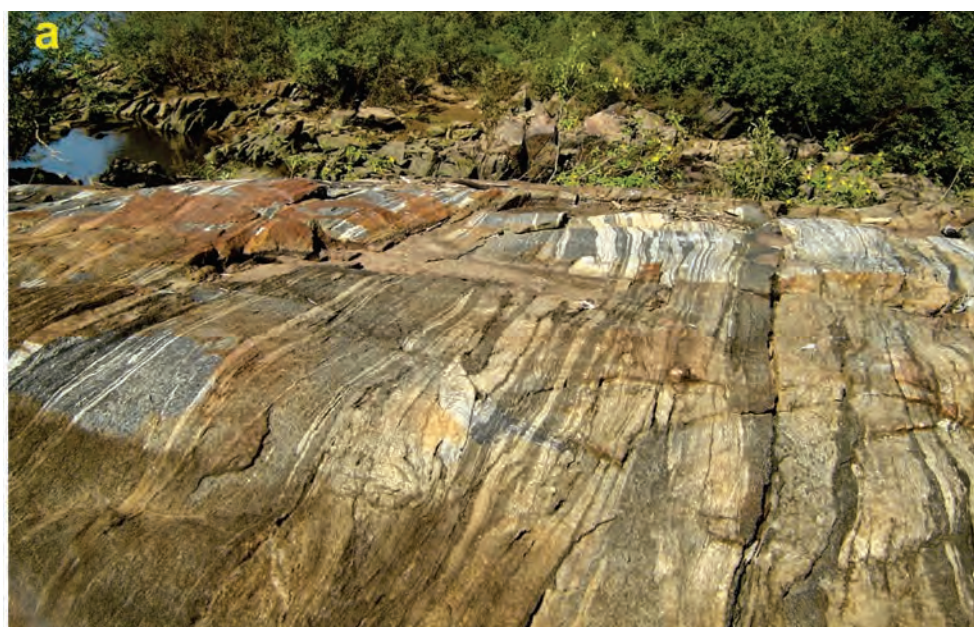
Os principais litótipos representam um terreno tipo TTG, (tonalitos-trochilomitos e grano-

dioritos), conforme exposto por Cruz e Kuyumjian (1998). São constituídos por hornblenda biotita tonalito gnaisse, hornblenda biotita granodiorito gnaisse, migmatitos de composição granodiorítica a diorítica subordinados, biotita-metatonalito e metagranodiorito, biotita metamonzogranito, muscovita-biotita metagranodiorito, granada-hornblenda-biotita gnaisse, granada metamonzogranito e biotita-epidoto metagranito.

O afloramento LL-278 exhibe os gnaisses do Complexo Almas Cavalcante tipo TTG da Suíte 1 de Cruz e Kuyumjian (1998) (fotografia 3.3 a e b). São de composições tonalítica a granodiorítica, bandados e/ou, milonitizados, localmente dobrados, de cores predominantemente cinza a eventuais tipos rosados. O bandamento composicional apresenta variações na espessura, são sinuosos e longos em comprimento, por vezes, afinam, rompem e dobram, com os níveis félsicos mais volumosos que os máficos. Apresentam

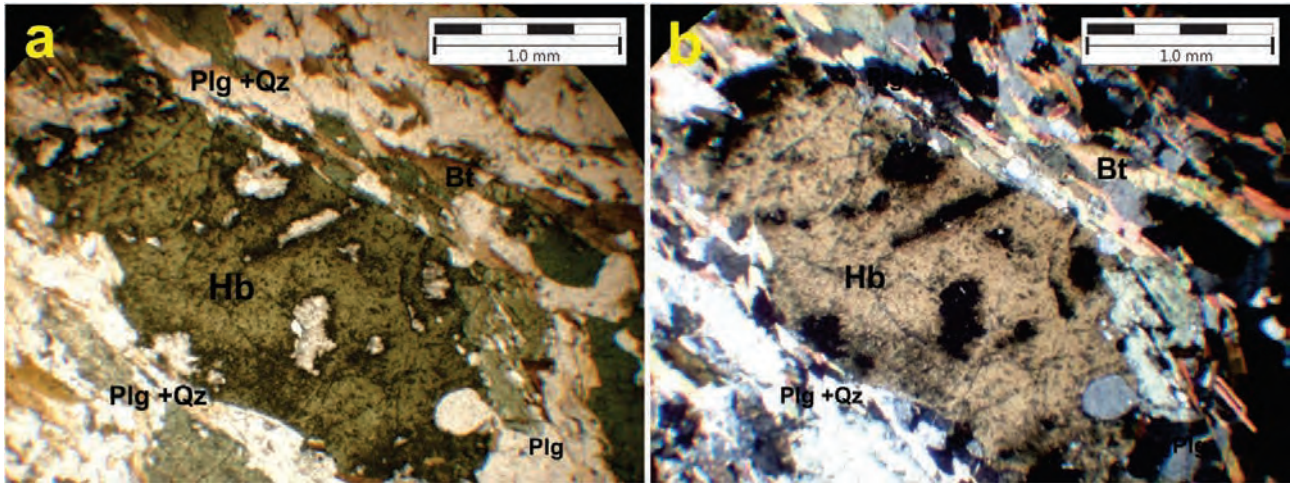
texturas nematoblástica, granolepidoblástica, hornblenda poiquiloblásticas e granoblástica poligonal, com mineralogia a base de plagioclásio (40%), quartzo (35%), k-feldspato (5%), hornblenda (10%) e biotita (10%), fotografia 3.4 a e b.

Rochas pertencentes aos TTG da Suíte 1, de composição semelhante aos gnaisses, em certos locais, apresentam estruturas migmatíticas, fotografias 3.5 a -d. Bandas (neossoma) com melanossoma diorítico e leucossoma tonalítico combinam-se gerando geometria ora dobrada, ora sigmoidal e planares. São injetadas por fluidos granodioríticos a monzograníticos tardios, concordantes ou discordantes, também dobrados, ricos em material de origem crustal. Disseminações de granadas almandinas são comuns, principalmente ao longo dos contatos das injeções graníticas com os termos melanossômicos. Os paleossomas são de difícil identificação visual em campo.

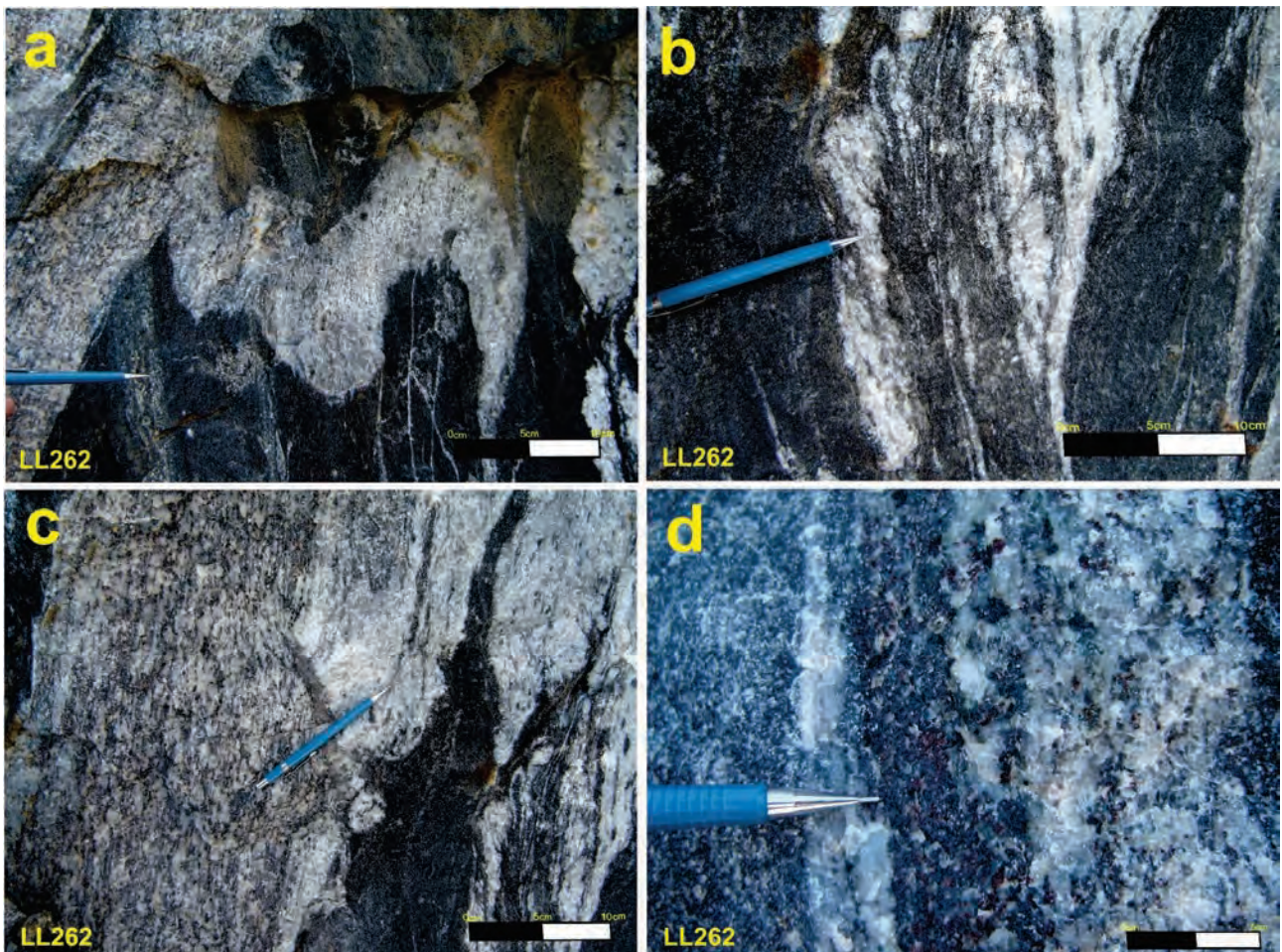


Fotografia 3.3 – a) Panorâmica do afloramento LL-278 no rio Tocantins, exibindo o bandamento gnáissico; b) Em planta, aspecto do bandamento gnáissico contínuo a descontínuo, com espessuras centimétricas em biotita hornblenda tonalito e biotita granodioritos do Complexo Almas-Cavalcante com direção NE-SW; c) Bandamento sigmoidal e dobras, interceptados por deformação rúptil-dúctil tardia de direção N/S.





Fotografia 3.4 – a) Secção delgada em luz natural de hornblenda biotita tonalito gnaiss do afloramento LL278. Hornblenda metamórfica com textura poiquiloblástica, biotita neoformadas e bandas com deformação sinistral; b) idem em luz polarizada.



Fotografias 3.5 – a) Estruturas migmatíticas do afloramento LL262, (Pedreira do Travessão), corte transversal com predomínio de melanossoma diorítico subverticalizado, injetado por apófise metagranodiorítica discordante; b) Em planta, leucossoma e melanossoma, tonalítico e diorítico, respectivamente, com dobras fechadas, apertadas, dobras sem raiz e sigmoides; c) Em corte transversal, granada metagranodiorito foliado subvertical intrusivo em migmatitos do Complexo Almas-Cavalcante; d) Detalhe das almandinas neoformadas e sobrecrecidas, principalmente nas porções máficas de migmatitos.

Os biotita-metatonalitos e metagranodioritos são semelhantes a Suíte 2 de Cruz e Kuyumjian (1998) apresentam cor cinza clara, leuco a mesocráticos, de granulação média a grossa, com texturas granoblástica, granolepidoblástica, localmente porfiríticos, raros termos isotropos, constituídos de plagioclásio sódico (40%), quartzo (30%), K-feldspato (15%), biotita (13%) e muscovita (2%), (fotografia 3.6 a e b). Encontram-se foliados e com estrutura milonítica, ora com aspecto xistificado e hidrotermalizado, com níveis e lentes sigmoidais de biotitito. São seccionados por veios pegmatóides quartzo-feldspáticos.

Os biotita metamonzogranitos são leucocráticos, cor cinza-clara, granulometria grossa. Ocorrem tipos foliados e miloníticos, predominando texturas porfiríticas a porfiroblásticas e granonematoblásticas. Constituem-se de quartzo (25%), K-feldspatos (30%), plagioclásio (25%), biotita (12%), muscovita (5%) e granada, titanita e minerais acessórios perfazem (3%). Os muscovita-biotita granodioritos são heterogêneos, geralmente foliados, exibindo texturas granoblásticas, granonematoblásticas, granolepidoblástica e pórfiróides.

No Complexo Almas-Cavalcante é comum observar-se o registro de domínios estruturais distintos e evidências de padrões de interferência deformacional dúcteis. No extremo oeste do complexo nota-se um forte encurtamento crustal do bandamento gnáissico ( $S_1$ ) que gera os planos axiais das dobras assimétricas ( $S_2$ ). Superposto ao encurtamento ocorre intensa deformação sob cisalhamento simples, transcorrente e de cinemática dextral, gerando foliação milonítica  $N20^{\circ}-30^{\circ}E$  ( $S_3$ ) impressa pelo Lineamento Transbrasiliano e com transporte tectônico de SSW para NNE, fotografias 3.7. Detalhes serão discutidos no capítulo 4.

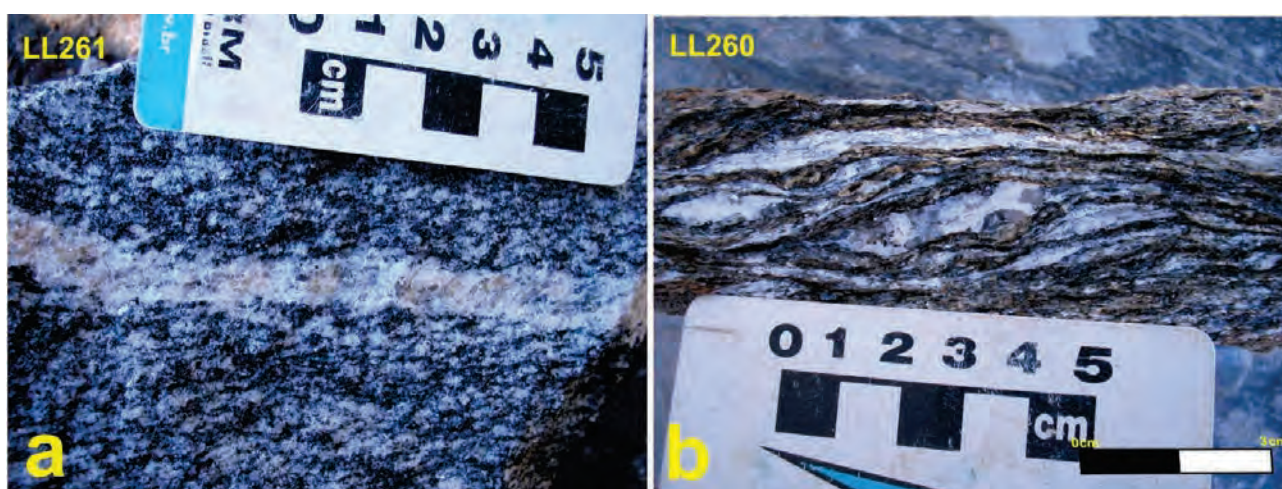
Identifica-se também, inúmeras feições miloníticas constituindo faixas de alto *strain* de direção NE ( $S_3$ ), onde dominam veios quartzo-feldspáticos milimétricos a centimétricos boudinados, ricos em biotita (fotografia 3.6b), cuja cinemática preferencialmente é dextral. Além de deformação dúctil, gerando foliação SC, ocorrendo comumente, estiramento mineral de baixo ângulo com caimentos variáveis para NE e SE, marcam zonas de transcorrência e transcorrências oblíquas.

Cruz e Kuyumjian (1998, 1999) reconheceram na área dois eventos metamórficos nestes TTG's: o primeiro (M1), associado ao evento  $D_1$ , é confinado aos *greenstone belts* que ocorrem a leste da Folha Alvorada, e um segundo evento (M2), relacionado às zonas de cisalhamento  $D_2$ , que atinge os TTG's.

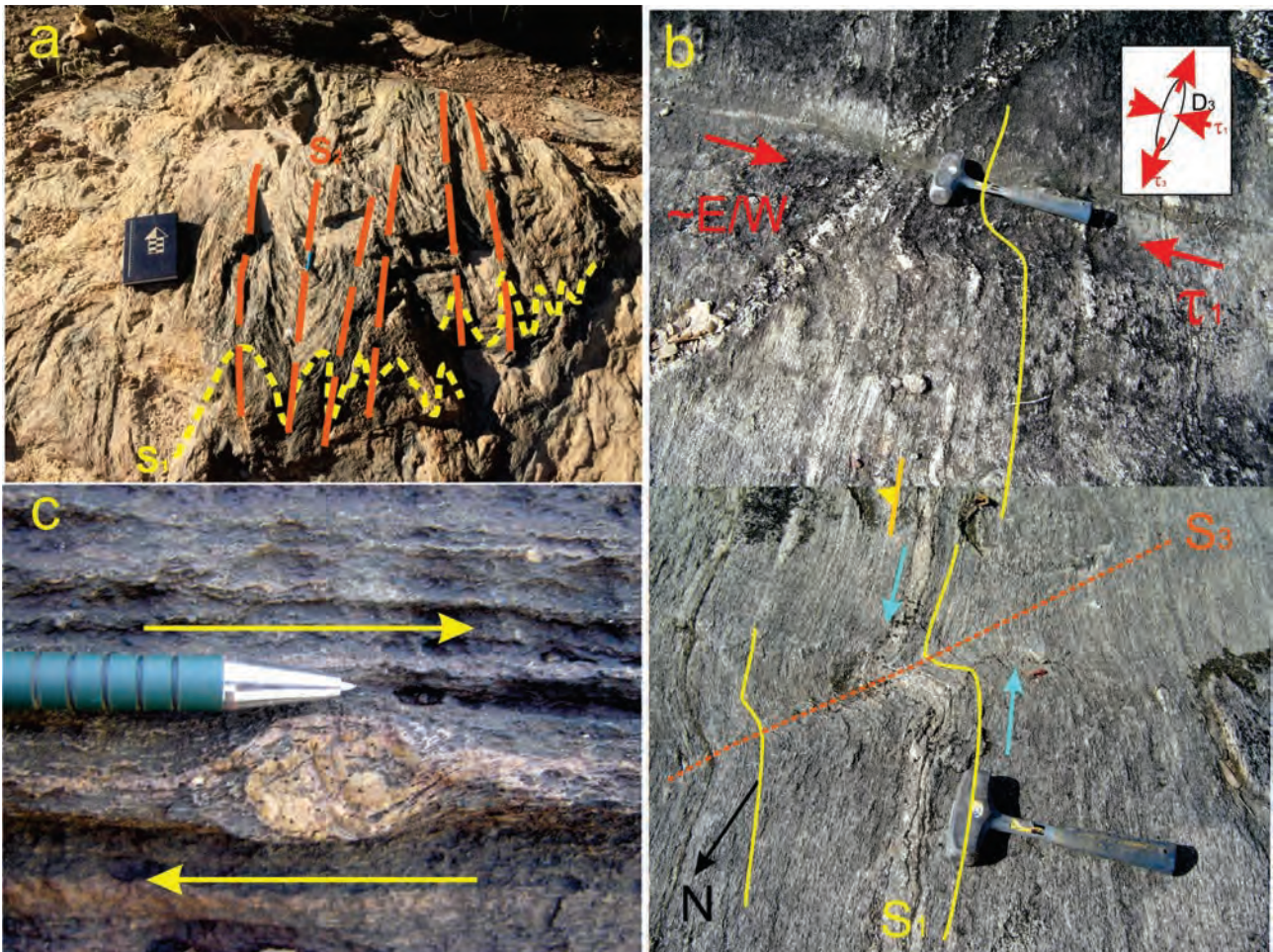
As paragêneses metamórficas variam da fácies anfibolito à fácies xisto verde, para as quais se alcançaram entre  $576\pm 46$  a  $632\pm 60^{\circ}C$  e  $3,9\pm 2$  a  $4,4\pm 2,3$  kbar para a fácies anfibolito,  $485\pm 18$  a  $539\pm 65^{\circ}C$  e  $4,0\pm 0,2$  a  $4,4\pm 0,5$  kbar para a fácies epidoto anfibolito, que indicam profundidades de cerca de 10 km de crosta para formação.

Temperaturas de  $320^{\circ}C$  a  $400^{\circ}C$  a 2 kbar para a fácies xisto verde, cerca de 5Km de profundidade, o que implica em soerguimento tectônico e exumação de metade da crosta na região entre os dois eventos metamórficos.

Thomsen e Kuyumjian (1994b), Cruz e Kuyumjian (1998) e Cruz et al. (2003) em estudos litoquímicos e de ambientação geotectônica em metatonalito e metadiorito do Complexo Almas-Cavalcante descrevem e interpretam composições químicas calcialcalinas com características de ambiente de subducção e de arco magmático para estas rochas.



Fotografia 3.6 – a) Detalhe de amostra de biotita metagranodiorito foliado, cortado por veio quartzo-feldspático tardio, resíduo de mesma fase magmática principal; b) Biotita muscovita metagranodiorito milonítico com porfiroblastos direção N/S e com assimetria dextral.



Fotografia 3.7 – Gnaiss granodiorítico preservando zona de deformação dúctil sob cisalhamento puro e encurtamento crustal. Esforços E-W dobram o bandamento composicional original ( $S_1$ ) gerando dobras cilíndricas, levemente simétricas com plano axial ( $S_2$ ) verticalizados e eixo sub-horizontais para N/NE. Domínio dúctil sob encurtamento crustal; b) Foliação pretérita  $N10^{\circ}-20^{\circ}W$  dobrada e transposta (dobra sem raiz) ( $S_1/S_2$ ) em biotita meta granodioritos, superpostos por deformação sob cisalhamento simples, transcorrente sinistral com dobras assimétricas e geração de superfície  $S_3$  de direção NE e esforços E/W; c) Lineação de estiramento  $L_3$  em quartzo-feldspato (estrutura delta) de cinemática dextral.

A Suíte 1 é metaluminosa, e suas rochas derivaram, provavelmente, da fusão parcial da cunha mantélica, enquanto a Suíte 2 é peraluminosa e resulta da fusão parcial de metabasaltos de litosfera oceânica subductada.

As idades obtidas por diversos métodos para o Complexo Almas-Cavalcante são, em geral, Riagianas. Costa (1984) em metatonalito dos domos obteve idades Rb-Sr de  $2050 \pm 276$  e  $2217 \pm 85$  Ma em rocha e foram interpretadas como resultantes de rejuvenescimento isotópico. Cruz e Kuyumjian (1999) obtiveram  $T_{DM}$  de 2,53 Ga para metatonalitos da Suíte 1 e 2,50-2,52 Ga para os da Suíte 2, Datação U-Pb SHRIMP realizadas por Cruz et al. (2000) apresentaram idades de  $2200 \pm 5$  Ma, obtidas em anfibólio metatonalito na região de Arraias, Natividade e Almas, com variações entre  $2204 \pm 4$  e  $2206 \pm 5$  Ma.

Cruz et al. (2003) obtiveram idades U-Pb de 2,2 e 2,45 Ga em zircão e titanita de metatonalitos,

respectivamente, meta e peraluminosos. Tais idades e a presença de xenólitos de xistos máficos das rochas supracrustais nos metatonalitos e de apófises e veios destes nas rochas supracrustais indicam que os corpos tonalíticos se alojaram nos terrenos tipo *greenstone belts* da região

Dardenne, Campos e Campos Neto (2009) obtiveram idade U-Pb de  $2206 \pm 13$  Ma em zircão de rocha metavulcânica ácida a intermediária da Formação Morro do Carneiro. Diques de riodacito sericitizado e de idade modelo Sm-Nd de 2,58 Ga cortam o anfibolito hospedeiro do depósito Córrego Paiol (CRUZ; KUYUMJIAN, 2006). Segundo Fuck et al. (2010), tonalitos que ocorrem em Conceição do Tocantins apresentam idades U-Pb obtidas em zircão com 2,3 Ga.

Fuck et al. (2001), obtiveram em gnaisses de composição granítica, desta unidade, idade U-Pb SHRIMP de  $2394 \pm 43$  Ma considerada como a idade de cristalização do protólito granítico com idades-modelo

$T_{DM}$  entre 2.3 a 2.4 Ga nos tonalitos deformados da região de Conceição do Tocantins/Natividade.

Frasca et al. (2007) identificaram na Folha Gurupi em biotita metatonalitos gnáissicos pertencentes a este complexo, idade-modelo Sm-Nd paleoproterozoica, com valores de 2610 Ma  $\epsilon Nd(T)$  de -25,17.

### 3.3 - SUÍTE AURUMINA - PP2 $\gamma$ au3 e PP2 $\gamma$ au4

Almeida (1967) na região central do antigo Estado de Goiás (hoje parte do Estado do Tocantins) denominou provisoriamente as rochas da Suíte Aurumina como Complexo Basal, reconhecendo de que se tratava de rochas submetidas a vários ciclos tectorogênicos e com evolução metamórfica distinta. Almeida (1968) discorre sobre a evolução tectônica dessa área, observando os efeitos de ciclos mais jovens e relacionados à orogênese brasileira.

Posteriormente Barbosa et al. (1969) e Bruni et al. (1976) designaram esta região como Pré-Cambriano Indiferenciado. Bruni et al. (op.cit) identificaram uma série de gnaisses granodioríticos e tonalíticos a duas micas e faixas de gnaisses leucocráticos muscovíticos, pegmatóides e sendo grafitosos em alguns locais, que posteriormente foram incluídas no Complexo Goiano de Hasui e Almeida (1976) e Cunha et al. (1981).

Botelho (1992) identificou esses granitos e os incluiu como pertencentes ao conjunto de granitos estaníferos anorogênicos. Trabalhos de conclusão de curso da Universidade de Brasília em 1995, os alunos identificaram uma nova suíte de rochas graníticas peraluminosas a qual denominaram granitos  $\gamma 2$ .

Botelho et al. (1999) a partir destas informações nominou-a de Suíte Aurumina e definiu-a como uma série de batólitos e *stocks* de composição granítica a tonalítica de idade riaciana, quimicamente peraluminosa, sin a pós-colisionais e derivados de fusão crustal. É encontrada na região nordeste de Goiás, com sua área tipo nas proximidades do povoado de Aurumina, município de Teresina de Goiás, e se estende à região sudeste do Tocantins. Na Folha Alvorada compõe o Bloco Natividade-Cavalcante e constitui parte do embasamento da Faixa Brasília.

Segundo Botelho et al. (1999) e Botelho e Barbosa (2006) esta suíte é intrusiva nos metassedimentos da Formação Ticunzal em sua área tipo e esta subdividida em seis fácies: muscovita granito (PP2 $\gamma$ 2au1), biotita-muscovita granito (PP2 $\gamma$ 2au2), tonalito (PP2 $\gamma$ 2au3), biotita granito (PP2 $\gamma$ 2au4), turmalina-muscovita granito (PP2 $\gamma$ 2au5), migmatitos e turmalina-muscovita pegmatitos (PP2 $\gamma$ 2au6).

A derivação crustal desta granitogênese é indicada nas características mineralógicas e químicas

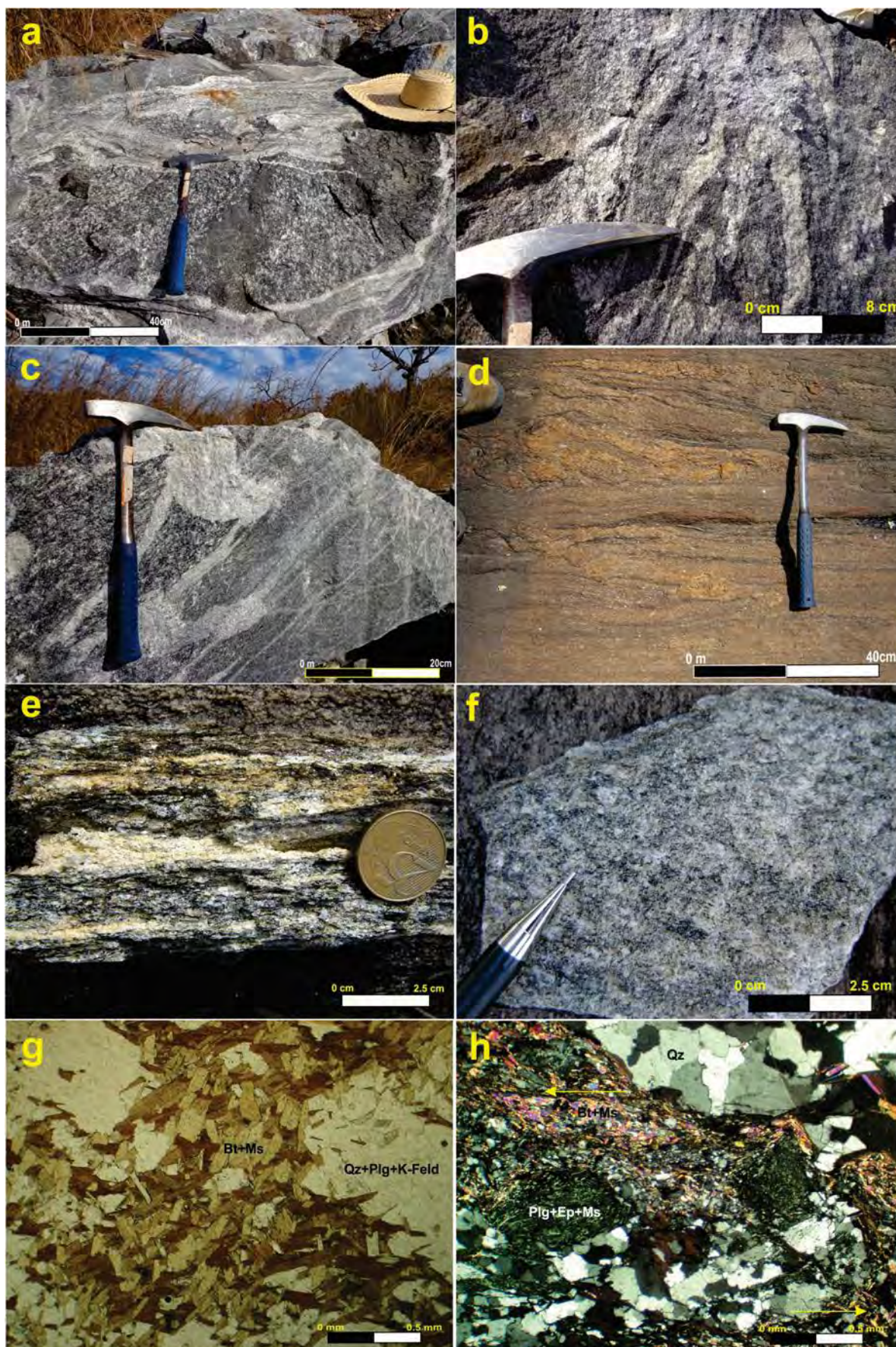
da unidade. É comum a presença de muscovita magmática com teores de  $TiO_2$  entre 0,8 e 1,5%, em equilíbrio com biotita,  $ISA > 1$  e a presença de granadas ígneas. A composição química peraluminosa, o enriquecimento em P, Th, Rb, Li e Ta e o grande fracionamento das terras raras  $(La/Yb)_n > 50$ , principalmente, no caso dos sienogranitos e monzogranitos atestam também estas propriedades. Outra particularidade importante e frequente, tanto nos granitos, quanto nos tonalitos, é a presença de aglomerados ou nódulos de grafita, Pereira (2001) e Botelho e Barbosa (2006).

No presente trabalho encontram-se duas fácies da Suíte Aurumina: a Litofácies 3 (PP2 $\gamma$ au3) composta por muscovita-biotita metatonalitos, muscovita-biotita metagranodioritos a metamonzogranitos, granada-biotita metatonalitos e metagranodioritos, são inequigranulares, porfiríticos a porfiroclásticos, foliados e miloníticos. Gnaisses e migmatitos de composição tonalítica a granodiorítica, bandados, localmente dobrados e miloníticos; e a fácies metagranodiorítica, porfirítica e porfiroclástica grossa, *augen* gnaisses, e a Litofácies 4 (PP2 $\gamma$ au4), também descrita por Gorayeb et al. (1984) como granito Xobó e aqui incluída na Suíte Aurumina por suas características petrográficas, litoquímicas, geofísicas e geocronológicas.

A Suíte Aurumina aparta-se do Maciço de Goiás, por falhas transpressionais relacionadas ao sistema de falhas do Rio Maranhão e por zonas de transcorrências dextrais associadas ao Lineamento Transbrasileiro, são sotopostos por discordância e por falhas de empurrão pelas rochas do Grupo Arai e intrudidos por granitos e pegmatitos de idade brasileira.

A Litofácies 3 (PP2 $\gamma$ au3) metatonalítica a metagranodiorítica ocorre na porção leste da folha. São rochas heterogêneas em composição e estrutura, com enriquecimento local de máficos, possuem desde termos anisotrópicos mais comuns, a raros afloramentos com rochas isotrópicas. Em geral, apresentam foliação de direção norte/sul, marcada no alinhamento de filossilicatos, mais penetrativa na proximidade dos sistemas de falhas regionais, (fotografia 3.8 (a) a (f)).

Constituem-se de rochas leuco-mesocráticas, granulometria grossa a média com quartzo (25-35%), plagioclásio sódico (15-35%), K-feldspato (15-30%), biotita (10-15%), muscovita (5-10%), com acessórios de granada, titanita, epidoto, grafita carbonato, monazita, ilmenita, apatita e zircão, (fotografia 3.8g, h). A variação deformacional é bem observada em lâminas delgadas, acompanhadas de textura policristalina e recristalização em temperatura elevada com formação de junções tríplexes e processos metamórficos e hidrotermais.



Fotografias 3.8 – Fácies metatonalítica a metagranodiorítica (PP2γau3) da Suite Aurumina. a) b) e c) Afloramentos heterogêneos em composição, granulometria e estrutura, mostrando a diversificação interna da fácies; d) Faixas em dobras fechadas; e) Foliação penetrativa e enriquecida em minerais filossilicáticos (muscovitas e biotitas); f) Corte mais homogêneo de biotita tonalitos, em g) e h) Lâminas delgadas dos granitóides ricos em minerais aluminossilicáticos com cominuição mineral, cristais fraturados e recristalizados.

A Litofácies 4 (PP2γau4) denominada de Granito Xobó está representada na Folha Alvorada por corpos e *stocks* alongados de *augen* gnaisses, biotita-muscovita metamonzogranitos, metagranodioritos e biotita metatonalito peraluminosos, Apresentam relação de contato intrusiva com os gnaisses do Complexo Almas-Cavalcante e tectônica com os metassedimentos do Grupo Arai.

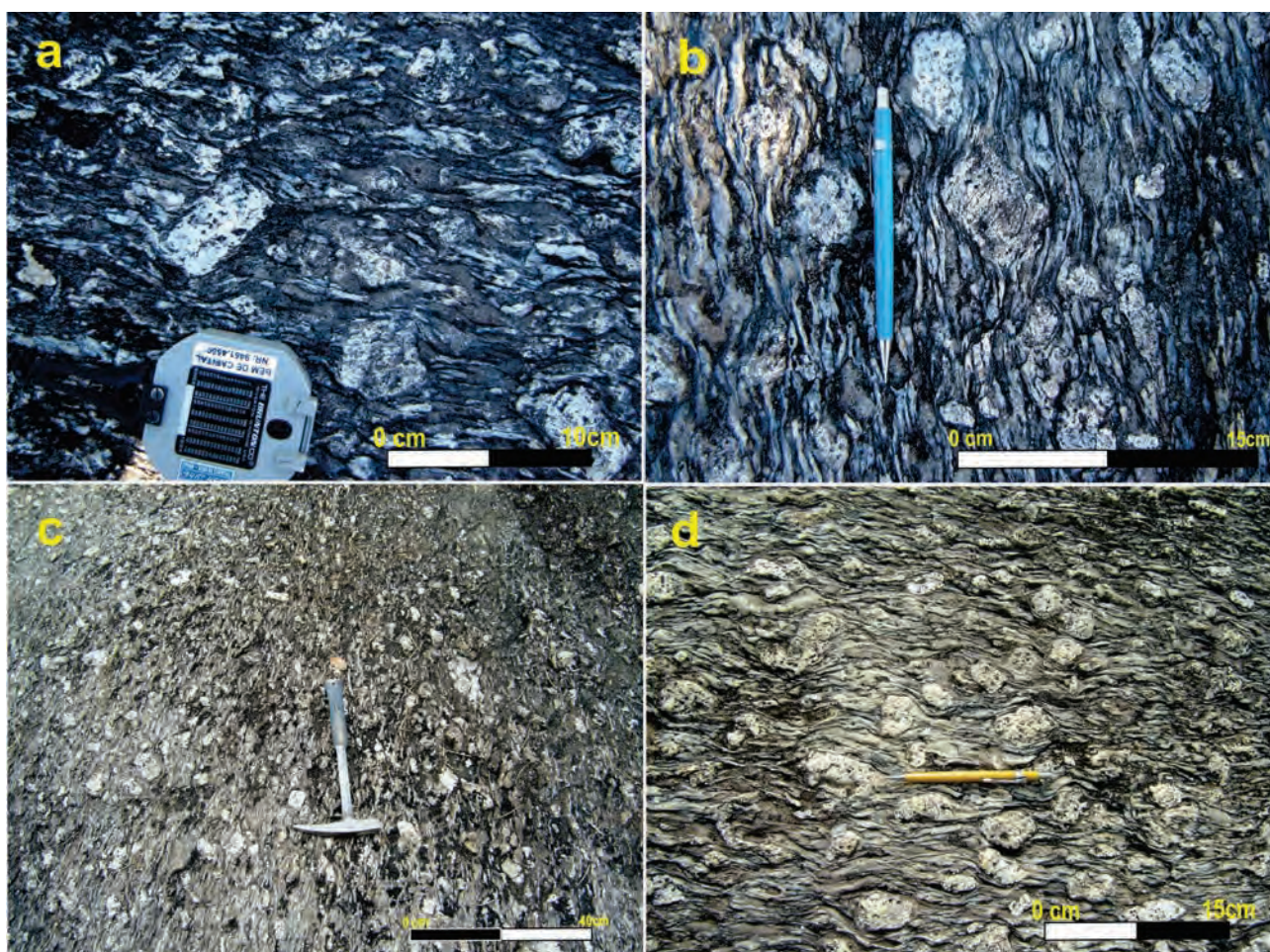
Exibem cor cinza com tonalidades avermelhadas quando alteradas, granulação média a grossa, textura porfirítica a porfiroclástica, com fenocristais de até 10 cm. É composto predominantemente por quartzo, microclínio peritítico, plagioclásio, biotita e muscovita, com zircão e apatita como acessórios.

Os corpos apresentam intensa deformação, com o alinhamento de K-feldspato, lineação de estiramento mineral sub-horizontal e com predominância de movimentação dextral. Esta textura e estrutura *augen* milonítica é distintiva e exclusiva dessa litofácies da Suíte Aurumina, (fotografia 3.9), tornando os corpos plenamente mapeáveis a escalas pequenas.

A foliação milonítica é bem desenvolvida e marcada pela presença de minerais micáceos com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento, com alta taxa de deformação e de cinemática preferencialmente dextral, promovendo a rotação de cristais e estiramento mineral. Eventualmente, ocorrem zonas e porções mais preservadas (*Pods*), onde se observa uma foliação incipiente. Veios de quartzo e pegmatitos feldspáticos são encontrados cortando estes granitóides de forma concordante e discordante com a foliação.

À semelhança da Suíte Aurumina em sua área tipo, a Litofácies 4 - Granito Xobó (PP2γau4) também é assinalada por anomalias radiométricas regionais nos canais do potássio e do tório.

A análise química das rochas dessa suíte indica um *trend* calcialcalino de médio a alto-K, todas peraluminosas, (figura 3.4). As rochas da Litofácies 3 (PP2γau3) são mais sódicas, enquanto que as porfiroclásticas da Litofácies 4 (PP2γau4) tendem a ser mais potássicas e mais fracionadas. Os demais elementos maiores possuem valores médios percentuais homogêneos e semelhantes:



Fotografias 3.9 – Litofácies metagranítica porfiroblástica e *augen* gnáissica – Litofácies 4 - Granito Xobó; a e d) Características típicas da Litofácies 4 (PP2γ2au4) com a textura porfiroblástica e fenoblastos rotacionados, muito deformados e a preferência da cinemática dextral da deformação transcorrente, com cristais Lx subhorizontalizados.

SiO<sub>2</sub> (69.88%-69.85%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.24%-14.12%), MgO (0.88%-0.91%), CaO (2.60%-2.52%), exceção ao Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.52%-5.22%) e à razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.47-1.03), respectivamente para as fácies (PP2γau3) e (PP2γau4). As maiores diferenças entre as fácies estão em detalhes de elementos-traço e ETR.

Os diagramas Harker binários de SiO<sub>2</sub> versus demais óxidos maiores é apresentado na figura 3.5. Mostram o teor de SiO<sub>2</sub> dos metagranitos que varia de 65% a 73%, indicando a composição ácida. O aumento relativo dos conteúdos de SiO<sub>2</sub> é acompanhado pelo decréscimo dos teores de todos os elementos maiores, a exceção de K<sub>2</sub>O. As correlações lineares e negativas sugerem como mecanismo na evolução magmática a cristalização fracionada e indicam estes elementos como compatíveis com o magma ácido inicial.

Os elementos traço mostram outras evidências que diferencia as duas fácies ígneas. A Litofácies 4 (PP2γ2au4) apresenta elementos de grande raio iônico (LILE) enriquecidos, com valores médios de Ba (1064ppm) e os HFSE Hf (10 ppm), Th (20.9 ppm), Zr (335 ppm), Y (43 ppm), que apresentam teores elevados, o que corrobora um franco enriquecimento a partir do magma original e/ou a participação de material crustal. O teor em Zn (60 ppm) em ambas as fácies graníticas está moderado a elevado (GAO et al.,1998).

O gráfico multielementos normalizado pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) indica que ambas as fácies apresentam padrões muito elevados em relação ao condrito. Os LILE mais enriquecidos que os HFSE, com valores anômalos e altos em Cs, Th, Pb, Zr e depleções profundas em Nb, P, Sr e Ti. Uma diferença substancial em relação às duas fácies ocorre em relação aos HFSE e ETRP, com as amostras da Litofácies 4 (PP2γau4) cerca de 4 a 13 vezes mais enriquecidas que as rochas da fácies (PP2γau3). Algumas amostras da Litofácies 3

(PP2γ2au3) apresentam valores de Ti, Dy, Y, Yb e Lu próximos aos valores de normalização, figura 3.6a.

Os ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) fornecem assinaturas semelhantes e enriquecidas. As amostras oferecem padrões de ETR bem assimétricos, em geral com enriquecimento em ETR leves (ETRL) e depleção nos ETR pesados (ETRP), anomalias de Eu, com valores em média de (La/Yb)<sub>n</sub> de 36 para (PP2γ2au3) e 9 para (PP2γ2au4). A concentração dos ETRL é de 60 a 130 vezes superiores aos valores condriticos, figura 3.6b.

As curvas mostram também, diferenças em ETRP, com a assinatura da Litofácies 3 (PP2γau3) mais ampla e mais depletada em relação a um menor *range* da Litofácies 4 (PP2γau4), que está mais enriquecida. Esta diferença de teores normalizados de ETRP entre as duas fácies pode implicar em variação no grau de fusão ou modificações associadas à fonte do magma. A Litofácies 3 (PP2γau3) provavelmente ligada a mais de uma fonte, com valores próximos ao manto e valores acima da média da crosta, enquanto a fácies (PP2γ2au4) com uma assinatura madura e bem mais crustal.

A análise química em geral, sugere que as litofácies da Suíte Aurumina sejam evolutivamente cogenéticas, onde as rochas (PP2γau3) representariam o líquido ácido prévio e mais primitivo, em relação às da Litofácies 4 (PP2γau4), mais evoluída e com certo grau de variação em sua fonte.

Os dados litoquímicos possuem frequência nos campos de ambiência tectônica com algumas variações. Nos gráficos discriminantes de Brown et al. (1984), Pearce e Peat (1995), Pearce et al. (1984), Thiéblemont e Tégiey (1994), Thiéblemont e Cabanis (1990) com elementos e razão de elementos LILE e HFSE, incompatíveis e imóveis classificam as rochas da Suíte Aurumina conforme a figura 3.7.

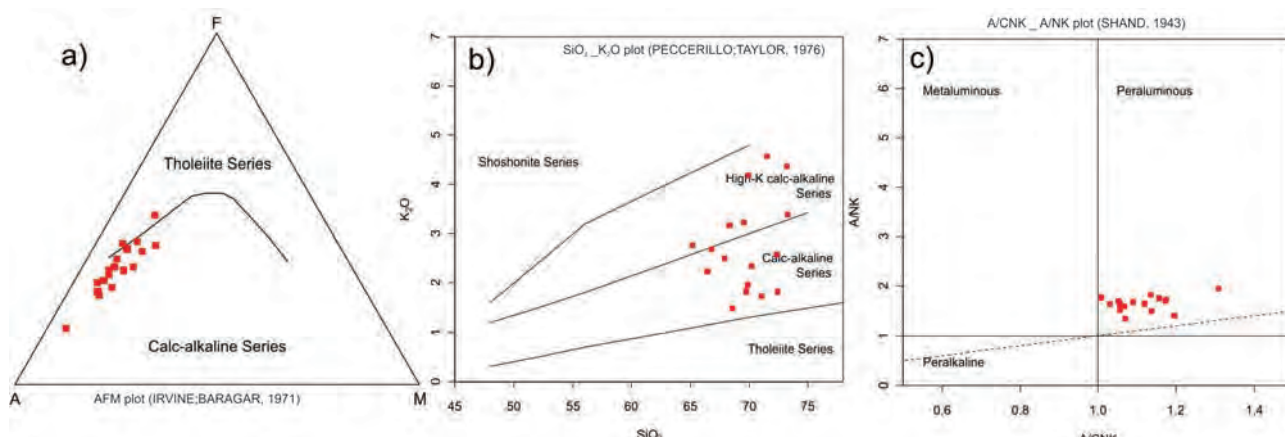


Figura 3.4 – a) Diagramas AFM de Irvine e Baragar (1971), b) SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor (1976), c) Índice de Shand (SHAND, 1943), assinalando a natureza calcialcalina de alto-K e peraluminosa das rochas da Suíte Aurumina.

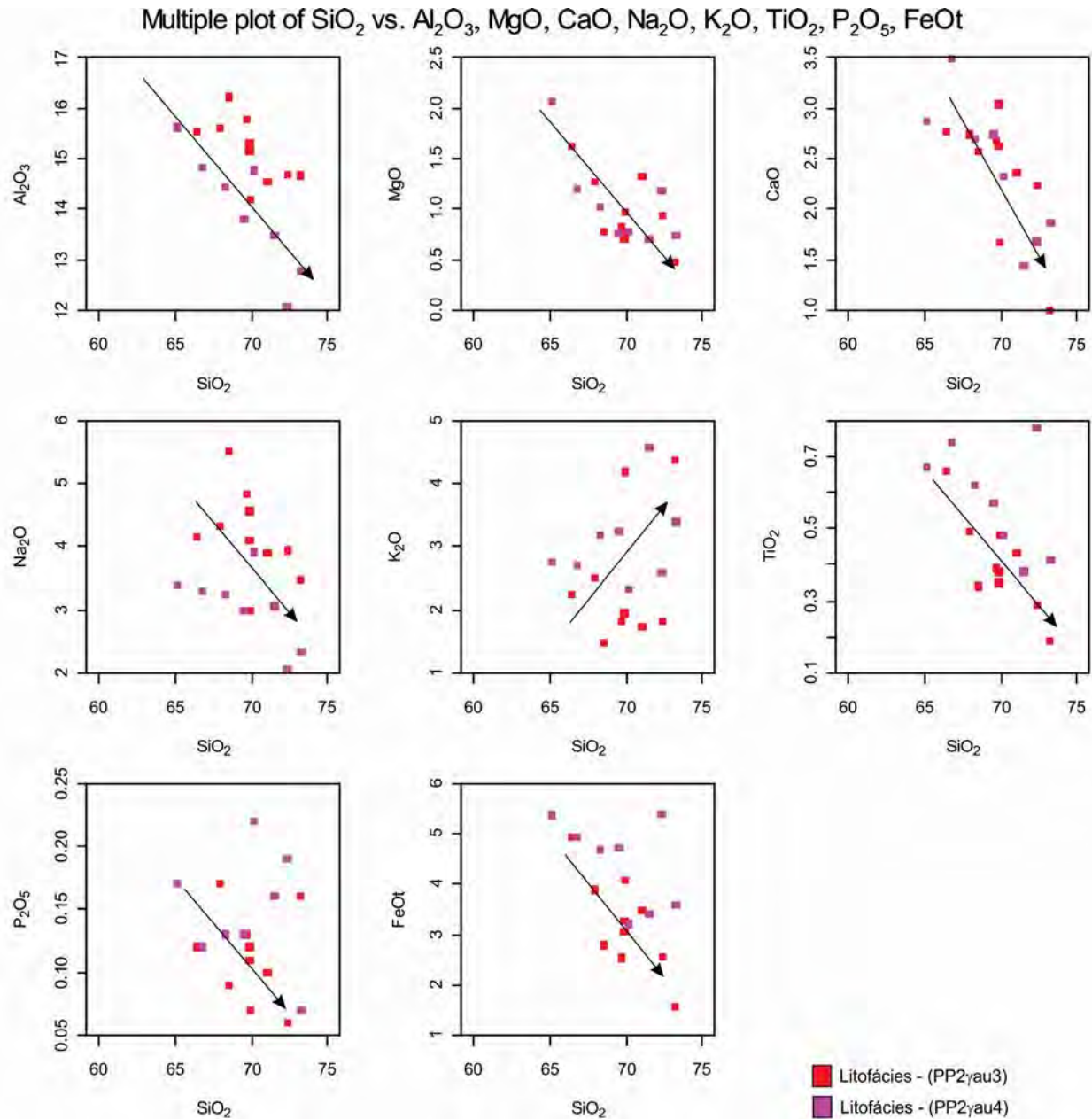


Figura 3.5 – Diagramas Harker binários de  $\text{SiO}_2$  versus óxidos maiores, setas indicam ou sugerem a presença de fracionamento mineral.

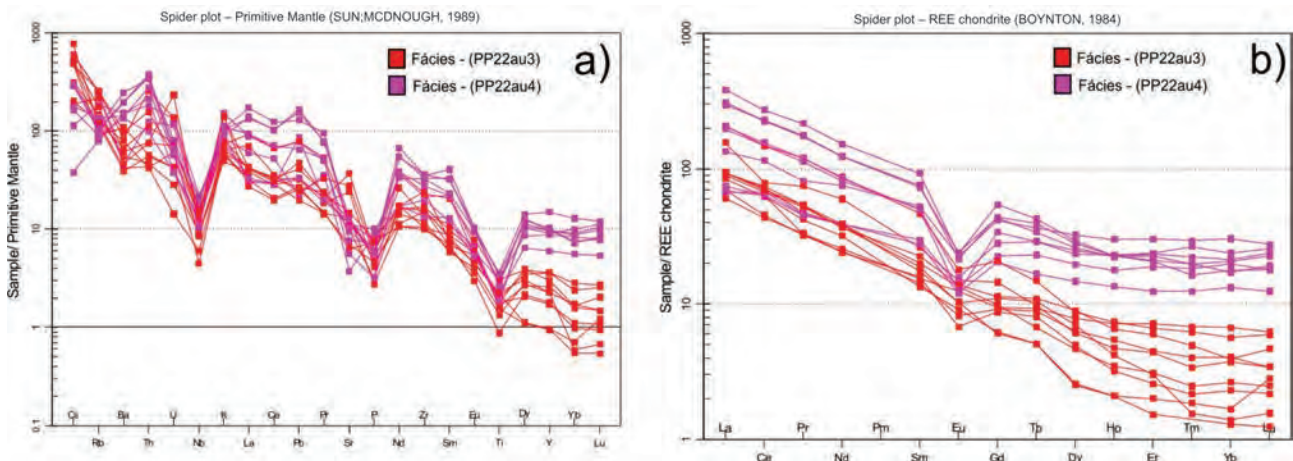


Figura 3.6 – a) e b) Diagramas ETR normalizados ao condrito de (BOYNTON, 1984) e spidergramas de Sun e McDonough (1989), de ambas as fácies, mostrando concordância das curvas e sugerindo cogeneticidade magmática, com a fácies PP2 $\gamma$ 2au4 pouco mais evoluída e enriquecida em elementos incompatíveis.



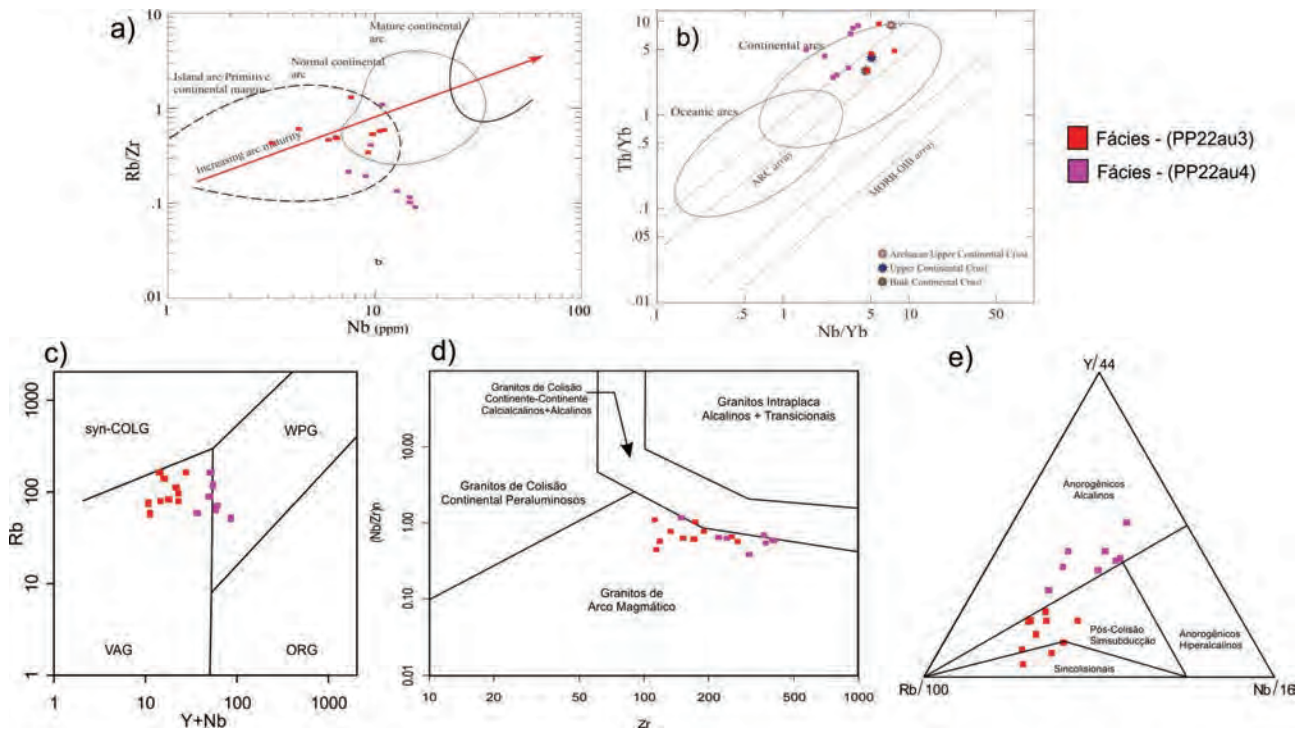


Figura 3.7 – a) a e) Gráficos litoambiência de Brown et al. (1984), Pearce e Peat (1995), Pearce et al. (1984), Thiéblemont e Tégiey (1994), Thiéblemont e Cabanis (1990) para Suíte Aurumina.

Todos os gráficos classificam estas rochas como geradas em arco magmático de margem continental tendendo a colisão continental. A Litofácies 3 (PP2 $\gamma$ au3), confirma sua tendência mais primitiva na evolução tectônica, mostrando uma propensão aos campos de geração em arcos maduros sin a pós-colisão. A Litofácies 4 (PP2 $\gamma$ au4) demonstra conforme as análises anteriores, seu caráter mais alcalino e mais evoluído.

O alto conteúdo médio de Y com teores de 43.7ppm da Litofácies 4 (PP2 $\gamma$ au4), aponta para valores acima da média da crosta superior e inferior (média 20.7 e 27.2ppm), Wedepohl (1995), o que desvia as amostras para campos pós-colisionais e tendências a colisão continente-continente ou mesmo para das rochas alcalinas, intraplacas e anorogênicas.

Esta grande variação no conteúdo de Y e Yb na PP2 $\gamma$ au3 (Y=4-16ppm e Yb=0.29-1.4ppm) e na PP2 $\gamma$ au4 (Y=27-68ppm e Yb=2.7-6.3ppm) podem indicar a presença de granada residual na fonte, o que associado ao enriquecimento dos ETRL e LILE, com depleção em Nb, Ti sugere a assinatura distal de uma zona de subducção, o que reforça a tese de sua geração em arco magmático maduro.

O principal efeito metamórfico-deformacional é a forte atuação cataclástica sobreposta e as alterações hidrotermais de silicificação e potassificação que acompanham os processos rúpteis. O metamorfismo associado a estas rochas é heterogêneo e dinâmico no sentido físico. Apresenta

polaridade, sendo mais intenso em sua porção ocidental acompanhando as faixas de deformação de alto *strain*, ao longo do sistema de falhas do Rio Maranhão e atenuando em direção contrária, para leste, obedecendo à conformação normal do Orógeno Brasília, variando desde a fácies anfibolito até xistos verdes baixo a incipiente.

Dados sobre a idade de metamorfismo na extrema porção ocidental do Bloco Natividade-Cavalcante e na Suíte Aurumina são citados por D'el Rey Silva et al. (2008) que admitem um evento metamórfico de 750 Ma, incluindo processos de granulitização com intrusões de granitos sintectônicos.

Pereira (2001) realizou datação U-Pb em zircão proveniente de um biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina, indicando idade em torno de 2.2 Ga e idade modelo  $T_{DM}$  2.7 Ga com  $\epsilon Nd(t)$  -1.93.

Dados U-Pb em zircões para as rochas da Suíte Aurumina, indicam Idades entre 2.12 Ga a 2.17 Ga,  $T_{DM}$  entre 2.4 Ga e 2.6 Ga e valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre -1 e -3. Botelho e Barbosa (2006).

As idades mais jovens são comparáveis aos depósitos de Sn da região de Monte Alegre de Goiás e de pegmatitos estaníferos que forneceram idades K-Ar em muscovita de 2.1 Ga, sugerindo contemporaneidade entre os granitos e o sistema hidrotermal associado à mineralização estanífera, Alvarenga et al. (2006).

Determinação U-Pb em zircão de tonalitos e granodioritos gnaisses na Suíte Aurumina no

Bloco Cavalcante-Natividade a leste do Lineamento Transbrasiliiano indicam a idade de cristalização de  $2142 \pm 11$ , (Figura 3.8 A), Frasca (2015).

Entre o Bloco Cavalcante-Natividade e o Arco Magmático de Goiás se posiciona um segmento crustal estreito e intensamente deformado, considerado como extensão do Maciço de Goiás. Constitui-se de diversas unidades diferentes em origem, natureza e idades. Ocorrem paragneisses ricos em grafite intercalados a gnaisses tonalíticos e granodioríticos polideformados e não possuem uma definição estratigráfica formal, mas possivelmente são relacionados a Suíte Aurumina. Datação U-Pb em zircão de um tonalito gnaisse (Figura 3.8 B), indicou idade de cristalização de  $2138 \pm 10$  Ma em uma lasca do embasamento, Frasca (2015).

Para Frasca (2015), as idades modelo mais antigas e homogêneas obtidas estão no Bloco Cavalcante-Natividade, onde a maioria do  $T_{DM}$  é arquea-

no entre 2.91 e 2.48 Ga, os valores de  $\epsilon_{Nd}$  calculadas para ( $T_{2.1}$ ) apresentam fontes distintas, parte das amostras indicam fontes juvenis e outra parcela associada a Suíte Aurumina mostra evidência de uma crosta antiga e reciclada com valores variando entre -16.17 a +3.69.

Idade Modelo Sm-Nd realizada neste estudo, Litofácies 4 (PP2γau4), ponto LL-257 UTM (826052/8626271), em biotita tonalito porfíritico, apresenta TDM de 2.54Ga com  $\epsilon_{Nd}(t 2.12)$  de -2,19.

Os granitos da Suíte Aurumina hospedam mineralizações de ouro, platinóides em veios de quartzo em Aurumina e provavelmente em Cavalcante. Mineralizações de estanho e tantalita estão hospedadas em greisens e pegmatitos da Suíte Aurumina na região de Monte Alegre de Goiás (BOTELHO et al.,1999), também ocorrem mineralizações de urânio em albititos.

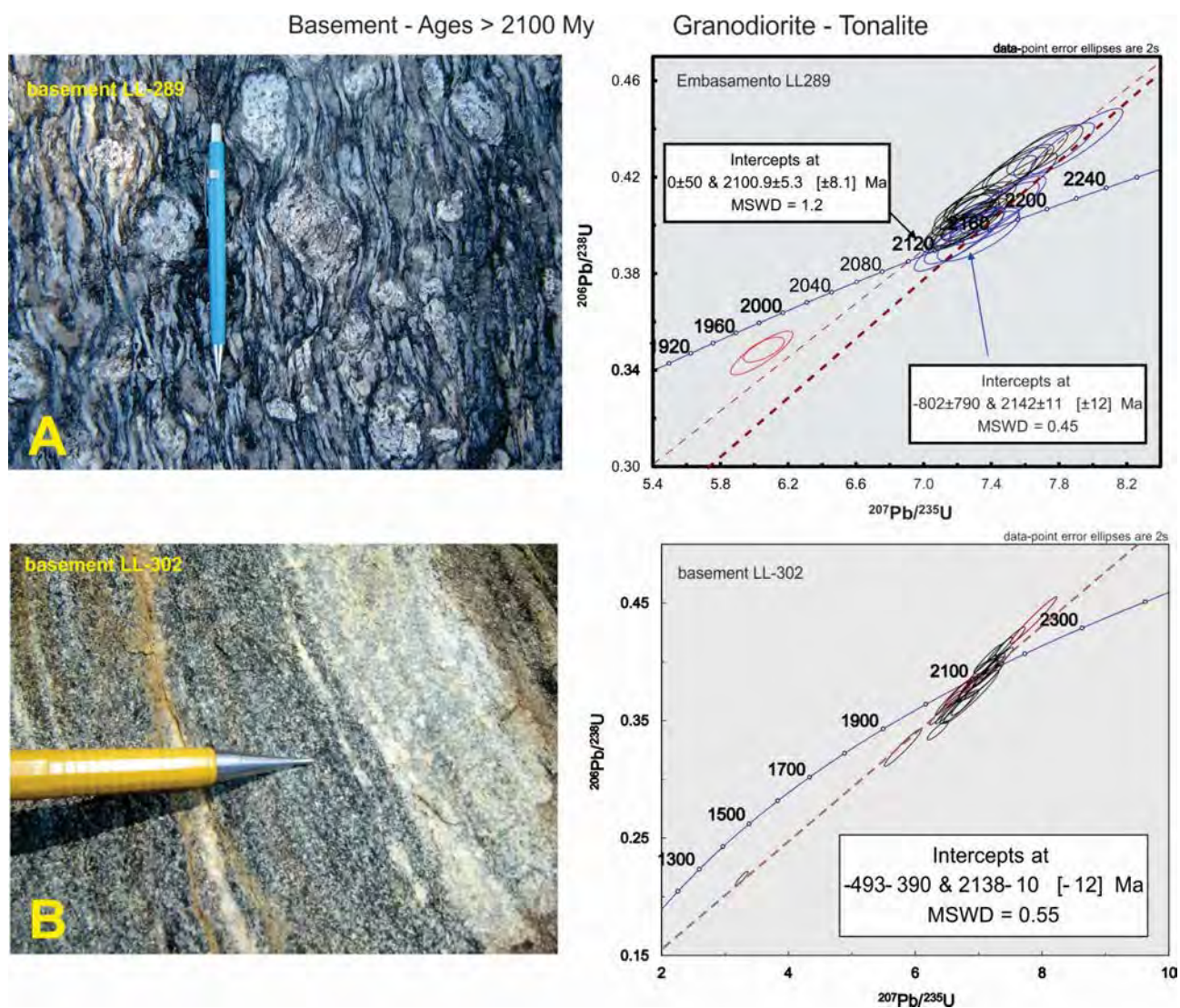


Figura 3.8 – a) b) Augen gnaisses tonalíticos e (B) Tonalitos e granodioritos gnaisses do embasamento Aurumina, intensamente deformados com as respectivas idades U-Pb em zircão admitidas como de cristalização, Frasca (2015).

### 3.4 - COMPLEXO RIO DOS MANGUES - PP23γrm

Os gnaisses deste complexo foram descritos originalmente por Barbosa (1966) na porção sudeste do Projeto Araguaia no Tocantins, como rochas gnáissicas paraderivadas com intercalações locais de metabasitos, migmatitos e granitos sob a designação de Pré-Cambriano Indiferenciado.

Almeida (1967) na região central de Goiás distinguiu quatro ciclos tecto-orogênicos, agrupando os dois períodos mais antigos em um único complexo indiviso, o qual provisoriamente denominou de Complexo Basal. Cunha et al. (1981) descrevem na região a oeste Paraiso do Norte a presença de rochas calcissilicáticas ricas em epidoto e as inseriram no Complexo Goiano.

Martins e Souza (1983) registraram na porção noroeste da Folha Alvorada, gnaisses granodioríticos a tonalíticos, cataclásitos e milonitos, utilizando a denominação de Almeida (1967).

O termo Complexo Rio dos Mangues foi proposto por Costa et. al. (1983) para reunir um conjunto de rochas ortoderivadas e metassedimentares com metamáficas associadas, que ocorre a sul e a leste das cidades de Fátima e Oliveira do Norte no Estado do Tocantins, sendo sua área tipo encontrada no leito do rio dos Mangues localizado na Folha Porto Nacional cerca de 25 km a norte da cidade de Fátima.

Esta unidade constitui o embasamento do Orógeno Araguaia na Folha Alvorada e é caracterizada pela ocorrência de rochas muito intemperizadas. Os raros afloramentos encontrados são gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, trondhjemitos e lentes de biotita-epidoto anfíbolitos, com veios e apófises graníticas quartzo-feldspáticas, formando lajeiros e blocos de rochas leuco a mesocráticas, de cores cinza-clara a cinza-esverdeada, granulação fina a média e com estruturas muito foliadas e bandadas.

Distribuem-se no extremo noroeste da folha como uma faixa de direção NE-SW com cerca de 90 km de comprimento por 10 km de largura, adentrando para a Folha Araguaçu a sul e a norte prolongando-se para a Folha Gurupi.

São raros os afloramentos de rocha sã descrita, em função de intemperismo avançado, do expressivo capeamento de solo e da amplitude de coberturas detrítico-lateríticas. Em diversos afloramentos visitados, os litotipos apresentam-se invariavelmente, intemperizados (PS26, LL102 e PV06), localmente, marcados por esfoliação esferoidal (PS27, fazenda Ipê Roxo). Seus melhores afloramentos ocorrem ao longo do leito de rios, pequenos córregos e voçorocas, onde afloram formando lajeiros ou barrancos alterados constituindo uma massa argilosa vermelho-arroxeadada, (fotografia 3.10 a - d).

Os afloramentos mais representativos estão descritos nos pontos LL103, LL100, GM41b, GM87a, GM87b e PS27, nas proximidades do rio Escuro, córrego Pau Seco, córrego Fundo e Ribeirão Feliciano (fotografia 3.11 a e b).

Exibem contatos tectônicos, através de uma rede de zonas de cisalhamento transpressional ou transcorrentes com as unidades metassedimentares e ígneas adjacentes do Orógeno Araguaia, ou estabelecem-se como restos de embasamento e enclaves internos às unidades mais jovens. São também intrudidos por corpos anfíbolíticos da Suíte Intrusiva Máfica Rio Escuro e granitos da Suíte Aliança do Tocantins.

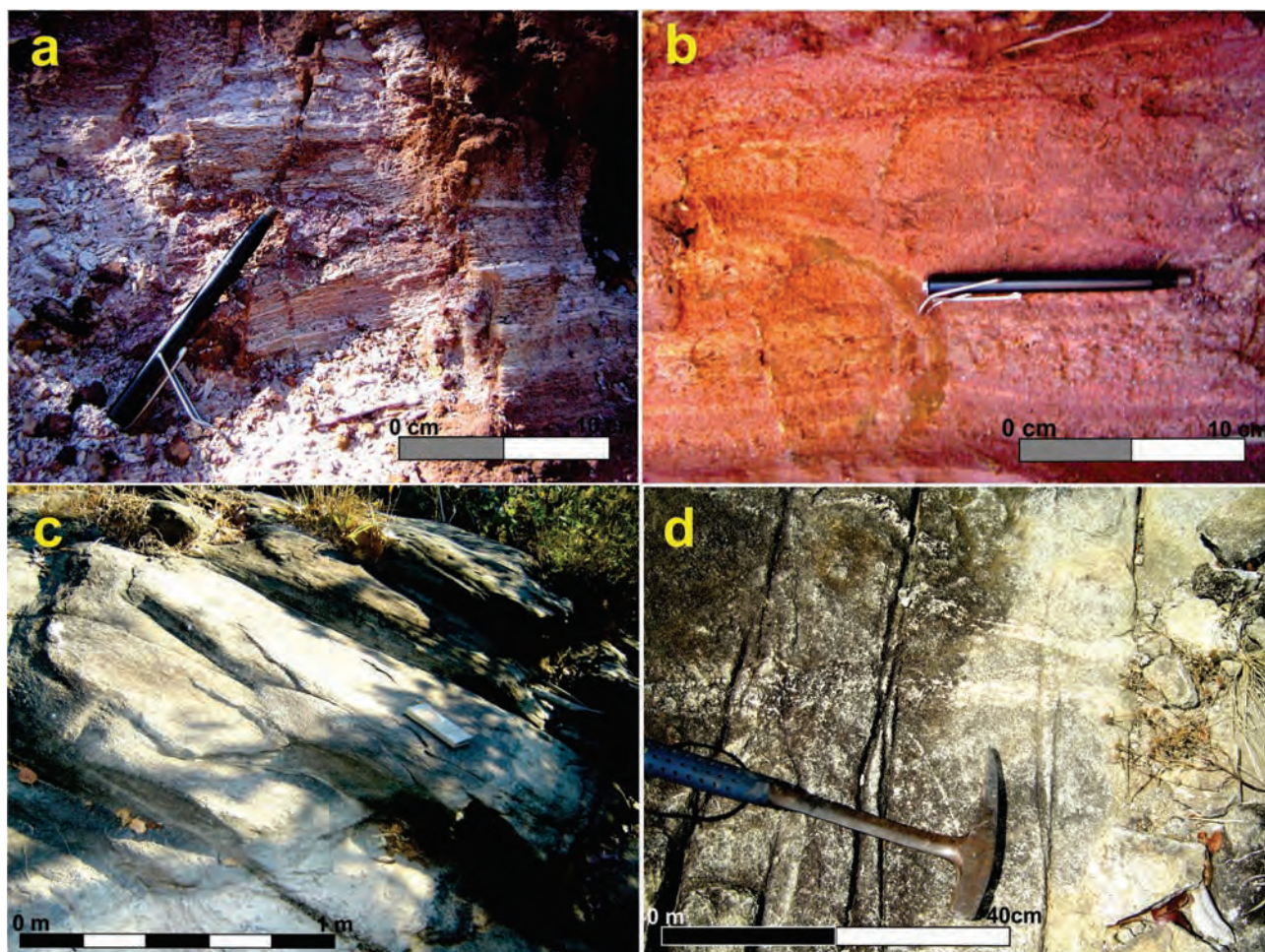
Os principais litotipos ocorrentes na Folha Alvorada são biotita-hornblenda tonalito gnaise, biotita-granodiorito gnaise, monzogranitos e sienogranitos gnáissicos, milonitos a ultramilonitos e raras rochas que se assemelham a calcissilicáticas, todas invariavelmente metamorfozadas em grau alto e fácies anfíbolito.

Ao microscópio, observa-se a microtextura poligonal metamórfica e a recristalização dinâmica de agregados de quartzo-feldspatos policristalinos, a textura mortar, com esteiras de subgrãos cominuídos, triturados e cristalizados, lamelas de biotita orientadas em bandas submilimétricas, e toda a orientação vetorial de fluxo deformacional progressivo e sob cisalhamento simples. Fenocristais, relictos de k-feldspato, são alongados a subalongados, preservados em meio à foliação recristalizada, (fotografia 3.12 a) e b).

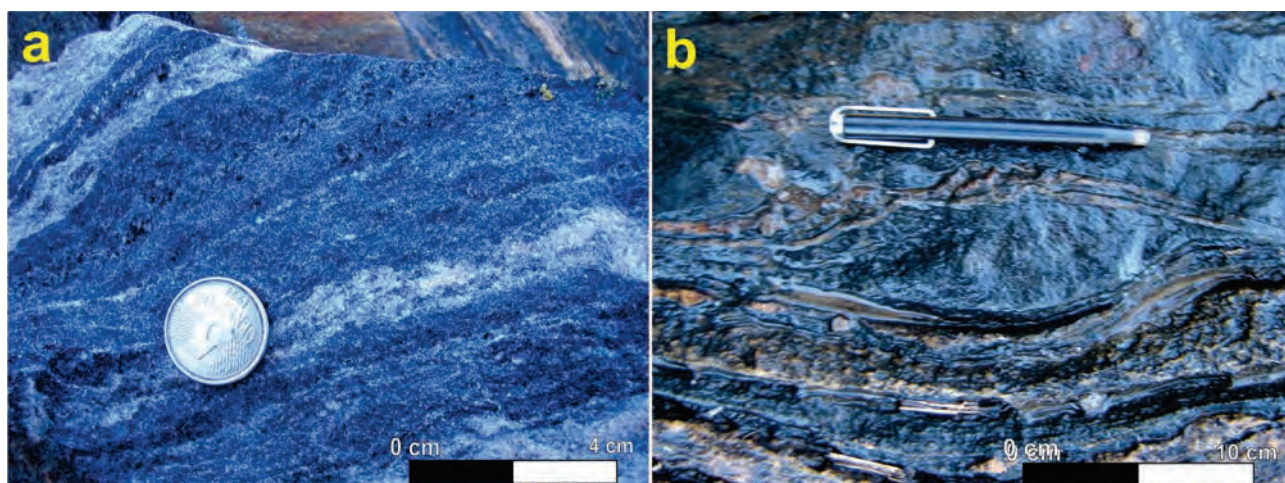
As principais estruturas apresentadas são caracterizadas por bandamento composicional com alternância de bandas máficas, composta por biotita, epidoto, e hornblenda e piroxênios subordinados, que quando intemperizadas adquirem tonalidades avermelhadas, e bandas leucocráticas compostas por quartzo, plagioclásio, muscovita, K-feldspato apresentam-se geralmente caulinizadas. Localmente foram observados feições migmatíticas.

As rochas deste complexo encontram-se regionalmente delimitadas por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes e rampas frontais com transporte tectônico W/NW. Constituem uma densa rede de bandas sinuosas de geometria sigmoidal e de direção NE. Localmente são observados efeitos de deformação dútil, caracterizada por processos cataclásticos superimpostos, originando fraturas multidirecionais preenchidas por quartzo e veios extensionais.

Exibe foliação milonítica a ultramilonítica mais proeminente nas proximidades de zonas de cisalhamento e rampas frontais e oblíquas, geralmente de direção N30°E, subvertical e apresentam dobras isoclinais apertadas, rompidas e acompanhadas



Fotografia 3.10 – a) e b) Aspecto geral dos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues em corte e planta, onde se observa o bandamento composicional centimétrico em rochas calcissilicáticas muito intemperizadas; c) Um dos raros afloramentos com rocha sã em gnaisse foliados em baixo ângulo, em d) Padrão de fraturas extensionais perpendiculares ao bandamento composicional evidenciando fase de transpurrão tardia registrada no complexo.

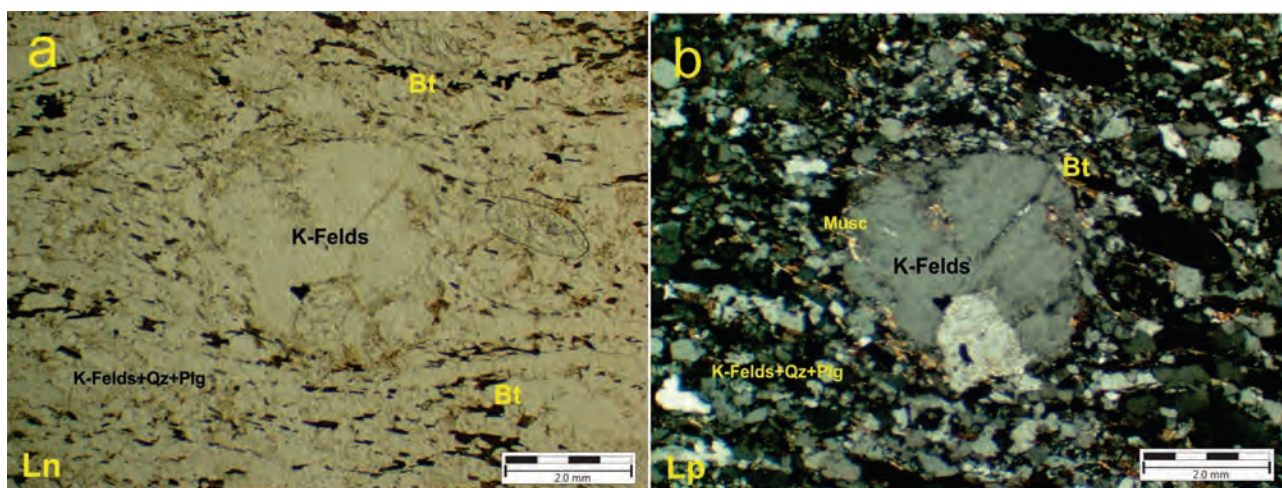


Fotografia 3.11 – a) Amostra de biotita metatonalito / metagranodiorito gnaisse bandado e foliado; b) Em planta detalhe de foliação milonítica com assimetria dextral em metagranodiorito gnaisse.

de segregação e veios de quartzo-feldspáticos milimétricos, centimétricos dobrados e boudinados.

Os efeitos metamórficos são amplamente observados no complexo. Em escala de afloramento os segregados quartzo-feldspáticos e na microscopia

com a presença de junções tríplices de alta temperatura, presença de hornblenda, actinolita e epidoto atestam o alto grau em fácies anfibolito, podendo alcançar isoladamente a fácies granulito, com temperaturas acima de 675° C e pressões



Fotografia 3.12 – microfotografias de monzogranitos gnáissicos e miloníticos; em a) luz natural observa-se a orientação das lamelas de biotita circundando fenocristal de K-feldspato em b) a textura policristalina em esteiras dos agregados quartzo-feldspáticos recristalizados em alta temperatura.

elevadas e próximas a 4Kb, comprovadas pela presença de ortopiroxênios observáveis mais a norte da folha Alvorada. Estima-se que o conjunto tenha se formado e metamorfozido a profundidades superiores a 10 km.

Nas imagens gamaespectométricas esta unidade se destaca por apresentar elevados valores radiométricos como observado no mapa de canal de Th (figura 3.9) e em demais imagens, como contagem total por exemplo.

Dados litoquímicos tratados em conjunto das folhas Alvorada e Gurupi de (FRASCA et al., 2010) e do Projeto Piloto da Folha Porto Nacional (RIBEIRO;ALVES, 2017) para o Complexo Rio dos Mangues apresentam as seguintes características: valores médios de SiO<sub>2</sub> de 68,6%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 14,59%, CaO-2,3%, Na<sub>2</sub>O-3,29% e K<sub>2</sub>O-3,8%, são equilibrados e moderados, com razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O de 1,17 e com alguns termos próximos a 1, sendo pobres em MgO.

Elementos traço encontram valores muito altos em LILE Ba (928 ppm) e HFSE, Zr (187 ppm), Hf (5,74 ppm) Y (14,73 ppm), Nb (1472 ppm), Th (15,88 ppm) e Ti (2405 ppm) médios moderados a baixos em Sr (278 ppm), Rb (135,5 ppm), U (1,93 ppm) quando comparados a média da crosta, (ROLLINSON, 1993). Elementos LILE e HFSE Rb, Sr, Zr, Y La possuem comportamento correlacionável ao aumento de sílica, ao passo que Ba, Nb, Ta e P comportam-se como elementos incompatíveis e Th acompanha esta tendência de forma mais moderada.

No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), diagrama R1R2 modificado De La Roche et al. (1980) são de *trend* calcialcalino normal e de médio a alto K, são peraluminosos. Apresentam curvas de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984) com padrão assimétrico enriquecido em ETRL e depletado em ETRP, com anomalia negativa de Eu.

Apresentam características semelhantes às de rochas desenvolvidas em arcos magmáticos modernos, em especial a rochas formadas em margens continentais ativas. As características gerais dessas rochas, conforme Rollinson (1993), Winter (2001), Middlemost (1985), Pearce (1984) e Hughes (1982) são: apresenta concentração “elevada” de elementos incompatíveis, enriquecimento em ETRL, depleção em ETRP sem anomalias acentuadas em Eu, magmas da série calcialcalina, além de apresentar curvas em *spidergramas* ajustadas a arcos modernos, com anomalias negativas de Ta, Nb, P e Ti. A presença de valores altos de Zn (63,8 ppm), ETRL, Y, Zr atestam contribuição crustal e a presença de rochas sedimentares na fonte deste magmas.

Souza e Moura (1996) dataram pelo método Pb-Pb, rochas calcissilicáticas e gnaisses ortoderivados desta unidade obtendo respectivamente, idades de 2011±41 Ma e 2085±26 Ma interpretadas como de cristalização. Estes autores obtiveram pelo mesmo método, idades de 500 e 536 Ma, que foram atribuídas ao evento metamórfico regional.

Arcanjo (2000) obteve em gnaisses granodioríticos e tonalíticos, idades Pb-Pb em zircão de 2066±6 Ma e 2065±3 Ma. Arcanjo e Moura (2000), em gnaisses granodiorítico, obtiveram uma idade Pb-Pb 2014±36 Ma e em gnaisses calcissilicáticos, idade de 2083±27 Ma.

Na Folha Gurupi, Frasca et al. (2010) obtiveram idades-modelo Sm-Nd de 2,68 Ga em biotita metagranodiorito e 2,06 Ga em tonalito gnáissico do Complexo Rio dos Mangues, com valores  $\epsilon Nd_{(0)}$  de -32,42 a -14,24, e  $\epsilon Nd_{(T2,05)}$  de -5,96 a +3,26. Segundo Arcanjo et al. (2013) as idades modelo para os gnaisses tonalíticos, foram de 2,21 e 2,25 Ga, com valores das razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$  de 0,1011 e 0,1171 e  $f_{Sm/Nd}$  de -0,486 e -0,405, respectivamente. A idade

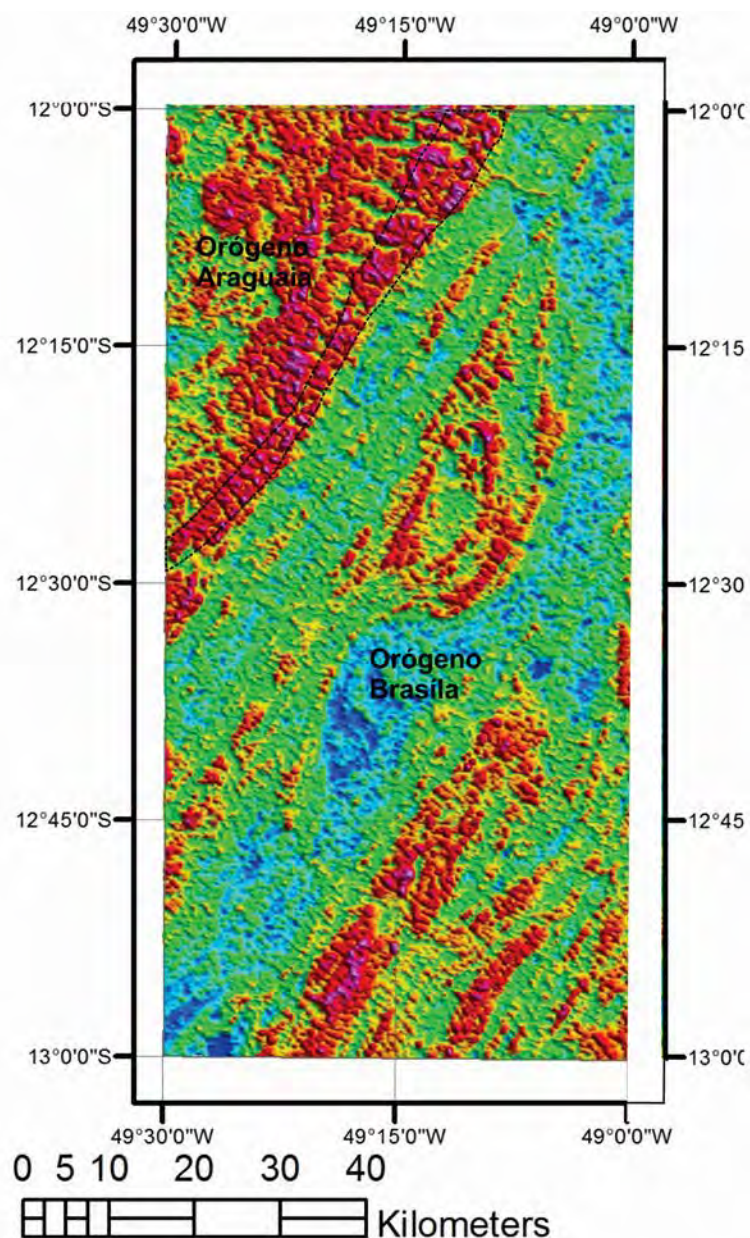


Figura 3.9 – Imagem gamaespectrométrica do canal de Th, o Complexo Rio dos Mangues se destaca como uma faixa NE-SW de coloração rosa-avermelhada, área realçada no extremo NW da figura (área contornada em preto).

modelo do gnaiss granodiorítico foi de 2,35 Ga. Os valores da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e do  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$  são de 0,8531 e -0,566, respectivamente. Esses valores confirmam o observado na química sobre a fonte destes magmas, com uma taxa mantélica restrita e modificada por uma forte contribuição crustal.

### 3.5 - GRUPO ARAÍ - PP4ar

O Grupo Araí foi inicialmente descrito por Barbosa et al. (1969) e Dyer (1970) na localidade-tipo, um pequeno povoado existente a NNW do município de Cavalcante, Goiás, denominada Serra das Traíras, Serra da Ave-Maria e Serra Dom Joaquim, entre os rios Paranã e Maranhão, no Estado de Goiás e sudeste do Estado do Tocantins.

A litoestratigrafia original proposta por Barbosa et al. (1969), sofreu modificações, através de estudos mais detalhados de Araújo e Alves (1979) e Braun (1980) que retomaram a proposta original e propuseram diferentes subdivisões para essa unidade elevando-a à categoria de Supergrupo, em face às características estruturais e litológicas. Posteriormente foi modificada por Fuck et al. (1988), Martins (1999), Dardenne et al. (1999), Alvarenga et al. (2006).

Representa uma sequência metavulcanossedimentar com cerca de 1100 m de espessura, de natureza clástica pelítica e depositada em discordância erosiva e angular sobre o Bloco Natividade-Cavalcante, o Complexo Almas-Cavalcante e a Suíte Aurumina. Braun e Baptista (1978); Dardenne, Danni e Fuck

(1981) consideraram as rochas dos Grupos Araí, Grupo Natividade e Serra da Mesa como equivalentes.

A bacia deposicional do Grupo Araí é relacionada a um ambiente do tipo *rift* intracontinental, que teve seu início por volta de 1.8 Ga (PIMENTEL; FUCK; MARINI, 1991), com a deposição dos sedimentos da Formação Arraias, manifestações de vulcanismo félsico a máfico e contemporaneidade de intrusões graníticas (MARINI; BOTELHO, 1986; BOTELHO; PIMENTEL, 1993).

Dardenne (2000) define os seguintes ambientes na evolução do Grupo Araí: (i) uma sequência continental pré-*rift* (Vulcanismo bimodal sedimentos eólicos e fluviais); (ii) uma sequência *rift* (conglomerados aluviais e brechas intraformacionais com intercalações de rochas vulcânicas) e (iii) uma sequência marinha transgressiva pós-*rift* (pelitos, quartzitos e localmente lentes de carbonato).

A Formação Arraias, base do grupo, é caracterizada por uma sequência essencialmente psamítica, representada por metaconglomerados, quartzitos conglomeráticos, quartzitos médios com estratificação cruzada tabular, metarenitos finos com marcas de ondas, quartzitos feldspáticos com intercalações de efusivas básicas (metabasaltos), ácidas a intermediárias (dacitos, riolitos), e subordinadamente, filitos e metassiltitos, depositados em ambiente predominantemente fluvial.

A Formação Traíras, topo do grupo, é constituída de metapelitos carbonáticos, calcixistos, filitos, clorita-xistos, quartzitos e localmente, lentes de mármore e dolomitos, depositados em ambiente marinho raso.

### 3.5.1- Formação Traíras - PP<sub>4</sub>t

Na Folha Alvorada ocorrem exclusivamente as rochas da Formação Traíras, que se encontram na porção sudeste, seguindo até o Rio São Valério. Sua distribuição ocorre em uma faixa dobrada com cerca de 10 a 15 km de largura e direção NS, com leve inflexão para NE. Constituem amplas cristas

alongadas e sinuosas, que se destacam no relevo, como observado nas serras Grande, Vermelha, Boqueirão, Tatu, Lajeado e Caldas, fotografias 3.13 de a) a c).

Apresenta contatos em discordância angular e erosiva com as rochas da Suíte Aurumina e fazem contatos tectônicos a oeste por falha inversa associada ao sistema de falhas Rio Maranhão com os litótipos da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis. Comumente, apresentam intercalações de restos de gnaisses e xistos miloníticos do Complexo Almas-Cavalcante e da Suíte Aurumina, que ocupam porções centrais de anticlinais ou como lascas tectonicamente imbricadas.

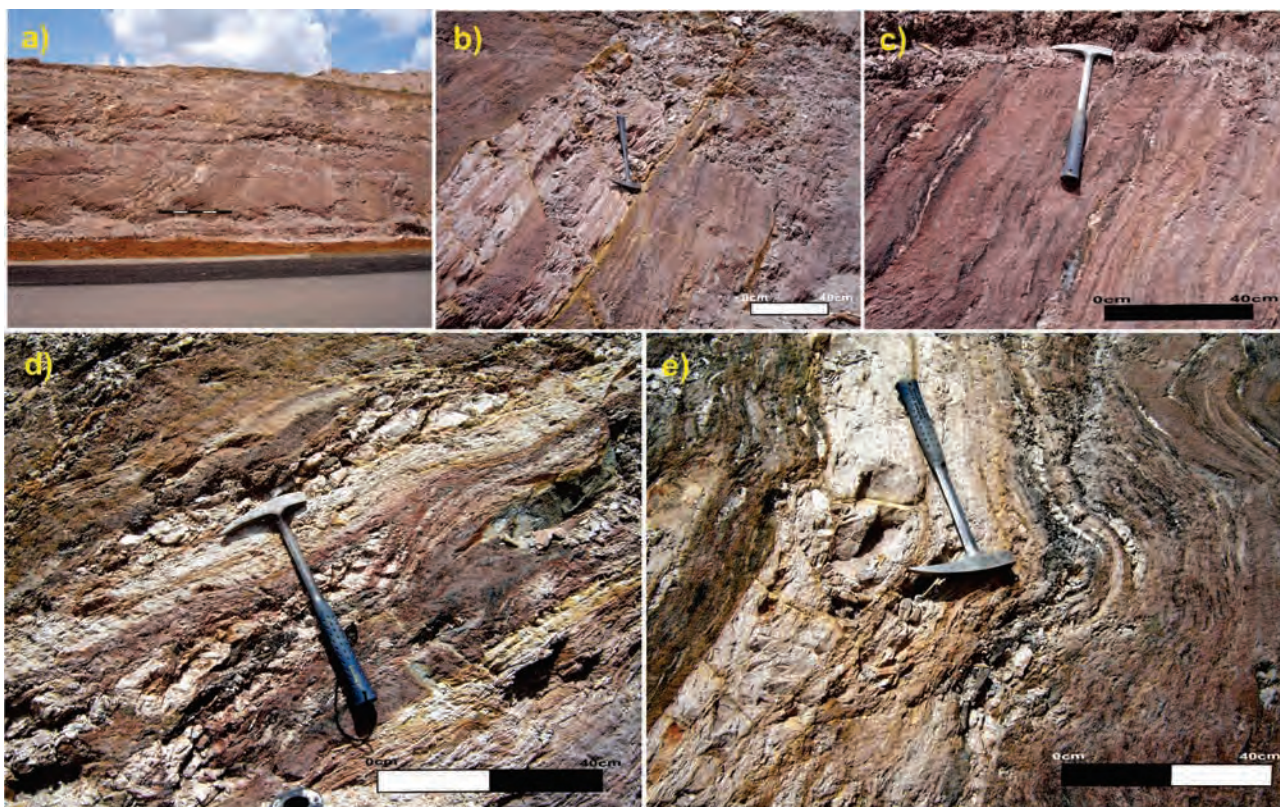
Está constituída por uma série de camadas e intercalações métricas a quilométricas descontínuas de muscovita biotita quartzo xisto, clorita xistos, biotita muscovita carbonato xisto, muscovita quartzo xisto, filitos carbonosos, filitos manganíferos, filitos ricos em magnetita com lentes de muscovita quartzito finos a médios, branco amarelados, calcixistos, lentes de calcários e mármore, sericita quartzito milonítico e veios de quartzo, (fotografias 3.14 (a) a (d)).

Os quartzitos e metarcósios (fotografias 3.15 a e b) exibem cores esbranquiçada a rosada, raramente cinza a verde-escuros, são inequigranulares de granulação média a fina, maciços a discretamente laminados, exibindo mineralogia à base de quartzo, feldspatos, muscovita e subordinadamente titanita e opacos. Localmente apresentam-se recristalizados com texturas granoblástica a milonítica, estruturas primárias podem estar conservadas em áreas de menor deformação como estratificação cruzada tabular e tangencial, mas geralmente encontram-se em dobras isoclinais e exibem estruturas do tipo *tension gashes*.

Estes quartzitos ocorrem, também, em pequenos níveis e camadas centimétricas, intercalados com níveis de filitos e xistos e morros isolados de grande dimensão marcando alinhamentos regionais (fotografia 3.15 c e d).



Fotografias 3.13 – Vista panorâmica das serras: a) Vermelha; b) Grande e c) Boqueirão, margeada pelo rio Paranã.



Fotografia 3.14 – a) Afloramento em corte de estrada com intercalações de quartzitos, filitos e biotita xistos da Formação Traíras, com vergência para NE; b) Detalhe em corte das entremeações e lentes quartzíticas métricas; c) Corte de estrada em acamamentos rítmicos centimétricos entre metapelitos e metapsamitos, d) Detalhe em planta de biotita muscovita xistos, lentes quartzíticas, filitos carbonosos dobrados e deformados em padrões sigmoidais, veios de quartzo concordantes e discordantes, e) Em planta, detalhes de biotita xistos com magnetita, quartzitos filitos carbonosos dobrados, a foliação em todas as fotografias encontra-se subverticalizada com duplo caimento, ora para SE ou NW.

Estão muito fraturados e apresentando valores cintilométricos baixos entre 20 a 25 cps e discreto magnetismo.

Os filitos exibem cores acinzentada a avermelhada (fotografia 3.16 a e b), calcíferos, magnéticos, representados por sericita-quartzo-clorita filito, biotita-clorita-sericita-quartzo filito, quartzo-sericita-biotita-clorita filito, filitos carbonosos, filitos calcífero, filitos manganésíferos com *boxwork* e cristais de magnetita e pirita.

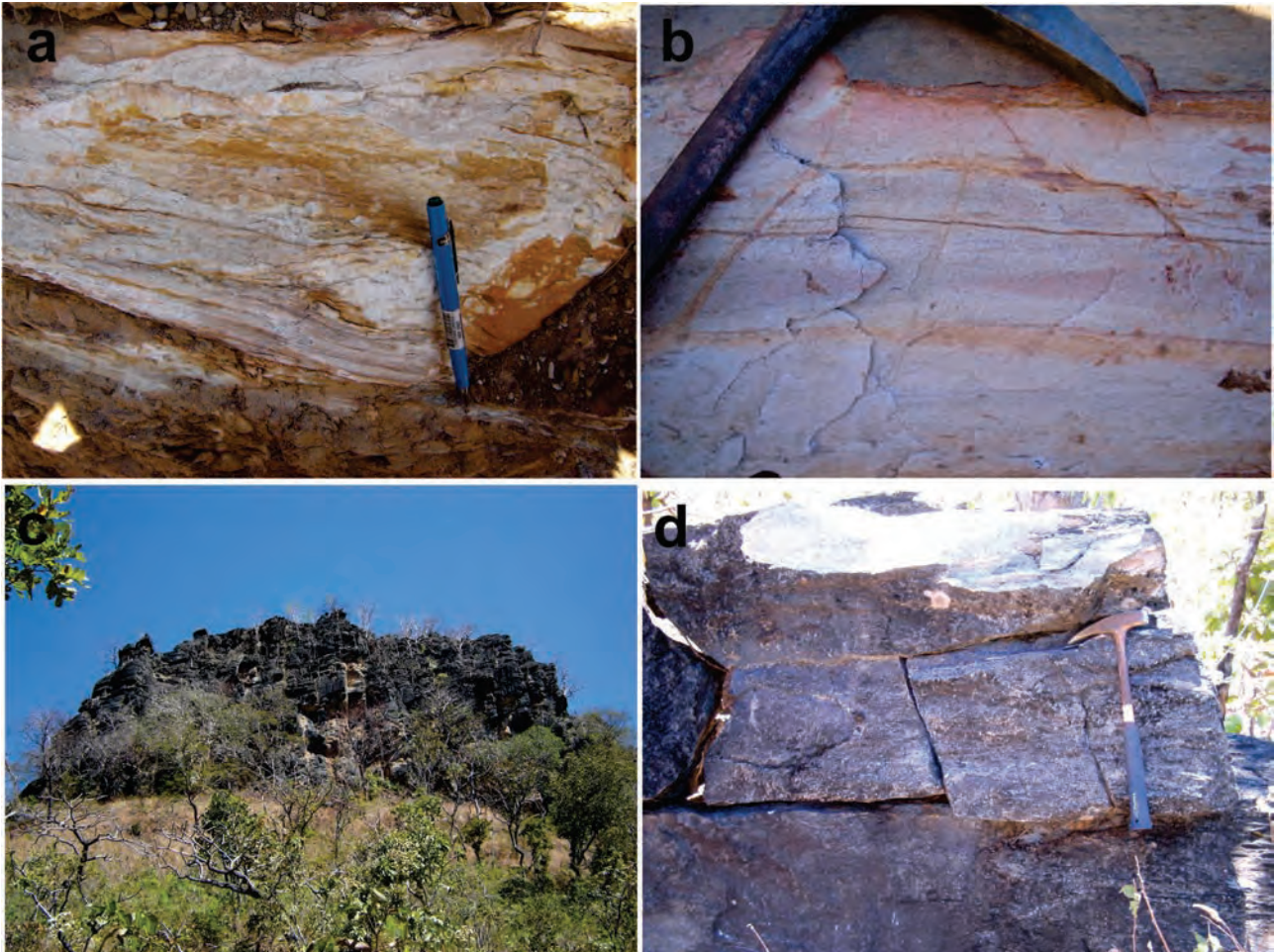
Mostram aspecto compacto, por vezes com laminação plano-paralela milimétrica a centimétrica e intercalados com lentes e finas camadas de quartzitos, mostrando alternância de níveis argilosos e arenosos, estruturas primárias, tais como estratificações cruzadas ainda estão preservadas. Estas rochas encontram-se dobradas por mecanismos de flambagem e por deslocamento flexural intercamadas, com dobras assimétricas (fotografia 3.17 a e b) e eventualmente, são cortados por veios de quartzo preenchendo fraturas com direções N40-70E.

As rochas que se encontram em fácies xisto verde e xistificadas são acinzentadas, dobradas,

crenuladas e com fraturas preenchidas por quartzo, (fotografia 3.18 a e b). São clorita-xisto, biotita-xisto a magnetita, granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, muscovita-biotita carbonato xisto, clorita-muscovita xisto com turmalina, grafita-xisto e calcixisto às vezes com turmalina e granada. Exibe granulação média, texturas granolepidoblástica, a lepidoblástica, constituídos por uma assembleia mineralógica à base de quartzo, carbonato, biotita e muscovita e valores de cintilometria entre baixos a médios de 35 a 40 cps.

As rochas carbonáticas ocorrem na forma de cristas alinhadas e lajedos métricos, formando pequenas elevações com relevo cárstico característico. São representadas por mármores e dolomitos de coloração branca a acinzentada, com finas lamelas de coloração verde-clara, constituídos de dolomita, calcita, muscovita, quartzo e subordinadamente, epidoto, sericita, zircão e sulfetos. Apresentam granulação fina a média, geralmente impuros, acamadados e foliados, formando espesso estratos ou lentes intercaladas nos quartzitos (fotografia 3.19 a, b e c).





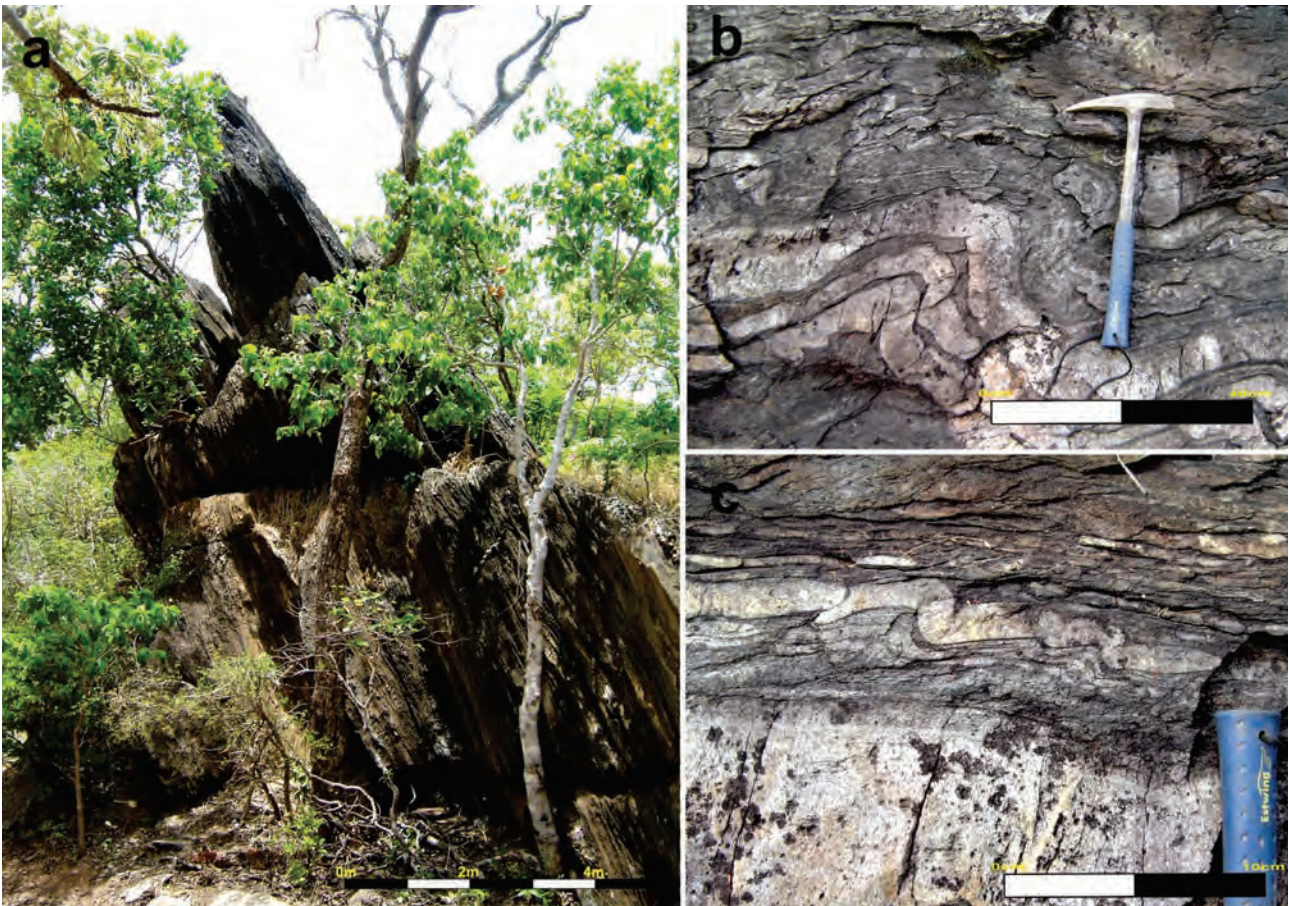
Fotografias 3.15 – a) Aspecto geral dos quartzitos dobrados da Formação Traíras; b) Detalhe da laminação ( $S_0$ ) paralelas e estratificação cruzada de pequeno porte; c) Morros ruiniformes e lentes em frentes de empurrões com estratificação subhorizontal, por vezes estruturalmente invertidas, padrões de fraturas ortogonais; d) detalhe de fraturas em quartzitos grossos.



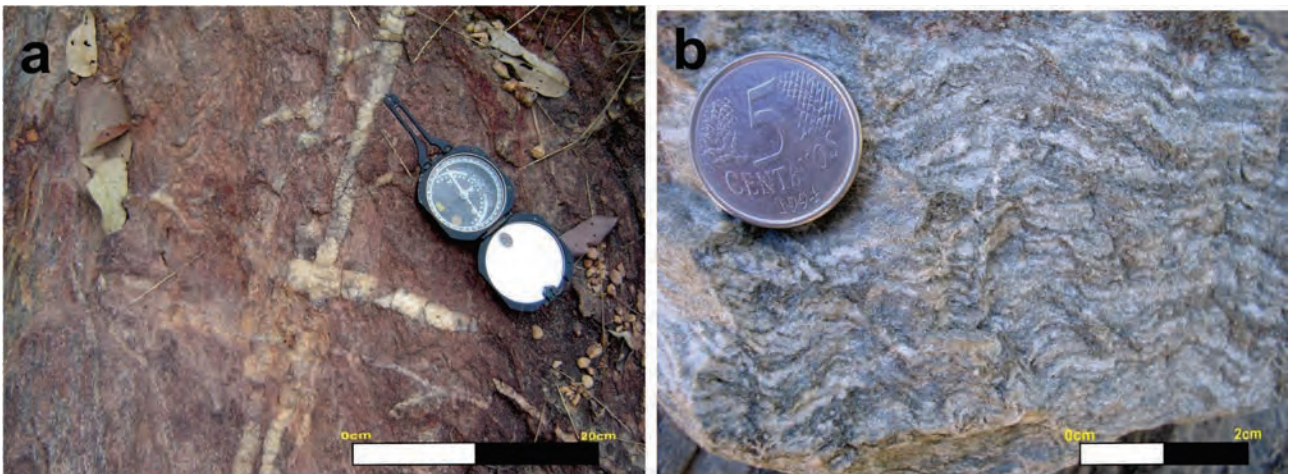
Fotografia 3.16 – a) Intercalações centimétricas a métricas de filitos grafitosos e manganésíferos com quartzitos da Formação Traíras; (b) Detalhe com feições estruturais primárias preservadas do tipo estratificação cruzada de pequeno porte e acamamento rítmico plano paralelo.

Ocupam preferencialmente as zonas centrais dos sinclinais regionais relacionado a uma primeira fase de dobras sob forte encurtamento crustal; marcam também desta forma um nível guia

estratigráfico marcando topo da unidade. Em detalhe exibem dobras assimétricas com mergulhos duplos para oeste e leste com planos axiais, eventualmente, subverticais e eixos sub-horizontais com duplo



Fotografia 3.17 – Filitos cinzas acamadados e dobrados: a) típica forma de ocorrência de metassedimentos em flanco de dobra anticlinal regional de geometria assimétrica; b) e c) Detalhe de dobras parasíticas, mostrando diferença de competência entre camadas, intensidade de deformação e o caráter assimétrico da deformação.



Fotografia 3.18 – a) Detalhe em planta de veios conjugados preenchidos por quartzo em filitos; b) amostra de mão de clorita-muscovita calcáreo crenulado.

caimento. Parte destas dobras assimétricas se formam sob cisalhamento simples e associadas a empurrões com vergência para leste.

Em consequência desta fase gerou superfícies miloníticas que formam estratos sigmoidais, resultado da diferença de competência entre os quartzitos, veios de quartzo e metacalcáreos, fotografia 3.20 a e b. Feições de microdobramentos, além de intercalações

de veios de quartzo métricos concordantes a subconcordantes são também observadas.

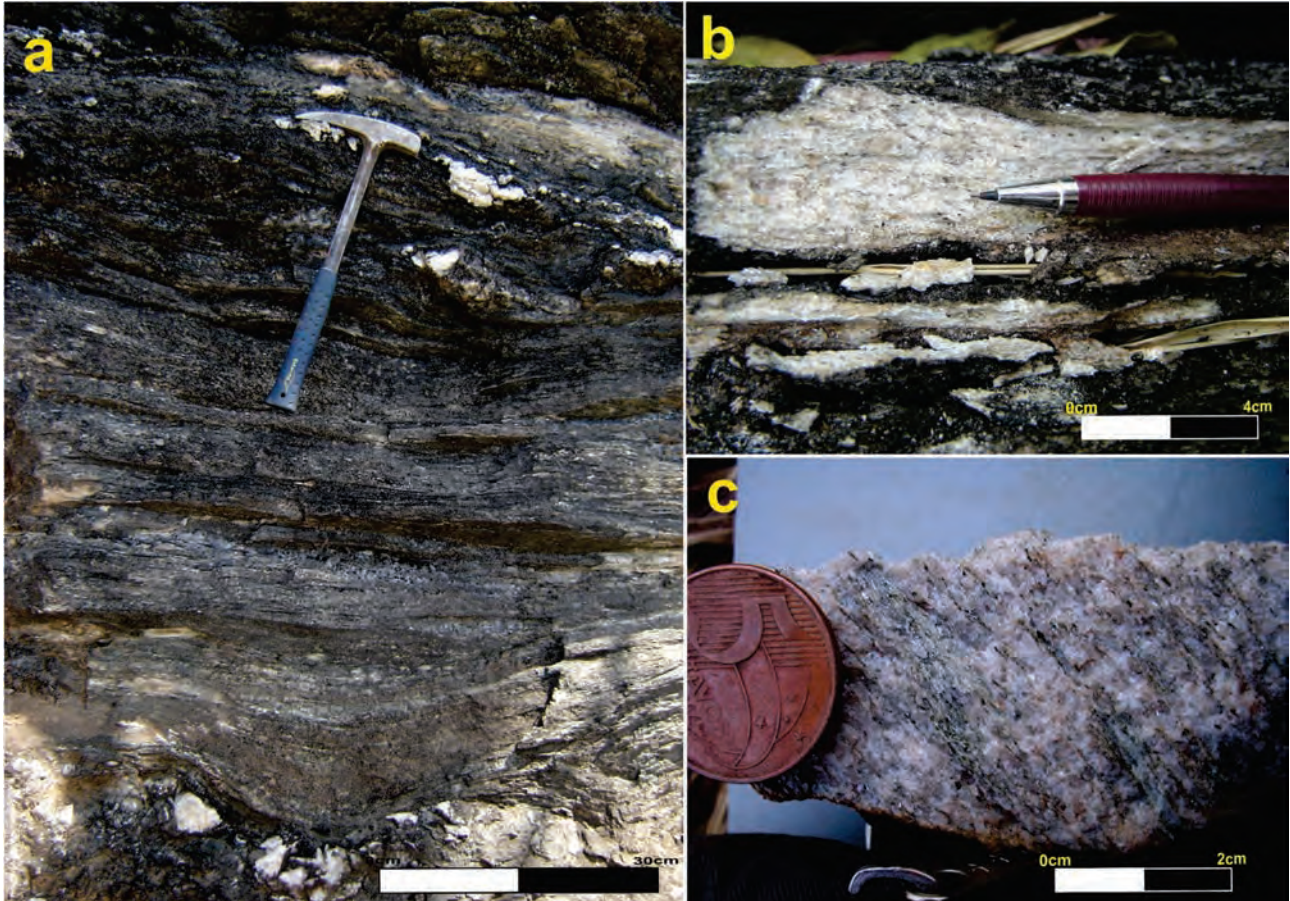
Em geral os lineamentos estruturas do Grupo Araí têm direção NS, com variações para NNE e NNW, caracterizados por grandes transcorrências dextrais (NS e NNE) e sinistrais (NNW), com desenvolvimento de zonas de cisalhamentos dúcteis e rúpteis. Ao sul da cidade de Paranã, leste-nordeste de Cavalcante

e oeste de Arraias, o embasamento cavalga os quartzitos basais do Grupo Araí através de falhas inversas. As dobras são frequentemente fechadas em braquissinclinais, com grau metamórfico de fácies xistos verdes francamente diminuindo para leste.

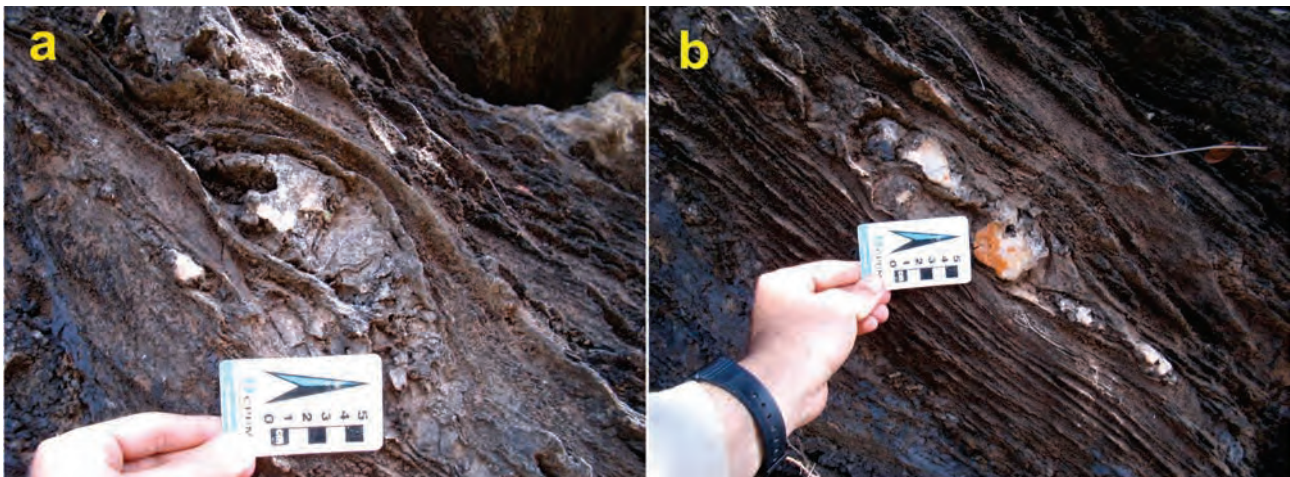
As rochas desta unidade sugerem que o Grupo Araí representa uma associação de *rift* continental. Sua porção basal, a Formação Arraias, compreende

depósitos continentais fluviais, deltas aluvionares com depósitos rudáceos e sedimentação eólica associada a basaltos alcalinos, dacitos, riolitos e ignimbritos. A porção de topo, a Formação Traíras, compreende um ambiente de deposição pós-*rift*, sob transgressão marinha rasa.

Atribui-se idade deposicional em torno de 1750 Ma, com base nos dados geocronológicos U-Pb



Fotografia 3.19 – a) Seção lateral exibindo afloramento de mármore estratificado e dobrado; b) detalhe da laminação e recristalização do mármore; c) Amostra de mão mostrando níveis de calcita recristalizada.



Fotografia 3.20 – a) Bolsões sigmoidais de quartzo em mármores; b) Segregação de veios de quartzo e sigmoides concordantes à foliação milonítica nos mármores. Ambos marcam zonas de transpurrões e rampas de cavalgamento pós-fase de dobramentos por encurtamento crustal.

em zircão, obtidos em datação U-Pb em zircão nas rochas metavulcânicas ácidas da Formação Arraias com  $1771 \pm 2$  Ma, Pimentel et al. (1991).

Corpos graníticos equivalentes às vulcânicas ácidas do Grupo Araí apresentam idade isocrônica Rb-Sr de  $1769 \pm 100$  Ma, concordante com idade U-Pb em zircão de 1769 Ma Pimentel e Botelho (2001), figura 3.10.

Os valores de  $\epsilon_{Nd}(T_{1.77})$  variam entre -1,5 e -5,9 nas rochas vulcânicas e -1.5 a -4.4 nas sedimentares, com os valores mais elevados referidos aos basaltos, indicando forte contaminação crustal, figura 3.11, Pimentel e Botelho (2001).

Valores de TDM são paleoproterozoicos nas vulcânicas entre de 2,59 e 2.20 Ga, sendo que nos

sedimentos, esses valores estão entre 2,41 e 2,16 Ga. Esses dados indicam que o início da deposição do Grupo Araí ter-se-ia dado por volta de 1,8 Ga com um vulcanismo produzido por magmas derivados principalmente de crosta paleoproterozoica e sedimentos produzidos pela erosão desta mesma crosta com limitada contribuição de fontes arqueanas, Pimentel e Botelho (2001) e Marques (2009) em zircões detriticos de um quartzito da Formação Traíras obteve idades paleoproterozoicas entre 2.4 e 2.0 Ga.

A idade do vulcanismo do Grupo Araí é idêntica àquela atribuída ao vulcanismo félsico estanífero da região de Paramirim, no Supergrupo Espinhaço Schobbenhaus Filho et al. (1994).

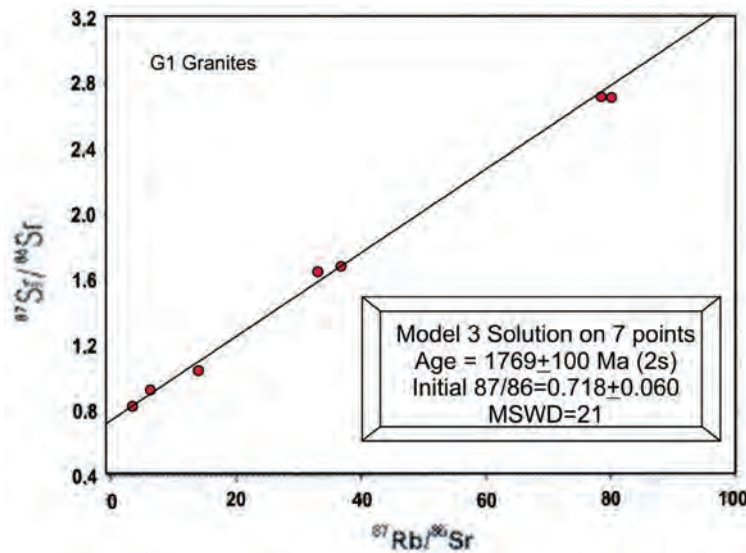


Figura 3.10 – Idade isocrônica Rb-Sr dos granitos tipo G1 correspondentes plutônicos e intrusivos no Grupo Araí, Pimentel e Botelho (2001).

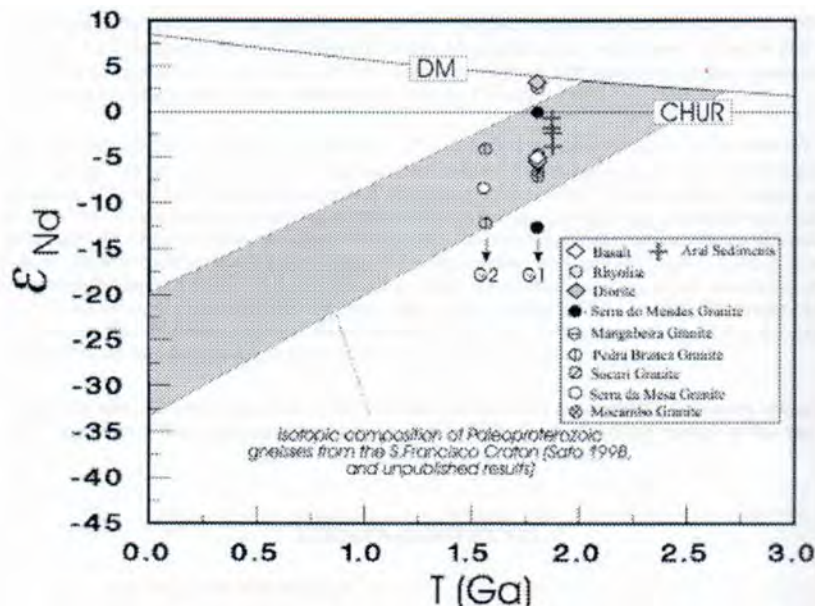


Figura 3.11 – Composição isotópica de Nd para os granitos, supracrustais e comparação com rochas paleoproterozoicas do Cráton de São Francisco no Grupo Araí, Pimentel e Botelho (2001).

## 3.6 - GRUPO SERRA DA MESA - PP4sm

O termo Grupo Serra da Mesa foi sugerido por Marini et al. (1977, 1989) e Fuck e Marini (1981) na porção norte do Orógeno Brasília, em torno dos chamados à época “domos manteados” da Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra da Mesa, em substituição ao “Grupo Araxá”. Esta terminologia servia para caracterizar um conjunto de rochas metassedimentares, xistos e quartzitos com lentes de calcários e mármore, reconhecidos na serra homônima.

Constitui-se de uma sequência de metassedimentos que ocorre na porção nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins que foram documentados desde Leonardos (1938), Erichsen e Miranda (1939) e Oliveira e Leonardos (1943), que correlacionaram estas rochas ao “Grupo Canastra” e posteriormente correlacionados ao Grupo Araxá por Barbosa et al. (1969).

A região do Grupo Serra da Mesa apresenta relevo acidentado de direção geral norte-sul e possui espessura máxima aparente de 1.700 m. Localmente apresentam estruturas circunscritas nos braquianticlinais das serras do Encosto, Dourada e da Mesa, com eixos NS, variando para NW e NE.

No âmbito da folha Alvorada, esta unidade perfaz cerca de 10% da área mapeada e encontra-se distribuída em sua porção sul, constituindo várias faixas dobradas com prolongamento por cerca de 80 km de comprimento por 30 km de largura, de orientação NS e discreta inflexão para NE, até as proximidades do rio Tocantins, (fotografia 3.21).

Foram depositadas em discordância erosiva e angular sobre o embasamento granito-gnáissico do Complexo Almas-Cavalcante e Formação Ticunzal (MARINI et al., 1978). Mantém contatos tectônicos por zonas de cisalhamento transcorrente com as rochas neoproterozoicas de arco insular de Goiás Pimentel et al. (2000), Pimentel, Jost e Fuck (2004) a oeste e por transpurrões reversos e transcorrências

com a Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis a leste. É intrudida pelo Complexo Alcalino de Peixe e seus pegmatitos e por dezenas de corpos graníticos e pegmatíticos ácidos da Suíte Mata Azul.

O conjunto é de naturezas clástica e pelítica, estruturalmente dobrados e estão representados por camadas e lentes descontínuas, intercalações, às vezes, rítmicas com pacotes nas mais diversas ordens de dimensão, desde centimétrica a quilométricas. São rochas de cores verde acinzentada e normalmente avermelhadas quando intemperizadas.

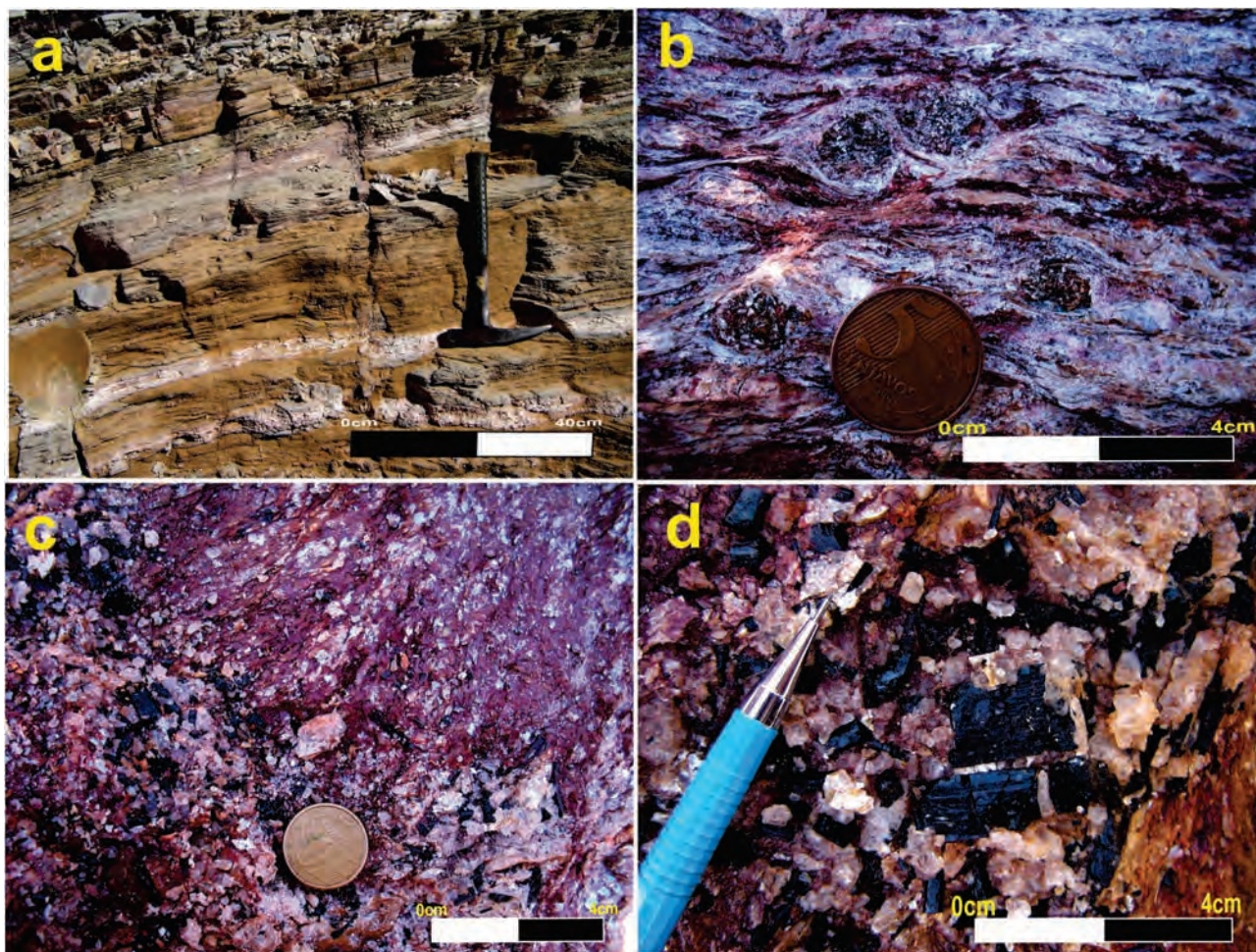
São constituídos por muitos tipos litológicos com mineralogia metamórfica diversa: granada cianita xisto, granada estauroлита xisto, granada biotita xisto, biotita muscovita xisto intercalados a lentes de ortoquartzito e metarcósio de granulação fina e laminadas, ricas em muscovita, (qt); lentes espessas de calcixistos, metamargas, mármore e calcários dolomíticos; gnaisses calcissilicáticos; (mm) e níveis subordinados de filitos, metassiltitos. Níveis ricos em granadas e turmalinas são comuns nas porções proximais de intrusões da Suíte Mata Azul e de fluidos provenientes destes graníticos, fotografias 3.22.

Os xistos exibem cores cinza a avermelhada, granulação fina à média, texturas granolepidoblástica e lepidoblástica, exibem porfiroblastos centimétricos de granada arredondados a sigmoidais, sugerindo movimentação preferencialmente dextral, totalmente ou parcialmente substituídos por minerais filossilicáticos (fotografia 3.22b). São constituídos por uma assembleia mineralógica à base de quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita, granada, cianita, estauroлита e fases secundárias representadas por clorita, zircão, allanita, apatita, zoizita e opacos.

Os quartzitos PP4sm (qt) constituem camadas e lentes estiradas, ao longo de grandes estruturas, geralmente flancos de dobras isoclinais. Constituem rochas de cores esbranquiçada a avermelhada, granulação fina a média, texturas milonítica e



Figura 3.21 – Vista panorâmica e em corte de um trecho da Serra Grande, destacando as cristas de quartzito e xistos dobrados (linhas pretas) e superfície de discordância com o embasamento (linha tracejada branca).



Fotografia 3.22 – a) Detalhe de intercalações centimétricas de biotita xistos alterados e quartzitos feldspáticos, preservando  $S_0$ ; b) Feições estruturais do tipo delta sincinematíca em granada biotita xisto; c) Bolsões de turmalina (afrisita) em biotita xisto do Grupo Serra da Mesa, próxima a intrusões graníticas; d) Detalhe de turmalina preta.

exibem localmente, ainda preservadas, estruturas acamadadas ( $S_0$ ) com orientação N30E/50° SE/NW e Lb 35°/188 e mineralogia à base de quartzo, feldspatos e muscovita. Esses quartzitos formam cristas alongadas e sinuosas, como observado principalmente nas serras Grande, Dourada, Cocalinho, Caldas e Cachorro. Constituem camadas intercaladas nos níveis de filitos e xistos, cujos valores cintilométricos encontram-se entre 45 a 50 cps. O contato com o substrato é marcado por milonitos com evidências de alteração hidrotermal e venulações de quartzo

Os mármore, metadolomitos e demais rochas calcissilicáticas, PP4sm (mm) ocorrem sob forma de lentes e cristas, constituindo pequenos morrotes e subordinadamente níveis decimétricos a métricos, estratiformes, intercalados em metamargas, calcixistos e quartzitos (fotografia 3.23a). São leucomesocráticos, inequigranulares de granulação fina à média, exibindo cores branca, cinza-parda, cinza-esverdeada e rósea, com eventuais pontos disseminados de oxidação (sulfetos). Constituem solos finos argilo-arenoso vermelho amarronados.

Estas rochas carbonáticas são maciças (fotografia 3.23b e c) a discretamente laminadas e estratificadas, com raras intercalações de lâminas sericíticas. Os mármore são de composição dolomítica, puros ou impuros, localmente silicificados e eventualmente, seccionados por veios de quartzo e calcita.

Geralmente as rochas carbonáticas encontram-se em posição de topo, formando o núcleo das sinclinais. Quando intrudidas por veios pegmatíticos ou nas proximidades de cúpulas graníticas geram, localmente, importantes depósitos do tipo *skarn*, com mineralizações de diversos tipos gemológicos: turmalinas bicolors, berilos, granadas e coríndon (fotografia 3.23d). As rochas calcissilicáticas são também exploradas como rocha ornamental, (fotografia 3.23 e, f).

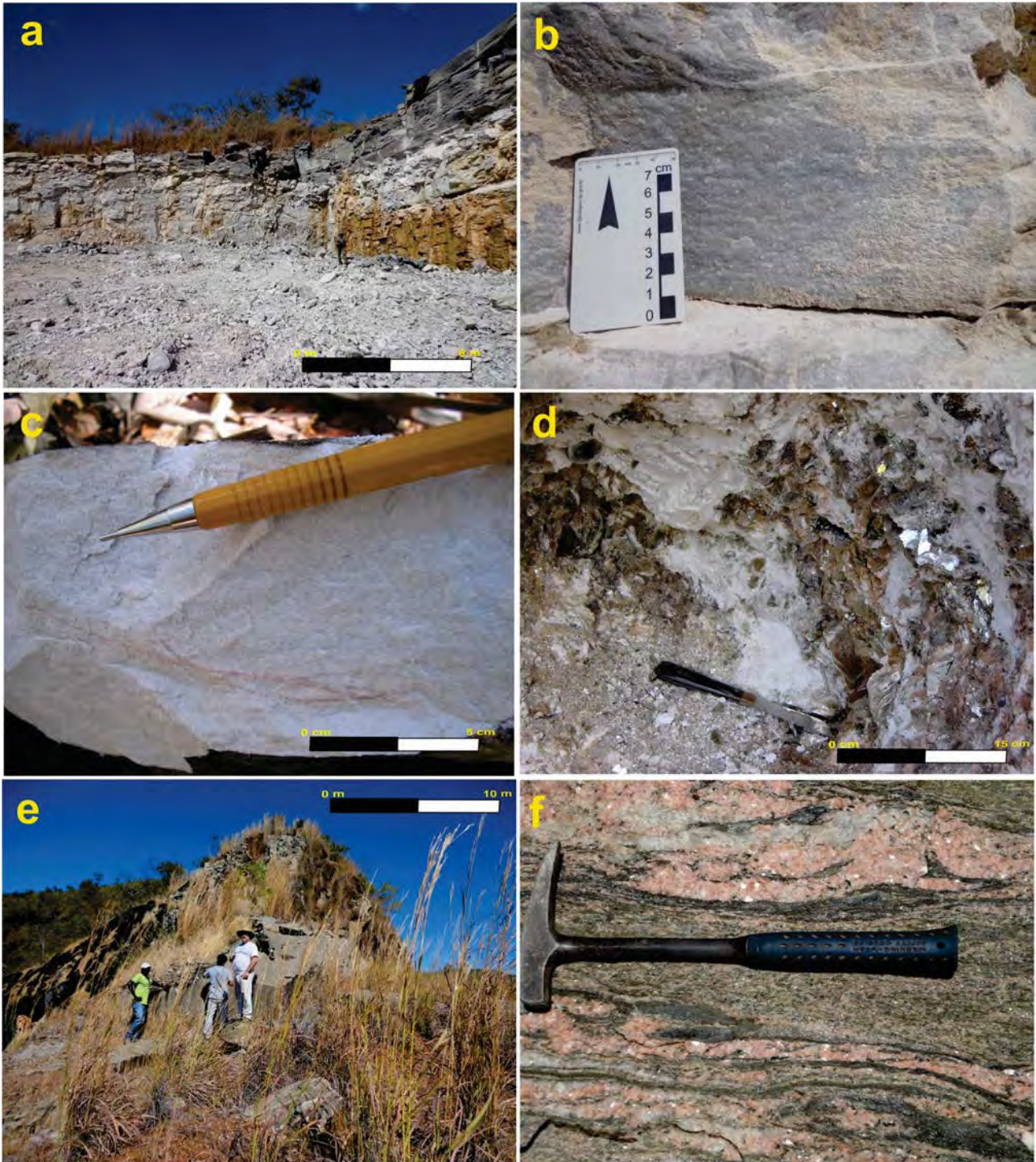
Ao microscópio os mármore exibem textura granoblástica a granonematoblástica e mineralogia à base de calcita e quartzo. Comumente, biotita, clorita, plagioclásio, epidoto, diopsídio, muscovita, zircão, allanita, titanita sulfetos e opacos, constituem fases secundárias. Eventualmente como no

ponto PV165, ocorrem elevados percentuais de plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio e baixos valores de carbonato.

Trata-se de uma rocha de cor cinza com tons esverdeados com porções e feixes rosados, granulação média e estrutura irregularmente bandada, com textura granonematoblástica, constituída de epidoto (30 a 35%), feldspato microclínio e plagioclásio (20 a 25%), biotita (05 a 10%), carbonato (10 a 15

%), quartzo (05 a 10%), diopsídio (05 a 15%), além de titanita, turmalina e apatita como acessórios (Fotografia 3.24 a e b).

A paragênese reconhecida nestes tipos sugere metamorfismo máximo da fácies anfibolito alto, em geral o grupo encontra-se sob a fácies xisto verde. Xistos intercalados com camadas de quartzito de granulação fina contém granada, estaurólita e cianita, indicativas de fácies metamórfica



Fotografia 3.23 – a) Mina de metadolomitos com metamargas sotopostas; b) e c) Detalhe de dolomito e calcário maciço, d) Skarn dolomítico invadido por veio pegmatítico com mineralização de turmalinas rosadas; e) Crista em morro com rochas calcissilicáticas, em jazida de rocha ornamental; f) Detalhe de gnaiss calcissilicático.

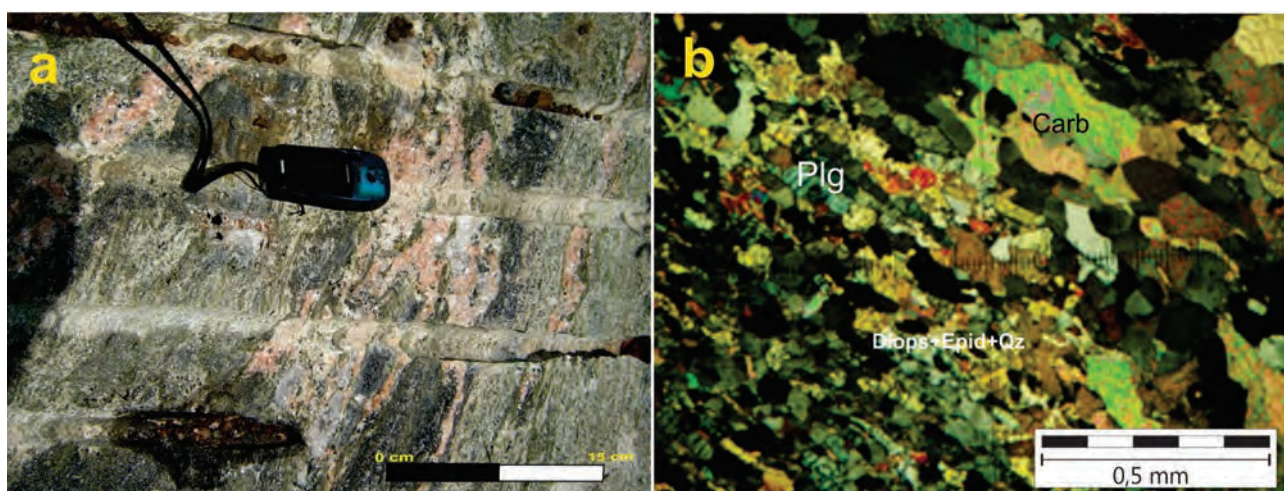
xisto verde a anfibolito, com pressão elevada. O acamadamento  $So/Sn_{+1}$  varia em torno de  $10-15^\circ$  NE com mergulhos em torno de  $35^\circ$  NW e SE, podendo alcançar valores subverticalizados (fotografia 3.25 a) e b) e Lb ora  $18^\circ/210$ , ora  $15^\circ$  a  $20^\circ/020$  gerando um sistema de anticlinais e sinclinais, assimétricas e braquianticlinias e sinclinais de caimento duplo. A deformação proeminente é caracterizada por foliação plano axial, que por sua vez apresenta-se redobrada e estirada, com mergulhos verticais/subverticais ora para SE, ora para NW, também são observados.

Dobras isoclinais com flancos com mergulho de baixo ângulo para oeste. Elementos cinemáticos evidenciam uma tectônica de cavalgamento com vergência para leste, em direção ao Cráton São Francisco, gerando uma tectônica de *decollément*. Em algumas posições a cinemática, algumas vezes são reversos com a geração de estruturas tipo *pop up*.

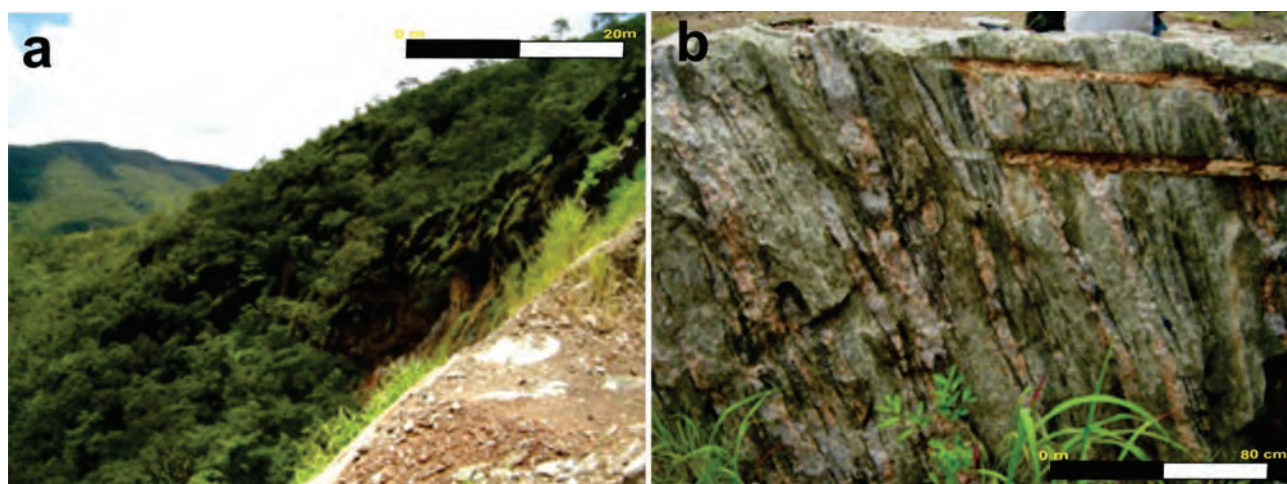
Em fases tardias estes litótipos apresentam-se, milonitizados e transpostos por zonas de transpressão e zonas de transcorrências subverticais. Exibem raramente rochas em baixo grau metamórfico com intercalações de metassiltitos e quartzitos e todos são cortados por veios de quartzo centimétricos a métricos dobrados e estirados.

O Grupo Serra da Mesa representa uma sequência pós-*rift* marinha e transgressiva (DARDENNE et al., 1997, 1999), depositada em ambiente plataformal raso entre 1,6 e 1,47 Ga, Dardenne (2000).

A idade do Grupo Serra da Mesa é controversa, mas sua colocação no Mesoproterozoico deve-se à intrusão neste das rochas da Suíte Alcalina de Peixe de idade U-Pb em zircão de  $1503 \pm 5$  Ma (KITAJIMA, 2002), de 1.47 Ga, Rossi et al. (1996) e por estar sotoposto por discordância com o granito Serra Dourada U-Pb 1574 Ma, Pimentel et al. (1991b) e de 1578 Ma U-Pb em zircão, Rossi et al. (1992).



Fotografia 3.24 – a) Afloramento de gnaisses calcissilicáticos utilizados como rocha ornamental onde observa-se os movimentados com injeções quartzo-feldspáticas; b) Fotomicrografia de gnaisse calcissilicático com textura granonematoblástica de epidoto e diopsídio.



Fotografia 3.25 – a) Vista panorâmica da escarpa da Serra Grande, onde aflora rochas calcissilicáticas; b) Afloramento de rocha silicática com injeções quartzo feldspáticas (em rosa) (PS-42 - 775293/8592850).



Datações U-Pb e Pb-Pb dos granitos estaníferos da Subprovincia Tocantins, que ocorrem nos núcleos de braquianticlinais bordados pelos metassedimentos da Serra da Mesa, indicam idades entre 1658 e 1574 Ga (PIMENTEL et al., 1991), revelando uma idade mais jovem para o Grupo Serra da Mesa, o qual é atravessado por intrusões de granitóides pegmatíticas de idade desconhecida.

Ao mesmo tempo, o micaxisto Serra da Mesa está tectonicamente sob as sequências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Juscelândia e Indaianópolis, datadas de 1,3 Ga por Araújo et al. (1995) e Correia et al. (1999). Estes dados permitem considerar que os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa foram depositados em um intervalo entre 1.574 e 1.47 Ga, o que pode corresponder a aproximadamente ao período da transgressão pós-*rift* para o Grupo Araí (DARDENNE, 2000).

Autores como Dardenne et al. (2003) posiciona o Granito Serra Dourada U-Pb 1.55 Ga, como intrusivo no Grupo Serra da Mesa, destacando a presença de apófises desse granito nos metassedimentos deste grupo, sugerindo que os xistos e quartzitos são mais velhos que 1.6 Ga.

Estudo em zircão detrítico realizado por Marques (2010) em duas posições distintas em quartzitos do grupo, base e porção intermediária, apresentaram idades entre 3.3 Ga e 1.55 Ga, com maiores frequências entre 2.2 Ga e 2.0 Ga, conforme figura 3.12. Estes mesmos dados U-Pb em monazitas Marques (2010) indicam ou sugerem eventos metamórficos ocorridos em 630 Ma e 575 Ma.

A principal mineralização conhecida de chumbo e zinco ocorre na região de Castelão, abrangendo os municípios de Uruaçu e Niquelândia. Esta ocorrência, representada por galena e esfalerita está contida em uma sequência carbonática, representada principalmente por dolomitos

brancos e calcários. Barbosa (1981) classifica as mineralizações de Castelão em dois tipos distintos: sigenéticas estratiformes e epigenéticas em veios.

Os principais recursos minerais não metálicos associados este grupo são encontrados em pegmatitos marginais ao Grupo Serra da Mesa, representados por ametistas, a cerca de 20 km a sudeste de Minaçu, e granada no Garimpo Pela Ema (Monção da Granada), localizado na borda sul da Serra Dourada. Também ocorre em Carnalina, município de Campinaçu. Ocorrências de barita são encontradas em Carnalina e próxima às margens do Córrego Lajes, na fazenda do Sr. Guilherme Batista Teles (MARINI et al., 1977).

### 3.7 - SUÍTE ALCALINA DE PEIXE - MP1λp

A primeira referência a essa unidade foram feitas por Barbosa et al. (1969), que utilizaram a denominação "Rochas Alcalinas da Folha de Peixe", para designar um corpo de *litchfieldito* com nefelina, albíta-oligoclásio e biotita, que ocorre na porção norte do Orógeno Brasília, situado a sul do município de Peixe, na região de Cristiano Sales e atualmente município de Jaú do Tocantins.

No mesmo trabalho, Barbosa et al. (1969) fazem menção à ocorrência de corpos pegmatíticos mineralizados a zircão, coríndon, rutilo e turmalina e citam a existência de garimpos de ilmenita.

Seguiram-se uma série de trabalhos de amplitude regional, onde se destaca o de Marini et al. (1974), que agruparam estas rochas sob a denominação "Intrusivas Monzoníticas Alcalinas", incluindo granitos pegmatóides. Este estudo foi continuado pelos realizados por Lemos e Albuquerque (1980), Drago et al. (1980) e Rossi et al. (1986). Estudos de detalhe e o primeiro mapa geológico dessa unidade foram realizados na década

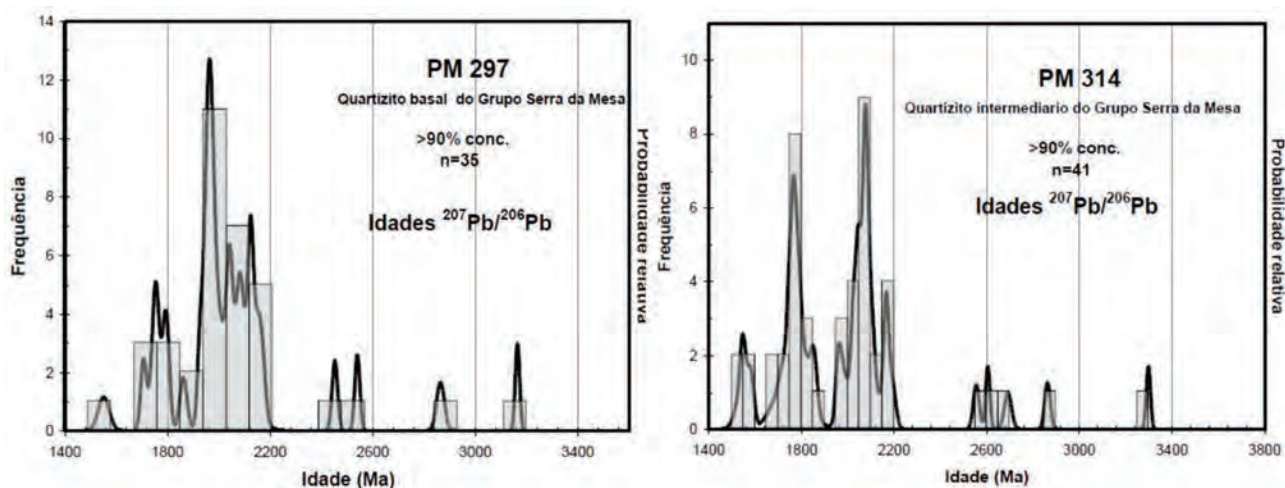


Figura 3.12 – Histogramas de zircão detrítico realizado por Marques (2010) com idades entre 3.3 Ga a 1.55 Ga, com maiores frequências entre 2.2 Ga e 2.0 Ga para Grupo Serra da Mesa.

de 80 por Martins e Lemos (1981) que catalogaram e classificaram uma centena de pegmatitos no interior e nas proximidades do corpo.

Lemos (1983) fez uma descrição detalhada das rochas desta suíte, com elaboração de um mapa geológico e definiu o caráter magmático, com posterior deformação. Kitajima (2002) adota a denominação de Complexo Alcalino de Peixe e aprofunda os estudos petroquímicos e geocronológicos, voltados para os aspectos metalogenéticos.

Neste trabalho Kitajima (2002) descreve este stock alcalino de formato alongado, orientado segundo a direção N-S, com 30 km de comprimento e 6,5 km de largura em média, intrusiva nos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa, dobrado e ocupando o núcleo de uma braquianticlinal e observa que esta suíte é invadida por uma fase pegmatítica tardia associada a granitos de idade 550 Ma.

A Suíte Alcalina de Peixe está constituída de rochas leucocráticas de granulação média, foliadas e bandadas, contendo xenólitos de tamanhos variáveis de sillimanita-quartzo micaxisto, e localmente aspecto gnáissico. Suas principais rochas estão representadas por nefelina-biotita sienito, ferroedenita álcali-sienito, litchfielditos, quartzo-sienitos, quartzo-ferroedenita alcali sienito, nefelina monzossienito, nefelina-diorito, nefelina-monzonito, hornblenda monzonito, biotita nefelina monzodiorito, biotita-diopsídio granito, biotititos, albititos, nefelina pegmatitos.

As rochas nefelina sieníticas e os biotita-sienitos são os litótipos predominantes. São leucocráticas de granulação média a grossa, isótropas a anisotrópica foliadas, textura equigranulares e inequigranular porfirítica, constituída de plagioclásio - albita 45-50%, microclina 20%, nefelina 15-20%, biotita e magnetita 8-10%, carbonato 2% (fotografia 3.26 a e b).

Os hornblenda monzonitos são rochas leucocráticas, granulação grossa, textura inequigranular porfirítica, cor rósea, heterogênea, anisotrópica, com faixas ricas em máficos, com intrusões pegmatíticas associadas. São compostas por plagioclásio (40-45%), k-feldspato (40-45%), hornblenda (10 a 15%), biotita (1 a 2%), alanita (1 a 2%), quartzo (1%). Titanita, zircão, apatita e opacos são os acessórios com menos de 1%.

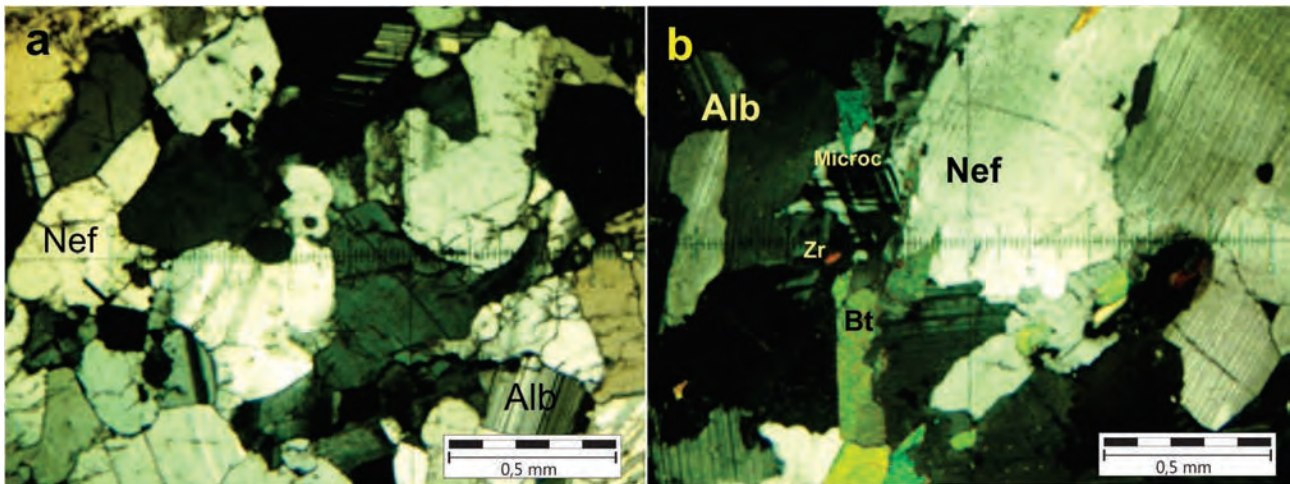
Os albititos são rochas de granulação média, estrutura maciça com bandamento regular, cor cinza clara com porções rosadas. Ao microscópio apresentam textura granular alotriomórfica, caracterizada pela forma irregular dos cristais dos principais constituintes: albita 85-90%, microclínio 05-10%, opacos 02-05% e traços de zircão, (fotografia 3.27 a e b).

Nas imagens SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* (figura 3.13a) a área ocupada pelo stock alcalino apresenta-se no centro com uma textura plana cercada por terrenos em faixas dobradas de textura muito rugosa. Nas imagens aerogeofísicas gamaespectrométricas esta unidade apresenta altos valores de Th, U no centro e Th, U e K nas bordas que discriminam o corpo (forte coloração rósea e bordas brancas - figura 3.13b). O canal U mostra isoladamente a maior anomalia na figura 3.13c.

Através de levantamento geoquímico de sedimento de corrente, se obteve na área de ocorrência das rochas desta suíte importantes anomalias de ETR acompanhadas de anomalia de Th e U e Y, que formam um *trend* N-NE, acompanhando a estruturação regional. Nos concentrados de bateia contatou-se a presença dos seguintes minerais: zircão, apatita, coríndon, monazita, titanita e leucoxênio, advindos da intrusão alcalina. Silimanita, cianita, estauroilita, granada, turmalina do Grupo Serra da Mesa e cassiterita de granitos tardios.



Fotografia 3.26 – a) Amostras de rocha sienítica homogênea e equigranular; b) Detalhe de bloco em afloramento de pegmatito albita-nefelínico em nefelina sienito.



Fotografia 3.27 – a) Fotomicrografia do Albita nefelina sienito equigranular, com contato de grãos polygonizados e junções tríplex; b) Fotomicrografia de biotita albitito com textura alotriomórfica e granular, com microclínio e zircão.

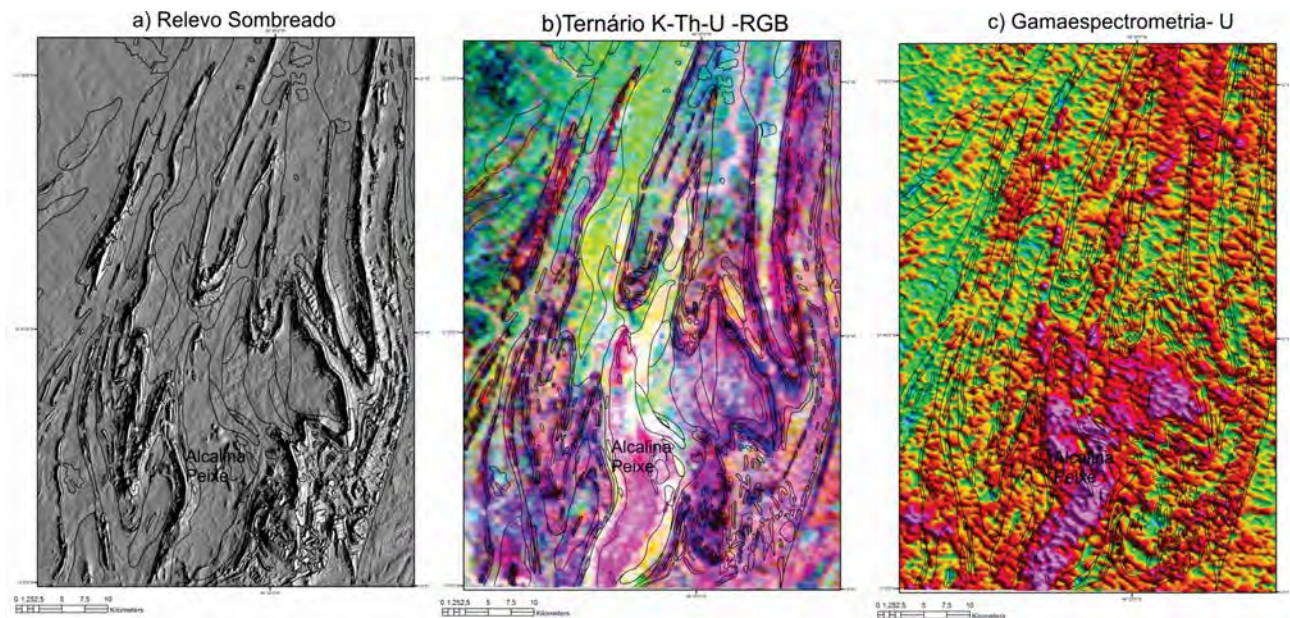


Figura 3.13 – a) Imagem SRTM; b) Ternário RGB de K-Th e U e c) Urânio em todas as imagens observam visivelmente a ocorrência e detalhes da rocha alcalina por dezenas de quilômetros ocupando a área central de estrutura dobrada.

O sienito intrude suas encaixantes formando halos de metamorfismo de contato com alterações hidrotermais zonadas de curto alcance, pegmatitos nefelínicos partindo erráticamente do corpo central invadem as rochas hospedeiras.

A Suíte Alcalina de Peixe é pré-tectônica a fase de encurtamento crustal principal, sob cisalhamento puro, que gerou as dobras regionais, observadas na imagem da figura 3.11a. Demais fases de deformação associadas à transpressões e transcorrências são sobrepostas.

Estas deformações tardias, sob cisalhamento simples, se amoldam ao corpo envelopando-o como uma estrutura sigmoidal dextral regional, bem marcadas nas bordas e preservando estruturas

ígneas no seu interior. Os sienitos exibem texturas polygonizadas, com pontos em junção tríplex. A presença de albita e magnetita metamórfica indica que estas rochas foram submetidas a condições de metamorfismo de baixo grau, Martins e Lemos, (1981); Lemos e Albuquerque, (1980).

As rochas da Suíte Alcalina de Peixe apresentam teores de  $\text{SiO}_2$  em um *range* bem limitado entre 57,38% e 59,68% em peso, altos valores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 18,16% a 23,04%,  $\text{Na}_2\text{O}$  de 5,14% a 8,82%, altos a moderados de  $\text{K}_2\text{O}$  2,10% a 4,94%, teores baixos em  $\text{MgO}$  inferiores a 0,8%,  $\text{CaO}$  a 1,18%,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0,78% e 0,07, respectivamente. Destacam-se alguns valores elevados de elementos traço como os LILES Ba, Sr e os HFSE, Hf, Zr e ETRL La e Ce.

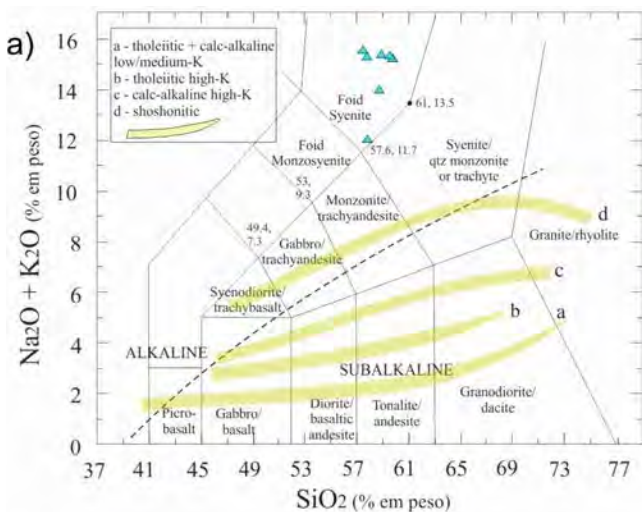
O diagrama sílica vs. álcalis (TAS) (figura 3.14a) classifica as rochas como feldspatóide sienitos (nefelina), posicionando-as no campo das rochas alcalinas no diagrama de Wright (1969), (figura 3.14b) e realçando-se o caráter alcalino também no diagrama de Shand (1943), (figura 3.14c) com as rochas ocupando o limite dos campos peralcalino/peraluminoso, principalmente.

Foram também encontrados rochas supersaturadas em sílica nas bordas da Suíte Alcalina de Peixe, com valores de SiO<sub>2</sub> entre 61% e 72% em peso. Parte destas amostras representam as rochas da interface e em interação dos metassedimentos da encaixante com a intrusão alcalina sob efeito de metamorfismo de contato e hidrotermalismo associado. Hornblenda sienitos leucocráticos e *litchfelditos* ocorrem nas bordas da suíte alcalina e

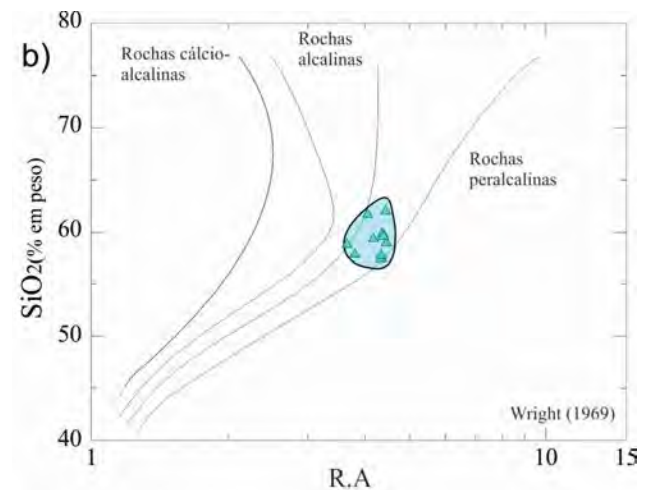
a estes se associam valores anômalos a muito altos em ETR e HFSE.

No espectro das rochas subsaturadas da suíte alcalina, que contempla desde monzodioritos a sienitos *stricto sensu* destacam-se dois padrões nos diagramas ETR e multielementares. Normalizados ao condrito de Boynton (1984), figura 3.15a, o padrão I marca um leve enriquecimento em ETRL, sem anomalias significativas de Eu ou levemente positivas e baixo valores nos ETRP, todavia formando uma curva levemente côncava, associada com baixas razões La/Yb (10.58-3.69) e La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> (7.07-2.47).

Os diagramas multielementares normalizados ao manto primordial (WOOD et al., 1979), para o padrão I, figura 3.15b, destacam-se as fortes anomalias negativas de Ba, K, La, Ce, P e Ti, o forte enriquecimento em Zr e anomalias positivas de U, Nb-Ta, Sm.



Le Maitre et al. (1979); índice de alcalinidade de Irvine e Baragar (1971)



(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO)+(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)

A/CNK – A/NK plot (SHAND, 1943)

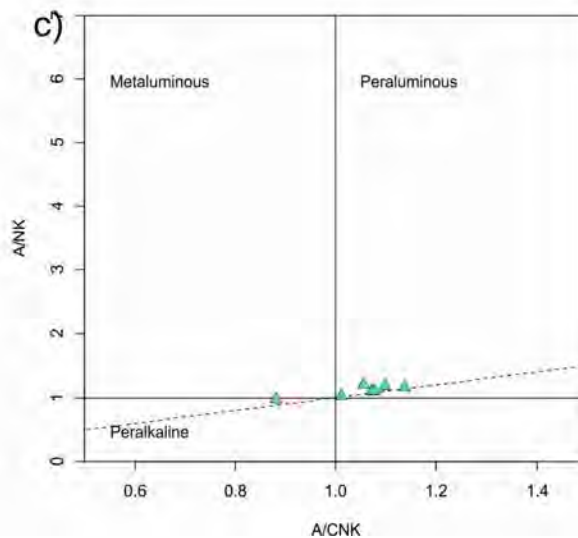
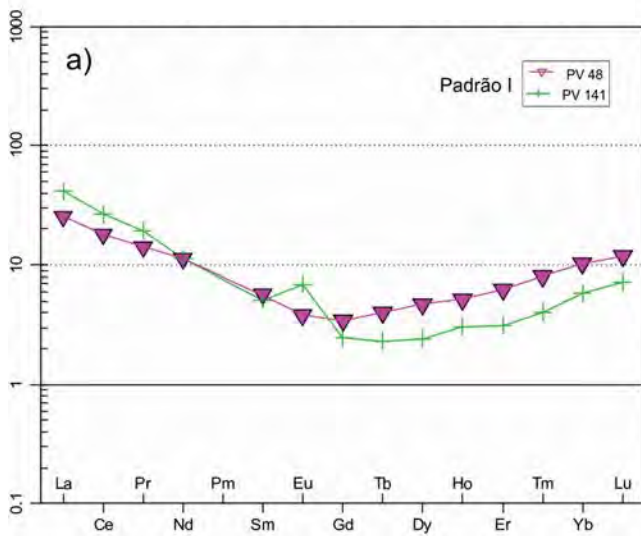
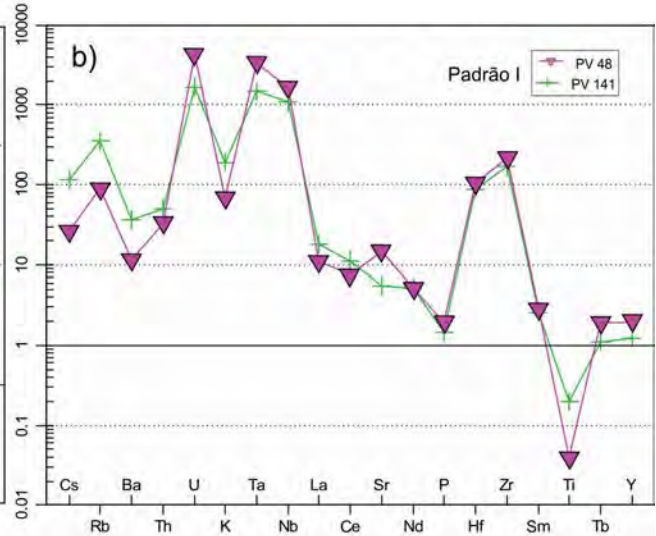


Figura 3.14 – a) Composição química das rochas alcalinas segundo o diagrama de classificação álcalis vs. SiO<sub>2</sub> (TAS) de Le Maitre et al., (1979) e Irvine e Baragar (1971), b) diagrama Wright (1969) para razão de alcalinidade e c) diagrama de Shand (1943).

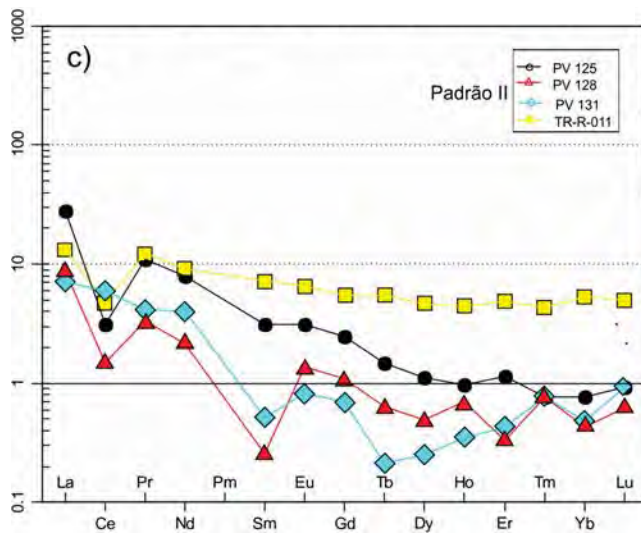
Spider plot - REE chondrite (BOYTON, 1984)



Spider plot - Primordial Mantle (WOOD et al., 1979)



Spider plot - REE chondrite (BOYTON, 1984)



Spider plot - Primordial Mantle (WOOD et al., 1979)

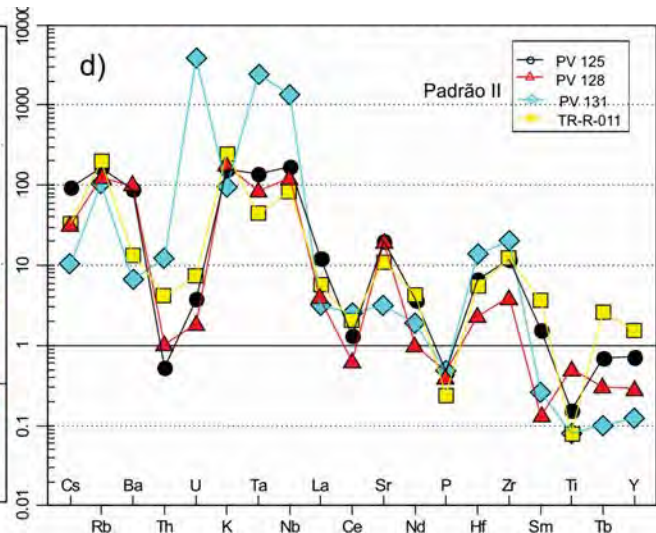


Figura 3.15 – a) e c) Diagramas REE para padrões de sienitos e monzodioritos da suíte alcalina de peixe normalizado pelo condrito de Boynton (1984); b) e d) os diagramas multielementares normalizados pelo manto primordial de Wood et al. (1979).

Normalizados ao condrito de Boynton (1984), figura 3.15c, o padrão II apresenta curvas de ETRL menos enriquecidas em ETRL, baixos valores em Ce e Sm, sem anomalias de Eu, indicando que o plagioclásio não teve papel expressivo na petrogênese. Os ETRP apresentam um padrão estável e de valores muito baixos. Apresentam as razões  $La/Yb$  (54.38-3.73) e  $La_N/Yb_N$  (36.36-2.49) mais altas e com valores de grande amplitude, podendo indicar variação na fonte.

A figura 3.15d apresenta o gráfico multielementar com comportamento similar ao do padrão I, no entanto com anomalias positivas mais expressivas em Sr.

O comportamento das curvas, em geral, indicam que a geração deste magma se originou de fu-

são parcial de fontes máficas mantélicas profundas ou levemente metassomatizadas com pouca participação de crosta. Esta afirmação está embasada no comportamento de Eu indicando pouca participação de plagioclásio na fonte, associada aos baixos teores em ETRP com a presença de granada na geração do magma e assinalada pelo baixo fracionamento observado nas razões ETRL-ETRP. O leve enriquecimento dos teores de La e Ce, e aumento em Rb e U sugerem assimilação e/ou contaminação crustal na ascensão do magma alcalino.

Kitagima (2002) estima que as rochas sieníticas e pegmatitos ricos em coríndon cristalizaram em condições de pressão de 2.2  $K_{bar}$  / 775° C. Estas condições implicam nível crustal próximo ou entre 6 a 5 km de profundidade durante a sua cristalização.

Contudo, segundo este autor, parece ocorrer uma distinção temporal nos eventos magmáticos alcalinos e ácidos encontrados nas rochas desta suíte e os dados obtidos de pressão e temperatura, para as rochas ácidas internas a suíte.

As idades Pb/Pb em zircão apresentadas por Rossi et al. (1996) forneceram idade de  $1470 \pm 8$  Ma e são similares às idades U-Pb em zircão de nefelina sienito obtidas por Kitajima (2002) de  $1503 \pm 5$  Ma. Todavia, este autor encontrou idades mais jovens em zircão incluso em coríndon de pegmatitos ácidos, obtendo idades de  $557 \pm 15$  Ma e  $559 \pm 7$  Ma.

Dados isotópicos Sm-Nd em sienitos apresentam idades  $T_{DM}$  muito heterogêneas, variando desde idades arqueana-paleoproterozoicas, na maioria (2979-1664 Ma) com  $\epsilon Nd(T_{1.5})$  de -7,22 a 8.34, e idades TDM mesoproterozoicas, todas juvenis em um range bem curto (1395-1329 Ma),  $\epsilon Nd(T_{1.5})$  de 8.34 a 6.3

Rochas ácidas, granitos e pegmatitos com coríndon que Kitajima (2002) associou ao sistema alcalino, indicam idades modelo paleoproterozoicas entre 2132-1919 Ma, todas de fontes crustais com  $\epsilon Nd(T_{1.5})$  de -17.4 a -2.71.

As mineralizações primárias que se encontram na área de influência da Suíte Alcalina de Peixe estão associadas a pegmatitos sieníticos (alanita, monazita, apatita, molibdenita, grafita e fluorita) e granitos (berilo, turmalina e almandina). Os pegmatitos sieníticos encontram-se relacionados às rochas da Suíte Alcalinas de Peixe, enquanto que os pegmatitos graníticos cortam todas as unidades litológicas da região e estão provavelmente relacionados a

uma fase pegmatítica tardia (fotografia 3.28). As mineralizações secundárias estão representadas por depósitos coluvionares e aluvionares de coríndon e zircão (MARTINS;LEMOS, 1981).

### 3.8 - SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS - MP2vsp

A primeira referência às rochas pertencentes a esta unidade foi feita por Barbosa et al. (1969), que as incluíram no Grupo Araxá. Foi nomeada e definida por Ribeiro Filho e Teixeira (1981), como um conjunto de rochas vulcanossedimentares, de provável idade paleoproterozoica e a subdividiram em uma Unidade Inferior composta principalmente por anfibolitos (metabasaltos) com intercalações de metassedimentos e uma Unidade Superior composta predominantemente por xistos de diferentes composições com intercalações de quartzitos e raros níveis de anfibolitos finos.

Com a descoberta, pela CPRM, em 1975 dos jazimentos de zinco, cobre e chumbo e a consequente intensificação dos trabalhos de pesquisa na região, avolumou-se a produção de textos sobre esta sequência, onde se destacam Figueiredo, Leão Neto e Valente (1981), Leão Neto e Olivatti (1983), Marques e Marques (1985), Araújo (1986), Araújo e Nilson (1987), Araújo (1988), Valente (1992) e Araújo et al. (1995).

Figueiredo et al. (1981) estudaram em maior detalhe e estabeleceram informalmente para a porção norte da sequência um empilhamento, dividindo-a em Unidade Central, eminentemente



Fotografia 3.28 – Vista panorâmica em corte da rodovia TO-050, mostrando os veios pegmatíticos ácidos tardios, cortando as rochas da Suíte Alcalina de Peixe.

vulcânica básica, situada na base, unidades de Leste (pelítica - vulcânica intermediária) e de Oeste (metassedimentar terrígena), posicionada no topo e relataram pela primeira vez, dados sobre as mineralizações sulfetadas nesta sequência.

Esta sequência compreende um conjunto de rochas supracrustais situadas na porção norte do Estado de Goiás e sul do Tocantins, nos municípios de Palmeirópolis e Minaçu, abrangendo uma área de cerca de 2500 km<sup>2</sup>. A unidade encontra-se em uma área plana com cotas entre 500-400m, apresentando uma extensa e espessa camada de alteração de solo residual com escassez de afloramentos.

Esta balizada a leste e a oeste por duas serras regionais com cotas acima de 800m, delimitada a SE pelo Complexo de Canabrava e a oeste pelos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa. A principal quebra de relevo interna a unidade é a intrusão do Granito Morro Solto, e algumas quebras relacionadas a falhas locais (fotografia 3.29a e b).

Leão Neto e Olivatti (1983) subdividiram a Sequência de Palmeirópolis em cinco unidades:

**MP2vsp1:** anfíbolitos de granulação grossa, bandados com aspecto gabrótico; **MP2vsp2:** metagrauvas, metagrauvas líticas, metaconglomerados, tufos de cristal, lapillitufos e brechas vulcânicas, xistificadas e de composição ácida a intermediária, associados a pequenos *sills* ultrabásicos (talco xistos); **MP2vsp3:** anfíbolitos finos, *metachert* ferruginosos, xistos grafitosos, granada-biotita-quartzo, xistos e diques básicos a ultrabásicos; **MP2vsp4:** granada-biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, plagioclásio-biotita-quartzo xisto, plagioclásio-muscovita-biotita-quartzo xisto (dacitos-riodacitos), sericita-microlínio-muscovita-quartzo xisto (riolitos), e metatufos ácidos, com

intercalações de anfíbolitos, estauroлита-granada-biotita-quartzo xisto e *metacherts* subordinados e **MP2vsp5:** composta por uma sedimentação pelítica aluminosa, contendo sedimentações químicas representadas por níveis de rochas calcissilicáticas, além de formações ferríferas, filitos grafitosos e *metacherts*.

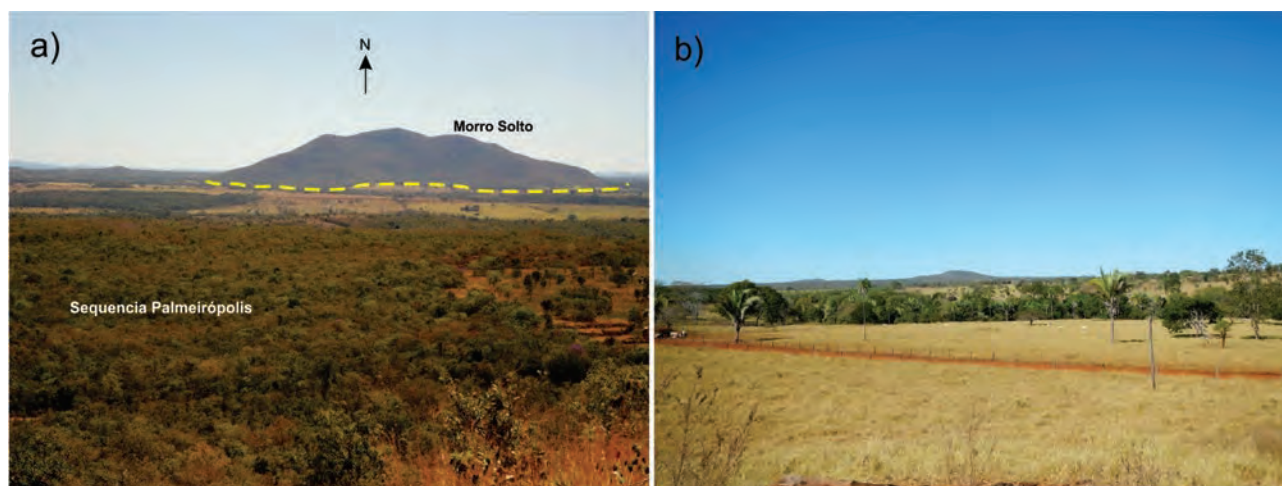
Neste trabalho, adota-se a subdivisão proposta por Leão Neto e Olivatti (1983), sendo identificadas às cinco unidades propostas por estes autores para esta sequência.

A porção central da área abrange as unidades MP2vsp1, MP2vsp2 e MP2vsp3, e correspondem, segundo estes autores, ao início da deposição da sequência, representada por um vulcanismo fissural básico, acompanhado de vulcanoclásticas grossas (brechas e bombas vulcânicas), além de grauvas. A este conjunto estão associados níveis de sulfeto maciço de Zn, Cu e Pb.

A unidade **MP2vsp1** esta representada na Folha Alvorada por um expressivo pacote de rochas vulcânicas básicas, submetidas a metamorfismo de grau médio a alto e transformados em anfíbolitos grossos, bandados ou maciços, (Fotografia 3.30a e b), que, quando alterados, geram um solo vermelho escuro bem característico.

A unidade **MP2vsp2** é caracterizada na folha por rochas piroclásticas, representadas por brechas vulcânicas, tufos de cristal, de composição ácida a intermediária, metagrauvas e metaconglomerados, (fotografia 3.31).

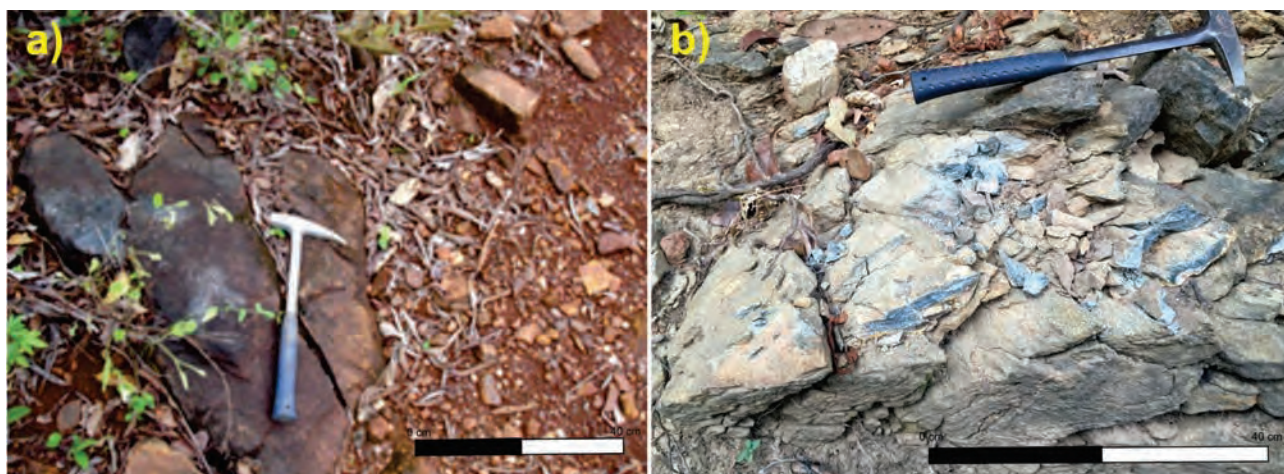
**MP2vsp3** – Esta subunidade é composta por anfíbolitos de granulação fina, composta essencialmente por plagioclásio e hornblenda, com enriquecimento local em biotita, granada e carbonatos. Intercalados nesta unidade, aparecem níveis descontínuos de *metachert* puro ou ferruginoso, filitos



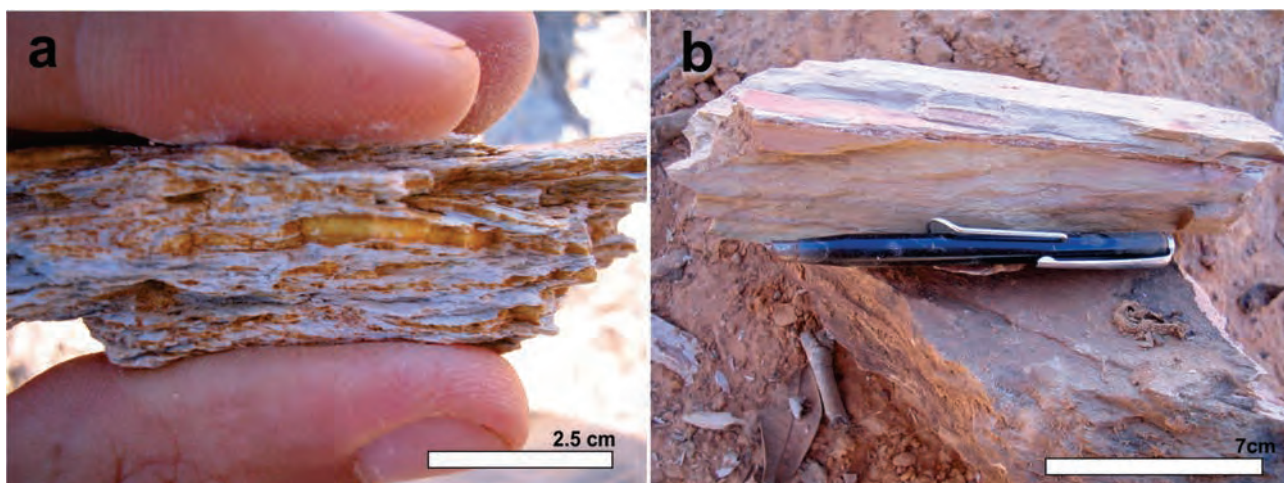
Fotografia 3.29 – a) Panorâmica da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis e ao fundo intrusão do Granito Morro Solto; b) Panorâmica do relevo plano e solos espessos, ao fundo observa-se a Serra de Canabrava.

a magnetita, (fotografia 3.32), além de diques básicos e ultrabásicos. Dados petroquímicos obtidos por Araújo (1986), Araujo, Scott e Longstaffe (1996)

e Araújo e Nilson (1987) nos anfibolitos sugerem origem em vulcanismo fissural tholeiítico de cadeia mesoceânica.



Fotografia 3.30 – a) e b) Detalhe da forma de ocorrência de anfibolitos, geralmente em afloramento de pequena dimensão, maciços e foliados.



Fotografia 3.31 – a) Rochas piroclásticas, metatufos a cristal, brechas deformadas; b) Tufos ácidos finos da MP2vsp2.



Fotografia 3.32 – a) Níveis descontínuos de metachert puro ou ferruginoso, filitos a magnetita; b) Anfibolitos de granulação fina, bandados, foliados e cloritizados.



**MP2vsp4** – Nas áreas de ocorrência dessa subunidade foi cartografado um conjunto de litótipos originado do vulcanismo fissural ácido a intermediário, representados por xistos feldspáticos de composição mineralógica muito variável, onde os principais representantes são: granada-biotita-muscovita-quartzo xisto, estauroilita-granada-biotita-quartzo xisto, biotita-anfibólio xisto, plagioclásio-microclínio-biotita-quartzo xisto, (dacitos-riodacitos), sericita-microlínio-muscovita-quartzo xistos (riolitos), meta-tufos ácidos, anfibolitos e *metacherts* subordinados.

Associados a esta unidade são encontrados jazimentos de sulfetos de Cu, Pb e Zn, (Ag e Cd) com halos de alteração hidrotermal, sedimentos pelíticos e químicos. (FIGUEIREDO et al., 1981; LEÃO NETO; OLIVATTI, 1983; ARAÚJO, 1986,1996; ARAÚJO; NILSON, 1988; OLIVEIRA et al., 1996; OLIVEIRA, 2000).

**MP2vsp5** – Esta subunidade representa o ciclo final da sequência, composto por uma sedimentação pelítica aluminosa, acompanhada de grande contribuição química, cujos principais litótipos são: granada-muscovita-quartzo xisto, estauroilita-biotita-muscovita-quartzo xisto, cianita-biotita-muscovita-quartzo xisto, cianita-estauroilita-muscovita-quartzo xisto, formação ferrífera bandada e quartzitos ferruginosos, níveis de rochas calcissilicáticas, filitos grafitosos, *metacherts* e anfibolitos sob a forma de *sills*.

Araújo, França e Potter (1995), apresenta a coluna estratigráfica baseada nas divisões de Figueiredo et al. (1981) com ênfase a zona central onde ocorre o minério e acrescentando a distribuição de minerais metamórficos nas zonas de alteração hidrotermal, figura 3.16.

Na Folha Alvorada esta sequência é encontrada na porção sul, constituindo uma pequena área de formato triangular, onde exibe uma tectônica transpressional com contatos tectônicos a oeste com os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa e a leste com os metassedimentos da Formação Trairas. A oeste, também, apresentam relações de contato tectônico com o Complexo de Canabrava através de falha inversa e transpressional do sistema Rio Maranhão.

Os contatos entre as diversas subunidades internas são transicionais ou embaralhadas tectonicamente, e as mesmas foram individualizadas segundo a predominância das rochas metavulcânicas ou metassedimentares.

As rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Palmeirópolis foram submetidas à intensa deformação de natureza dúctil e dúctil-rúptil, relacionada a esforços compressivos que lhe configura regionalmente uma estrutura sinforme. As lineações e xistosidades mais proeminentes em toda a região possuem direções N20°-30°E e Norte-Sul com altos mergulhos (70°-80°) para SE e Oeste (VALENTE, 1992), curvando-se e invertendo mergulho em sua porção leste. Outra característica peculiar é que o metamorfismo interno na unidade exibe um arranjo inverso à polaridade metamórfica do Orógeno Brasília, ou seja, na unidade o metamorfismo aumenta de oeste (xisto verde) para leste (anfibolito).

As propriedades marcantes, sob o ponto de vista geofísico, são fornecidas pela predominância de feições quilométricas, alongadas, com alta susceptibilidade magnética, localizadas nas regiões centrais e oeste, nas zonas de abrangência de anfibolitos e dos metapelitos de topo da sequência (figura 3.17).

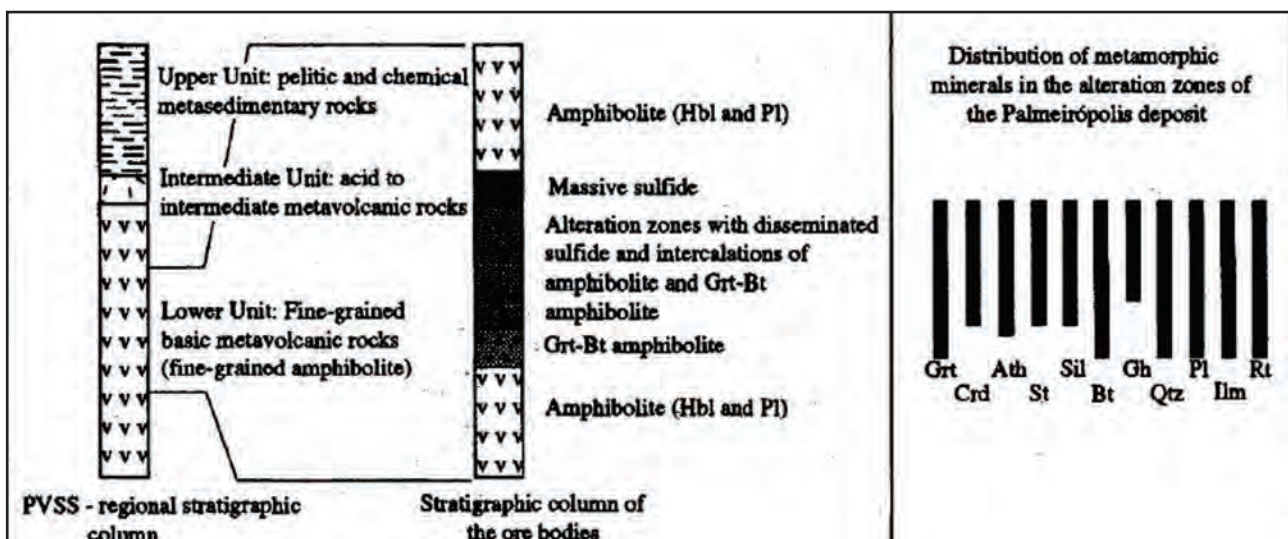


Figura 3.16 – Coluna estratigráfica geral da Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis segundo Araújo, França e Potter (1995) e dos corpos de minério ilustrando a mineralogia das zonas de alteração. Ath: antofilita; Bt: biotita; Crd: cordierita; Gh: gahnita; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ilm: ilmenita; Pl: plagioclase; Qtz: quartz; Rt: rutilo; Sil: sillimanita; St: estauroilita de.

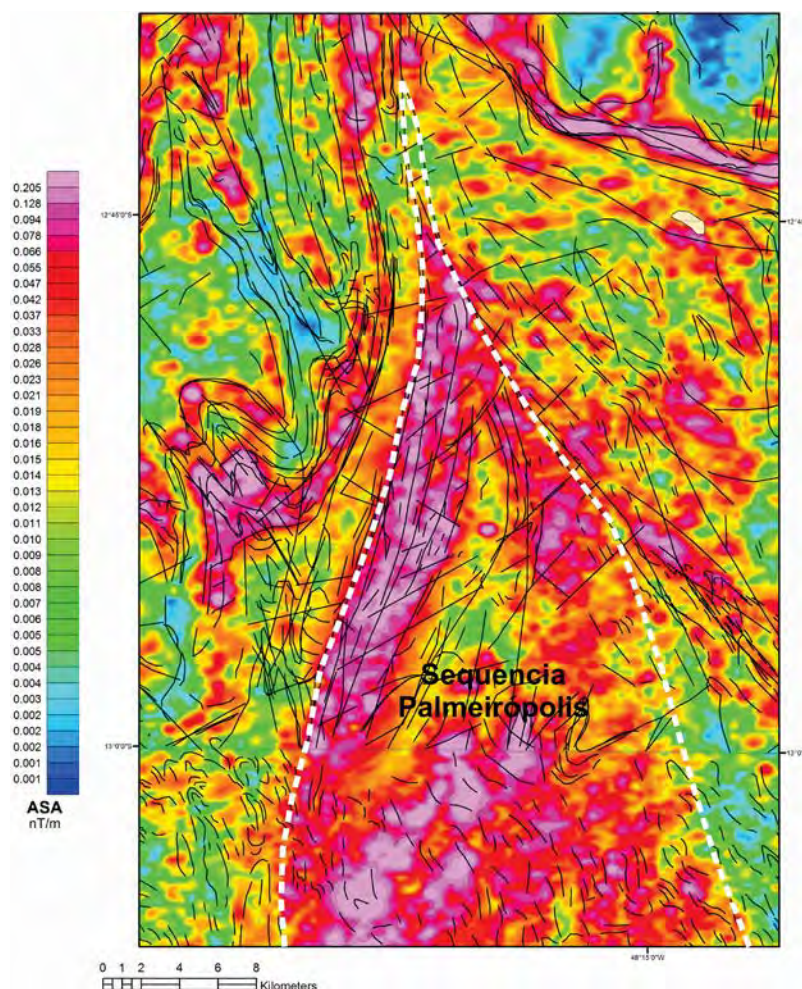


Figura 3.17 – Recorte de imagens aerogeofísicas de amplitude de sinal analítico na Folha Alvorada para Sequência Metavulcanossedimentar Palmeirópolis, observam-se feições mais magnéticas a oeste e centro sul da estrutura.

Estas feições são conferidas pelas formações feríferas a magnetita e hematita e se sobressaem ao *background* regional característico das rochas básicas; as rochas ácidas e graníticas exibem baixo magnético. Os condutores eletromagnéticos de expressão regional são representados pelos níveis grafitosos, melhor representados nos metassedimentos do topo da sequência.

Carminatti, Marangoni e Correia (2003) realizaram modelagem gravimétrica do Complexo de Canabrava e da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis, concluindo que a anomalia *Bouguer* do conjunto é um grande positivo alongado N-S seguindo os limites aflorantes dos corpos e não apresenta anomalias menores que permitam separar as dois corpos principais figura 3.18.

O resultado da modelagem gravimétrica das unidades (Canabrava e Palmeirópolis) indica que a maior espessura do conjunto coincide com o centro-norte da área aflorante e que o contato entre os dois corpos mergulha para oeste. A Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis alcança até 15,5km de espessura na região norte, diminuindo para 4,5km na região sul.

O modelo de Carminatti et al. (2003) sugere que o conjunto possui seção vertical triangular com maior largura muito próxima à superfície. A presença de pequenos valores residuais positivos a leste do limite aflorante pode ser modelada pela presença de uma lasca do Complexo de Canabrava em subsuperfície, desconectada do corpo principal, figura 3.19.

Araújo (1986) e Araújo et al. (1995) realizaram estudos de microsonda em rochas hidrotermalmente alteradas, associadas ao depósito de sulfeto maciço da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis e análises geotermobarométricas e petroquímicas concluindo que as zonas de alteração do depósito são caracterizadas por uma grande diversidade química e que as condições metamórficas estimadas alcançam temperaturas da ordem de 550° e 650° C com pressões que variam entre 2 Kbar e 5.5 Kbar típicas da fácies anfíbolito, com evidências de retrometamorfismo, enquanto os dados químicos demonstraram, que os protólitos das rochas máficas são similares a basaltos tholeiíticos de fundo oceânico.

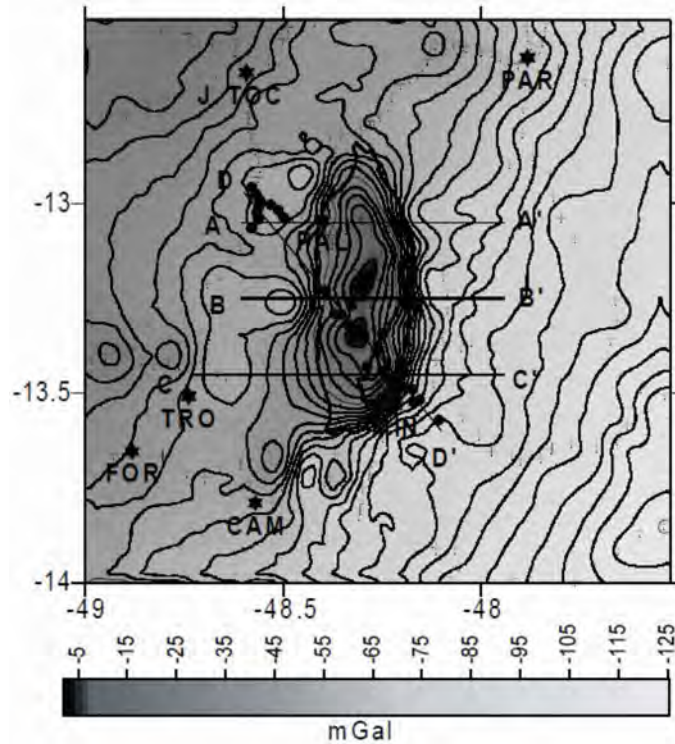


Figura 3.18 – Mapa de anomalia Bouguer de Carminatti et al. (2003) da região do conjunto SVSP (Palmeirópolis) e CCB (Complexo de Canabrava), com a localização dos dados: + para todas as estações e · para os pontos do perfil mostrado. O intervalo de contorno das isolinhas é de 10 mGal. Nesta figura estão indicados a localização dos 3 perfis utilizados para a modelagem 2 ½D

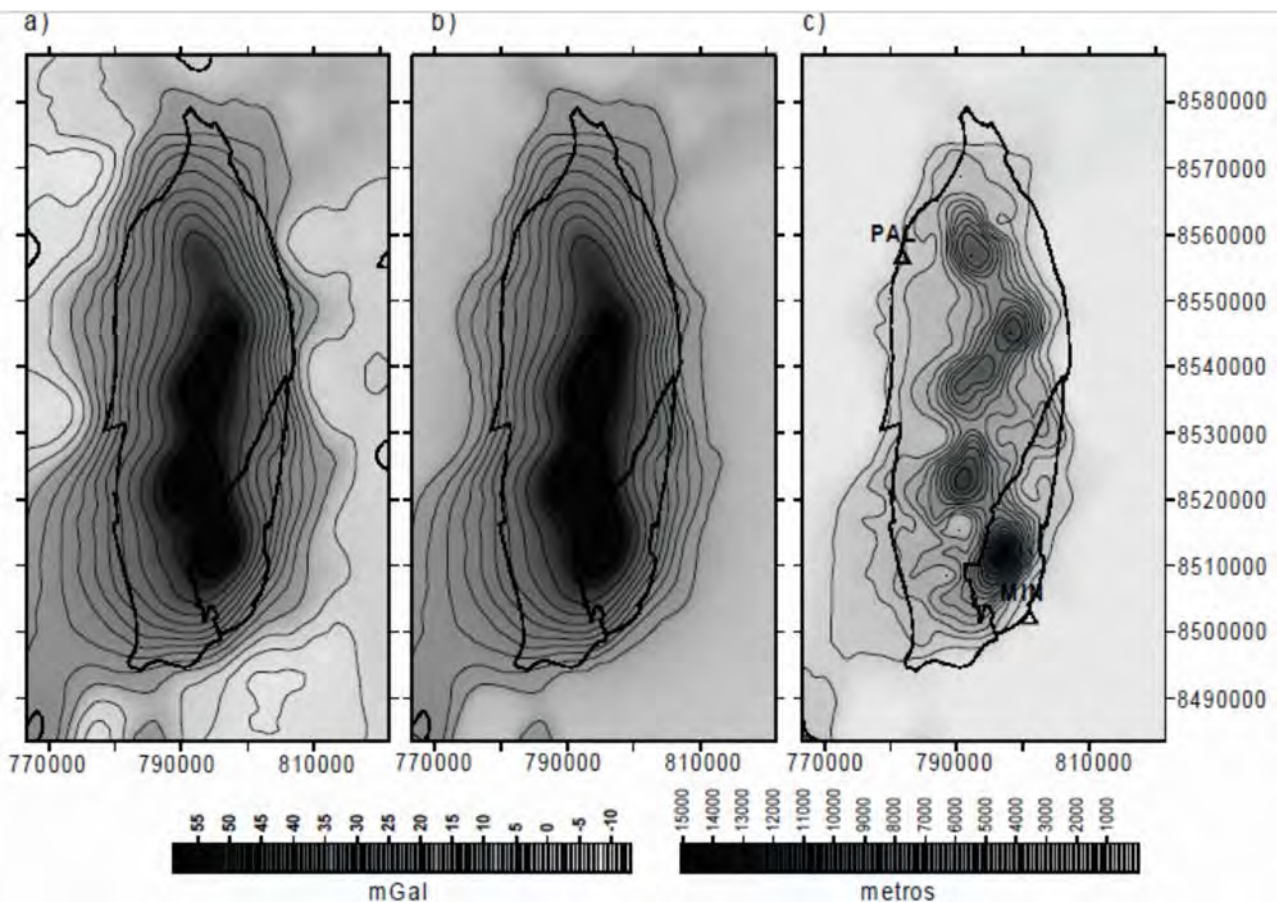


Figura 3.19 – Mapas de anomalias Bouguer residual de Carminatti et al. (2003) (a) e calculado (b) pelo método de Bhaskara Rao e Ramesh Babu (1991) junto com o mapa resultante da espessura (c) para o conjunto litológico SVSP e CCB.

Araújo et al. (1996), complementam o estudo das zonas de alteração da Sequência Meta-vulcanossedimentar de Palmeirópolis utilizando isótopos de oxigênio e compararam as mineralizações e zonas hidrotermais com àquelas que ocorrem no depósito de Geco no Canadá, tentando estabelecer correlações prospectivas e concluíram que há diferenças substanciais no comportamento dos isótopos nos dois depósitos e atribuíram o reequilíbrio isotópico e a diferença dos resultados entre Geco e Palmeirópolis às dimensões dos depósitos, argumentando que o depósito de Palmeirópolis é menor em relação às proporções do depósito canadense.

Dardene et al. (2001), baseados nos dados de Araújo e Nilson (1988); Araújo (1998, 1999) e Correia (1999), sugerem a abertura de um oceano em 1.3 Ga, no qual foram depositadas as sequências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, a oeste dos grandes maciços de Canabrava, Niquelândia e Barro Alto.

Kuyumjian e Danni (1991) em estudo da Sequência de Juscelândia, correlata as sequências de Indaianópolis e Palmeirópolis demonstraram que os anfíbolitos apresentam afinidade química com basaltos tholeiíticos de bacia marginal. Segundo estes autores a indicação desse ambiente geotectônico sugere um modelo de evolução para a bacia do tipo *intra-arc*.

Datações efetuadas nas rochas dessa sequência, pelo método Rb-Sr em rocha total, sugerem, como primeira aproximação, a idade de homogeneização isotópica (metamorfismo?) de  $1157 \pm 150$  Ma. (razão inicial  $Sr_{87}/Sr_{86}$  de 0,704) com algum retrabalhamento durante o Ciclo Brasileiro (GIRARDI et al., 1978 apud DRAGO et al., 1981, PIMENTEL et al., 2000). As idades K-Ar desta unidade encontram-se no intervalo de 446 a 583 Ma (GIRARDI et al., 1978), refletindo a atuação da tectônica Brasileira.

Araújo et al. (1995) cita: "datação pelo método Pb-Pb de galena do depósito Palmeirópolis sugere uma idade no intervalo de 1170-1270 Ma (RALPH

Tabela 3.1 – Datações pelos métodos Rb-Sr em rocha total e idades K-Ar, (GIRARDI et al., 1978 apud DRAGO et al., 1981, PIMENTEL et al., 2000) da Sequência Meta-vulcanossedimentar Palmeirópolis.

Dados analíticos Rb/Sr para rochas da Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis, na borda leste do Complexo Cana-Brava										
Nº de ordem	Nº de campo	Folha	Litologia	Nº lab	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade (Ma)	Ref
134	RCB-493	SD 22-X-D	Gnaíse	2650	198,1	178,0	2,47	0,7584	1260 ± 70	1
135	V-9 B	SD 22-X-D	Gnaíse	3143	179,5	138,7	3,77	0,7700	1204 ± 54	1
136	V-9 A	SD 22-X-D	Gnaíse	3039	188,2	117,5	4,67	0,7730	1019 ± 43	1
137	G-94A.2	SD 22-X-D	Gnaíse	3265	174,7	120,5	4,22	0,7782	1211 ± 50	1
138	G-94 A	SD 22-X-D	Gnaíse	2551	191,0	91,9	6,07	0,7953	1040 ± 38	1
139	J-94 B	SD 22-X-D	Feldspato	2652	316,5	115,8	8,00	0,8118	740 ± 28	1
140	MCB-780A	SD 22-X-D	Gnaíse	2924	296,8	38,8	22,65	0,9422	734 ± 22	1
141	MCB-780B	SD 22-X-D	Gnaíse	2925	316,3	53,1	17,57	0,8930	769 ± 25	1
142	V-7B	SD 22-X-D	Gnaíse	3194	165,1	19,6	24,95	0,9396	659 ± 20	1

Referência: 1 – Girardi et al (1978)

Dados analíticos Rb/Sr para a Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis, na borda oeste do Complexo Cana-Brava										
Nº de ordem	Nº de campo	Folha	Litologia	Nº lab	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Idade (Ma)	Ref
126	MCB-740B	SD 22-X-D	Calcossilicatada	3397	7,6	201,4	0,11	0,7312	—	1
125	MCB-740	SD 22-X-D	Calcossilicatada	3343	7,0	176,0	0,12	0,7323	—	1
127	G-116	SD 22-X-D	Xisto	—	66,4	470,2	0,41	0,7273	—	1
129	CBG-7600B	SD 22-X-D	Gnaíse	3395	48,2	185,3	0,75	0,7487	3783 ± 217	1
130	CBG-7600	SD 22-X-D	Gnaíse	3340	91,0	107,5	2,47	0,7684	1789 ± 81	1
119	RCB-841A	SD 22-X-D	Calcossilicatada	3341	127,3	274,4	1,35	0,7259	—	1
120	RCB-841B	SD 22-X-D	Calcossilicatada	3342	66,5	126,7	1,52	0,7286	—	1
117	RCB-860	SD 22-X-D	Gnaíse	2654	105,7	210,6	1,46	0,7242	—	1
118	RCB-860B	SD 22-X-D	Gnaíse	3398	114,6	228,2	1,46	0,7250	—	1
121	G-32	SD 22-X-D	Calcossilicatada	3344	159,1	170,0	2,72	0,7492	1134 ± 65	1
122	G-28B	SD 22-X-D	Xisto	3144	106,9	102,2	3,10	0,7591	1217 ± 60	1
123	G-28	SD 22-X-D	Xisto	2657	90,7	67,1	3,94	0,7682	765 ± 58	1
128	G-116B	SD 22-X-D	Xisto	3396	165,9	107,7	4,49	0,7703	1017 ± 46	1
124	V-86	SD 22-X-D	Gnaíse	3370	186,4	37,9	14,16	0,9386	1088 ± 36	1

Referência: 1 – Girardi et al (1978)

Dados analíticos K/Ar para as rochas da Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis										
Nº de ordem	Nº de campo	Folha	Litologia	Material	Nº lab	% K	$A_{rad} \left( \frac{^{40}Ar}{^{39}Ar} \right) \times 10^{-5}$	% Ar <sub>238</sub>	Idade (Ma)	Ref
164	RLR 52A	SD 22-X-D	Anfíbolito	Rocha total	4563	0,2768	0,01400	10,31	975 ± 11	NT
165	RLR 34	SD 22-X-D	Anfíbolito	Rocha total	4555	0,1582	0,7805	17,89	957 ± 18	NT
131	MCB-743	SD 22-X-D	Anfíbolito	Biotita	1110	6,76	250,5	7,9	755 ± 10	1
132	G-50A	SD 22-X-D	Gnaíse	Muscovita	—	5,80	158,0	46,4	586 ± 10	1
133	G-114	SD 22-X-D	Gnaíse	Biotita	—	6,41	128,4	10,0	488 ± 16	1

Referências: NT – Neste Trabalho; 1 – Girardi et al (1978)

THORPE, Geological Survey of Canada, Pess.Com.). Estes dados não são conclusivos e não estabelecem uma idade precisa para sequência, mas sugerem que a mesma não é mais antiga que 1300 Ma". Pimentel et al. (2004), em isócrona Sm-Nd de anfibólitos da sequência indicam idade de 1242±92 Ma com  $\epsilon Nd(t) +4.9$  fontes juvenis.

Frasca (2015) questiona a idade baseado em rochas com características de arco insular que se posicionam a oeste da sequência e sugere que poderiam ser interpretados como remanescentes das bacias oceânicas, separando diferentes arcos, podendo representar antigas zonas de sutura entre sistemas de arcos magmáticos, obliteradas por eventos deformacionais posteriores.

Todavia, pelos dados até então existentes este autor indica que as únicas rochas e unidades pré-Arco de Mara Rosa presentes, além dos inúmeros corpos máfico-ultramáficos mapeados, são as rochas máficas e metassedimentares das sequências Palmeirópolis e Juscelândia, ponderando se esta correta a sua idade em torno de 1,28 Ga a 1,4 Ga (MORAES et al., 2003).

Esta sequência foi alvo de estudos de detalhe com um amplo trabalho de prospecção mineral, executado pela CPRM, principalmente na década de 70, que culminou com a descoberta e cubagem de um depósito polimetálico com reservas totais (medida + indicada + inferida) da ordem de 9,3 mt com teores médios de 4,6 % de Zn + Pb, 0,9% de Cu, 93,4 g/t de Cd, 22,2g/t de Ag e 10,36 % de S. O ouro contido no corpo C-3 é da ordem 2,2 t com teor médio de 0,6 g/t, Leão Neto e Olivatti (1983) e Oliveira (2000).

### 3.9 - GRUPO PARANOÁ - MPpa4

As primeiras descrições sobre este grupo devem-se a Ramos (1956), que denominou informalmente como "Quartzito Paranauá", atribuindo-as como pertencente à Série Bambuí. Costa e Branco (1961), Braun (1968), Faria et al. (1970) introduziram uma série de modificações, ora incluindo, ora retirando e correlacionando as rochas deste grupo ao Grupo Bambuí. Todos estes autores identificaram e definiram-no como uma espessa sequência psamo-pelítica com importante contribuição de rochas carbonáticas.

A partir de Dardenne (1978) a Formação Paranoá foi separada do Grupo Bambuí, retornando a descrição de Costa e Branco (1961) e elevada à categoria de grupo, subdividindo-o no Conglomerado São Miguel, basal, seguido das formações Jequitaí/Topázios. Drago et al.(1980), retomam as definições de Costa e Branco (1961) e Dardenne (1978) posicionando o Grupo Paranoá como uma unidade litoestratigráfica independente.

Faria (1995) e Faria e Dardenne (1995) reavaliam o Grupo Paranoá com base em dados litoestratigráficos e sistemas deposicionais e o caracterizam como uma sequência deposicional de ambiente marinho, subdividida em doze litofácies com *status* de formação e agrupadas em quatro megaciclos sedimentares. Os dois primeiros transgressivos, um intermediário regressivo, com várias oscilações e o último novamente transgressivo. Esses megaciclos foram denominados da base para o topo de:

**MPpa1** - Unidade Conglomerática Rítmica Quartzítica Inferior- paraconglomerado São Miguel, metarritmitos e quartzitos, quartzito microconglomerático, quartzito fino a médio, litofácies rítmica e quartzítica inferior;

**MPpa2** - Unidade Síltico-Ardosiana-metassiltitos argilosos, às vezes carbonosos, exibindo em direção ao topo, intercalações lenticulares de quartzitos, filitos e mármore, formando uma sequência rítmica;

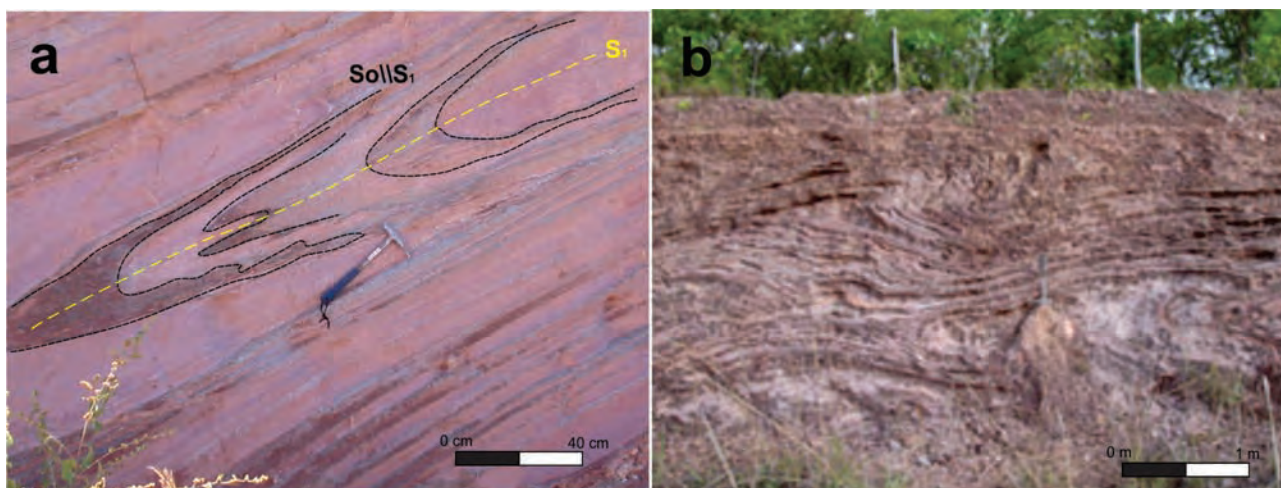
**MPpa3** - Unidade Rítmica Quartzítica Intermediária-quartzitos finos a muito finos, feldspáticos, intercalados com ocasionais laminações síltico-argilas, metassiltitos e metargilitos amarelos e vermelhos com intercalações de quartzitos finos a médios, localmente grossos. Contêm estruturas de contração, marcas onduladas, laminações cruzadas por ondas e estruturas tipo *hummocky*;

**MPpa4** - Unidade Rítmica Pelito-Carbonatada - constituída de metargilitos, ardósias e metassiltitos vermelhos, brancos e amarelos, com lentes de calcário cinza (cc), e dolomito e mármore (mm) com estromatólitos e intercalações centimétricas a métricas de quartzito médio a grosso (qt) com estrutura *hummocky*.

Esta divisão estratigráfica do Grupo Paranoá definida no Distrito Federal é estendida para todo o Estado de Goiás por Lacerda Filho et al. (1999), abrangendo as unidades propostas por Fuck et al. (1988), Baêta Jr. et al. (1978) e Araújo e Alves (1979).

Na Folha Alvorada, o Grupo Paranoá é identificado na porção sudeste, formando uma faixa muito estreita (2 Km) de largura, constituindo o prolongamento da unidade **MPpa4**, encontrada no do estado de Goiás. Esta representada por uma sequência de metassiltitos argilosos muito dobrados, (fotografia 3.33 a e b), às vezes, carbonosos com intercalações de quartzitos, metarcóseos e filitos rítmicos em contato tectônico por falha de empurrão com os metassedimentos do Grupo Araí.

Segundo (DARDENNE, 2000) o Grupo Paranoá representa uma sequência de rochas sedimentares proximal e distal, com cerca de 1300-900 Ma depositadas ao longo da margem passiva dos paleocontinentalmente do São Francisco durante a propagação de um grande oceano (FUCK et al., 1993, 1994).



Fotografia 3.33 – a) Dobra isoclinal em pacote de filitos e quartzitos intercalados (PV45 – 801495/8591948), b) metassiltitos e metargilitos laminados e dobrados PV-46 798670/8590653.

A estreita faixa de ocorrência relaciona-se ao *thrust* de falhas do Rio Maranhão que aloca a sequência de rochas metassedimentares contra seu embasamento representado na área da Folha Alvorada pela Suíte Aurumina e Grupo Araí. A idade de cavalgamento é sugerida por D'el Rey et al. (2008), por volta de 750 Ma. Dobras assimétricas, superposição de dobramentos e dobras em bainha são observadas nestas rochas. A anisotropia regional gira gradualmente a partir de uma tendência NNE e EW, com vergencia na área para leste. O metamorfismo na zona de deformação é de grau baixo e de facies xistos verdes. Em certos locais as rochas do Grupo Paranoá são gradualmente transformadas em milonitos comumente exibindo estruturas S-C.

A idade para deposição dos metassedimentos do Grupo Paranoá, ainda é duvidosa, entretanto Cloud e Dardenne (1973) e Dardenne (1978b, 1979), a partir de estromatólitos, propuseram que estes metassedimentos se depositaram se entre 1350 a 950 Ma, semelhante ao proposto por Rocha, Pereira e Srivastava (1990) para a Formação Caboclo (BA), que forneceu idade de  $1140 \pm 140$  Ma. (BABINSKI, 1993).

### 3.10 - COMPLEXO MARA ROSA - NP12mr

As primeiras referências sobre estas rochas deve-se a Cunha et al. (1981), que descrevem gnaisses cataclásticos ocorrentes a leste do rio Tocantins e no leito do rio Bagagem. São rochas de granulometria variável, bandadas, apresentam porfiroblastos de feldspato e quartzo em matriz rica em biotita, hornblenda subordinada e minerais félsicos atribuindo-as ao Complexo Goiano.

Costa (1985) identifica estas rochas no extremo sudeste da Folha Gurupi, prolongando-a a Folha

Alvorada e descreve esta unidade informalmente como Complexo Manuel Alves, constituída de litotipos gnáissicos miloníticos de composição tonalítica a granodiorítica, com corpos de granitos pegmatóides de idade supostamente arqueana. Sua área-tipo foi descrita no rio homônimo entre o povoado de Bom Fim e o meridiano  $48^\circ$ , estendendo esta unidade para oeste até o rio Tocantins.

Costa, Hasui e Haralyi (1988) descrevem novamente esta unidade como constituídos essencialmente de gnaisses com enclaves de xistos e granitos pegmatóides, com ocorrência em todo leste do rio Tocantins desde Santa Rosa até Silvanópolis.

Pimentel e Fuck (1992) em trabalho utilizando dados litoquímicos e isotópicos caracterizaram unidades ortognáissicas no oeste de Goiás como um segmento de crosta juvenil originadas em ambientes análogos aos arcos de ilha intraoceânicos e de idade neoproterozóica aproximada de 900 Ma.

Estes atores designam então o Arco Magmático de Goiás (AMG) (PIMENTEL; FUCK, 1992; PIMENTEL et al., 1997; PIMENTEL;FUCK;GIOIA, 2000; PIMENTEL;FUCK;JUNGES, 1998) que ocupa a porção ocidental do Orógeno Brasília e representa o registro do consumo e fechamento de um domínio oceânico nomeados de Goianides-Pharusian (KRÖNER;CORDANI, 2003; CORDANI et al., 2013) entre os crátoms Amazônico e São Francisco-Congo no neoproterozoico.

Lacerda Filho, Rezende e Silva (1999) na elaboração do mapa geológico do estado de Goiás descrevem estas rochas como uma unidade litoestratigráfica com características sintectônicas, referindo-se como Ortognaisses do Oeste de Goiás.

Fuck et.al. (2001), em trabalhos de integração, estendem estas rochas do norte do estado Goiás, associando-as ao Arco Magmático de Goiás, desde a região de Mara Rosa - Porangatu até o estado de

Tocantins, em particular até a área onde Costa (1985) havia descrito o Complexo Manuel Alves.

Bizzi et al. (2003) no Projeto GIS Brasil da CPRM, associam com ressalvas as rochas desta unidade em seu prosseguimento na porção nordeste da Província Tocantins, mas em função das características geoquímicas e isotópicas de crosta juvenil, confirmam o Arco Magmático de Goiás proposto por Pimentel e Fuck (1992) mantendo o nome informal de Ortognaisses Oeste de Goiás.

Em sua porção setentrional o Arco Magmático de Goiás é dividido em dois segmentos: o Arco de Mara Rosa e o Arco de Santa Terezinha de Goiás, formados em diferentes episódios de acreção. A primeira fase acrecionária compreende um arco de ilha juvenil de idade 900-800 Ma, (Arco de Mara Rosa - Pimentel e Fuck (1992) e Sequência vulcanossedimentar de Mara Rosa de Viana et al. (1995), caracterizado por mostrar rochas com afinidades tholeiíticas e calcialcalinas e supracrustais com razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciais baixas, valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  positivos, com idade modelo  $T_{\text{DM}}$  principalmente entre 1,1 e 0,8 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}$  valores (+8 a +12) (PIMENTEL; FUCK, 1992; LAUX et al., 2005; MATTEINI et al., 2010).

A segunda fase de acreção (Arco de Santa Terezinha de Goiás – FUCK et al., 2002, 2006; JUNGES; PIMENTEL; MORAES, 2002) constitui um arco continental mais jovem, com sequências vulcanossedimentares de idade 670-630 Ma, estendendo-se tanto ao sul como a norte lateralmente ao Arco Insular de Mara Rosa. Constitui-se de rochas supracrustais e plutônicas de arco, incluindo tonalitos, granodioritos, gabros, dioritos e granitos muito deformados e gnaissificados. Idades U-Pb em zircão obtidas nessas rochas variam entre 640 e 620 Ma. Apresentam valores  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  entre +2,8 e -15,1, sendo a maioria das rochas com  $\epsilon_{\text{Nd}}$  negativo, levando os autores a concluir pela provável formação em margem continental ativa.

Frasca et al. (2010) na Folha Gurupi, retoma a denominação proposta por Costa (1985) e somados aos relevantes dados produzidos por Pimentel e Fuck (1992), propõe a denominação de Suíte Manoel Alves para caracterizar esta unidade constituída por rochas gnáissicas de composição tonalítica a graníticas, sintectônicas, com enclaves máficos e metassedimentares deformados e de idade neoproterozóica III. Posteriormente, Frasca (2015), na porção setentrional do Órógeno Brasília identifica que parte das rochas desta suíte apresentam características geofísicas, químicas, isotópicas e de idades individualizáveis, separando-as em dois contextos geotectônicos e em dois arcos distintos.

No presente trabalho adota-se esta proposição, para reunir esses gnaisses neoproterozoicos tonalíticos a granodioríticos com anfibolitos asso-

ciados, cujas assinaturas químicas e isotópicas apresentam características de formação em arco insular de idade Toniana e que ocorrem na porção oriental da Folha Alvorada incluindo-os no Complexo Mara Rosa e uma segunda fase acrecionária em ambiente de margem continental ativa se prolongue de 590 Ma, até 550 Ma, correspondendo à fase de maturidade do arco associada ao Complexo Porangatu.

Observando que estas divisões geotectônicas e estratigráficas são baseadas em dados químicos geocronológicos e isotópicos na região setentrional do AMG e que representam a aglutinação e fechamento dos Orógenos Brasília e Araguaia entre os crátons Amazônico e São Francisco, sendo esta porção ediacarana entendida como a continuidade e coalescência tectônica do Arco de Santa Terezinha de Goiás estendendo sua idade até 550 Ma.

### 3.10.1 - Unidade Mara Rosa 2 - Tonalitos e Granodioritos Gnaisses - NP12ymr

São reconhecidos dois segmentos desta unidade: um no extremo nordeste da folha, em Silvanópolis, prolongando-se a norte onde é recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e ao longo do rio Formiga, estendendo-se para sul, a outra na porção meridional, a leste de Talismã e ao longo do rio Santa Teresa. Porções em lascas tectônicas isoladas e englobadas por unidades mais jovens ocorrem em diversas escalas. O Morro do Amaral na porção oeste da folha na região de Figueirópolis é um exemplo típico deste caso.

Em geral formam relevo plano e rebaixado com desenvolvimento de perfis de solos profundos e lateríticos. Os afloramentos são encontrados nas drenagens mais profundas e em rios de maior porte, sempre na forma de lajeiros, alguns de boa extensão. Os rios Formiga, Santa Teresa e Tocantins são os locais principais de observação, (fotografia 3.34).

Distribuem-se como faixas descontínuas e segmentadas de direção nordeste com aproximadamente 15 km de largura balizadas e inseridas no lineamento Transbrasiliano, distinguidas por sua alta suscetibilidade magnética observadas nas imagens de primeira e segunda derivadas, (figura 3.20). São corpos rasos e longos em formato sigmoidal que correspondem às rochas derivadas de magmas primitivos. Nas demais imagens aerogeofísicas de tório, urânio e potássio correspondem a um baixo radiométrico.

São representadas por gnaisses miloníticos de composição predominante tonalítica a gabrodiorítica e granodiorítica subordinada com estruturas foliadas, bandadas, *augen* e proto a ultramiloníticas, dobradas e milonitizadas. Grande quantidade de anfibolitos, hornblenda metagabro e metaquartzo-



Fotografia 3.34 – a) Panorâmica de afloramento com dioritos, tonalitos e granodioritos gnaisses, no rio Santa Teresa; b) Panorâmica do Morro do Amaral, rochas supracrustais, tonalitos e granitos miloníticos a ultramiloníticos ricos em magnetita; c) Tonalitos e granodioritos gnaisses com leucossomoas félsicos, em dobras apertadas (fase encurtamento crustal) redobrados e transpostos em zonas de cisalhamento transcorrente (Fase Transcorrentes-cisalhamento simples); d) Panorâmica rio Santa Teresa com granada granodioritos a sienogranitos miloníticos.

dioritos também são associados a este magmatismo. Intensa deformação sobreposta desenvolveu foliação milonítica nas zonas de cisalhamento transcorrentes e ao longo dos contatos com unidades adjacentes. Sua relação com as unidades félsicas intrusivas ainda é objeto de investigação.

São rochas bandadas e/ou foliadas, com textura média a grossa, textura inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica, porfirítica a porfiroclástica. Rochas mais deformadas exibem agregados granoblásticos de feldspato e quartzo devido à recristalização parcial

desses minerais e arranjo lepidoblástico de muscovita e biotita, formando a foliação e o bandamento, proporções variadas de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita e muscovita, com plagioclásio e quartzo ocorrendo como porfiroblastos de até 2 cm, (fotografia 3.35).

Há recristalização parcial dos grãos originais, formando agregados de subgrãos granoblásticos, principalmente de feldspatos e quartzo. Menos frequentemente há formação de matriz grano-nematoblástica marcada pela orientação de hornblenda.



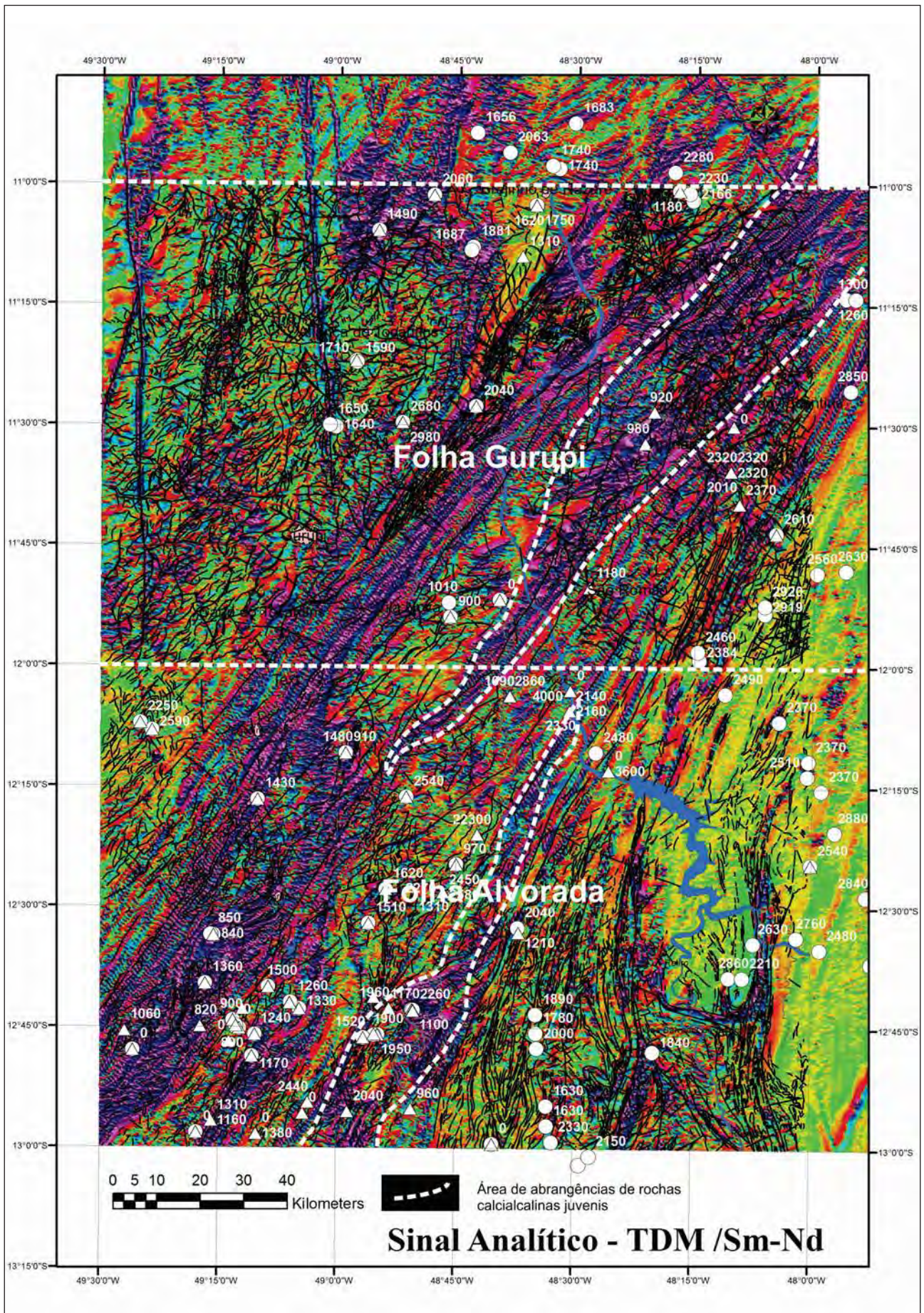
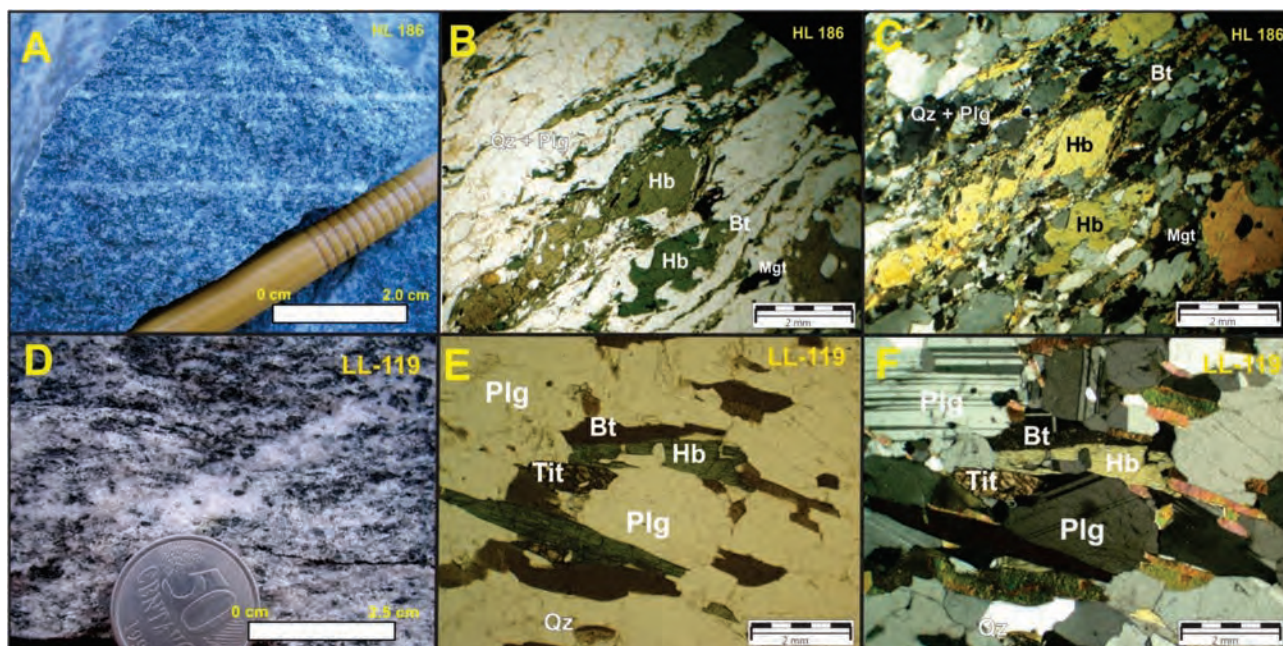


Figura 3.20 – Imagem aerogeofísica magnetométrica sinal analítico, áreas contornadas abrangem locais de predominância de rochas calcialcalinas juvenis associadas a arcos insulares neoproterozoicos.



Fotografia 3.35 – Rochas intermediárias a ácidas do estágio de arco intra-oceânico. A) Aspecto macro dos hornblenda tonalitos foliados; B) Fotomicrografia exibindo deformação dúctil, estiramento mineral e cinemática dextral; C) e D) Aspecto dos hornblenda biotita quartzo diorito/tonalito com marcando início de bandamento e recristalização de minerais; E) e D) Granodiorito milonítico com aglomerados máficos deformados e fenocristais de hornblenda estirados com cinemática dextral.

Ao longo das principais descontinuidades e próximas às inúmeros corpos pegmatíticos que intrudem esta unidade associa-se largas zonas hidrotermais com assembleia mineral formada por quartzo, epidoto, muscovita, clorita e carbonatos.

O metamorfismo nos tonalitos e granodioritos gnaisses é variável em função do nível crustal em que foram expostos. Em geral, estão em fácies anfibolito de grau médio a alto, marcada por assembleia mineral formada por hornblenda, granada, epidoto plagioclásio com recristalização poligonal e arranjos granoblásticos de quartzo e feldspato podendo retroagir com frequência à fácies xisto verde.

A química dos tonalitos e granodioritos gnaisses e os dados isotópicos foram tratados por Frasca (2015) e revelam seu ambiente e fonte em arco Intra-oceânico. Predominam rochas de composição tonalítica a diorítica com valores de  $\text{SiO}_2$  em torno de 59,67%, máximo de 62,94% e mínimo de 56,76%, valores médios a altos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,21% Med., 18,65% Max., 15,39% Min.),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6,33% Med., 8,31% Max., 4,87% Min.),  $\text{MgO}$  (3,41% Med, 3,96% Max., 2,93% Min.) e  $\text{Na}_2\text{O}$  (4,26%), com destaque para valores de  $\text{CaO}$  acima de 6,00% e de baixos teores em  $\text{K}_2\text{O}$  de 1,17%. As análises registram valores moderados para rochas intermediárias a ácidas em elementos de transição Ni, Co e V, teores baixos em LILE, Ba (538 ppm), Rb (29 ppm) e Cs (0,7 ppm), moderado a alto em Sr (700 ppm) e valores baixos em todos HFSE, à exceção de Y. As razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  são inferiores à unidade, com valores próximos de 0,28.

Normalizadas para o condrito de (BOYNTON, 1984) (figura 3.21A), as rochas apresentam padrões de ETR com baixos a moderados valores em ETRL e depletadas em ETRP. Os ETRL apresentam uma maior amplitude de valores e os de ETRP centrados com razão  $[(\text{Dy}/\text{Yb})]_n = 1,00$  a 1,66 e sem anomalias positivas ou negativas de Eu. A razão  $\text{La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}$  apresenta razão baixa de 9,49 e com baixo fracionamento. Nos spidergramas normalizados para o manto primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989) (figura 3.21B) as rochas apresentam depleção em Rb, Th, Nb, Pb, P e Ti, com valores próximos à unidade. São levemente enriquecidas em Ba, Cs e Sr.

No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982), (figura 3.22A) mostra que a maior parte das amostras tende ao campo calcálico e com diferentes assinaturas de maturidade. O diagrama ternário  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (BARKER;ARTH, 1976; TITLEY;BEANE, 1981) (figura 3.22B) confirma a tendência e separa as rochas geradas em arco de ilhas das originadas em margens continentais desde fases transicionais precoces a maturidade química com enriquecimento de  $\text{K}_2\text{O}$ .

Nos diagramas de ambientação tectônica (PEARCE et al., 1984; BATCHELOR;BOWDEN, 1985); (figura 3.23 A e B) as rochas indicam a gênese em arcos vulcânicos primitivos e pré-colisionais. O diagrama  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ , (FROST et al., 2001), (figura 3.23C) delinea as amostras no *trend* evolutivo das mais primitivas para as de maior maturidade em correlação aos dados de arcos de ilhas imaturos.

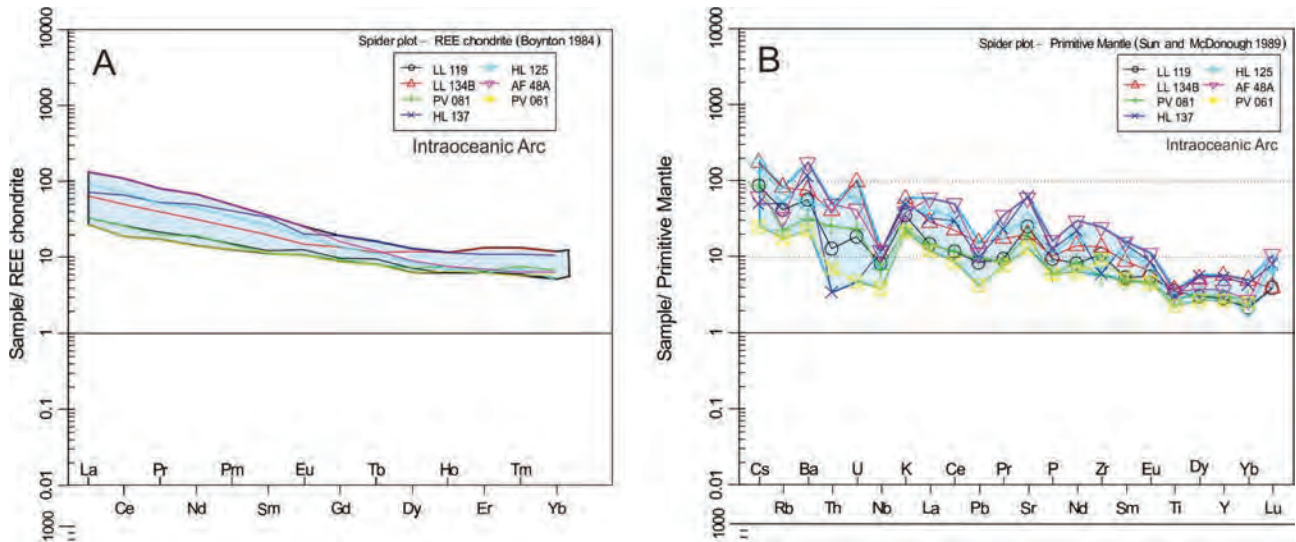


Figura 3.21 – A) Diagramas ETR normalizados ao condrito de (BOYNTON, 1984) e B) spidergramas de Sun e McDonough (1989), para o arco intra-oceânico.

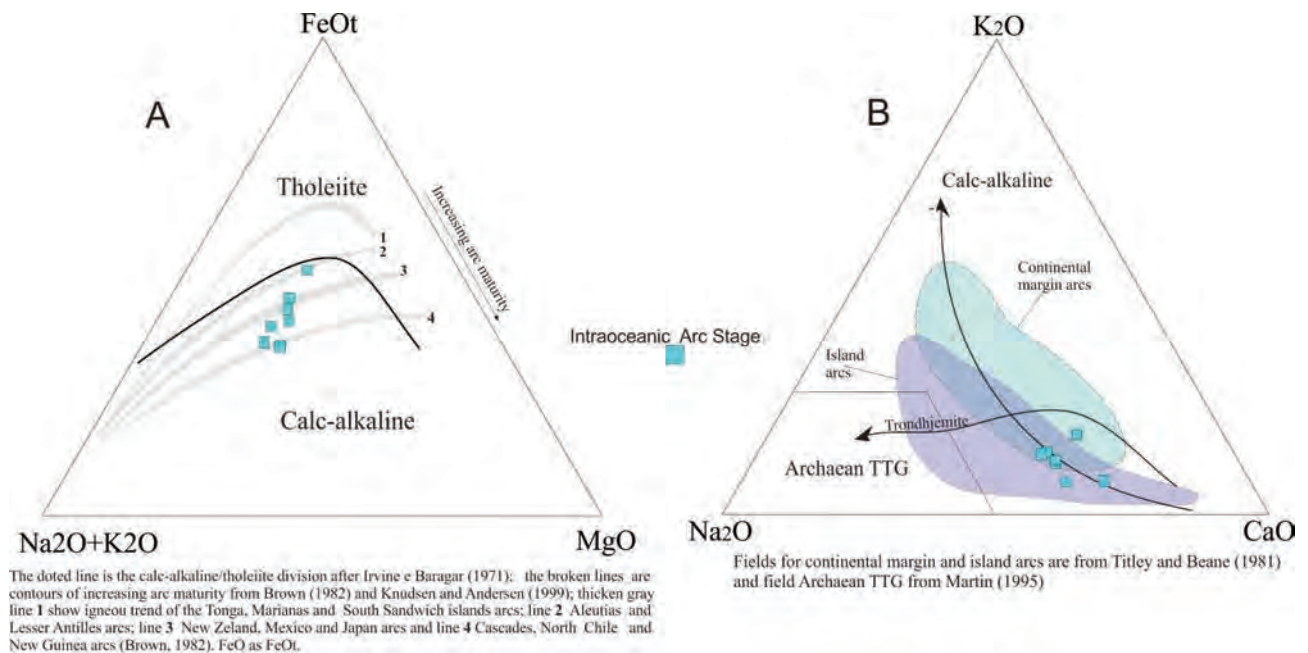


Figura 3.22 – A) Diagramas AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982) e B) diagrama ternário  $Na_2O-K_2O-CaO$  (BARKER;ARTH, 1976; TITLEY;BEANE, 1981).

Estudos isotópicos realizados em gnaiss tonalítico da região de Mara Rosa, admitido como pertencente a esta suíte, apresenta baixas razões iniciais  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , 0.703 e idade modelo de, mais jovem que 1.1 Ga. Datado pelo método U-Pb, em zircão, forneceu idade  $856 \pm 13$  Ma (PIMENTEL et al., 1997).

Na continuidade desta unidade geológica para nordeste, na Folha Dianópolis, Fuck et al. (2001), encontraram valores de TDM em gnaiss tonalíticos e graníticos ao redor de 1.307 e 1.273

Ma e  $\epsilon Nd_{(0)}$  de -6,36 e -10,19. Em consequência da descoberta destes valores confirmam a presença de rochas neoproterozócas na região e que foram interpretadas como a continuidade física do Arco magmático de Goiás no estado de Tocantins.

Dados isotópicos obtidos por Frasca (2015) (tabela 3.2) indicam  $T_{DM}$  entre 1480 e 910 Ma, com maior frequência de idades modelo entre 1.1 e 0.9 Ga. Todas as amostras apresentam  $\epsilon Nd_{(T840)}$  com valores de +1.56 a +5.14, indicando fontes juvenis, conforme figura 3.24 de evolução de  $\epsilon Nd$ .

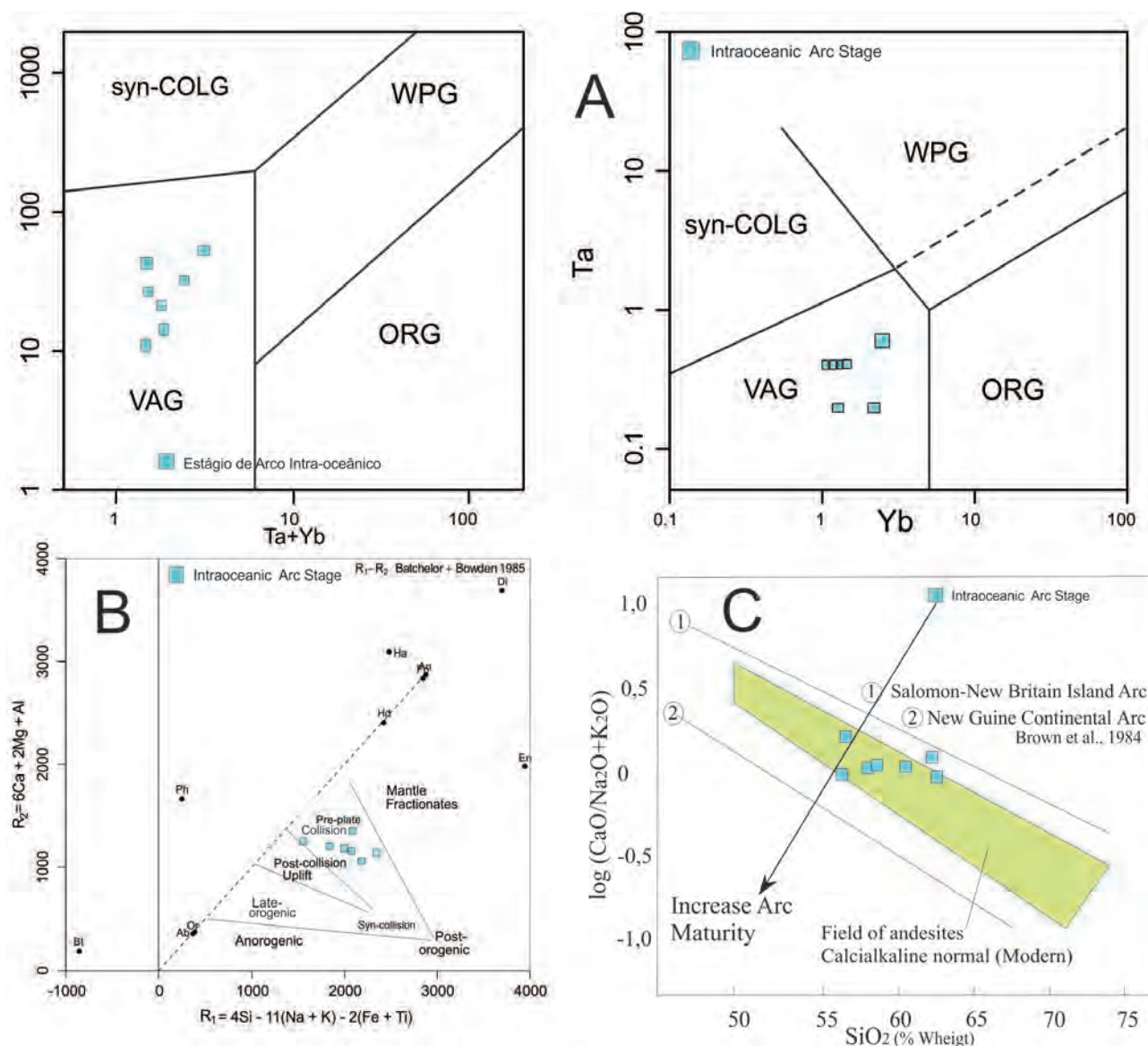


Figura 3.23 – Gráficos de ambientes tectônicos (A) (PEARCE et al., 1984); (B) BATCHELOR; BOWDEN, 1985; FROST et al., 2001) e (C) diagrama  $Na_2O-K_2O-CaO \times SiO_2$  (FROST et al., 2001).

Tabela 3.2 – Composição isotópica de Sm-Nd do Arco Magmático de Goiás em seu estágio intraoceânico.

Sample	LAT	LONG	X_PROJ	Y_PROJ	Sm_ppm	Nd_ppm	147Sm_144Nd	143Nd_144Nd_2SE	$\epsilon Nd_0$	$\epsilon Nd_t$	TDM	Fonte
<b>Insular Arc -Stage</b>												
TA 36B	-12.18044773	-48.98375549	719381	8652678	44.968	200.85	0.1353	0,512575+/-8	-1.22	5.14	910	Juvenile
HL 138	-11.4706101	-48.33825595	790405	8730642	4.096	22236.00	0.1114	0.512427+/-14	-4.11	4.62	920	Juvenile
LL 119	-12.91845304	-48.84189677	734154	8570896	3.107	19842.00	0.0946	0.512291+/-14	-6.76	3.69	960	Juvenile
HL 135	-11.5362515	-48.3575563	788231	8723396	12.123	70578.00	0.1038	0.512336+/-4	-5.89	3.62	980	Juvenile
LL 282A	-12.06173368	-48.63804994	757128	8665512	12.877	73.793	0.1055	0.512268+/-15	-7.23	2.71	1090	Juvenile
PV 081B	-14.52272838	-48.82180794	734733	8393342	2.197	9.125	0.1455	0.51255+/-18	-1.72	3.86	1100	Juvenile
TA 15	-12.71326417	-48.84038524	734508	8593600	2.453	10.17	0.1459	0,512518+/-2	-2.34	2.01	1170	Juvenile
HL 129	-11.83625252	-48.47185486	775459	8690306	16.763	80629.00	0.1257	0.512359+/-6	-5.44	1.83	1180	Juvenile
LL 143	-12.55260839	-48.61701729	758937	8611168	20.810	98684.00	0.1275	0.512355+/-15	-5.52	1,56	1210	Juvenile
TA 36A	-12.18044773	-48.98375549	719381	8652678	62.184	213.68	0.1759	0,512670+/-14	0.63	2.30	1480	Juvenile

Datação U-Pb em zircão de granodiorito-tonalito *augen* gnaisse na Folha Alvorada obteve concórdia com idade de  $848 \pm 4$ , (figura 3.25A). Idades mais jovens em torno de  $810 \pm 4$  Ma são também

encontradas nas amostras do Morro do Amaral. Os cristais são ígneos com morfologia alongada a euédrica, tipo peduncular a prismáticos, levemente rosados, (figura 3.25B).

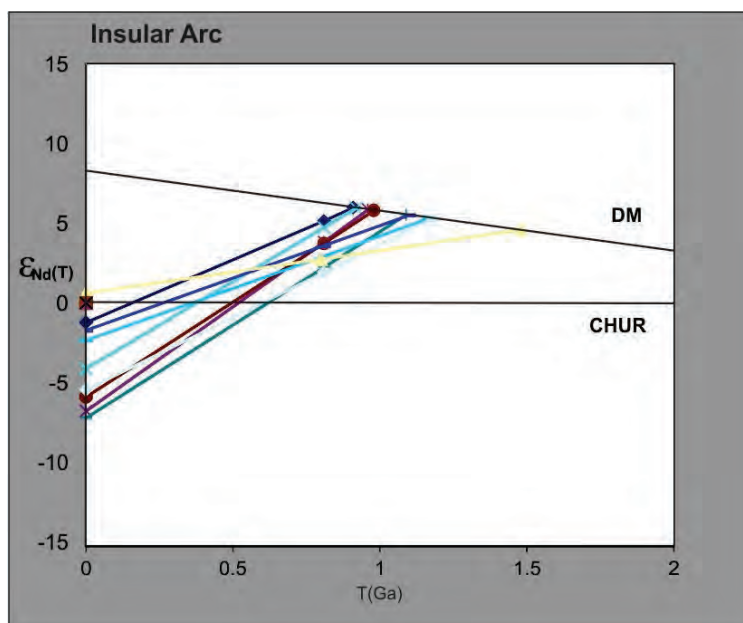


Figura 3.24 – Diagramas de evolução isotópica de Nd do arco insular

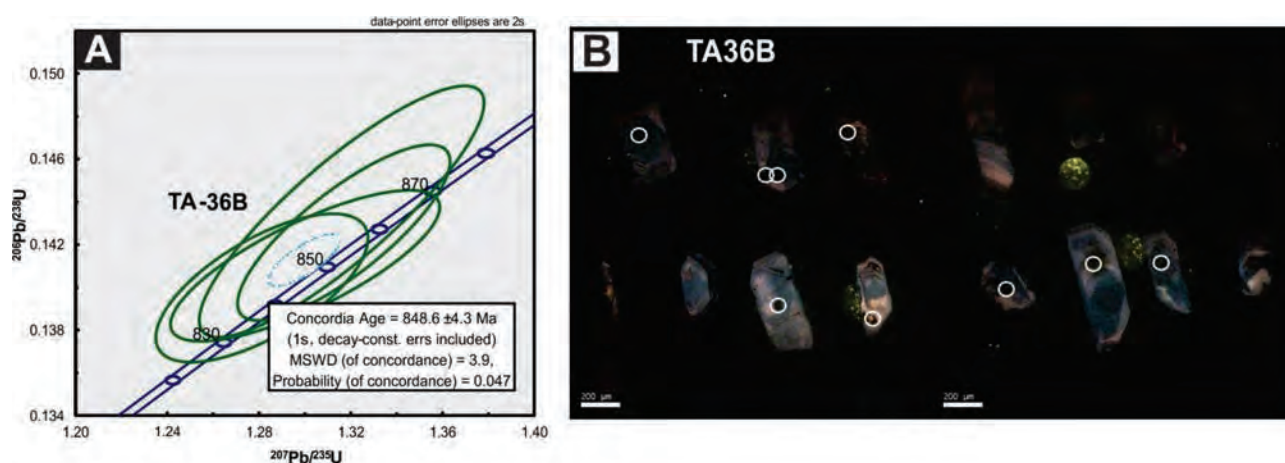


Figura 3.25 – Diagramas concórdia com as idades de cristalização das rochas do estágio de acreção intra-oceânico. A) Concórdia de zircão do afloramento TA36B – Augen gnaiss. B) imagens MEV de zircão. Demais descrições dos diagramas e imagens no texto.

### 3.10.2 - Unidade Mara Rosa 4 - Corpos Máficos e Ultramáficos - NP12δmr

Marini et al. (1977) *apud* Cunha et al. (1981), descrevem pequenos corpos anfibolíticos inclusos em gnaisses granodioríticos na região entre Trombas e Montividiu em Goiás. Araújo et al. (1978), também reconhecem na região três grandes conjuntos os quais denominaram (i) Conjunto Gnáissico, (ii) Conjunto Cataclástico e (iii) Conjunto Gnáissico – Anfibolítico. Cunha et al. (1981) descrevem rochas máficas as quais citou como piroxênio-hornblenditos de granulação fina a média no âmbito do Arco Magmático de Goiás da na Folha Tocantins SC.22.

Pimentel, Fuck e Gioia (2000) sugeriram que pequenos corpos ultramáficos reconhecidos no Arco Mara Rosa poderiam ser interpretados como

remanescentes de bacias oceânicas, separando diferentes arcos, podendo representar antigas zonas de sutura entre sistemas de arcos magmáticos, obliteradas por eventos deformacionais posteriores. Frasca et al. (2010), também descrevem na Formação Monte do Carmo e na porção oriental da Folha Gurupi, uma série de corpos máficos e máfico-ultramáficos, lentiformes e sigmoidais, inclusos nos gnaisses tonalíticos e granodioríticos.

As relações de contato com as encaixantes são de difícil identificação devido ao intenso grau de alteração intempérica e/ou excesso de coberturas neógenas sobrepostas, espessa crosta laterítica com a formação de solos argilosos vermelhos e escuros ricos em magnetita. Além destas considerações existe complexidade em suas relações geométricas e temporais, pois ora encontram-se como enclaves em

rochas tonalíticas-granodioríticas, ora assemelham-se a intrusões nestas mesmas rochas.

Os limites e contatos destes corpos foram traçados com auxílio das imagens magnetométricas estabelecidas pela intensa e ressaltada assinatura da anomalia magnética. Esta associação de rochas máficas não ocupa, em mapa, mais do que 350 km<sup>2</sup> em área real aflorante e com menos de 15% deste espaço de rochas sãs.

Os afloramentos apresentam rochas muito magnéticas e estão bem marcadas nas imagens aerogeofísicas. Partes dos corpos traçados no mapa foram interpretadas como pertencentes a este grupo devido a estas características físicas e por analogia às rochas máficas e ultramáficas encontradas dentro deste contexto geológico.

Estes corpos são representados na Folha Alvorada por uma gama de tipos litológicos máficos representados por rochas de cores preta a verde escuro, de granulação média a grossa, textura inequigranular, hipidiomórfica e de composição heterogênea. Apresentam-se também como autólitos, ora encaixados nos gnaisses tonalíticos ou como restitos e enclaves, que são ora maciços e homogêneos, ora anisótropos e foliados.

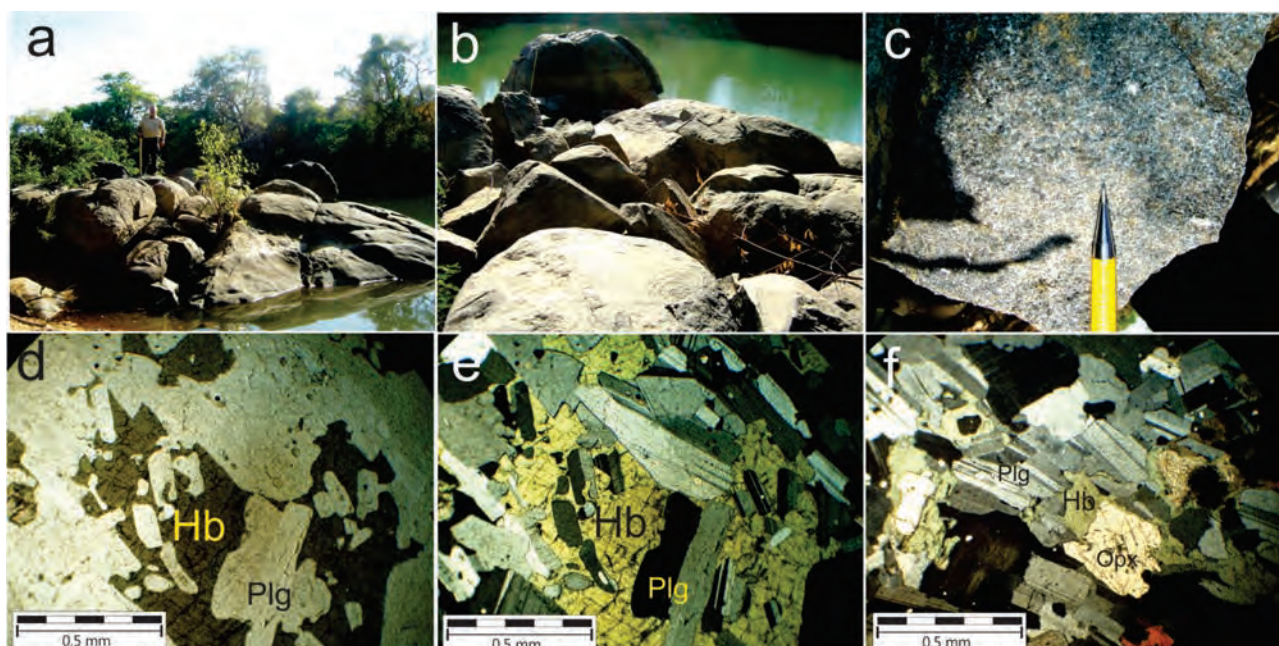
Constituem-se de metagabros e metadioritos, hornblenda quartzo dioritos magnéticos, gabronoritos, olivina gabronoritos, piroxenitos, gabros e dunitos serpentinizados, de granulação média a grossa, textura inequigranulares, hipidiomórfica e de composição heterogênea frequentemente foliados e bandados. São formados principalmente

por ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, serpentina, hornblenda, (biotita), plagioclásio, K feldspato (microclinio) e quartzo em cristais orientados, com granada e epidoto subordinados, além de titanita e carbonato (fotografia 3.36). Magnetita ocorre em percentagens de 2% a 5%.

Nos corpos máficos o metamorfismo atinge os fácies desde xisto verde até granulito localmente marcada pela assembleia mineral formada por recristalização de ortopiroxênio e plagioclásio. Rochas no fácies anfíbolito apresentam hornblenda formada a partir de piroxênios de orto para clinopiroxênio. O reequilíbrio no fácies xisto verde ou alterações metassomáticas e hidrotermais tardias estão marcadas pela ocorrência de biotitas a partir de anfibólios e piroxênios formação de epidoto (zoizita), clorita, alteração de pigeonita invertida para tremolita-actinolita e de ilmenita a titanita.

As rochas máficas associadas aos tonalitos e granodioritos gnáissicos ocorrem em 14 corpos mapeados a escala 1:250.000. São interpretados como restitos, megaenclaves e corpos máficos compostos por gabros, gabronoritos, olivina gabronoritos, piroxenitos e dunitos serpentinizados.

Apresentam as seguintes características químicas: os elementos maiores: possuem valores baixos de SiO<sub>2</sub> de 48,79%, moderados em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,15%, TiO<sub>2</sub> 1,43%, baixos em K<sub>2</sub>O, 0,49%, e alto MgO 6,87% e CaO 10,56%, próximo em média aos noritos de Cox et al. (1987). Em geral a distribuição das amostras é mais ampla, o que as classifica desde termos principalmente básicos a levemente



Fotografia 3.36 – a) e b) Forma de ocorrência de afloramentos de metagabros e metanoritos do rio Santa Teresa; c) Detalhe de metagabro protomilonítico; d) e e) Ln e Lp, respectivamente 100X, zoom ótico 2.2, seção delgada de metagabro; f) Metanorito orientado textura nematoblástica de plagioclásios orientados, ortopiroxênio e hornblenda granonematoblástica.

intermediários, de natureza tholeiítica conforme Irvine e Baragar (1971), enriquecidas em Mg e com afinidade metaluminosa, Shand (1941), conforme figura 3.26 a e b.

O padrão de ETR é heterogêneo, em termos de processos e fontes, marcadas pela ampla variação nos valores de ETRL e ETRP. As linhas de cores diferentes no gráfico sugerem conjuntos distintos ou mais primitivas para as rochas máficas e ultramáficas. No geral, estão enriquecidos de 10 a 100 vezes em relação ao condrito, com padrão assimétrico enriquecido em ETRL e depletados em ETRP, (figura 3.27). O conjunto acompanha em grande parte, os padrões de rochas tholeiíticas de arcos de ilha e de margem continental.

Elementos traço apresentam-se enriquecidos em LILE e moderadamente enriquecidos em HFSE, com valores normalizados, até dez vezes o condrito,

acompanhando ou mesmo superando valores médios encontrados para os padrões de rochas máficas de arcos de ilha (figura 3.28).

Os diagramas de litoambiência de Pearce e Cann (1973) classificam a maioria das rochas básicas como de origem em arco vulcânico, conforme figura 3.29. Parte das rochas pode ser considerada MORBs ou seguem a tendência mantélica. Os valores relativos elevados de Ce em relação a Yb podem evidenciar o *input* hidrotermal ou evidências de contaminação (presença de sedimentos) e ou modificações sofridas por processos de subducção. Diagramas de Fan et al. (2004) e Condie (1997), confirmam a tendências destas rochas em ambientação de arco de ilhas e em direção a formação de crosta, figura 3.30 a e b.

Os dados químicos evidenciam que estas rochas máficas e ultramáficas representam dois grupos do ponto de vista tectônico, embora o

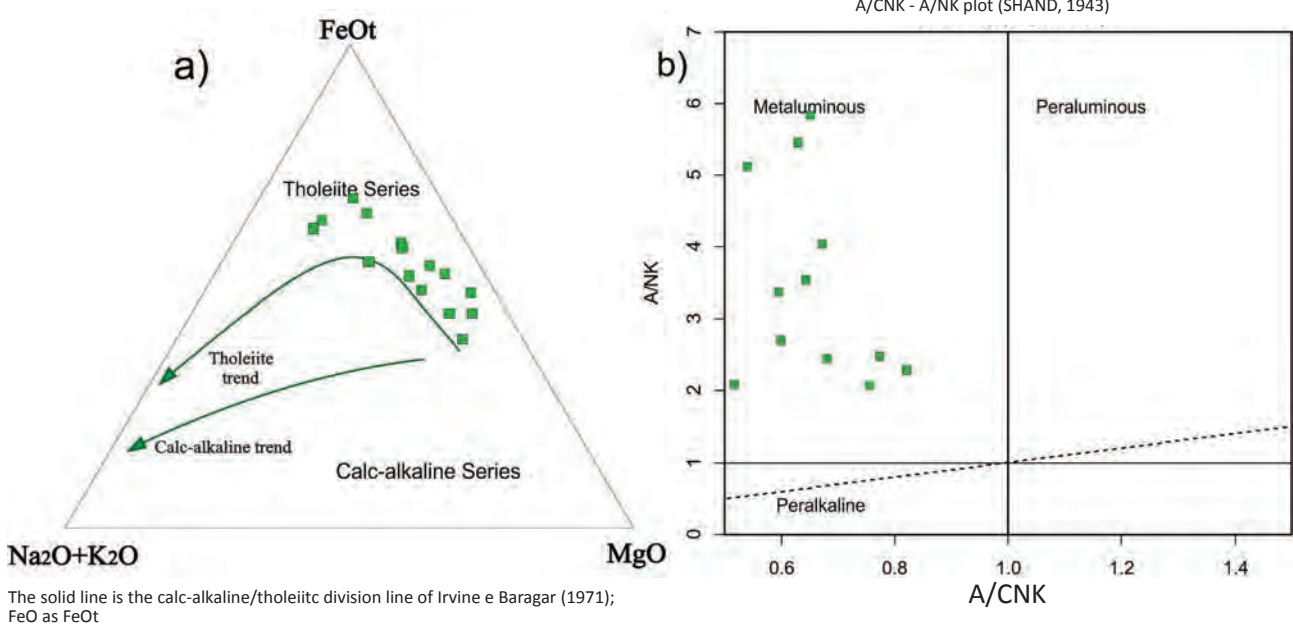


Figura 3.26 – Diagramas AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982) e Índice de Shand (1941) das rochas tholeiíticas.

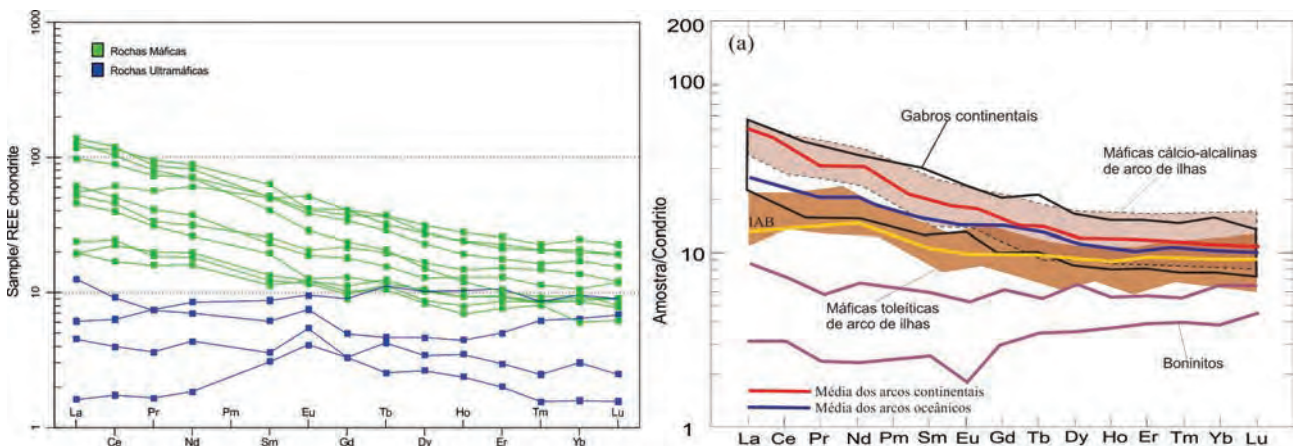


Figura 3.27 – Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984) com os padrões das rochas máficas.

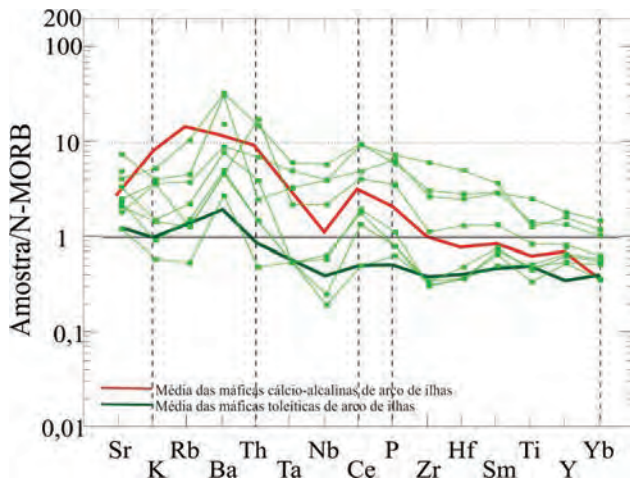


Figura 3.28 – Spidergrama de elementos traço das rochas máficas normalizados N-MORB de Pearce (1983). (Representação excluindo básicas cumuláticas).

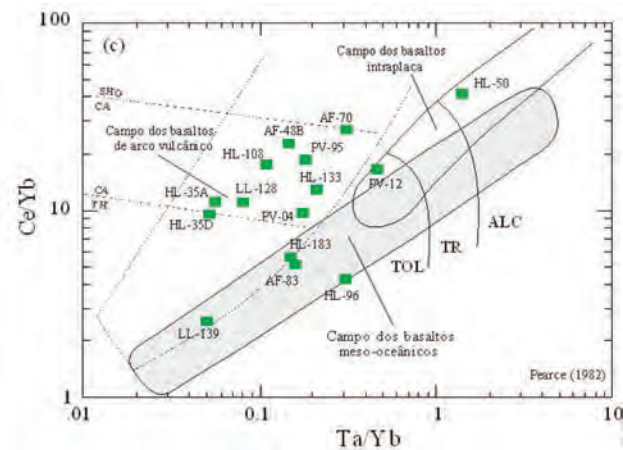


Figura 3.29 – Diagramas de litoambiência de Pearce e Cann (1973), para as rochas básicas, grande parte evoluída e desenvolvida em arcos pelo enriquecimento de ETRL em relação ETR. Parte das amostras porção inferior tende ao rumo de manto e uma amostra de rocha cumulática.

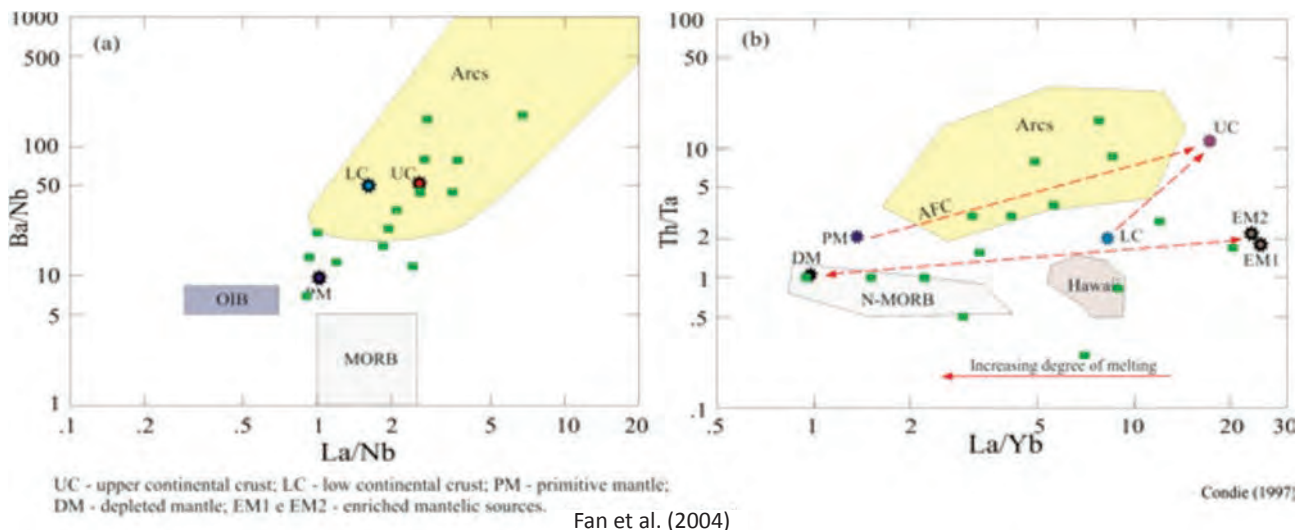


Figura 3.30 – a) Diagrama de Fan et al. (2004) e b) de Condie (1997) mostram dois grupos de rochas básicas na área de estudo, rochas básicas de arco enriquecidas e tholeiitos tipo oceânicos.

universo de amostras coletadas não seja suficiente para representação e/ou separação cartográfica dos dois conjuntos, a maioria destas amostras são interpretadas como pertencentes a evolução de um arco de ilha, e parte são restos de crostas oceânicas tipo MORB envolvidas e não consumidas (fragmentos de crostas ofiolíticas).

Frasca (2015) obteve a idade modelo em gabros anfibolíticos no rio Santa Teresa apresentando TDM de 1170 Ma, mas com  $\epsilon Nd$  negativo de -2,03, evidenciando contaminação crustal destas rochas.

### 3.11 - GRANITO TIPO MORRO SOLTO - NP2γms

Reconhecido e citado como corpos graníticos na região homônima por Ribeiro Filho e Teixeira (1981) foi nomeado de plúton granítico de Morro Solto por Figueiredo et al. (1981) que o classificaram como um corpo granítico de caráter sódico, intrusivo na Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis e que apresenta um estado de elevada plasticidade.

O plúton principal, situado no Morro Solto a 12 km a nordeste de Palmeirópolis, se destaca no relevo arrasado regional, exibindo formato de bumerangue, com concavidade voltada para NE, ligeiramente elipsoidal, encaixado na porção norte da unidade basal na sequência de anfibolitos com o registro de deformações observadas na sequência encaixante (FIGUEIREDO et al., 1981). Na Folha Alvorada apenas a porção norte deste corpo é ocorrente.

Outros corpos graníticos de menor dimensão foram mapeados a leste e alinhados em zonas de falhas transpressionais, intrusivos na Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis pré a sintectônicos.



Constituem-se de hornblenda biotita granito de cores cinza clara a rósea, (fotografia 3.37 a e b), granulação média a grossa, estrutura maciça a suborientada, textura granoblástica e composição alcalina, a base de albita / oligoclásio, microclínio, quartzo e hornblenda. Biotita, muscovita, turmalina, apatita e epidoto ocorrem em menor quantidade.

Quartzo é o mineral mais abundante, anédrico e invariavelmente com extinção ondulante, o que atesta o caráter pré-sintectônico do corpo. Plagioclásios sódicos predominam sobre K-feldspatos (microclínio). A muscovita é tardia e ocupa microfaturas. Minerais máficos estão representados por hornblenda e biotita, fortemente pleocróica.

Nas bordas do corpo esta rocha torna-se bem mais fina, foliada e bandada, com minerais máficos segregados e formando leitos descontínuos exibindo aspecto gnáissico, (OLIVEIRA, 1994).

Observa-se também, na zona de contato, veios e diques aplíticos de espessuras decimétricas, concordantes com as rochas anfibolíticas, atestando o caráter intrusivo desse granito. Ainda são encontradas segregações quartzosas dobradas, que sugerem a contemporaneidade das intrusões com a deformação e ressaltando a plasticidade da intrusão, Figueiredo et al. (1981).

Drago et al. (1981) obtiveram no Granito tipo Morro Solto, idades Rb-Sr de  $955 \pm 56$  Ma, com razão inicial  $0.7130 \pm 0.002$ , considerada como de cristalização, entretanto uma isócrona Rb-Sr, gerada a partir de amostras de um pequeno corpo granítico intrusivo na Sequência Juscelândia, correlata a Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis, forneceu idade de  $1330 \pm 67$  Ma Fuck et al. (1989).

Considerando as relações de intrusão destas rochas na Sequência Metavulcanossedimentar Palmeirópolis e dos granitos relacionados às

mesmas, infere-se que estas rochas devam ter se formado pós 1300 Ma e no máximo 800 Ma. Em caso sejam realmente neoproterozoicos estes granitos alcalinos procederiam de fusões de crosta ocorridas durante o *docking* do arco insular ao seu embasamento Bloco Natividade Cavalcante no Criogeniano.

### 3.12 - COMPLEXO GABRO DIORÍTICO SERRA DO ESTRONDO - NP2δse

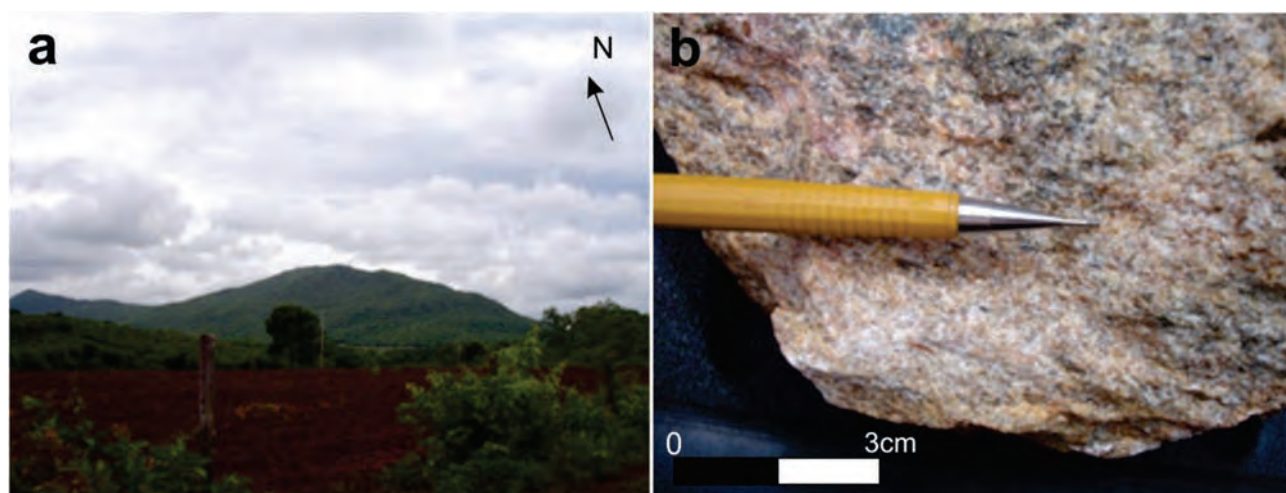
As rochas atribuídas a esta unidade foram originalmente descritas por Drago et al. (1981), como básicas indiscriminadas de posicionamento duvidoso, encaixadas nas rochas do que à época era descrito como Complexo Goiano.

Martins e Scislewski (1983) enquadram estas rochas como intrusivas básicas ultrabásicas metamorizadas, reunindo rochas de natureza básico-ultrabásicas de posicionamento incerto, englobando nesta unidade as rochas que constituem a Serra do Estrondo e as rochas básicas encontradas no Ribeirão Buenos Aires no trecho entre as cidades de Alvorada e Araguaçu.

Segundo o mapa geológico do estado de Goiás de Cortês et al. (1987), estas rochas foram cartografadas como complexos gabro anortosíticos e encaixadas no Complexo Metamórfico Aruanã-Pindorama e atribuídos com de idade paleoproterozoica.

O Complexo Gabro Diorítico Serra do Estrondo foi definido por Dantas et al. (2006), para caracterizar um corpo máfico alongado na direção NS/NE constituído de metagabro, metadiorito e metanorito com textura ígnea preservada, reconhecido na Serra do Estrondo, localizada na porção noroeste da Folha Porangatu no estado de Tocantins, que se estende até o sudoeste de Folha Alvorada.

Segundo Dantas et al. (2006), este complexo ocorre na área como uma elevação, alinhada



Fotografia 3.37 – a) Vista panorâmica do Morro Solto; b) Detalhe do granito leucocrático tipo Morro Solto.

na direção N30°E, a oeste do Lineamento Transbrasiliano sob a forma de uma lente que sugere que as rochas da Serra do Estrondo representem um complexo acamadado, deformado e que se destaca no relevo. Na Folha Alvorada está constituída de metagabros, metadioritos e metanoritos que afloram na forma de um grande morro em uma área de relevo arrasado, com afloramentos dispersos em forma de blocos alinhados, parcialmente encobertos por solo argiloso vermelho, (fotografia 3.38).

Faz contato por falhas e/ou aparenta estar encravado tectonicamente em gnaisses granodioríticos e tonalíticos e em rochas granulíticas do Complexo Porangatu de Bizzi et al. (2004).

São rochas verdes a cinza escuras que adquirem as cores ocre e avermelhadas quando alteradas intempericamente. Apresentam nitidamente estruturas acamadadas, que são superfícies  $S_0$  ígneas e originais marcadas pela estratificação composicional e/ou pela alternância de granulometria do acamamento de fina a média (fotografia 3.39).

Texturas metamórficas como granoblástica a nematoblástica se sobrepõem sobre a textura original, assim como a deformação dúctil e rúptil superimposta a rocha, formando interferência de estruturas dobradas e cortadas por falhas escalonadas. Superfícies e estruturas miloníticas, também são de ocorrência comum.

Está constituída essencialmente de plagioclásio 60%-25%, hornblenda 80%-30%, clinopiroxênio 10%-5% e como mineralogia acessória a base de titanita 2%-<1%, zircão <1%, apatita e opacos 1%, tendo carbonato como produto de alteração hidro-

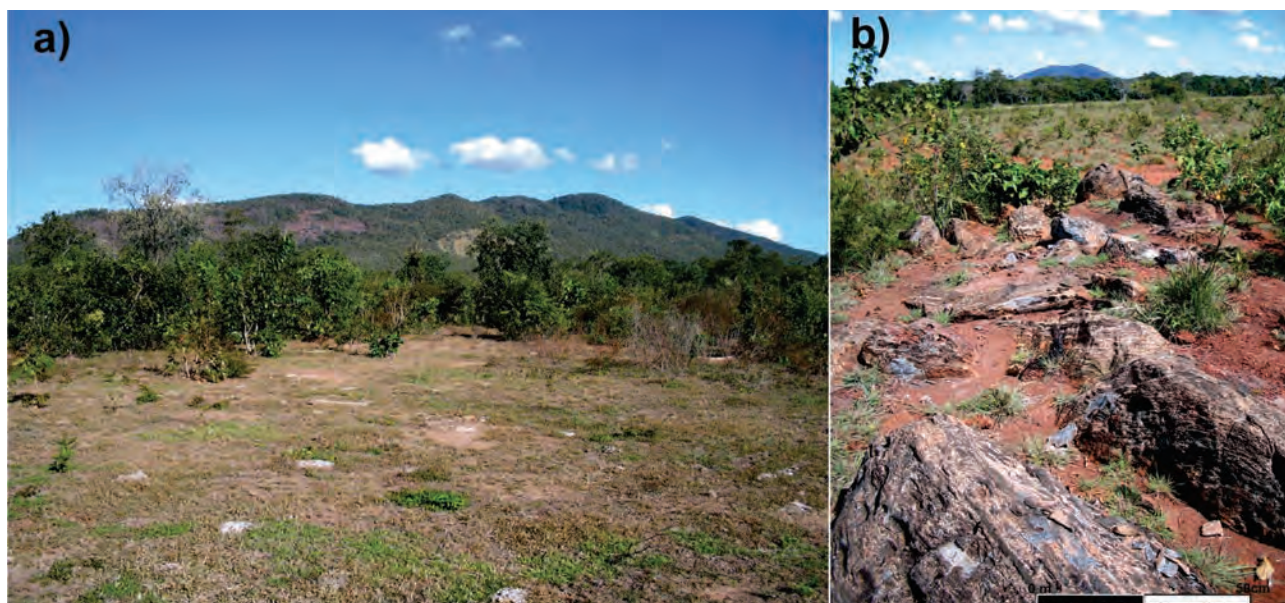
termal nas bordas ou intersticiais a cristais de plagioclásio, (fotografia 3.40).

O tamanho de alguns cristais sugere que a cristalização deste corpo tenha ocorrido em certa profundidade. Outra característica é a visível individualidade física das camadas máficas e félsicas (plagioclásio). Além desta propriedade há aspectos granulométricos internos nas camadas com um ordenamento de cristais observáveis em escala de afloramento com texturas tipo rítmicas. Estas características originais, ainda preservadas, conferem ao corpo o caráter acamadado.

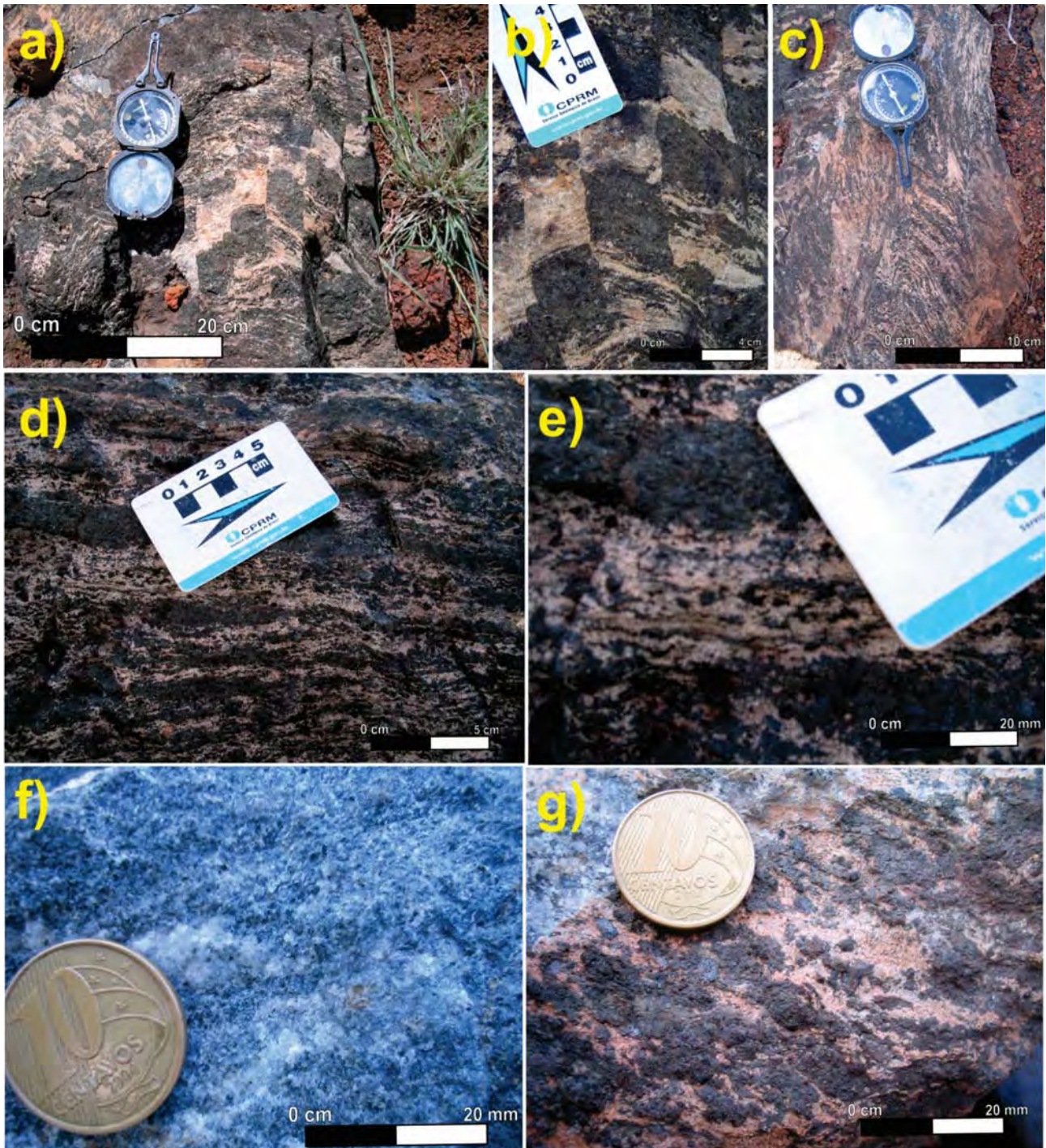
O metamorfismo é de fácies anfibolito alto, onde pode ser observada em lâminas delgadas a reação quase total de clinopiroxênios para hornblenda. Estas rochas encontram-se foliadas e dobradas, milonitizadas e exibindo pequenas fraturas N10°E que promovem o deslocamento do acamamento original (fotografia 3.39 a e b). Nas bordas do corpo observa-se o desenvolvimento de forte foliação, com desenvolvimento de milonitos.

Apresentam uma heterogeneidade em relação à susceptibilidade magnética, exibindo porções mais magnéticas e outras fracamente magnéticas e valores variáveis de cintilometria terrestre entre 5 a 10cps, não distinguíveis em imagens aeromagnéticas.

Dados geoquímicos obtido por (DANTAS et. al, 2006) para as rochas máficas da Serra do Estrondo indicaram a afinidade tholeiítica e extremamente empobrecidas em ETR, com anomalia positiva de Eu, caracterizando magmas pouco evoluídos. Anomalias de Ba e Ta são sugestivos de atuação de processos de contaminação crustal nestas rochas.



Fotografia 3.38 – a) Vista panorâmica visada para sudoeste da Serra do Estrondo; b) Detalhe da forma de ocorrência dos afloramentos em pequenos blocos e cristas descontínuas e alinhadas e solos argilosos vermelhos.



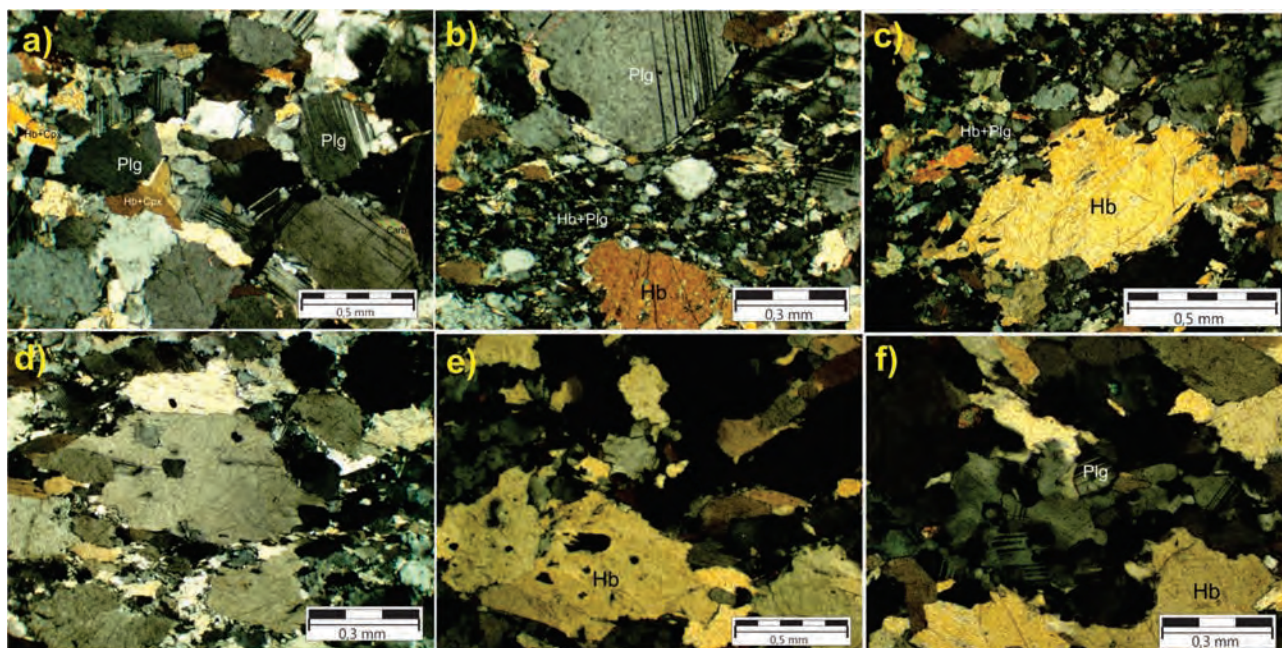
Fotografia 3.39 – Prancha de fotografias com aspectos de afloramentos e rochas do Complexo Gabro Diorítico Serra do Estrondo: a) Aspecto dos blocos de gabro. b) Detalhe da foto anterior exibindo pequenas fraturas NE, que deslocam o acamamento original. c) Detalhe de dobras no acamamento original. d) Detalhe mostrando o bandamento composicional. e) Aspecto do gabro inalterado e f) Detalhe da rocha anterior alterado, evidenciando o bandamento composicional.

Apesar da baixa densidade amostral os dados químicos indicam tratar-se de rochas básicas com teores de  $\text{SiO}_2$  em torno de 49%, enriquecidas em FeO, MgO e CaO, de afinidade tholeiítica (figura 3.29a), com teores elevados, mas normais para composição da rocha em Cu-Ni, teores moderados a altos de Co, Sr, baixos teores nos demais elementos.

Quando normalizados ao condrito de Boyngton (1984) apresentam-se semelhantes aos dados de

obtidos por Dantas et al. (2006), (figura 3.31a) com um padrão retilíneo, levemente enriquecidas em ETR total cerca de duas a dez vezes o valor do condrito, com anomalias de Eu fracamente positivas. Estes gabros e dioritos com Eu positivo evidenciam a tendência ao fracionamento do plagioclásio e menor contribuição de material crustal.

No diagrama multielementar (Figura 3.31b) padronizados ao MORB de Pearce (1983) há dife-



Fotografia 3.40 – Fotomicrografias de metagabros e metadioritos anfibolitizados da Serra do Estrondo: a) Metadiorito com porções de predominância de fenocristais de plagioclásio subédricos imersos em matriz de hornblenda (Hb) plagioclásio (plg) equigranular e intersticial, resquícios de clinopiroxênios (cpx) em cristais anédricos transformados em anfibólio; b) Porções finas de acamamento com fenocristais de hornblenda e plagioclásio; c) Fenocristal de hornblenda em matriz Plg+Hb orientada, duas gerações possíveis de Hb, uma precoce (fenocristais) e outra de granulometria mais fina; d), e) e f) Acamamento orientado porções com granulometria e composição distinta. Carbonato ocorre de forma intersticial e com material de alterações hidrotermal.

renças expressivas nos teores dos elementos traço destas rochas. Os LILE apresentam-se próximos aos valores do MORB a exceção do Ba que mostra-se enriquecido confirmando influência de material crustal. Em relação aos HFSE as amostras apresentam valores ambíguos da curva e todas inferiores aos valores do MORB, todos abaixo dos valores de padronização e com anomalias negativas mais acentuadas de Th, Ce e Zr, e profunda depleção em Nb.

Em gabros anfibolitizados e em relação ao comportamento de ETR, segundo Smalley e Field (1991) a mudança em seus teores não é suficiente para afetar a interpretação de seus padrões. A figura 3.31a demonstra este comportamento das rochas gabro-dioríticas da Serra do Estrondo. Todavia, o mesmo não se repete em relação aos demais elementos traço HFSE que se apresentam depletados.

Esta depleção nos elementos HFSE é normal para magmas básicos relacionados a arcos magmáticos que se apresentam mais empobrecidos do que os produzidos no MORB. Segundo Kelemen (1990) este processo envolve a reação extensiva entre o líquido e minerais máficos que produzem depleções de elementos HFSE, porque olivina, ortopiroxênio e espinélio possuem maiores coeficientes de distribuição na razão cristal/líquido para estes elementos, do que para os outros elementos traço incompatíveis. Uma hipótese

alternativa para esta depleção de HFSE seja que a composição do manto original, onde este magma foi gerado esteja simplesmente empobrecido nestes elementos.

Este comportamento dos elementos traço HFSE geram dúvidas e discordâncias para as interpretações, especialmente quando analisados frente à ambientação geotectônica uma vez que esta depleção é típica para líquidos básicos que interagem com o manto peridotítico depletado durante sua ascensão ao manto litosférico em zonas de arcos.

A figura 3.31 c e d, mostram rochas de afinidade tholeiítica geradas em ambiente tipo N-MORB inconsistente com o comportamento dos HFSE. Todavia, esta contradição pode residir ou refletir a pequena densidade de amostras para interpretações mais elaboradas.

Segundo Dantas et. al. (2006) a variedade composicional e contexto tectônico com alinhamento a oeste do Lineamento Transbrasiliiano, sugere que as rochas da Serra do Estrondo representem um complexo acamadado semelhante ao já descrito na região de Porto Nacional, no Complexo Carreira Comprida de idade cambriana (LIMA et al., 2005).

Entretanto, e ainda pela dualidade exibida na ambientação destas rochas, se formadas em ambiente de arco ou em MORB, além de versar-se sobre um corpo acamadado, conforme sugerido por

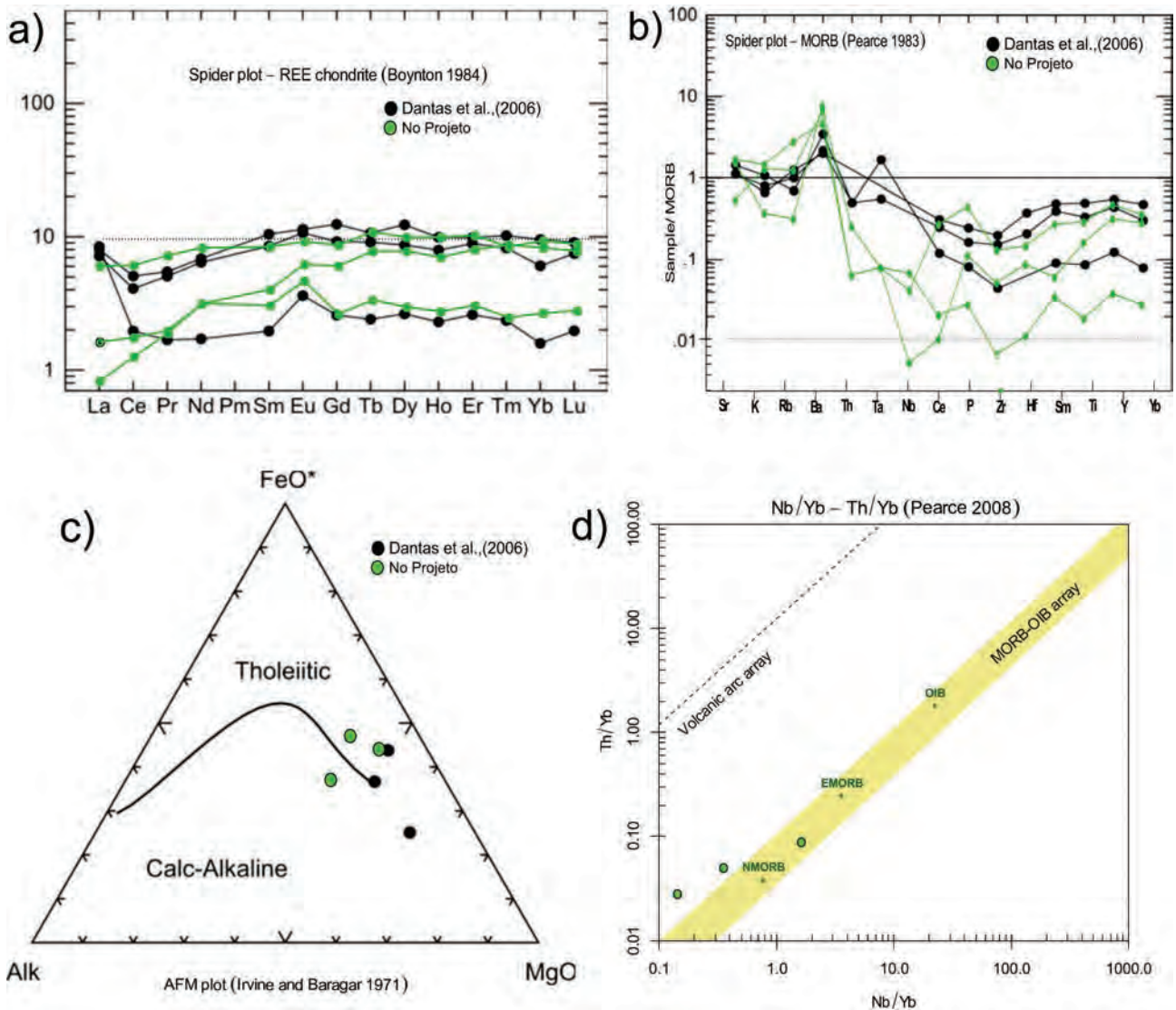


Figura 3.31 – a) Diagrama ETR padronizado pelo condrito de Boynton (1984); b) Diagrama multielementar de Pearce (1983), c) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) e gráfico de ambientação tectônica de Pearce (2008) para as rochas da Serra do Estrondo.

Dantas et al. (2006) e concordante com este trabalho, alternativamente este corpo pode ser interpretado dentro contexto geológico como uma porção limite entre a zona basal e principal de uma crosta oceânica, figura 3.32 de Boudier e Nicolas (1985).

Estas rochas estariam, então, associadas à evolução de arcos e por processos deformacionais ingressas e embutidas como parte de uma sequência ofiolítica, que foi posicionada por processo de obducção em zona de alto *strain* em uma área de alto grau metamórfico.

Não se dispõe de dados geocronológicos e isotópicos desta unidade e neste estudo posicionam-se as mesmas no neoproterozoico. Ainda neste sentido, ao invés da correlação sugerida por Dantas et al. (2006) pode-se, talvez, correlacionar-se a Serra do Estrondo às rochas básicas de Nova Xavantina no Orógeno Paraguai e ao Complexo Quatipuru do Orógeno Araguaia a norte de idade isocrônica Sm-Nd

de  $757 \pm 49$  Ma de Paixão et al. (2008), idade Pb-Pb em zircão de  $817 \pm 5$  Ma de Gorayeb et al. (2004) e 823 Ma U-Pb em zircão de Ribeiro e Alves (2017), caso formem parte de relictos de uma crosta oceânica desmembrada e sendo requerida a realização de mais análises geocronológicas e químicas neste complexo, para testar-se esta hipótese.

### 3.13 - GRUPO BAIXO ARAGUAIA - NPba

Esta unidade foi originalmente definida por Moraes Rêgo (1933), como Série Tocantins para caracterizar uma unidade metassedimentar localizada na região de confluência dos rios Tocantins e Araguaia. Barbosa et al. (1966) insere esta unidade na Série Araxá.

Hasui et al. (1975), propuseram o abandono da correlação com a Série Araxá e admitiram que os metamorfitos de mais alto grau metamórfico

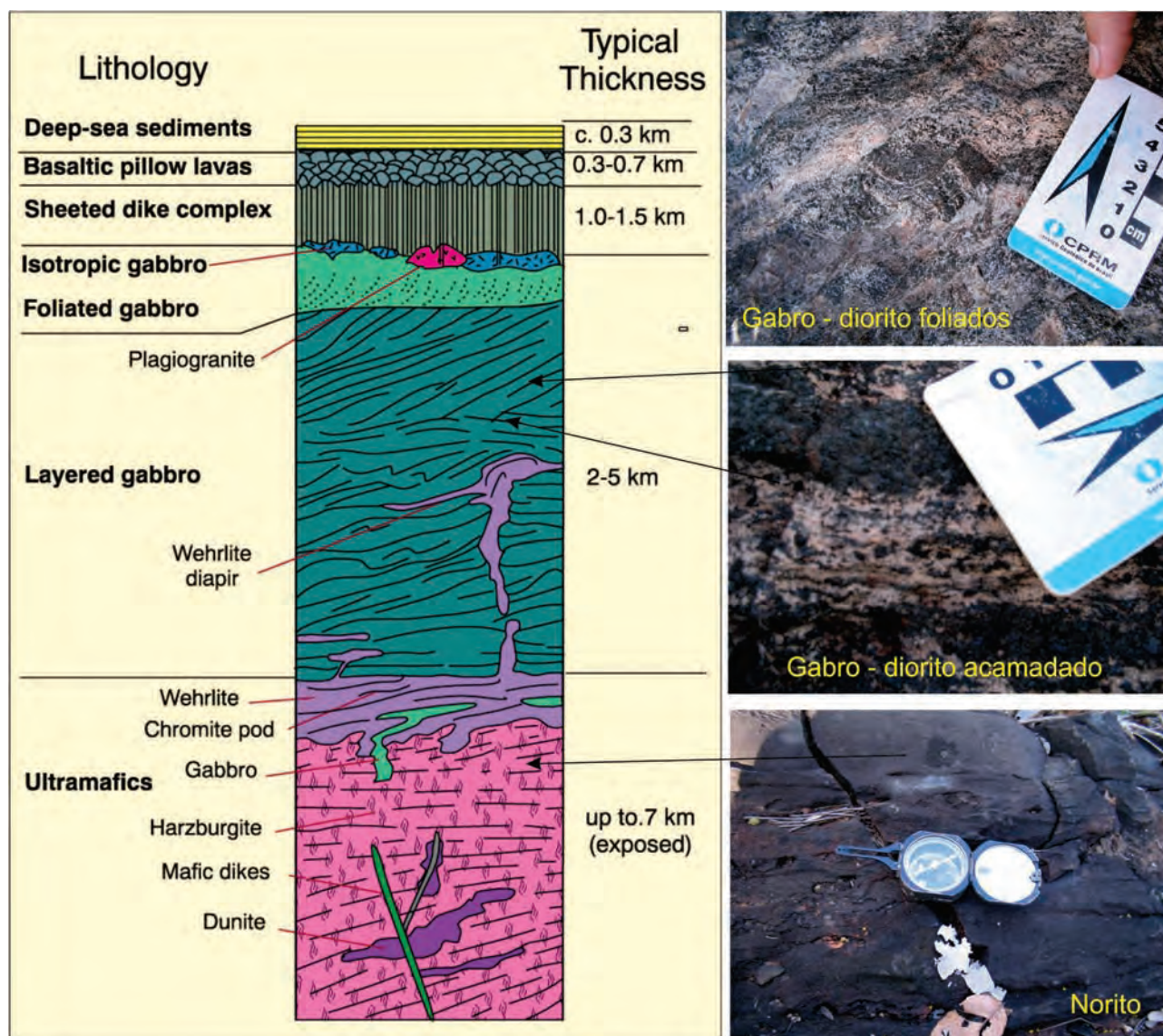


Figura 3.32 – Representação da estrutura da crosta oceânica conforme Boudier e Nicolas (1985), e hipótese com a posição sugerida para as rochas da Serra do Estrondo.

da Orógeno Paraguai-Araguaia, fosse denominado Grupo Estrondo e os metamorfitos de baixo grau de Grupo Tocantins.

Hasui et al. (1977) definiram ao longo da rodovia Guaraí (TO) - Redenção (PA) o Supergrupo Baixo Araguaia que incluía as formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Abreu (1978) propõe o Supergrupo Baixo Araguaia, subdividindo-o nos grupos Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (formações Couto Magalhães e Pequizeiro).

Montalvão (1977), Costa (1980), Cunha et al. (1981), Drago et al. (1981), Araújo e Olivatti (1993) adotam a proposição de Abreu (1978) subdividindo os metassedimentos do Orógeno Araguaia nos Grupos Estrondo e Tocantins

Souza e Moreton (1995) adotaram a designação Grupo Baixo Araguaia constituído pelas formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e

Couto Magalhães, suprimindo os grupos Estrondo e Tocantins, por tratar-se de unidades que evoluíram em um mesmo contexto geotectônico e por representar um espesso conjunto litológico, depositado durante um ciclo sedimentar, cujo desenvolvimento e história termotectônica foram os mesmos para todos os seus litotipos.

Segmentou-se então, este grupo em quatro formações, baseando-se nas características litológicas, composicionais e metamórficas e utilizando-se termos já consagrados na literatura geológica: formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães. No presente trabalho adota-se a proposta de Souza e Moreton (1995).

As rochas do Grupo Baixo Araguaia exibem estruturação norte-sul com mergulhos suaves para leste e foram intensamente deformadas sob regime dúctil e compressivo, causando imbricações das unidades basais, a leste, sobre as de topo a oeste.

Todas as formações sofreram os efeitos de deformação progressiva. Em cada unidade, diferentes padrões ficaram registrados e esses correspondem às mudanças no caráter do fluxo e do nível crustal a que estas rochas foram submetidas. Da mesma forma, os processos metamórficos na Faixa Araguaia são mais intensos na zona interna, diminuindo o grau metamórfico de leste para oeste.

Os primeiros dados geocronológicos para o Grupo Baixo Araguaia, são de  $1.050 \pm 150$  Ma pelo método Rb-Sr de Hasui et al. (1980) e de  $1.006 \pm 15$  Ma pelo método K/Ar, obtidas por Figueiredo et al. (1994).

Pinheiro et al. (2011), em estudo de zircão detrítico em quartzito pelo método Pb-Pb da porção norte do Grupo Baixo Araguaia, (figura 3.33) obteve como resultado as idades entre 3.0-2.65 Ga sugerindo a contribuição de terrenos arqueanos. Por outro lado, as idades de zircão detrítico de quartzito amostrado ao sul, revelam a grande contribuição de terrenos meso-neoproterozoicos (1.25-0.85 Ga) e, secundariamente, de terrenos paleoproterozoicos (1.7-1.85 Ga). Esses resultados, segundo o autor, atestam às existências de áreas fonte, diferentes nos segmentos de norte e sul da faixa de metassedimentos.

As idades 850 Ma e 1000 Ma obtidas no quartzito de Paraíso do Tocantins, são consideradas como indicativo do limite superior da idade de sedimentação das rochas deste Grupo. Pinheiro et al. (2011), ainda em seu trabalho fornece dados de idades modelo Sm-Nd (TDM) onde conclui que estes metassedimentos apresentam uma distribuição bimodal com maior frequência de idade entre 1,4 e

2,1 Ga, com moda entre 1,6 e 1,7 Ga e outro intervalo de idade, bem menos frequente, situado entre 2,4 e 2,7 Ga.

Concluindo que as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia podem resultar de mistura de fontes de idade paleoproterozóica com fontes mais jovens, provavelmente meso-neoproterozoicas. e provenientes de segmentos crustais situados a leste do Orógeno.

Observa-se que rochas arqueanas estão presentes nas possíveis áreas fontes localizados a leste do Orógeno e que não necessariamente devam ser atribuídas como de origem do Cráton Amazônico. Sugere ainda que as áreas fontes para as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia seriam do Cráton São Francisco, o Maciço de Goiás e os terrenos do Arco Magmático de Goiás.

O projeto Sudeste do Tocantins não possui dados geocronológicos para embasar tais ilações, mas acrescenta que as idades paleoproterozóicas obtidas podem ser correlacionadas a rochas do próprio embasamento do Orógeno: dos complexos Colméia (Pb-Pb de 2865 Ma e 2867 Ma) e Rio dos Mangues (Pb-Pb de 2050 Ma e 2000 Ma), Gnaiss Cantão (Pb-Pb 1840 Ma) e Granito Serrote (U-Pb 2070 - 2010 Ma de Ribeiro e Alves (2017).

As idades mesoproterozoicas as quais os autores citam como “não identificados no continente Sul-Americano” são associadas às unidades metassedimentares dos grupos Natividade, Araí e correlatos ocorrentes a leste ou a intrusões alcalinas (Monte Santo e Estrela). As idades em zircão detrítico de Lucas e Moura (2006) fornecem uma idade máxima de  $733 \pm 9$  Ma para deposição deste grupo.

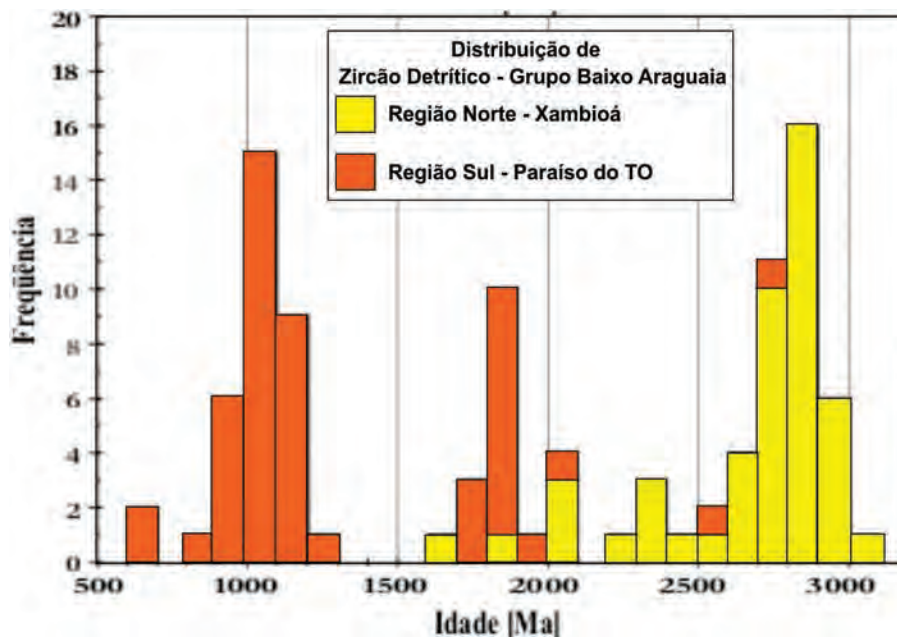


Figura 3.33 – Distribuição e histogramas de frequência de idades Pb-Pb em grãos detríticos de zircão do Grupo Baixo Araguaia, conforme Pinheiro et al. (2011).

## 3.13.1 - Formação Pequizeiro (NP2pq)

O primeiro trabalho a citar a ocorrência de uma extensa faixa de clorita xistos nessa região foi realizado por Guerreiro e Silva (1976). No entanto, sua proposição formal e descrição como uma unidade litoestratigráfica foram feitas por Hasui et al. (1977), para as rochas ocorrentes nas proximidades da cidade de Pequizeiro.

Esta unidade está localizada em uma pequena porção no noroeste da Folha Alvorada, onde constitui uma faixa estreita representada por biotita-clorita-muscovita-quartzo xistos e filitos com sericita e carbonato e intercalações de lentes e camadas de quartzitos puros e impuros, cortados por granitóides e espessos veios de quartzo e sem grandes alterações no estilo deformacional.

Os afloramentos de rocha são desta unidade são raros e apresentam-se em grande parte intemperizados com desenvolvimento de espessos solos e crosta laterítica. Os melhores afloramentos podem ser observados ao longo de poucos lajeiros nas proximidades do ribeirão Taboca.

Seu contato é tectônico por falhas de empurrão de direção aproximada NE-SW e vergência para noroeste-oeste. É cavalgada pela Suíte Aliança do Tocantins e intrudida pelo granito Córrego das Lajes e diques de diabásio de direção N-S. Sua exposição é de difícil reconhecimento, pois está em grande parte coberta por unidades tércio-quadernárias da Formação Araguaia.

Os xistos de origem sedimentar são de granulometria média, cor creme, cinza ou esverdeada, vermelhos quando intemperizados, bem foliados e apresentam mineralogia dominante a base de quartzo (45%), clorita (20%), biotita (18%) e muscovita (8%) com textura granoblástica e granolepidoblástica. Entre as demais fases minerais estão: plagioclásio (3%), k-feldspato (4%), rara granada, apatita, turmalina e zircão perfazem (2%). Filitos ocorrem mais a oeste e são de cor cinza creme, granulometria média a fina, a base de quartzo fino, sericita e argilo-minerais. Algumas amostras são enriquecidas em magnetita e manganês. Quartzitos apresentam texturas granoblástica a granular e sarcoidais, são amarelados a brancos, exclusivamente ortoquartzíticos ou impuros de granulometria média a fina com feldspatos e muscovita.

As características estruturais são homogêneas dentro do pacote metassedimentar em estilo, arranjo e regime deformacional. Sua feição estrutural mais típica é uma foliação penetrativa de baixo ângulo, definida por uma xistosidade ou foliação de transposição. A diferença estrutural está no aparecimento de clivagem de fratura e clivagem de crenulação, o que evidencia condições transicionais

entre um domínio de plasticidade e metamorfismo mais alto, para regimes gradualmente mais dúcteis-rúpteis, em condições metamórficas mais baixas. Há áreas com rochas maciças onde a deformação dominante é rúptil com foliação cataclástica.

Outra característica nesta unidade é o intenso processo hidrotermal e retrometamórfico, responsável pelas variações mineralógicas e formação de veios de quartzo, que ocorrem ao longo das falhas inversas nas zonas de charneiras de dobras isoclinais, nos formando estruturas tipo *saddle reefs* e que dão origem aos jazimentos de cristal de quartzo na região, principalmente a norte na Folha Gurupi.

Boa parte destes veios é atribuída à presença de apófises e cúpulas graníticas epizonais, provavelmente associadas à magmatismo ácido tardio, relacionado às intrusões do tipo Córrego das Lages (FRASCA et al., 2010) mapeadas a sul.

A assinatura da aeromagnetometria é alta para as partes dominadas por diques de diabásio e corpos máficos subaflorantes e torna-se pouco realçada para os demais litótipos. Os diques que cortam a Formação Pequizeiro. Apresentam mineralogia essencial formada de plagioclásio (64%) e clinopiroxênio (30%) arranjados em textura subofítica. Há abundância de minerais opacos (6%), cujo magnetismo da amostra macro indica serem de magnetita. O piroxênio é parcialmente alterado para clorita. A rocha é classificada como gabro ou diabásio.

Lucas e Moura (2006), em estudos de zircão detríticos, em quartzitos da Formação Pequizeiro citam que seus dados: idades aparentes 207Pb/206Pb, : 735±39 Ma; 733±9 Ma; 1303±37 Ma; 1454±31 Ma; 1583±37 Ma; 1869±5 Ma; 2008±9 Ma e 2787±19 Ma” onde os autores concluem: “*que as áreas fontes das rochas do Cinturão Araguaia seriam aquelas presentemente situadas a sudeste e leste do cinturão, incluindo o Maciço de Goiás e o Cráton São Francisco, além do Arco Magmático de Goiás*”.

## 3.14 - SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR SERRA DA SABINA - NP2sab3

A sequência Serra da Sabina foi definida na Folha Porangatu (1:100.000) por Dantas et al. (2006) na região norte do estado de Goiás e sul do estado do Tocantins. A unidade ocorre na forma de faixas alongadas entre rochas graníticas, acompanhando as feições fisiográficas das serras da Sabina do Meio e do Presídio.

Os autores individualizaram seis subunidades, sem conotação estratigráfica, uma vez que predomina uma tectônica de *nappes* na região e a distinguem das sequências Santa Teresinha de Goiás e Mara Rosa, usando como limite o lineamento de Mutunópolis.



NP1sab1 – Unidade 1 – É constituída de tremolita xistos, talco xistos, hornblenditos, actinolititos, anfíbolitos milonitizados, metagabros, epidoto anfíbolitos, clorita xistos, hornblenda xistos, tremolita xistos com intercalações de quartzito, muscovita quartzito, granada xisto, turmalinito e turmalina quartzito. Associa-se a corpo de anfíbolito e granada anfíbolito.

NP1sab2 – Unidade 2 – Esta unidade consiste de biotita-granada-muscovita xistos, com intercalações de biotita-quartzo xistos, muscovita-granada-estaurolita xistos, cianita-estaurolita xistos e, na Serra do Presídio, quartzitos com intercalações de xistos e, entre as serras Verde e do Meio, sillimanita-granada-estaurolita xistos.

NP1sab3 – Unidade 3 – É composta por biotita xistos feldspáticos e biotita gnaisses cinza escuros de granulação média.

NP1sab4 – Unidade 4 – Consiste de quartzito, por vezes com cianita e turmalina, e turmalina-granada-plagioclásio-muscovita xisto com intercalações de anfíbolito interestratificados com *metachert*, gondito e rochas calcissilicáticas.

NP1sab5 – Unidade 5 – É representada por muscovita quartzito milonítico com local ocorrência de muscovita e turmalina.

NP1sab6 – Unidade 6 – Compreende quartzitos brancos, médios a grossos e muscovita xistos com intercalações de quartzo-muscovita xistos e rochas ultramáficas.

No âmbito da Folha Alvorada esta unidade apresenta-se bastante alterada e deformada, sendo cartografada em virtude da continuidade das feições das unidades 2 e 4 encontradas na Folha Porangatu. Todavia, adotou que estes metassedimentos são concordantes e contextualizadas com as descrições da sequência metavulcanossedimentar de Santa Teresinha de Goiás e manteve-se pelo contexto regional esta correlação.

Isótopos de Sm-Nd e TDM obtidas por Dantas et al. (2006) de vários litótipos desta unidade, apresentam um amplo intervalo de idades-modelo de área fonte entre 2.4 e 1.0 Ga, sugerindo proveniência de crosta antiga situada a leste e de idade entre 2.49 e 2.6 Ga, e parte com fonte no embasamento da Faixa Brasília. Idades mais jovens, expostas a oeste da área de ocorrência da sequência é de idade entre 1.0 Ga e 1.15 Ga e são atribuídas ao Arco Magmático de Goiás.

### 3.15 - SUÍTE ALIANÇA DO TOCANTINS - NP3γa

Moraes Rego (1933) fez as primeiras referências a uma unidade metassedimentar, denominando-a de Série Tocantins, localizada na região de confluência dos rios Tocantins e Araguaia. Barbosa

et al. (1966) inseriram-na na Série Araxá e Hasui et al. (1975) separaram-na da Série Araxá atribuindo a denominação de Grupo Estrondo. Hasui, Anreus e Silva (1977) redefiniram estratigraficamente o Grupo Estrondo caracterizando-o como Formação Estrondo e introduziram o termo Grupo Baixo Araguaia.

A partir de 1977 até 1981, modificações na hierarquia estratigráfica e designações diferentes foram sugeridas por diversos autores. Souza, Moreton e Camargo (1997), em projeto de levantamento geológico básico na escala 1:250.000, Folha Xambioá, readotaram a denominação de Grupo Baixo Araguaia para representar um espesso conjunto litológico, depositado durante ciclos sedimentares, cujo desenvolvimento e história termotectônica foram os mesmos para todos os seus litotipos.

Segmentou-se então, o Grupo Baixo-Araguaia em quatro formações, baseado nas características litológicas, composicionais e metamórficas com o uso de termos já consagrados na literatura geológica: formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

Durante estes mapeamentos regionais realizados nas décadas de 1970 a 1990, a base do Grupo Baixo Araguaia, a Formação Morro do Campo era descrita como constituída por muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses e xistos quartzo-feldspáticos. Informações de caráter descritivo (petrográfico, metamórfico e estrutural), sem a caracterização de protólitos.

Por conseguinte, trabalho posterior de integração geológica regional (BIZZI et. al., 2003) no Projeto GIS Brasil, ao notar altos valores radiométricos em imagens geofísicas para parte de rochas, que eram anteriormente atribuídas como metassedimentos, retiraram estas rochas do Grupo Baixo Araguaia e atribuiu-as como fazendo parte do embasamento e pertencente ao Complexo Rio dos Mangues.

Desta forma, durante o decorrer deste estudo observou-se que estas rochas não são de origem sedimentar, assim como são bem mais jovens e não constituem o embasamento da área.

Estes protólitos foram caracterizados e identificados como rochas de composição ígnea, granodioríticas e tonalíticas, sendo, portanto, necessária à adoção de uma nova unidade estratigráfica denominada de Suíte Aliança do Tocantins.

A Suíte Aliança do Tocantins definida por Frasca et al. (2010) corresponde então, a um corpo batolítico com mais de 100 km de comprimento e com cerca de 15 km de largura e por apófises graníticas intrusivas no Grupo Baixo Araguaia e no Complexo Rio dos Mangues. A suíte é dividida em duas fácies: uma

denominada de **Tonalito - Granodiorito Aliança**, que leva o nome da unidade e corpos mais fracionados denominados **Granito Córrego das Lages** melhor exposto a noroeste Folha Alvorada.

Sua área-tipo está localizada em uma pedreira nas proximidades do município de Aliança do Tocantins e em diversos afloramentos ao longo da BR-153. Esta unidade corresponde às rochas cartografadas, nas décadas de 70 a 90, como pertencentes à base do Grupo Baixo Araguaia - Formação Morro do Campo, constituída por muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses e xistos quartzo-feldspáticos.

Na Folha Alvorada, esta unidade perfaz cerca de 15% da área, encontra-se distribuída em sua porção noroeste e está representada por uma faixa de *trend* NE, com cerca de 80 km de comprimento e 30 km de largura, cujos limites são marcados com relativa nitidez pelos mapas radiométricos dos canais de tório e contagem total.

### 3.15.1 - Tonalito - Granodiorito Aliança - NP3γatg

Esta unidade é caracterizada por corpos e batólitos de biotita granodioritos e biotita tonalitos e até raros monzodioritos, com estruturas gnáissicas e miloníticas. As fácies mais tardias e mais fracionadas são representadas por corpos graníticos e apófises graníticas, intrusivas nos tonalitos e nas encaixantes, individualizadas como Granito Córrego das Lages composto por biotita sienogranito biotita monzogranito.

Os biotita-tonalitos e granodioritos são rochas leucomesocráticas, de granulações média a grossa, heterogêneos, muito foliados, com estruturas protomilonítica a milonítica, localmente com desenvolvimento de bandamento gnáissico milimétrico e fusões migmatíticas associadas,

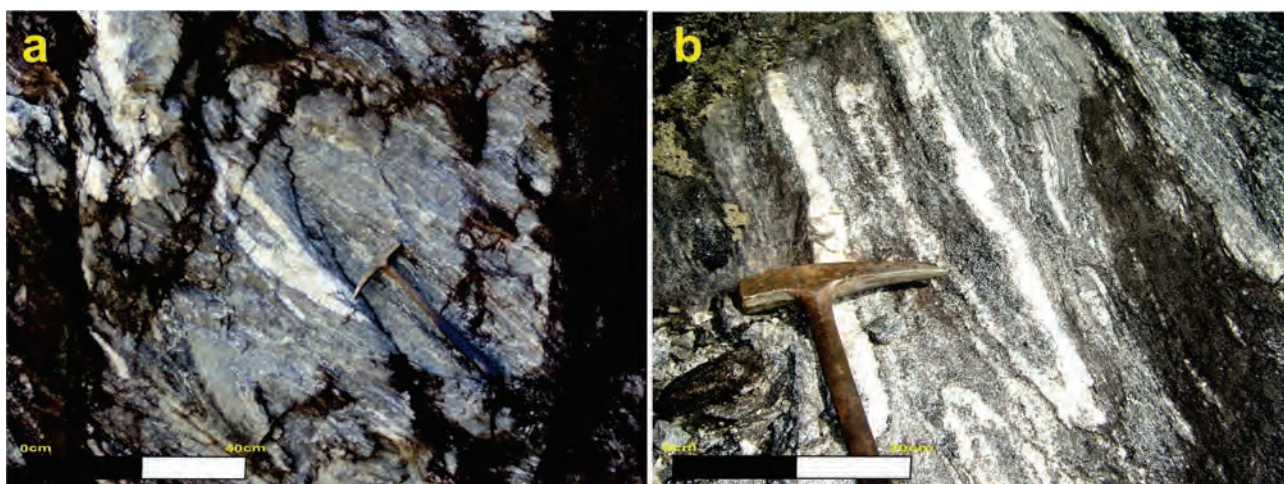
(fotografia 3.41a e b). A passagem de uma rocha para outra, em escala de afloramento, é gradacional. A exceção é feita aos litotipos graníticos que afloram como intrusões em forma de apófises estratóides e/ou discordantes.

Os contatos com as encaixantes são tectônicos e estão parcialmente encobertos. À leste faz contato com Complexo Rio dos Mangues, através de zona de cisalhamento transpressional oblíqua e de baixo ângulo, o que também é verificado a oeste com a Formação Pequizeiro, onde se observa zona de cisalhamento de baixo ângulo.

Ao microscópio apresentam plagioclásio, k-feldspato, biotita e muscovita como minerais principais, com texturas granonematoblástica, granolepidoblástica, granoblástica, com recristalização avançada e junções tríplices de alta temperatura, epidoto, titanita, carbonato, apatita, zircão, como mineralogia secundária e traços, (fotografia 3.42a e b).

Esta unidade está deformada sob um regime de cisalhamento dúctil, em uma zona de direção N20°-40°E, de alto *strain*, relacionada a faixas contracionais de baixo ângulo, em rampas frontais de um *fold-thrust belt*, (fotografia 3.41a). Este subsistema é parte de uma megazona de transcorrência dextral e as suas componentes no sistema Riedel. Frasca et al. (2010).

O efeito de cominuição mineral pelo processo deformacional milonítico combinado ao intenso grau de intemperização dos protólitos, produzem solos areno-argilosos a argilo-arenosos formando um espesso capeamento. Associam-se a estas rochas uma eficiente lateritização. Nestes perfis alterados as rochas ígneas da Suíte Aliança do Tocantins assemelham-se muito às rochas de origem metassedimentar com as quais fazem contato.



Fotografia 3.41 – a) Afloramento em corte de biotita granodioritos e biotita tonalitos, com estruturas gnáissicas e miloníticas, observa-se a foliação de baixo ângulo em vergência para oeste com redobramento de  $S_1$  e dobras em bainha; b) Em planta visão das dobras em bainha e dobramento isoclinal – apertado.

As exposições de rochas não são contínuas e predominam principalmente os tipos muito alterados, formando massas argilosas a argilo-arenosas. Todavia, preserva-se a *fábrica* milonítica e a estruturação gnáissica com bandamento centimétrico e descontínuo, de granulação média a fina e de coloração avermelhada com níveis esbranquiçados,

No córrego Genipapo ocorre uma rocha extremamente alterada e avermelhada com níveis descontínuos pretosebranco-amarelados. Apresenta-se anisótropa, heterogênea, inequigranular média a fina e foliação N35°E/45°NW. Esse pacote milonítico é cortado por um veio de quartzo discordante 210°/80° e a cintilometria medida exibe valores entre 40 e 45 cps (fotografia 3.43a e b).

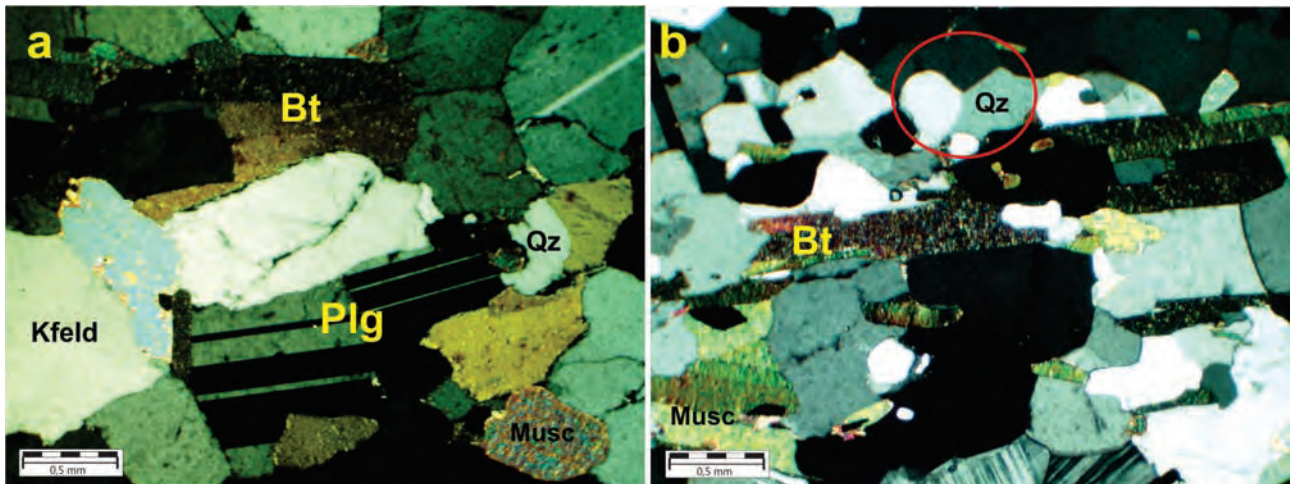
A fácies metamórfica é anfibolito de grau médio a alto, fusões isoladas e algumas feições

migmatíticas acompanham de forma concordante e discordante à foliação, atestando a temperatura elevada em que se encontra parte desta unidade.

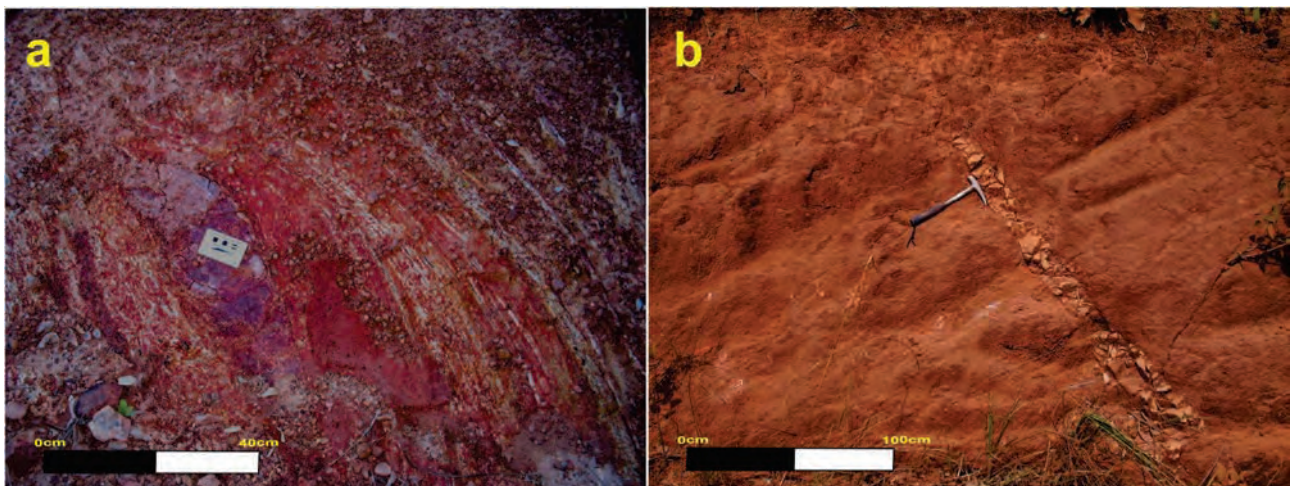
As áreas próximas às falhas compressoriais regionais, zonas da base de *nappes* e contatos geológicos são as áreas preferenciais para ocorrência de fusões crustais rasas e em baixa pressão. As junções tríplices nos cristais de quartzo, também são evidências que marcam a recristalização nestas condições metamórficas, (fotografia 3.38b).

Datação pelo método U-Pb em zircão em biotita-tonalitos da Suíte Aliança do Tocantins, na Folha Gurupi, obteve a idade de 618±2 Ma (MSWD 0,049) com herança em 2057±53 Ma, (figura 3.34).

Isótopos de Sm-Nd em biotita-tonalito na Folha Gurupi, a sul do município de Aliança do Tocantins, forneceram idade-modelo de 1710 Ma e  $\epsilon_{Nd}(T0.618)$  de -7,49. Fuck et al. (2001) obtiveram idades modelo



Fotografia 3.42 – a) Fotomicrografia de tonalitos foliados da Suíte Aliança, com cristais de plagioclásios idiomórficos, com textura granonematoblástica e biotita e muscovita granolepidoblástica, orientada, contatos de grãos retos e retilíneos; b) características semelhantes, mas com detalhe de textura granoblástica com junções tríplices (detalhe em círculo vermelho) marcando alta temperatura de recristalização.



Fotografia 3.43 – a) Seção lateral exibindo rocha muito alterada, com estruturas milonítica preservada e de minerais reliquiais de coloração esbranquiçada entre os planos de foliação; b) Detalhe de veio de quartzo seccionando discordantemente a foliação milonítica do granitóide.

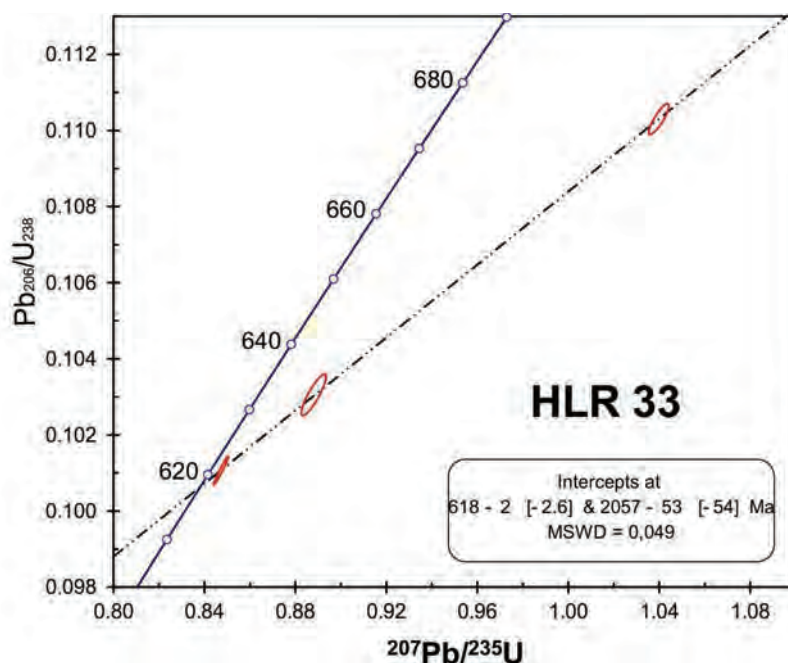


Figura 3.34 – Intercepto inferior com idade de cristalização de metagranodioritos da Suíte Aliança, amostra da área-tipo da unidade – Pedreira de Aliança TO – BR-156.

Sm-Nd em biotita-xistos variando em torno de 1640 Ma com  $\epsilon\text{Nd}(0)$  de -12,56. Autores como Souza e Moura (1995) e Arcanjo e Moura (2000) incluem estas rochas no Complexo Rio dos Mangues (Pb-Pb - 2.0 Ga), mas a idade-modelo e idade de cristalização encontradas são incompatíveis com a idade atribuída a esta unidade, o que permitiu a inclusão desta faixa de rochas no Neoproterozoico.

### 3.15.2 - Granito Córrego das Lajes - $\text{NP3}\gamma\text{acl}_1$ / $\text{NP3}\gamma\text{acl}_2$

Estas rochas foram inicialmente mapeadas por Martins e Souza *apud* Martins e Scislewski (1983) no Projeto Alvorada como pertencentes ao Complexo Basal de idade arqueana.

Foi definido por Frasca et al. (2010), compreendendo inúmeras intrusões graníticas constituindo uma faixa de orientação NE, desde métricas a alguns quilômetros de extensão, alojadas nos Tonalitos-Granodiorito Aliança, no Grupo Baixo Araguaia (Formação Pequizeiro) e no Complexo Rio dos Mangues. Trata-se da porção mais fracionada e tardia da Suíte Aliança do Tocantins, com a qual, mantêm relações de campo e de cogeneticidade litoquímica, em especial em suas assinaturas de ETR.

Sua área-tipo localiza-se no córrego homônimo, no extremo noroeste da Folha Alvorada. Estes granitos (*strictu sensu*) são responsáveis por extensas zonas hidrotermalizadas com correspondência geofísica nos canais espectrorradiométricos de contagem total e ternários U-Th-K (figura 3.35).

Estas anomalias em campo são registradas por radiômetro com picos em torno de 65 a 90 cps e por alterações nas encaixantes marcadas pela ocorrência de veios de quartzo e níveis descontínuos ricos em turmalina, sericita e clorita.

Na Folha Alvorada esta unidade perfaz cerca de 5% da área e na análise de sensores remotos se caracteriza por apresentar relevos discretamente realçados, com raras feições positivas, cortadas por sistemas de fraturas para NE e NW. Exposições de lajeiros de grandes dimensões são características da unidade, (fotografia 3.44 a e b).

Análises aerogamaespectrométricas destes granitos, alicerçada por estudos petrográficos e dados de campo, permitiram subdividir esta unidade em duas fácies distintas:  $\text{NP3}\gamma\text{acl}_1$  e  $\text{NP3}\gamma\text{acl}_2$ .

A  $\text{NP3}\gamma\text{acl}_1$  é constituída por granodioritos, monzogranitos, biotita-tonalitos, e subordinadamente sienogranitos, quartzo-monzonitos e granitóides gnaissificados, exibindo eventualmente acentuado processo de recristalização. Estas rochas são leucocráticas de cores acinzentada a esbranquiçada, inequigranulares, com granulações média à grossa, isótropas a anisótropas, localmente foliadas, texturas porfiríticas e porfiroclásticas (fotografia 3.45a), seccionadas por enxames de veios quartzo-feldspáticos, aplitos e pegmatitos. (fotografia 3.45b). Apresentam também uma geometria variada, desde corpos tabulares concordantes as encaixantes, em apófises irregulares de aspecto amebóide, discordantes e irregulares.

Diversos outros afloramentos destes granitóides, porém em escala não mapeável, são encontrados na área.

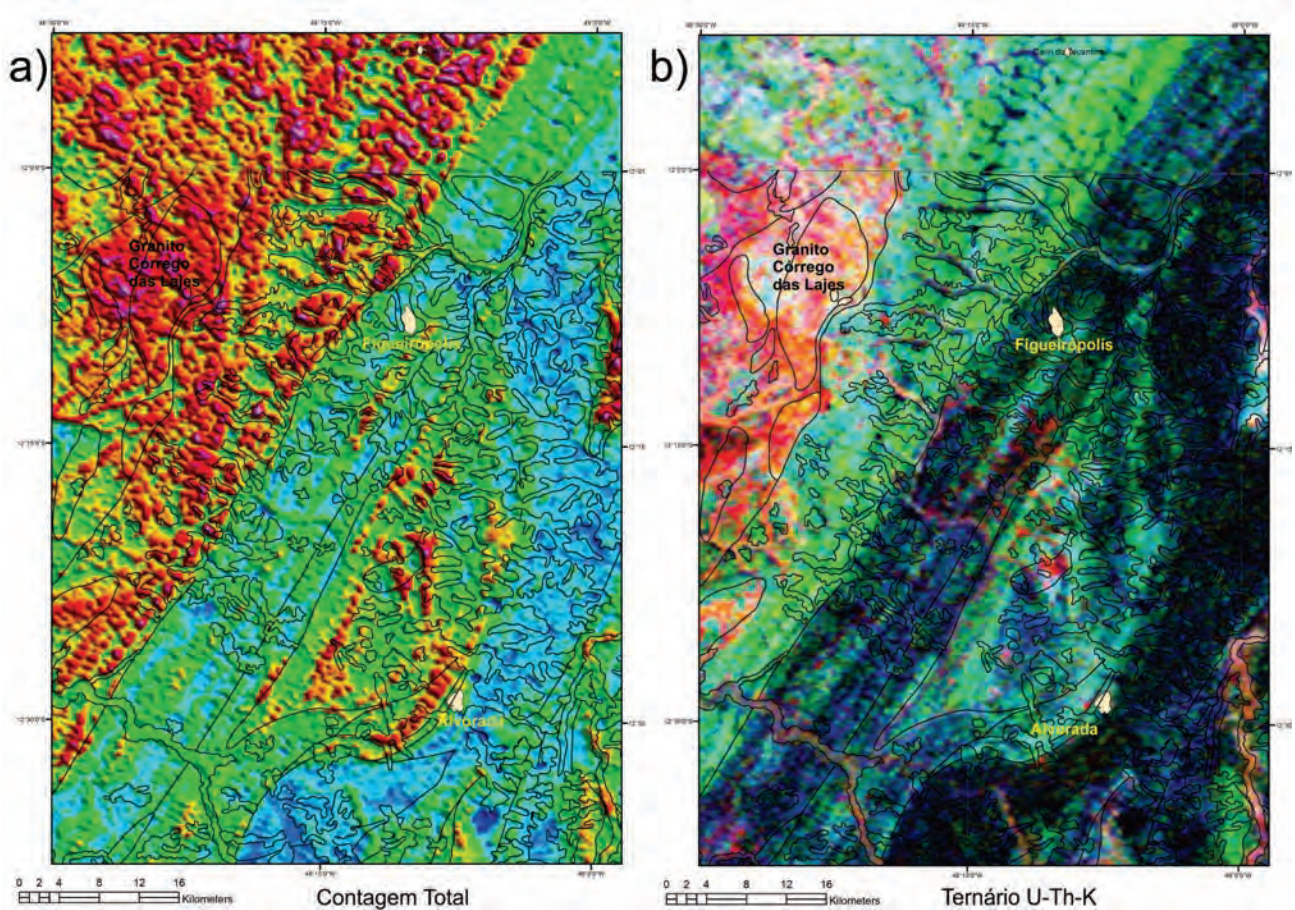
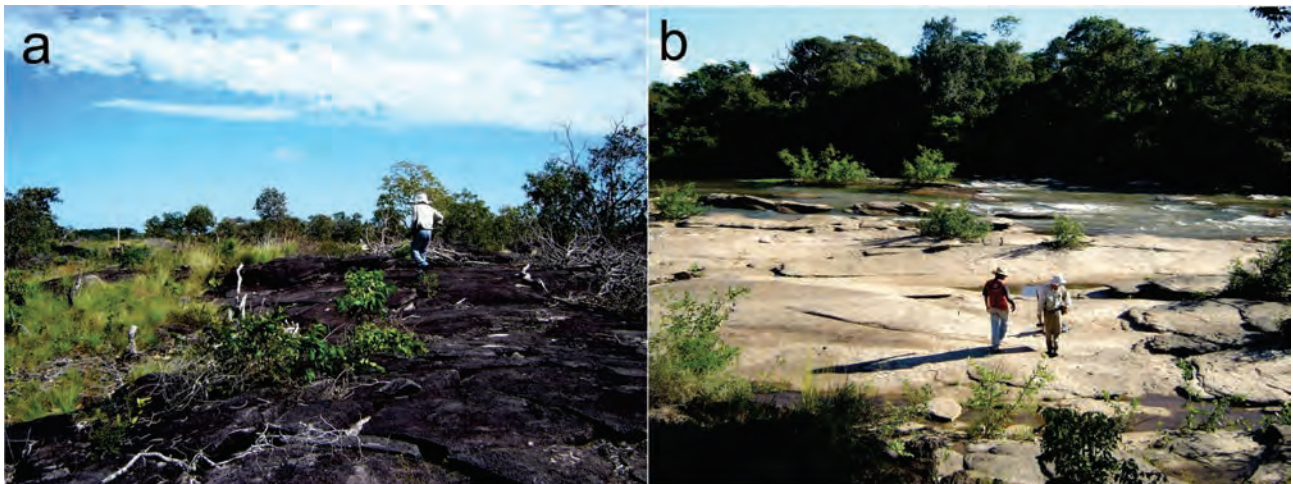


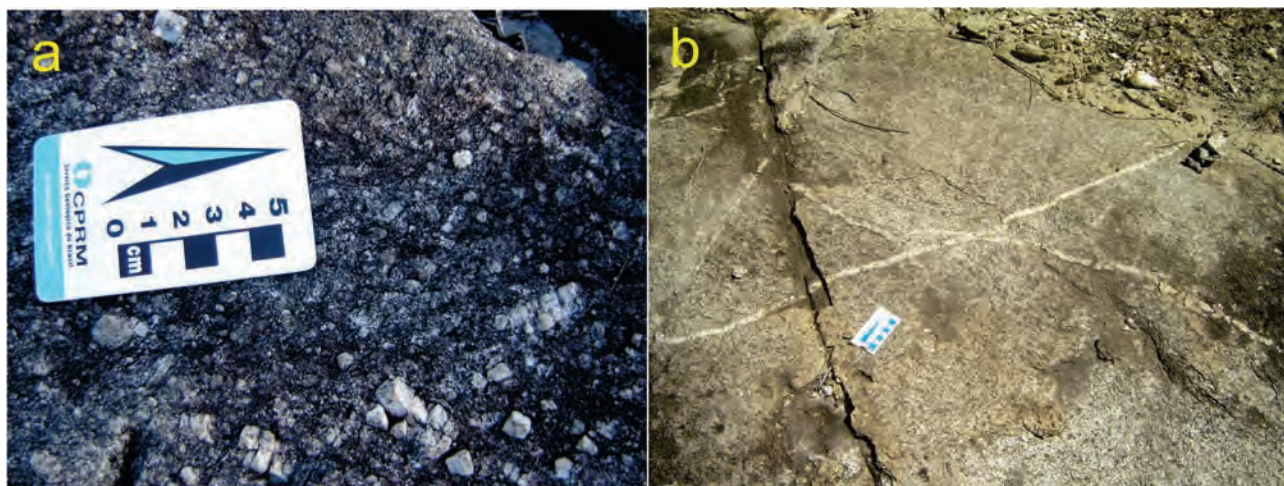
Figura 3.35 – Imagens aerogamaespectrométricas: a) Contagem total e b) Ternário U-Th-K da porção noroeste da folha Alvorada. Observam-se os batólitos e stocks que são destacados na faixa NE em vermelho.



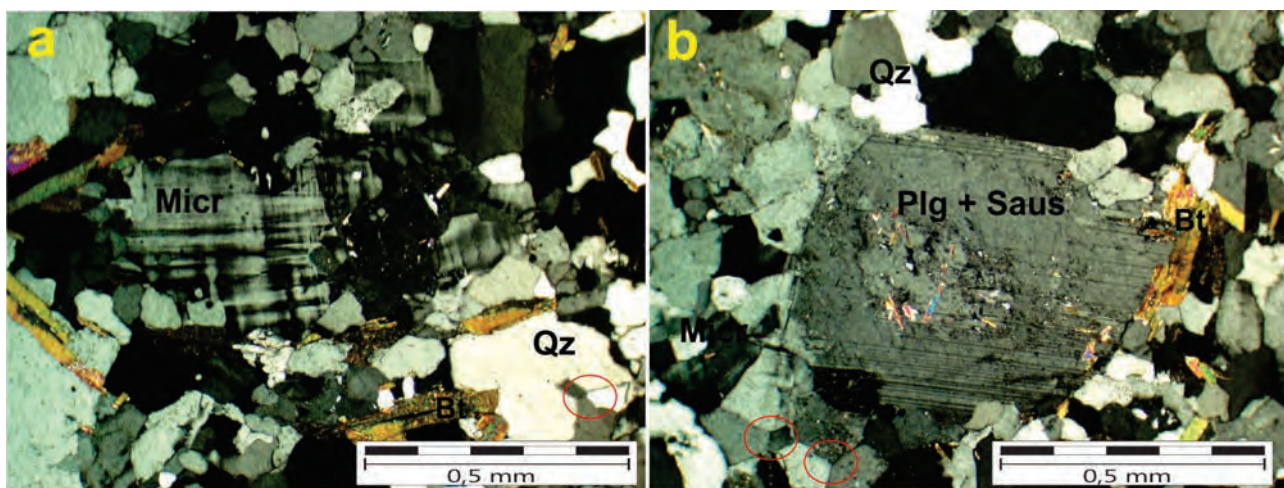
Fotografia 3.44 – a) Forma de exposição do Granito Córrego das Lajes em longas lajeiros em áreas de cerrado b) Na área-tipo no rio Córrego da Lajes, extremo oeste da Folha Alvorada.

Ao microscópio (fotografia 3.46 a e b), constitui-se de plagioclásio (10%-45%), K-feldspatos (15%-45%), microclíneo (5%-45%), quartzo (35%-50%), biotita (5%-10%), hornblenda (<2%), opacos (<1%) e como produto hidrotermal apresentam muscovita epidoto e clorita. Titanita, alanita, apatita e zircão são acessórios.

A fácies  $NP3\gamma acl_2$  é a mais fracionada da Suíte Aliança do Tocantins e está representada por corpos menores de granodioritos a sienogranitos, que afloram na forma de *stocks* alongados e apófises estratóides, intrusivos nos  $NP3\gamma acl_1$ , Complexo Rio dos Mangues e nas rochas do Grupo Baixo Araguaia. É caracterizada por biotita sienogranitos, biotita



Fotografia 3.45 – a) Biotita monzogranito porfirítico da unidade Córrego das Lages exibindo discreta orientação de pórfiros quartzo feldspáticos; b) Vista em planta de biotita monzogranito fácies média a fina e equigranular, com destaque para sistema de veios quartzo-feldspáticos N45E/N70W.



Fotografia 3.46 – a) Monzogranito a granodiorito com agregados granoblásticos quartzo-feldspáticos orientados e recristalizados, junções triplíce e contatos de grãos lobados de alta temperatura; b) Fenocristal de plagioclásio saussuritizado com inclusões de epidoto e muscovita em matriz com cristais subédricos, inequigranulares de feldspatos e quartzo em contatos poligonais e seriados, também de alta temperatura.

monzogranito e biotita granodiorito, médios a grossos, (fotografia 3.47 a) a c)), esbranquiçada, homogêneos, equigranulares, isotropos a muito foliados nas bordas. Eventualmente, estes litótipos ocorrem constituindo bolsões ou apófises que transicionam para fácies mais finas, xistosas e bandadas.

Normalmente estes corpos mostram-se mais equigranulares e com mineralogia bastante variada, com geometria variável, desde formas tabulares a bolsões (apófises) e afloramentos isotropos. São eventualmente, seccionados por veios de quartzo relacionados às fases fluidas tardias da intrusão.

O metamorfismo que atinge estas rochas é variável de fácies anfibolito á xisto-verde em alta temperatura e com as mesmas características em relação a proximidade de grandes discontinuidades, contatos e falhamentos regionais.

Dados litoquímicos apresentam uma similaridade das assinaturas de ETR do Granito Córrego das Lages e do Tonalito-Granodiorito Aliança do Tocantins e sugerem que as rochas destas unidades constituem um magmatismo cogenético, sendo que os litótipos atribuídos ao Córrego das Lages representariam uma fração mais jovem, fracionada e com contaminação crustal (FRASCA et al., 2010).

Isótopos de Nd e Idades modelo TDM apresentam valores elevados de residência crustal de 2.25 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  -1.61 confirmando a derivação crustal desta unidade.

As análises químicas interpretadas por Scandola *apud* Ribeiro e Alves (2017) integrou o conjunto de dados desta unidade nas folhas Porto Nacional, Gurupi e Alvorada. As amostras mostram teores de SiO<sub>2</sub> entre 56% e 72%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 14% a 17%, MgO en-

tre 1,4% e 3,8% com razões  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  variando de 0,28 a 1,89. Caracterizam magmatismo subalcalino, (figura 3.36a). São rochas predominantemente peraluminosas (figura 3.36b), com razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,42 e 1,45 no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (figura 3.36c) são preferencialmente calcioalcalinas alto-K, com três amostras no campo médio-K.

No diagrama AFM, figura 3.37a as amostras definem *trend* calcioalcalino de média maturidade, à semelhança e entre de arcos tipo das Aleutas e

Antilhas Menores; arcos da Nova Zelândia, México e Japão. Na figura 3.37b a relação ternária  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  evidencia o *trend* calcioalcalino associado a rochas de arco de margem continental ativa.

No diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Figura 3.37c) as rochas da Suíte Aliança do Tocantins se distribuem no campo dos granitos magnesianos, que coincide com o campo dos granitos cordilheiranos, ocupando preferencialmente o campo dos granitoides calcioalcalinos a cálcicos e no



Fotografia 3.47 – a) Aspecto de afloramento em crista de sienogranito deformados, borda de intrusão; b) Detalhe da foliação em rampa e granito cisalhado; c) A mesma unidade sienogranítica isótropa no interior do corpo, mostram as relações e a heterogeneidade estrutural de granito do tipo estratóide; d) Textura mimerquitica com o intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular e deslocamentos de maclas com micro kink da geminação; e) Alanitas com auréolas de epidoto.

diagrama  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Figura 3.37d), exceção dos dois quartzos monzonitos que mostram leve tendência alcalina, apresentam como produtos de fusão crustal e de tipo "S".

A análise dos padrões de ETR marca alguma diferença significativa nas diversas rochas que formam a Suíte Aliança do Tocantins, o que implica em distintas fontes e processos petrogenéticos.

No diagrama da figura 3.38a os padrões de monzogranitos a tonalitos são similares, com moderado fracionamento ETRL x ETRP com  $[(\text{La}/\text{Yb})_N]$  variando de 8,41 a 44,5], fracas anomalias negativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 0,43 a 0,64), fraca concavidade das curvas de ETR médias indicando pouca participação de anfibólios no processo petrogenético de fracionamento mineral e baixos valores de ETR pesados indicando fontes enriquecidas em granada e plagioclásio, porém com diferença significativa nos valores de fracionamento.

As curvas superiores da figura 3.38a são de monzonitos que apresentam valores mais acentuados de ETR leves como La e Ce, sugestivas de uma maior participação de material crustal na sua petrogênese.

A amostra HL-68 desta unidade é a amostra mais anômala, (em violeta) mostra acentuado fracionamento ETR leves vs. ETR pesados  $[(\text{La}/\text{Yb})_n = 20,54]$  em relação às demais rochas (em azul), ausência de anomalia de Eu, concavidade da curva nos valores de ETR médios (Gd, Tb e Ho) e baixos valores de ETR pesados (Figura. 3.38a).

A interpretação destas características sugere fraca participação de plagioclásio no processo de fracionamento da rocha e sua importância na composição da fonte, a concavidade da curva para ETR médios mostra a importância do fracionamento dos anfibólios na geração da rocha e os baixos teores de ETR pesados, juntamente com a presença de plagioclásio, indica alguma participação de fontes máficas relativamente profundas, de composição granada-lherzolito, marcada no breve enriquecimento relativo de Lu em relação às demais ETRP.

O diagrama de multielementar padronizado ao manto primitivo das rochas da Suíte Aliança do Tocantins (Fig. 3.38b) destaca importantes diferenças na razão LILE/HFSE, a variação nos LILEs, principalmente Rb e Ba, razões Ba/Nb de 25 a 63

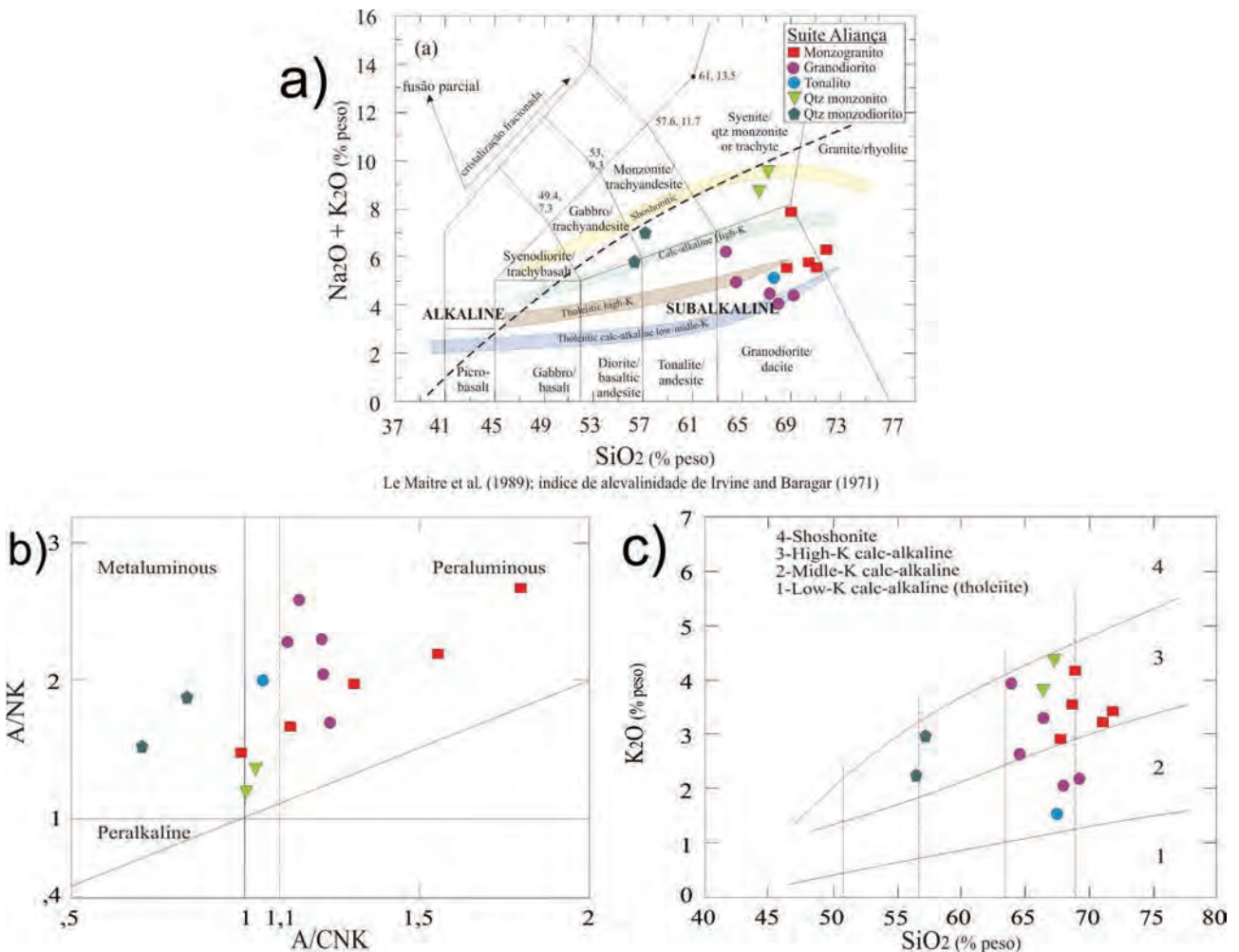


Figura 3.36 – a) Diagrama TAS de Irvine e Baragar (1971) com as rochas da Suíte Aliança do Tocantins no campo subalcalino; b) Índice de saturação de alumina (ANK vs. ACNK) dos granitóides (MANIAR;PICOLLI, 1989); e c) Diagrama de teor de  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo e Taylor (1976).



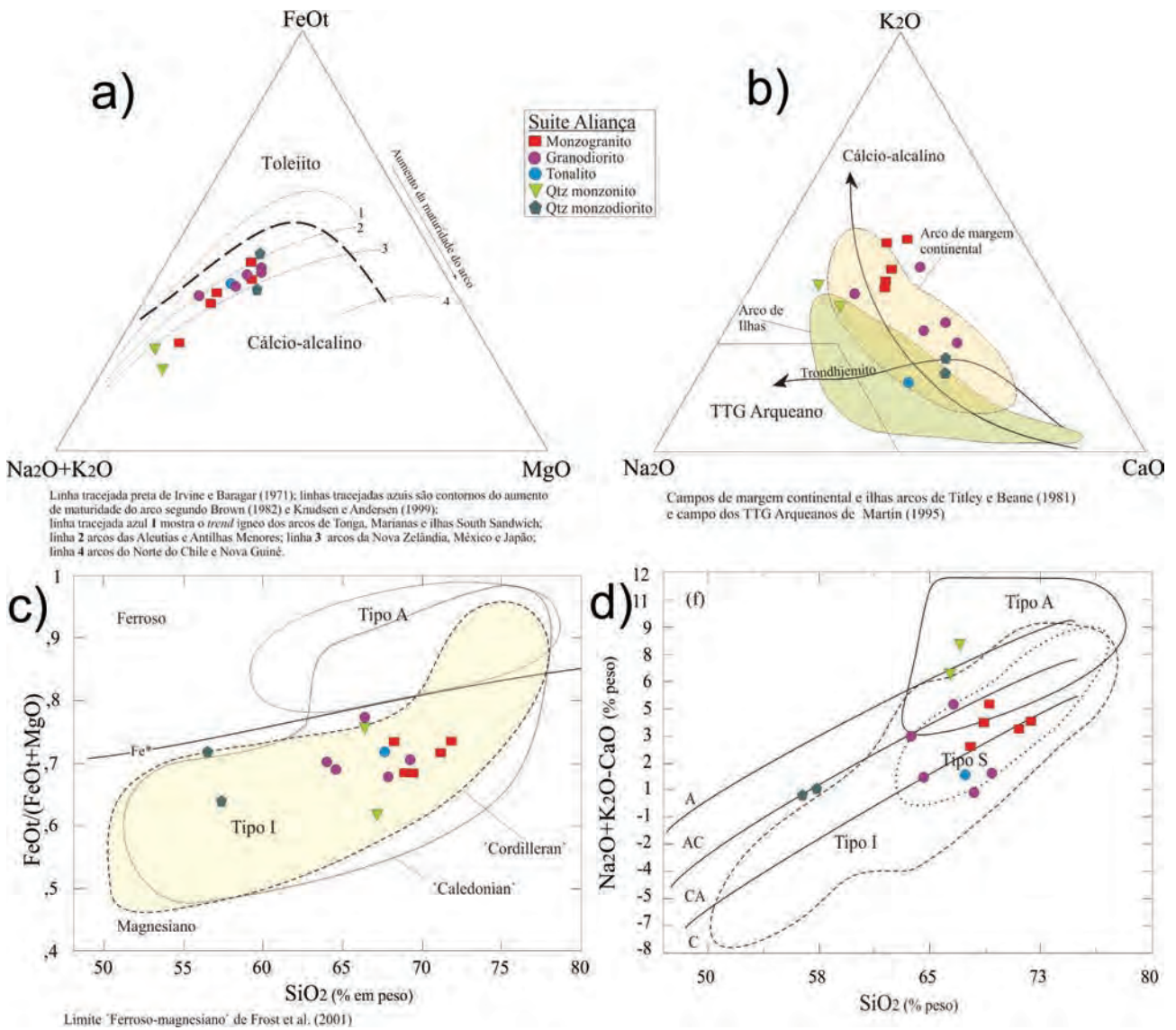


Figura 3.37 – a) Diagrama AFM (IRVINE;BARAGAR, 1971) para as rochas da Suíte Aliança do Tocantins; b) Relação ternária Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO evidenciando o trend cálcioalcálico de rochas de arco de margem continental ativa; c) Diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (FROST et al., 2001) e campos dos granitos cordilheiranos, caledonianos e d) Diagrama Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO vs. SiO<sub>2</sub> para granitos I, S e A de Frost et al. (2001).

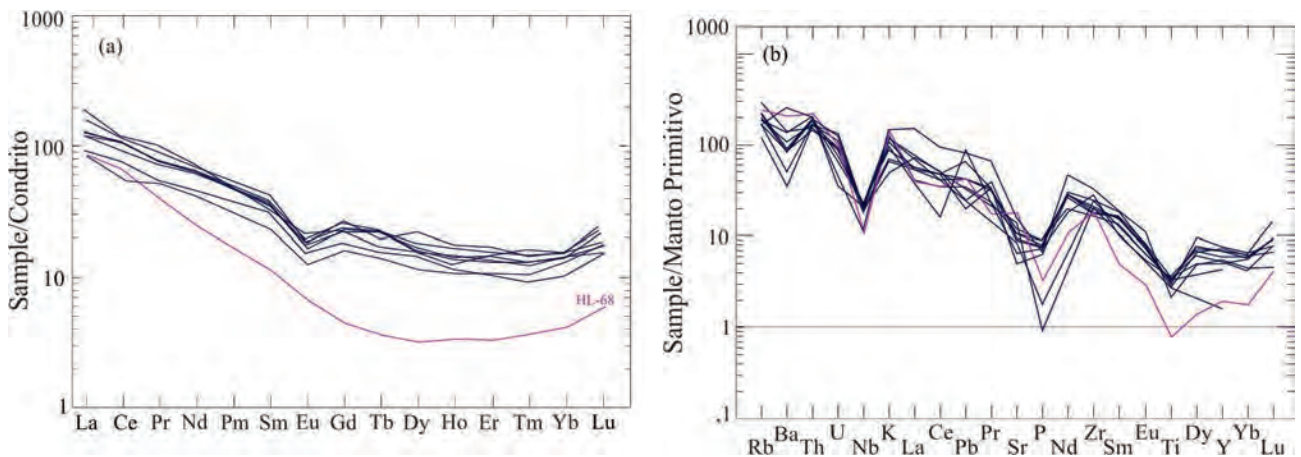


Figura 3.38 – a) Padrões de ETR normalizados ao condrito (fator de normalização de BOYNTON, 1984) e b) Diagramas de multielementos normalizados ao manto primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989, para Suíte Aliança).

nos granodioritos e 17,10 para o tonalito, anomalia negativa de Nb, Sr, P e Ti, valores fracamente negativos a fracamente positivos para Pb, anomalias positivas para K, Zr-Hf., Sm-Nd e ETRP. O conjunto sugere uma fonte hibridizada, parte oriunda de manto, com forte contribuição crustal em ambiente orogênico maduro.

A amostra HL-68, é anômala e é mais rica em LILE's, tem anomalia negativa de Nb-Ta mais acentuada, é mais rica em K, porém com valores inferiores de Zr-Hf, Eu, Ti e ETR pesados. Também destaca valores distintos em Pb, Sr, Zr-Hf e P entre os outros quatro monzogranitos. A interpretação destas heterogeneidades químicas sugere fontes diferentes para o conjunto dos monzogranitos.

Os diagramas de ambientes tectônicos da figura 3.39 a e b confirmam que a Suíte Aliança do Tocantins constitui série de rochas calcioalcalinas geradas em arco magmático de margem continental ativa com acentuada heterogeneidade de fontes. O diagrama R1-R2 tectônico de Batchelor e Bowden (1985) (figura

3.39c) sugere rochas de diferentes fases de evolução do arco em que granodiorito, tonalito e granitos podem representar as fases pré a sin-colisional, enquanto monzonito e quartzomonzonito ocupam os campos das fases tardiorogênica e de *uplift* pós-colisional.

3.16 - COMPLEXO PORANGATU - NP3por

As rochas desta unidade foram descritas inicialmente por Barbosa (1966) no Projeto Araguaia como Pré-Cambriano Indiferenciado, representado por intercalações de metabasitos, migmatitos, granitos e milonitos, micaxistos, quartzitos e conglomerados que posteriormente foram incluídos por Almeida (1967) em uma única unidade indivisa denominada Complexo Basal.

No Projeto Brasília (BARBOSA et al., 1969) reconhece complexo basal pré-cambriano indiferenciado, composto de rochas gnáissicas com intercalações migmatíticas e retira desta unidade os metassedimentos, atribuindo estas rochas ao Grupo Araxá.

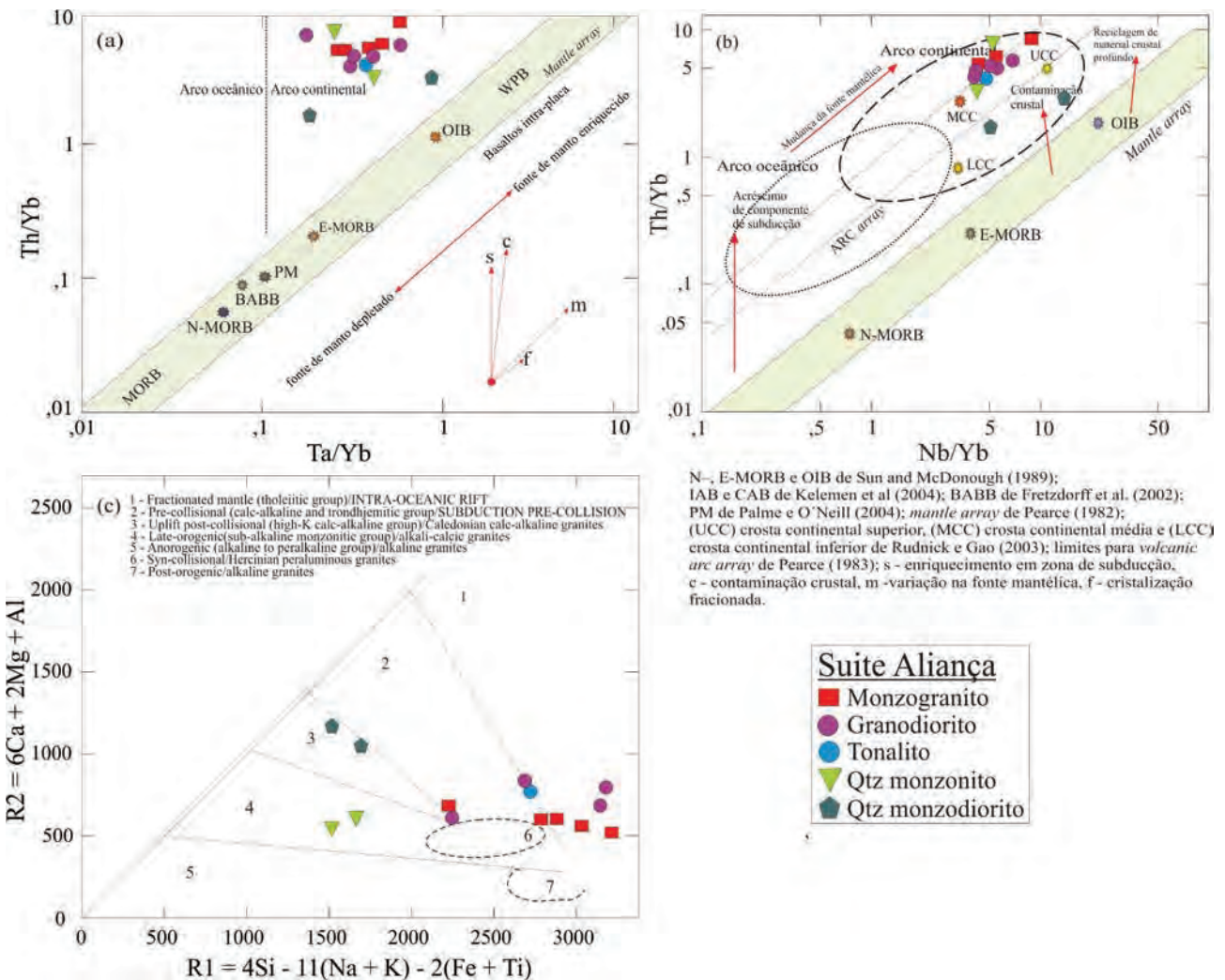


Figura 3.39 – a) e b) Diagramas de definição de ambientes tectônicos em que as amostras das rochas da Suíte Aliança do Tocantins se formaram com sua distribuição no campo de arco de margem continental ativo (PEARCE, 1983) e em c) Diagrama multicatiónico adaptado por Batchelor e Bowden (1985) para ambientes tectônicos.

Machado et al. (1981) identificaram um conjunto de granulitos na região de Porangatu ao norte do estado de Goiás, e subdividiu de leste para oeste, em três subzonas constituídas de (i) biotita gnaisses graníticos, clinopiroxênio-biotita gnaisses e granada anfíbolitos (ii) granada anfíbolitos e granada-hornblenda gnaisses, com gnaisses graníticos subordinados e diques de rochas máfico-ultramáficas, em contato com a anterior por extensa falha; e (iii) enderbitos, charnoenderbitos granadíferos e mobilizados charnoquíticos, noritos, anortositos, biotita-hornblenda gnaisses, clinopiroxênio-granada gnaisses e gnaisses graníticos.

Estas rochas foram reunidas por Martins e Scislewski (1983) de Complexo Metamórfico Mara Rosa Pindorama e por Marini et al. (1984) sob a denominação de Complexo Granulítico. Siqueira, Cortês e Sá (1987), em trabalho de compilação e integração geológica do estado de Goiás, inseriu estas rochas com a designação Complexo Metamórfico Aruanã-Pindorama em substituição as demais proposições para estas rochas.

Foi redefinida por Gorayeb e Lafon (1996) como Faixa Granulítica de Porangatu, composta de gnaisses de alto grau, de filiação calcioalcalina e tholeiítica, metamorfizada à fácies granulito sob média a alta pressão, que afloram entre a Serra Azul e a cidade de Novo Planalto, em uma faixa de direção NE-SW limitada com os terrenos granito gnáissicos e afetados por extensas zonas de cisalhamento. Ocorrem também diques de anfíbolito e pequenos corpos de metagabro e corpos de gabro, anortosito, piroxenito e serpentinito, como o que é encontrado na Serra do Estrondo.

Lacerda Filho et al. (1999) utiliza a denominação de Complexo Granulítico Charnoquítico de Porangatu para caracterizar estas rochas gnáissicas granulíticas identificadas por Machado et al. (1981), que ocorrem no noroeste de Goiás.

Bizzi et al. (2003) adota para estas rochas a denominação de Complexo Porangatu, inserindo com esta denominação no GeoSGB da CPRM e contemplando os seguintes litologias: biotita gnaisses granítico, clinopiroxênio-biotita gnaisses, granada anfíbolito, granada-hornblenda gnaisses, gnaisses granítico, diques máficos-ultramáficos, enderbitos, charnoenderbitos granadíferos com mobilizado charnockítico, norito anortosítico, granulito, biotita-hornblenda gnaisses, clinopiroxênio-granada gnaisses, gabro, anortosito, piroxenito e serpentinito.

O nome Complexo Porangatu – Novo Planalto foi proposto por Dantas et al. (2006), para representar uma extensa faixa alongada de direção NE englobando desde ortognaisses tonalíticos, monzograníticos a granulitos máficos, leucocráticos, de coloração cinza claro e apresentando forte bandamento milimétrico, encontrados na Folha Porangatu.

Estes autores subdividem este Complexo em uma associação ortoderivada representada pelas seguintes unidades: **NP3por1** (i); clinopiroxênio biotita gnaisses, granada anfíbolito, granada hornblenda gnaisses, enderbitos e clinopiroxênio granada gnaisses; **NP3por2** (ii); biotita gnaisses graníticos a tonalíticos e subordinadamente biotita gnaisses de composição predominante granítica a tonalítica; **NP3por3** (iii) granito a sienogranito e (iv) **associação máfico-ultramáfica** representada por anfíbolitos, metaultramáficas, tremolita xisto, tremolita antofilita xisto, tremolita talco xistos.

Moreira et al. (2008) na confecção do mapa de Goiás adota a proposição de Bizzi et al. (op cit.) de Complexo Porangatu, subdividindo este complexo seguindo a proposição de Dantas et al. (2006)

Na Folha Alvorada o Complexo Porangatu é encontrado na porção norte sudoeste e distribui-se em uma faixa alongada, orientada segundo a direção N25°-30°E com mais de 50 Km de largura, entre as cidades de Talismã e Figueirópolis e 120 km de comprimento prosseguindo a S-SW para a Folha Porangatu e a N-NE para a Folha Gurupi. Sua principal característica é o conjunto de rochas gnáissicas de composição tonalítica a granodiorítica e uma associação de rochas máfico-ultramáficas, com setores granulitizados e balizadas por extensas zonas de alta deformação.

Neste trabalho adota-se também a denominação proposta de Complexo Porangatu e seguiu-se a subdivisão recomendada por Dantas et al. (2006), por ser a mais simples e coerente, mas com algumas modificações com a introdução de novos tipos litológicos no complexo, como os gnaisses migmatíticos, as composições dioríticas e adakitos.

Os principais litótipos são representados por enderbitos e charnoenderbitos granadíferos com mobilizados charnockíticos e, como tipos subordinados, granada gnaisses e granulitos máficos anfíbolitos, granada anfíbolitos e de metagabros, constituindo fundamentalmente um conjunto ortoderivado cálcio-alcalino-tholeiítico.

Os corpos lenticulares de anfíbolito são descontínuos encontrados ao longo da foliação milonítica dos gnaisses encaixantes. Estas rochas às vezes apresentam quantidades altas de epidoto sugerindo a atuação de processos de percolação de fluidos durante os processos deformacionais.

A área de exposição em geral apresenta um relevo plano e arrasado os afloramentos são poucos e apresentam-se na forma, ora de blocos métricos arredondados, ora como raras elevações que se destacam pela quebra pontual em áreas planas (Tipo Morro da Alegria) e ora como longos lajeiros, preferencialmente dentro de drenagens de maior porte, (fotografia 3.48).

Os contatos com as demais unidades estratigráficas são tectônicos, materializados por extensas e largas zonas de cisalhamento de natureza transcorrente, em sua maioria, e também por falhas transpressionais. Os contatos internos entre as unidades do complexo, também são tectônicos, gradacionais ou encobertos. Todos são intrudidos por inúmeros *stocks* graníticos e corpos máfico-ultramáficos ou de origem ofiolítica ou intrusões acamadadas das mais variadas dimensões.

Em imagens aerogeofísicas as rochas deste complexo, apresentam assinatura marcada por um baixo radiométrico e cujos dados de cintilometria terrestre indicam valores variáveis, entre 25 a 30cps, com

eventuais picos em torno de 55 a 60cps. As unidades NP3por1 e NP3por3 exibem altos valores magnéticos e a unidade NP3por2 um baixo magnético, figura 3.40

Foram cartografadas, neste estudo, três litofácies pertencentes a este complexo, assim discriminadas:

### 3.16.1 - Unidade Granulítica - NP3por1

Esta unidade ocorre principalmente na porção sul-sudoeste da Folha Alvorada distribuída em faixas descontínuas, alongadas, *boudinadas* e milonitizadas, encontradas principalmente ao longo do ribeirão Morro Alegre e nos córregos Lajes e Salinas.



Fotografia 3.48 – Formas de afloramento do Complexo Porangatu: a) Blocos granulíticos arredondados; b) Raros morros isolados, em geral ocupam áreas de relevo arrasado e plano; c) Lajedos em rios e córregos mais profundos apresentam as melhores exposições de rocha.

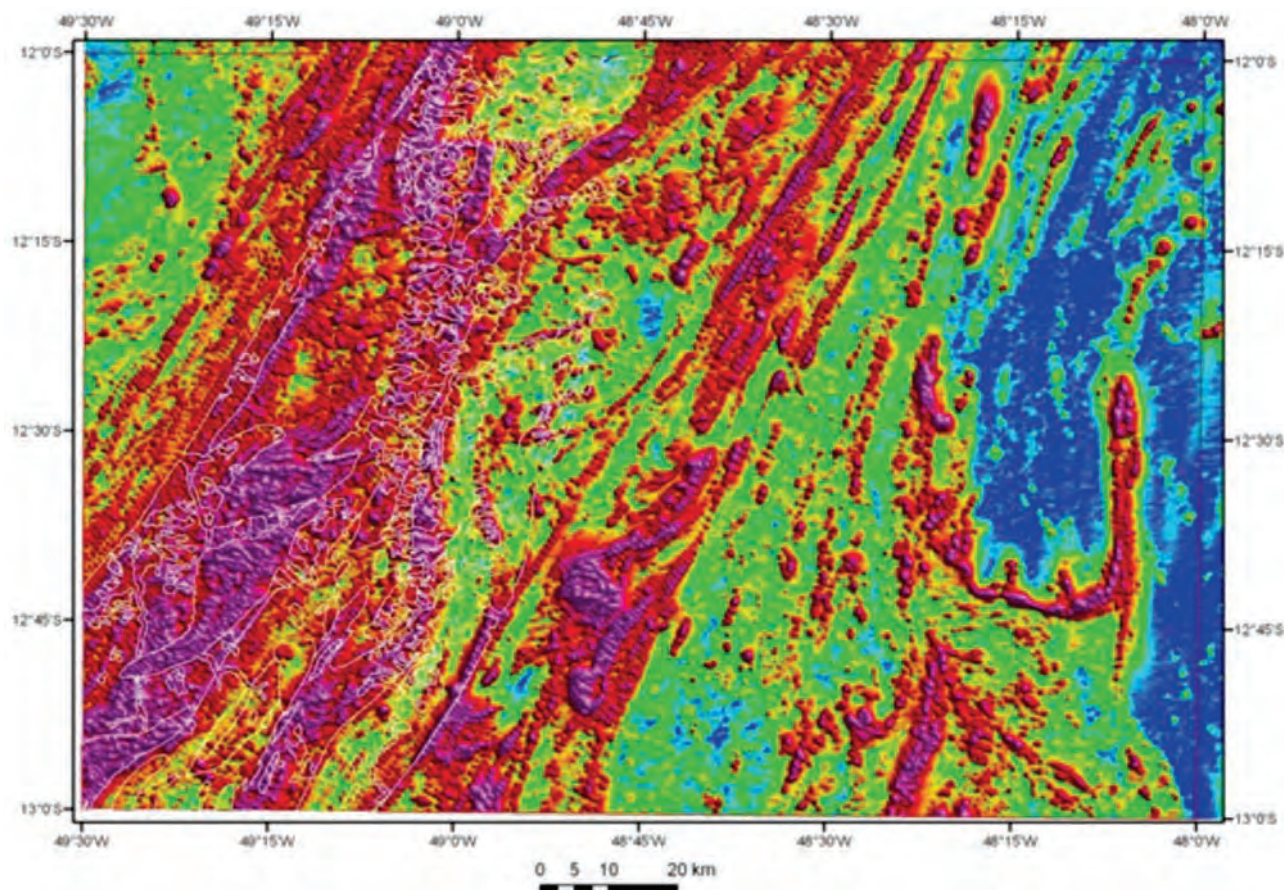


Figura 3.40 – Imagem aeromagnetométrica - sinal analítico com destaque em branco da área de ocorrência do Complexo Porangatu

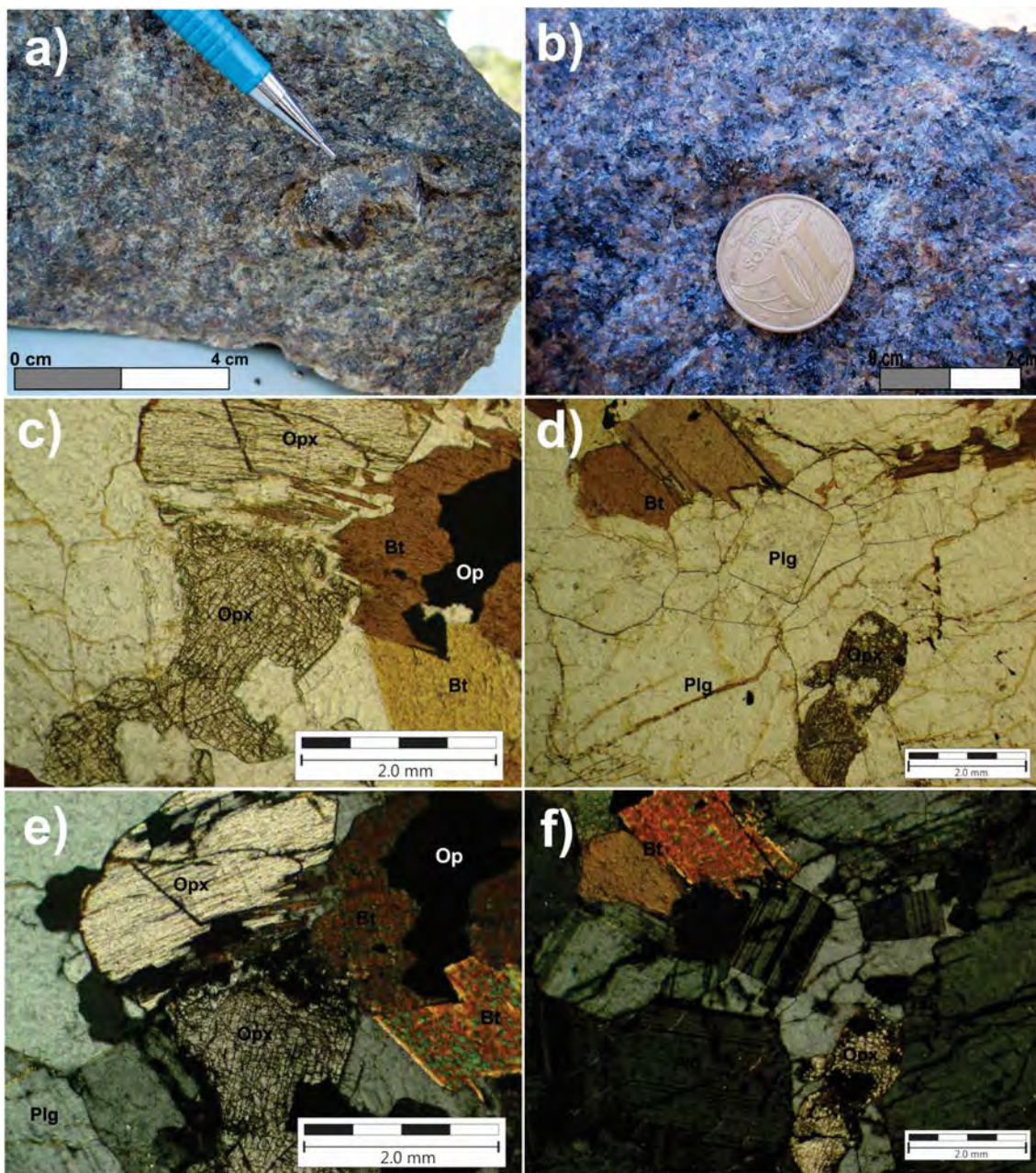
Constitui-se, predominantemente de granulitos ortoderivados e paraderivados, máficos e félsicos, granada hiperstênio granulitos, hiperstênio hornblenda biotita granulito, enderbitos e charnockitos, hornblenda biotita gnaiss, hiperstênio anfibolito, hiperstênio gabros e subordinadamente lentes de anfibolito. Apresentam-se de várias formas, desde isótipos a sutilmente foliados e bandados, de granulometria grossa a fina e de modo geral alterados pelo intemperismo.

A cartografia desta unidade e sua disposição espacial sugere que estas superfícies metamórficas de alto grau não se constituem ou formam uma faixa contínua como foram costumeiramente mapeadas. Esta unidade constitui originalmente uma zona heterogênea, reológica e composicional, como uma

parcela da crosta que alcançou um grau metamórfico elevado e de forma diferencial.

Neste sentido, certos setores da crosta atingiram as condições elevadas e outras não. Além desta disparidade a exumação desta seção da crosta inferior foi acompanhada por processos interferência e sobreposição deformacional em zonas de transpressão com dobramento e transcorrência a posteriori. Entende-se que estas zonas granulitizadas refletem a disposição de superfícies ou zonas metamórficas de geometria irregular, justificando-se, portanto sua exposição em planta.

Feições dos charnockitos deste complexo são apontados na fotografia 3.49a a 3.49f, são rochas marrom avermelhadas de grão grosso e constituídas



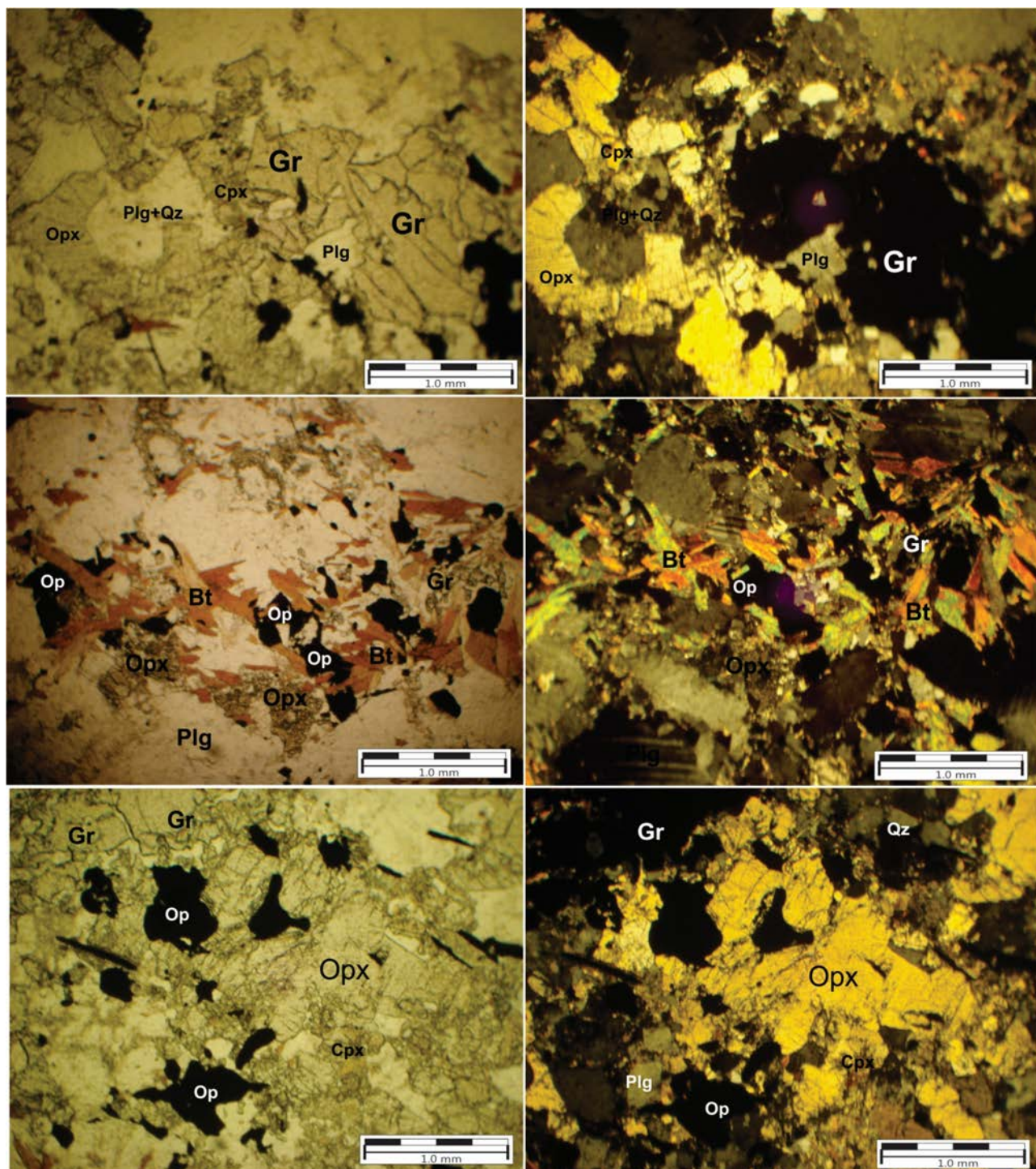
Fotografia 3.49 – Aspecto de charnockitos do Complexo Porangatu: a) e b) Detalhe de granitos a hiperstênio inclusos nas zonas granulitizadas; de c) a f) Seções delgadas em luz natural e polarizadas com seções laterais e basais de ortopiroxênios, feições de unção tripla de plagioclásios e reações retrometamórficas gerando biotita e opacos.

de quartzo (25%-35%) granoblástico poligonal com plagioclásio e K-feldspato (25%-35%), de textura granoblástica como pórfiros de até 1 cm e também como matriz mais fina, hiperstênio (10%-15%) castanho a incolor formam cristais subédricos de até 2mm são envolvidos, por vezes, a lamelas biotita avermelhada retro-metamórfica (2%-5%) e clinopiroxênio e granada (2%).

Granulitos máficos ocorrentes nas nascentes do rio Pau Seco são rochas de origem dúbia dentro do contexto granulítico, pois sugerem como protólitos

metagabros e hiperstênio-gabros. Em lâminas delgadas, por sua vez, são observadas associações de sete fases em núcleos ou aglomerados de cristais e fenocristais ricos em hiperstênio, plagioclásio, clinopiroxênio, granada, quartzo, biotita e opacos, fotografia 3.50 de (a) a (f).

A associação ortopiroxênio+granada é conhecida em eclogitos, onde o plagioclásio não está presente e indica pressões altas de 8 a 10 Kb e temperaturas acima de 700° C, (WINKLER, 1977).



Fotografia 3.50 – De a) a f) Seções delgadas de granulitos máficos do Complexo Porangatu, onde se observa a reação ortopiroxênio + plagioclásio = clinopiroxênio + granada + quartzo, com produtos retro-metamórficos biotita + quartzo + opacos.

Todavia, observa-se a desestabilização desta associação na presença de H<sub>2</sub>O com fases hidratadas e formação de biotita. Associa-se a este rearranjo mineralógico da composição original a reações retrometamórficas sugerindo-se que esta transformação esteja ligada ao processo de exumação da unidade granulítica para níveis crustais mais rasos.

### 3.16.2 - Unidade Ortognaissica-Migmatítica, Tonalítica-Granodiorítica - NP3por2

É caracterizada por migmatitos e ortognaisses miloníticos de composição tonalítica, granodiorítica a granítica, bandados com textura média a grossa e subordinadamente hornblenda metagabro e metadioritos foliados. Esta unidade marca os produtos de fusão parcial e de alto grau metamórfico do complexo, que estão no limite inferior da fácies granulito e anfibolito alto.

As rochas desta unidade afloram na forma de lajeiros, exibindo seu bandamento composicional, bandas claras e escuras bastante deformadas, são raros e ocorrem em uma região bem arrasada. As principais exposições encontram-se nas proximidades e dentro das calhas dos rios Cana Brava, Santa Tereza e córregos Landi, Mato Grosso e Gameleira.

Constituem uma faixa alongada de gnaisses de direção NE-SW, de geometria irregular, por vezes apresentam contatos gradacionais e tectônicos a leste e oeste com as rochas da unidade **NP3por1**.

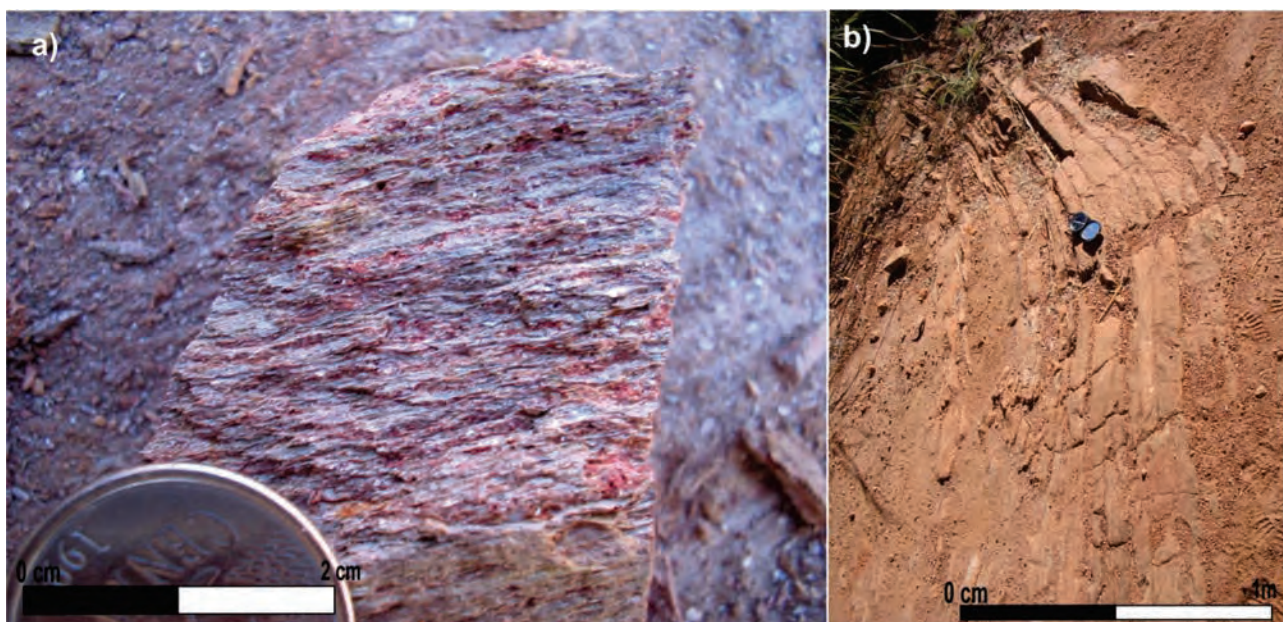
Os afloramentos são raros geralmente encontrados como rochas bastante alteradas (fotografia 3.51 a e b), onde apresentam apenas suas estruturas e bandas reliquiares tenuamente preservadas.

Seus litótipos são heterogêneos, muito anisotrópicos, mesoleucocráticas, com níveis claros e níveis escuros, inequigranulares de granulação grossa a fina. A descrição geral desses gnaisses apresentam fábricas miloníticas e gnáissicas, com bandamento composicional milimétrico a centimétrico, em alguns setores com geometria contínua e tabular, em outros descontínuos e alternados, difusos e com sobreposição e interferências deformacionais, incluindo dobras de fases distintas.

Quando foliados apresentam deformação superimposta ao bandamento composicional, muito penetrativo, assimétrico e ondulado, com acentuado processo milonítico, texturas granoblástica e granonematoblástica são as mais frequentes. Migmatitos ocorrem de forma subordinada, em determinadas regiões de exposição de crosta profunda e próximas às zonas granulíticas, fotografia 3.52 de (a) a (i).

São predominantes os diatexitos onde o neossoma formado é a porção dominante e apresentam às estruturas de fluxo sin-deformação e anatexia preservadas, metatexitos também ocorrem e foram identificados em menor proporção fotografia 3.53.

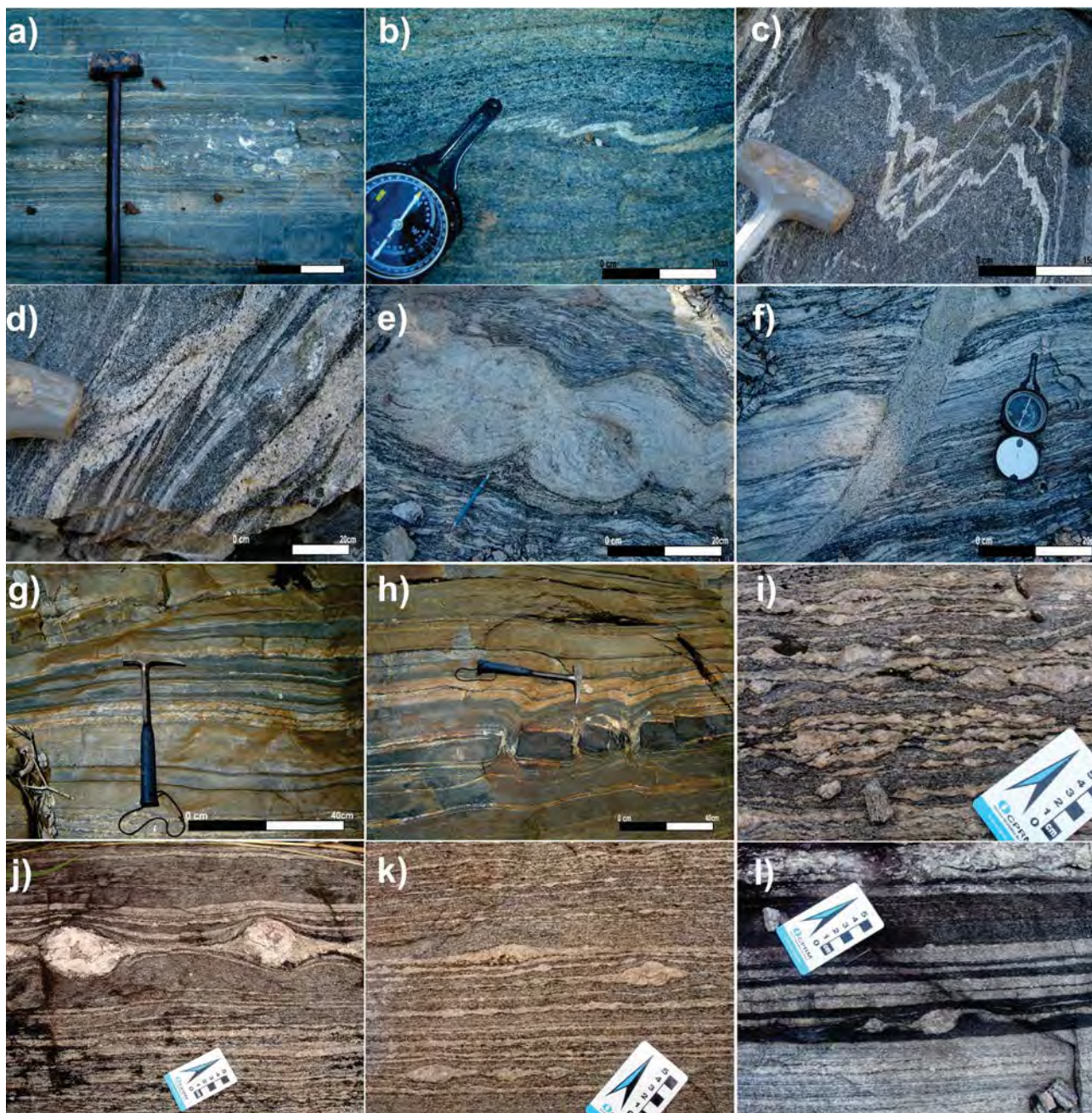
Intrusões bolsões ou apófises graníticas derivadas de fusão parcial *in situ*, no caso de migmatitos e corpos tardios estão entremeadas



Fotografia 3.51 – O Complexo Porangatu apresenta-se em uma área de relevo plano e muito arrasado com afloramentos, em sua grande maioria intemperizados. Exemplos típicos desta exposição em a) Metatonalitos miloníticos com mineralogia argilizadas, mas com a foliação original intacta e b) Rochas argilizadas e lateritizadas, mas preservando a estrutura da dobra.

e subconcordantes a foliação em varias escalas e arranjos espaciais. Também, ocorrem em toda unidade, a presença de *augen* gnaisses com

feldspatos alcalinos porfiroclásticos rotacionados, que indicam preferencialmente a movimentação dextral.



Fotografia 3.52 – Aspectos de afloramentos dos migmatitos (diatexitos e metatexitos), ortognaisses e milonitos dioríticos, tonalíticos e granodioríticos da unidade **NP3por2**: a) e b) Afloramentos no rio Santa Tereza, em planta, gnaisses com bandas contínuas de espessura centimétrica, com níveis de porfiroclastos simétricos e bandas félsicas incompetentes dobradas, com assimetria dextral; c) e d) gnaisses e migmatitos granodioríticos da Pedreira Pedro Ó, com neossoma félsico redobrado em padrão de interferência tipo 3, marca momento da deformação pura sob encurtamento crustal com transpressão sob cisalhamento simples sobreposta; d) e e) Gnaisses migmatíticos com estruturas de boudinagem extensão e compressão máxima indicada e falha tardia preenchida por material granítico (leucossoma); g) e h) Gnaisses migmatito diorítico-tonalítico com bandamento centimétrico, granulometria fina, contínuo e dobrado, feições de boudinagem em material máfico representa o paleossoma mais competente circundado pelo neossoma predominante; i), j) e k) Exemplo de diferentes tipos de *augen* gnaisses granodioríticos em diferentes graus de deformação e estiramento mineral em zonas de média a alto strain; l) Tonalito-diorito gnaisse com porfiroclastos rotacionados com bandas composicionais e minerais de granulometria diversa paralelizadas e contínuas.





*Fotografia 3.53 – Exemplo de migmatito – metatexito do Complexo Porangatu. A porção cinza clara externa representa o paleossoma, constituído por um quartzo-hornblenda-biotita-plagioclásio gnaisse dobrado. O neossoma está injetado e dobrado sin deformação compostos por melanossoma parte central rica em hornblenda sugerindo ser produto sólido da reação e precipitado da fusão, circundado por leucossoma de quartzo plagioclásio. O conjunto melt/produzidos e encaixante é sindeformação/fusão em condições de fácies anfibolito alto à granulito inferior. Os contatos semi-difusos e dobrados demonstram a plasticidade do material.*

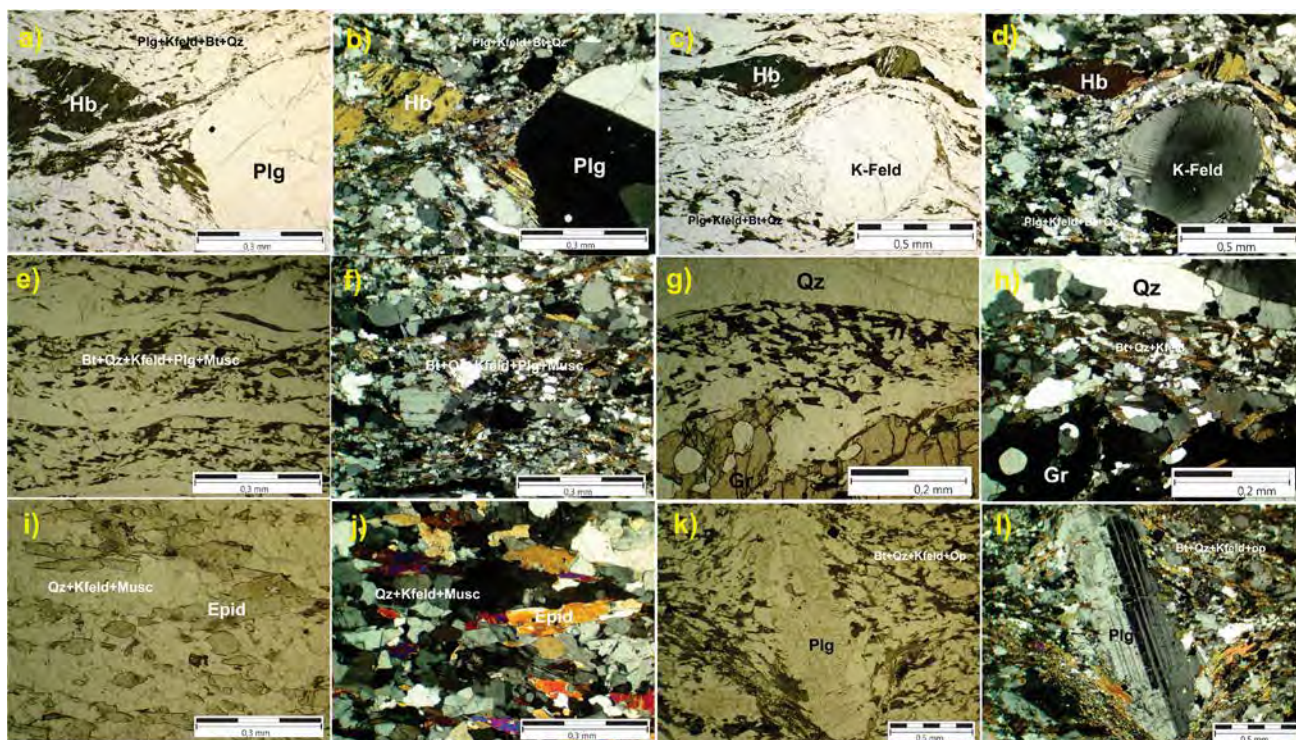
Do ponto de vista metamórfico o conjunto encontra-se nos limites entre a fácies granulito e anfibolito alto, com setores alcançando a migmatização. A presença de hornblenda-epidoto-granada-plagioclásio em rochas de composição ígnea granodiorítica marca a paragênese em equilíbrio metamórfico. Compõe ainda a mineralogia básica destas rochas biotita, microclíneo, ortoclásio, com muscovita, clorita, algum carbonato como produtos hidrotermais e acessórios titanita, alanita, zircão, apatita e opacos, fotografia 3.54 (a) a (l).

A deformação é dúctil e em maior escala dúctil-rúptil. O bandamento gnáissico encontra-se estirado, *boudinado*, dobrado em diversos estilos e por mais de uma fase deformacional com a sobreposição principal causada por zonas de transcorrências e transpressões. A fábrica cataclástica é mais bem reconhecida nas lâminas delgadas, marcada nos efeitos deformacionais na angulosidade de cristais imersos em matriz e pós-recristalização.

O Lineamento Transbrasiliano é o principal domínio da área e o maior registro deformacional desta porção centro oeste da Folha Alvorada. Apenas, partes das estruturas prévias dobradas ficaram

preservadas, a maioria foi transposta, paralelizada ou redobrada dentro deste sistema transcorrente, apresentando intensa milonitização das rochas. A orientação da foliação milonítica é inflexível na direção N20°-30°E, se anastomosando em corredores subparalelos com esta direção.

Esta constância geométrica do sistema Lineamento Transbrasiliano nesta região é uma característica marcante. Os mergulhos são variáveis, em geral altos, acima de 70° e oscilantes, ora para SE/E, ora para NW/W, formando estruturas sigmoidais dobradas. A lineação de estiramento é marcada em diversos minerais como hornblenda, plagioclásio, granadas, biotitas e feldspatos alcalinos, com orientação paralela a foliação milonítica e subhorizontalizada, com cinemática preferencial dextral, mas não exclusiva, pois há setores que se acomodam com cinemática inversa. Apenas em zonas transpressivas a Lx torna-se oblíqua e mergulhante. Esta conformação do Lineamento Transbrasiliano embaralha as unidades internas do complexo incluindo suas fácies metamórficas, comprovando a idade de atuação do sistema à tempos pós o pico metamórfico de alto grau.



Fotografia 3.54 – Seções delgadas em luz natural e polarizada de rochas do Complexo Porangatu, exemplos de fractais em microescala das feições macro: Em a) e b) Hornblenda biotita gnaiss granodiorítico com pórfiros deformados, imersos em foliação milonítica, efetiva cominuição mineral, recristalização e estiramento mineral. Sombras de pressão assimétricas entre cristais marcam cinemática dextral em afloramento e lâmina; c) e d) Hornblenda biotita gnaiss granodiorítico exemplo de material em estado dúctil com microestruturas do tipo “pinch and swell” com alto estiramento e recristalização acentuada nas zonas de sombra de pressão, hornblenda em desequilíbrio com neoformação para biotita; e) e f) Biotita granodiorito gnaiss-milonítico mostrando o bandamento composicional à escala submilimétrica com cinemática dextral; g) e h) Granada granodiorito gnaisses detalhe de bandamento composicional com porções ricas em granadas; i) e j) Metagranodioritos miloníticos com matriz recristalizada e textura nematoblástica orientada de moscovitas e epidotos; k) e l) tonalito gnaisses miloníticos com porfiroclastos de plagioclásio rotacionados à esquerda em zonas de transcorrência.

### 3.16.3 - Unidade Ortognaissica, Anfibolítica-diorítica / Granodiorítica-Granítica - NP3por3

Esta unidade é a porção mais ocidental do complexo, a oeste da faixa de granulitos e é caracterizada por anfibolitos, metaquartzo-dioritos, biotita-metatonalitos, biotita-metagranodioritos, biotita-metamonzogranitos, heterogêneos, com estruturas gnáissicas e/ou foliados em estruturas miloníticas, apresentando uma alta suscetibilidade magnética, acima das demais do complexo.

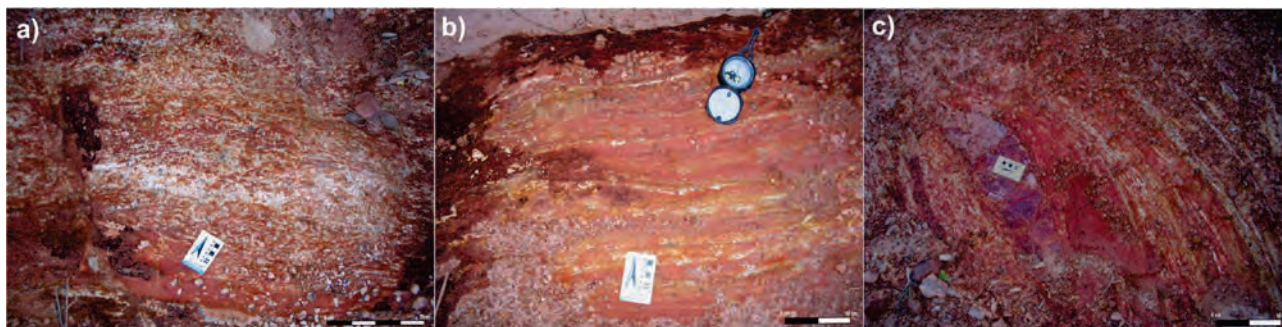
Todos os afloramentos encontrados dentro desta unidade estão saprolitizados, mas conservam vestígios de seus protólitos e preservam as suas feições estruturais. Além de alterados são bastante escassos ou raros, em sua maioria intemperizados, formando latossolos espessos ou se apresentam como alteração de rocha, (fotografia 3.55 a, b e c) Suas melhores exposições são observadas nas proximidades de drenagens e em afloramentos dentro do rio Escuro.

Estes gnaisses distribuem-se em uma faixa de 22 Km de largura e direção NE-SW, em contato

tectônico por zona de cisalhamento contracional com as rochas do Complexo Rio dos Mangues a oeste e por zonas de cisalhamento transcorrentes com suas demais unidades.

Em sua porção central é intrudida pelas rochas da Suíte Máfica Rio Escuro e em contato tectônico com as rochas metaplutônicas pórfiras da Suíte Santa Tereza. O conjunto de rochas que compõem esta unidade do Complexo Porangatu, confronta-se a leste com terrenos gnáissicos da **NP3por2**.

Internamente estes contatos são encobertos o que dificulta a individualização, mas com auxílio das imagens geofísicas, em particular aeromagnéticas, observa-se que grande parte são tectônicos, fazendo que as rochas se distribuam geometricamente sob a forma de faixas sigmoidais alongadas e subparalelas. Soma-se ainda a dificuldade natural, na separação cartográfica desta unidade e às em adjacência as composições semelhantes e o fato de se encontrarem submetidas aos mesmos processos deformacionais e a intensa milonitização causada por estas zonas de cisalhamento.



Fotografia 3.55 – a) Aspectos de afloramentos em detalhes de gnaisses intemperizados (em corte) evidenciando o bandamento composicional da unidade NP3por3 (PV-11701350 / 861722) e a foliação milonítica (PV-11)

#### 3.16.4 - Unidade Adakítica - Adk

As rochas de tendência adakítica associadas ao Complexo Porangatu foram identificadas por Frasca (2015), onde ocupa posição central no Lineamento Transbrasiliiano. Formam corpos estreitos, alongados, pouco volumosos, alojados às zonas de cisalhamento transcorrentes e transpressionais. Distribuem-se desde a porção norte no limite com o Orógeno Araguaia e se estendem para sul por dezenas de quilômetros. Formam um conjunto que foi inserido ao complexo, tanto por distribuição geográfica a este, como por sua associação às fases finais da evolução pós-processo granulítico.

Geralmente, associam-se ou estão próximos às zonas de grau metamórfico elevado. São rochas plutônicas leucocráticas, constituídas principalmente por tonalitos, granodioritos com hornblenda e biotita, monzogranitos e quartzo dioritos subordinados. Apresentam texturas porfiríticas e blastoporfiríticas, resultado de sobreposição metamórfica de fácies anfibolito a xisto verde alto, com a formação de texturas granoblásticas e nematoblásticas. Recristalização total e parcial, com poligonização, junções tríplexes de alta temperatura, estruturas gnáissicas e miloníticas são comuns nestas rochas.

As fases dominantes como fenocristais são geralmente plagioclásio ( $An_{(<50)}$ ) e hornblenda. O plagioclásio subdrico com tamanho desde 0.4mm a 6mm, forma também a matriz a proporção de 25%-60% em volume da rocha. Hornblenda ocorre como fenocristais e como porfiroblastos, pertence à série edenita-ferroedenita e fases mais ricas em Na de 10% a 18% em volume. Estes dois minerais são os principais responsáveis pelos altos teores de Na nas rochas.

Os demais minerais componentes principais são quartzo (20%-35%), biotita (8%-15%), e feldspato alcalino (microclinio) com 3%-15% da rocha. Minerais varietais, acessórios e secundários são: augita, titanita, apatita, zircão, opacos, granada,

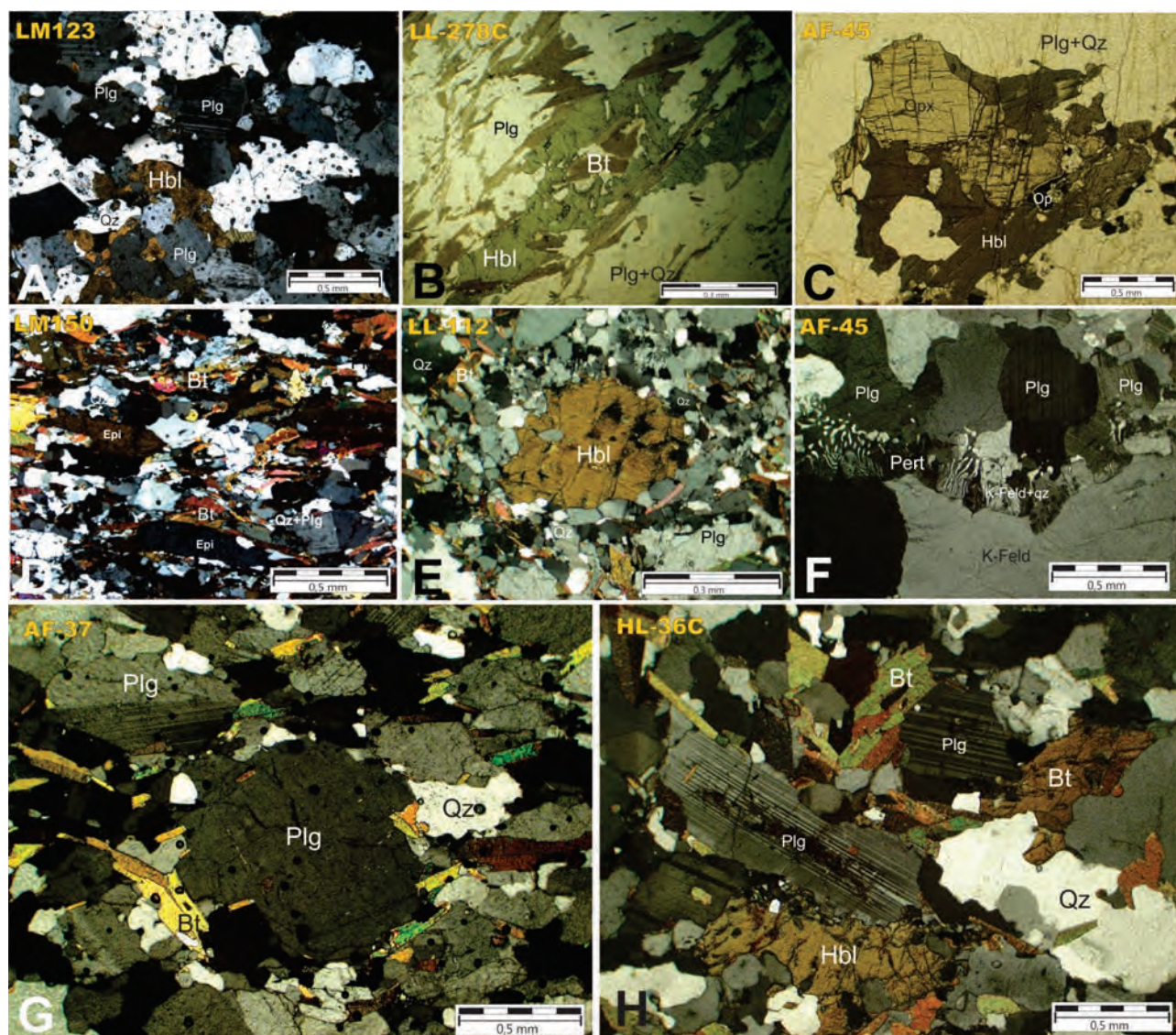
muscovita, clorita e epidoto. A fotografia 3.56 (a) a (h) exemplifica os minerais e texturas das rochas.

A reação retrometamórfica mais comum é a passagem de Hornblenda<sub>(Anf)</sub> = Biotita + Quartzo + Opacos. Em raros tonalitos e granodioritos gnaisses é possível observar hornblenda de origem metamórfica na reação de Augita<sub>(Cpx)</sub> = Hornblenda<sub>(Anf)</sub> + Granada + Biotita + Quartzo. Em estruturas gnáissicas e ou miloníticas há intenso estiramento mineral sob cisalhamento simples, com a formação de cristais sigmoides do tipo “δ” e “τ” sin-cinemáticos, preferencialmente dextrais em transcorrências e *up-dip* em zonas transpressionais. O bandamento é estreito, curto e descontínuo a contínuo em zonas com foliação milonítica sobreposta. Estruturas dobradas, dobras sem raiz marcando mais de uma fase ou interferência deformacional são comuns.

#### 3.16.5 - Considerações químicas e isotópicas do Complexo Porangatu

A análise química do complexo foi tratada de duas formas: uma em relação aos gnaisses tonalíticos e granodioríticos da NP3por2, subdivida ainda em dois estágios e outra das rochas *adakíticas*, ambos foram tratados de forma independente, por terem significados diferentes. A NP3por3 não possui amostras sãs para análise química.

As rochas do Complexo Porangatu podem ser classificadas quimicamente em estágios de evolução distintas. Frasca (2015) teceu suas considerações químicas e isotópicas desta unidade. O primeiro estágio chamado de arco transicional, menos evoluído apresenta teores de SiO<sub>2</sub> em torno de 65.83% em peso (Max. 69.65%; Min. 55.40%), valores moderados em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Med. 15.75%, Max. 17.40%; Min. 13.56%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Med. 4.64%, Max. 8.16%, Min. 4.64%), MgO (Med. 1.58% Max. 3.07%, Min. 0.69%) e CaO (Med. 3.52%, Max. 5.07%, Min. 2.42%). Na<sub>2</sub>O mantém-se moderado a alto (Med. 4.04%) e K<sub>2</sub>O (Med. 2.82%) intermediário, com razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O próxima à unidade (0.72).



Fotografia 3.56 – Lâminas delgadas de tonalitos e granodioritos adakíticos da porção setentrional do orógeno da Faixa Brasília, mostram rochas adakíticas com graus variados de deformação e metamorfismo. A) Hornblenda metatonalito com textura grano-nemato-lepidoblástica poligonal, início de processo de recrystalização; B) Hornblenda tonalito com porfiroblastos de Hb rotacionados dextrais com sobrecrecimento metamórfico de biotita ao longo das bordas e internos marcando foliação; C) Opx tonalito, hiperstênio ígneo com substituição secundária de hornblenda. D) Biotita granodiorito gnaissé com epidoto, textura nematoblástica e lepidoblasticas marcando foliação em início de bandamento metamórfico; E) Porfiroclasto de hornblenda em matriz quartzo+plagioclásio, textura granoblástica poligonal pouco deformada; F) Granodioritos com pertitas; G) e H) Cristais de plagioclásio e hornblenda em metatonalitos, resquícios de texturas ígneas preservadas.

Os valores são moderados nos elementos de transição Co, Ni e V. Os LILE apresentam índices médios elevados em Ba (Med. 1468 ppm), Sr (Med. 768 ppm), moderado a baixo em Pb (Med. 1.8 ppm), baixos em Rb (Med. 74 ppm) e Cs (Med. 121 ppm), baixos a moderados nos elementos HFSE Nb (Med. 14 ppm), Hf (Med. 5.6 ppm), Th (Med. 9,37 ppm), elevados em Zr (Med. 215 ppm) e Y (Med. 16.5 ppm).

Normalizados ao condrito as curvas de ETR (BOYNTON, 1984) (figura 3.41A) são muito enriquecidas em ETRL e ETRP com valores baixos, ambos com grande variação nos valores. Algumas amostras apresentam discretas anomalias negativas

de Eu. A razão  $La_{(n)}/Yb_{(n)}$  é moderada a alta e da ordem de 30.39, evidenciando princípio de fracionamento, gerando curvas francamente assimétricas. Normalizados e em comparação ao manto primitivo (SUN;MCDONOUGH, 1989) (figura 3.41B), mostram valores elevados de LILE e assinaladas depleções em HFSE. Em geral, enriquecem-se em Ba, K, Sr, Nd, com anomalias negativas marcantes em Nb, Pb, P, Ti, indicando processos associados a subducção.

O segundo estágio chamado de arco evoluído a assinatura química das rochas é distinta e representa um processo geodinâmico com o aumento da maturidade química. Granodioritos e granitos

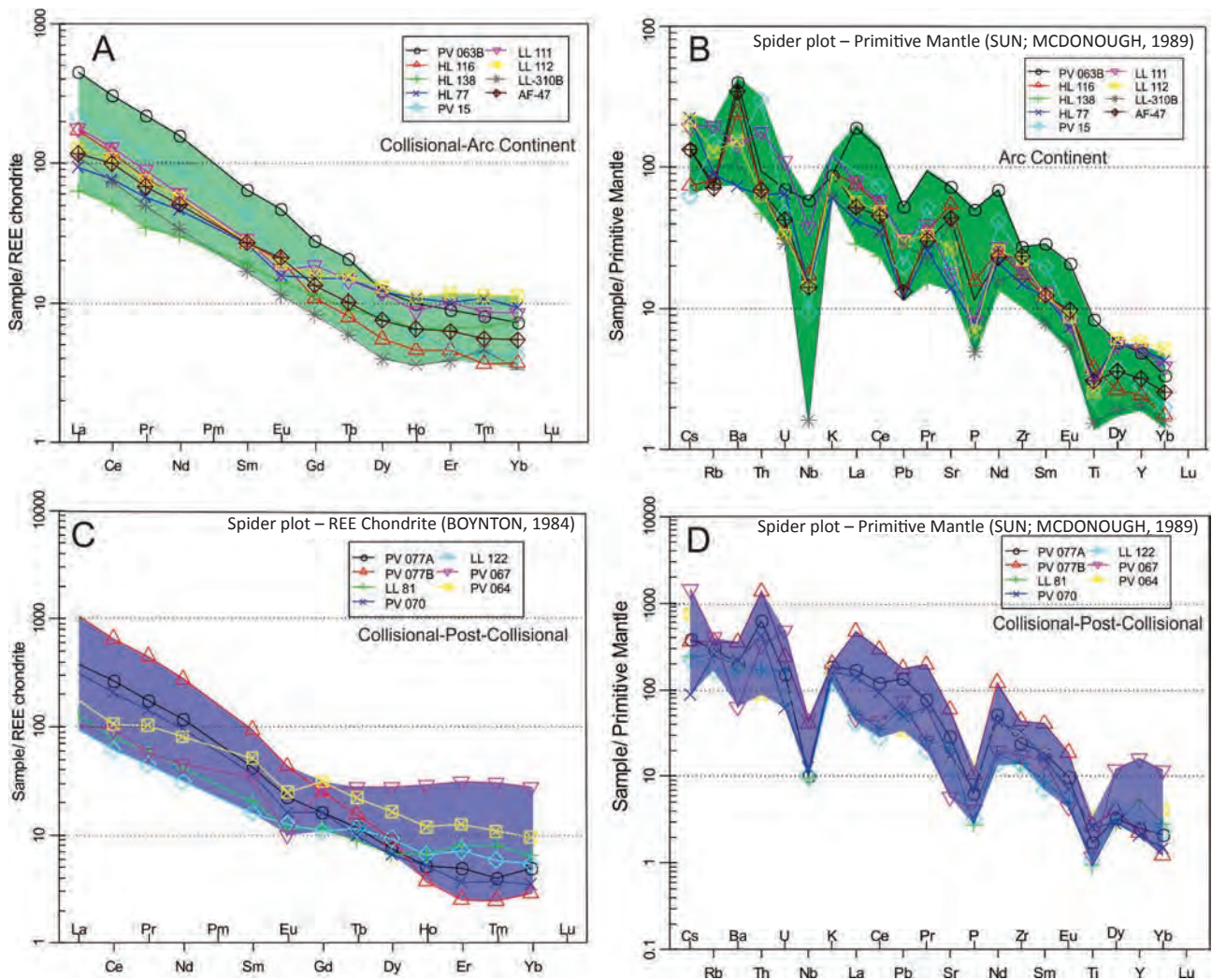


Figura 3.41 – Diagramas ETR normalizados ao condrito de (BOYNTON, 1984) e spidergramas de Sun e McDonough (1989), para o arco intra-oceânico e arco continental nos estágios propostos.

possuem teores médios de  $\text{SiO}_2$  em torno de 69.96% (intervalo de 73.42% - 64.22%) em peso. Os demais óxidos em média apresentam teores moderados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em 15,2%, diminuição acentuada nos valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2.82%),  $\text{MgO}$  (0.59%) e  $\text{CaO}$  (1.76%), aumento significativo em  $\text{K}_2\text{O}$  (em torno de 5.05%), tornando a razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  com valores médios de 1.41, embora ainda ocorram exemplares com valores próximos à unidade.

Normalizados para condrito (BOYNTON, 1984), (figura 3.41C) granodioritos e granitos têm padrões de ETR que apresentam enriquecimento em ETRL e relativa depleção de ETRP, com anomalias negativas de Eu em algumas amostras. A razão  $\text{La}_{(n)}/\text{Yb}_{(n)}$  apresentando valores médios com grande dispersão, desde 3.69 até 370. As curvas de ETR apresentam padrões assimétricos, enriquecidos em ETRL, depletados em ETRP, ambos com grande range de dispersão.

Apresentam LILE com teores variáveis, elevados em Ba (1408 ppm), Cs (4 ppm), K, crescentes em Pb (5.86 ppm), moderados em Rb (183 ppm) e redu-

zidos em Sr (473 ppm). HFSE apresentam indicadores elevados para Nb (6.14 ppm), Th (39.39 ppm), U (3.87 ppm), Zr (285 ppm), Y (24.3 ppm) e ETRL. No spidergrama de Sun e McDonough (1989) (figura 3.41D), normalizado ao manto primitivo, apresentam em geral valores elevados de alguns LILE e HFSE como Cs, Rb, Ba, Th, La, com anomalias positivas em Th, La, K e Zr e padrões negativos em Ba, Nb, P e Ti bem pronunciados. Os padrões de ETRL, LILE e HFSE observados para as amostras são semelhantes às rochas formadas em arco continental.

No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982) (figura 3.42 A e B) mostra que a maior parte das amostras tende ao campo calcálcico e com diferentes assinaturas de maturidade para cada estágio. O estágio transicional representa o período de subducção, arco continente e o segundo estágio associa-se ao período maduro entre o arco continental e colisão.

No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982), (figura. 3.42A) mostra que a maior parte das amostras tende ao

campo calcialcalino e com diferentes assinaturas de maturidade para cada estágio. O diagrama ternário Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (BARKER;ARTH, 1976; TITLEY;BEANE, 1981) (fig. 3.42B) confirma a tendência e separa as rochas geradas em arco de ilhas das originadas em margens continentais, desde fases transicionais precoces a maturidade química com enriquecimento de K<sub>2</sub>O.

Nos diagramas de ambientação tectônica Pearce et al. (1984); Batchelor e Bowden (1985); (fig. 3.43 A e B) as rochas indicam a gênese em arcos vulcânicos desde pré a sin-colisionais. O diagrama Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO x SiO<sub>2</sub>, (FROST et al., 2001), (fig. 3.43C) delinea as amostras no *trend* evolutivo das mais primitivas para as de maior maturidade. Esta maturidade das diferentes fases de acreção é bem evidente no gráfico com os Índices de Shand.

As rochas de tendência adakítica são tratadas quimicamente a parte, por tratar-se de um conjunto peculiar.

As rochas de tendência adakíticas são de composição tonalítica a granodiorítica e calcialcalinas (figura 3.44A), de natureza intermediária a ácida e metaluminosas a fracamente peraluminosas (figura 3.44B). Possuem SiO<sub>2</sub> em média com valores de 64.77% em peso, (53,62% a 70,01 %), Valores médios moderados a altos em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 16.02%, (13.56% a 17.40%), FeO com 4.77%, (intervalo amplo de 10,40% a 2,57%) e CaO com 3,99%, baixo em K<sub>2</sub>O < 2.37%, e altos em Na<sub>2</sub>O, em geral, superiores a 4%. Apresentam MgO baixo na ordem de 1.86% e valores moderados a baixos de #Mg (54-33, em média 42), Ni (média 16.2 ppm) e V (média 81 ppm)

relativamente elevado para rochas ácidas. Algumas amostras possuem concentrações baixas em Ni em comparação aos adakitos atuais, que possuem em média 24 ppm, (MARTIN et al., 2005).

Os valores baixos da razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 1 (0.27-1.29, média 0.55), indicam praticamente o dobro de Na<sub>2</sub>O sobre o K<sub>2</sub>O. Uma amostra apenas apresenta valores anômalos para relação K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (>1.29), mas coerentes para as razões Sr/Y e La/Yb, e padrões ETR comuns, o que pode sugerir mistura de magmas máficos ricos em K e fusão parcial de crosta inferior, Guo, Marjorie e Liu (2007).

Para classificação de Martin et al. (2005), podem ser considerados como adakitos de alta SiO<sub>2</sub> (HSA, SiO<sub>2</sub>>60%). No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), (figura 3.44A), pode-se ainda observar que todas as rochas plutônicas possuem convergência para o campo calcialcalino em direção a baixos teores de MgO e baixo a moderado teor em K. As amostras, em geral, possuem elevado teor de Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (para SiO<sub>2</sub> entre 60 e 70%), e menores teores em MgO, CaO, FeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Os elementos traço são os melhores determinantes para caracterização dos adakitos do Complexo Porangatu. As rochas apresentam concentrações muito altas em Ba (2614-363 ppm, média de 1044 ppm), Sr (1283-284 ppm, média de 688.9 ppm), Zr (372-97 ppm, média 197.9 ppm), Y: (25-9.3 ppm, média de 14.8 ppm). Apesar das altas concentrações de Y, os valores de Sr são ainda maiores induzindo alta razão Sr/Y (115-13 média 52). Outras características são as altas concentrações em Th (média >9 ppm) e altas razões Th/U (3-28,

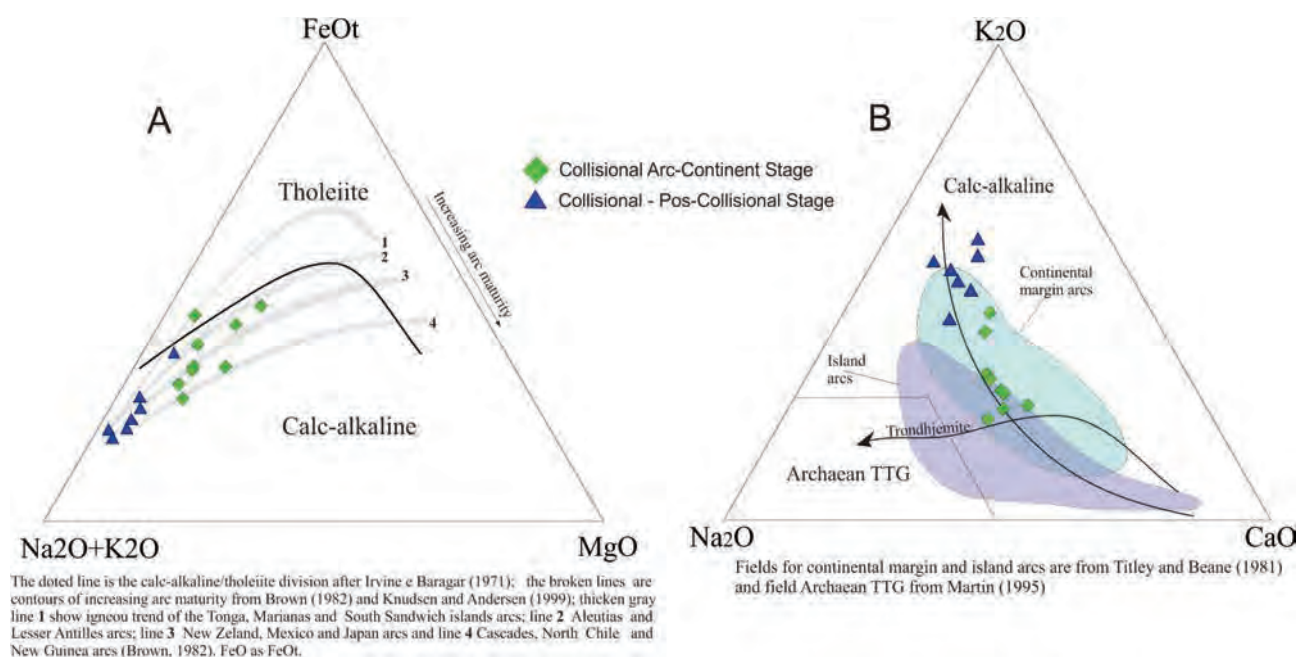


Figura 3.42 – A) Diagramas AFM de Irvine e Baragar (1971) modificado por Brown (1982) e B) diagrama ternário Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (BARKER;ARTH, 1976; TITLEY;BEANE, 1981).

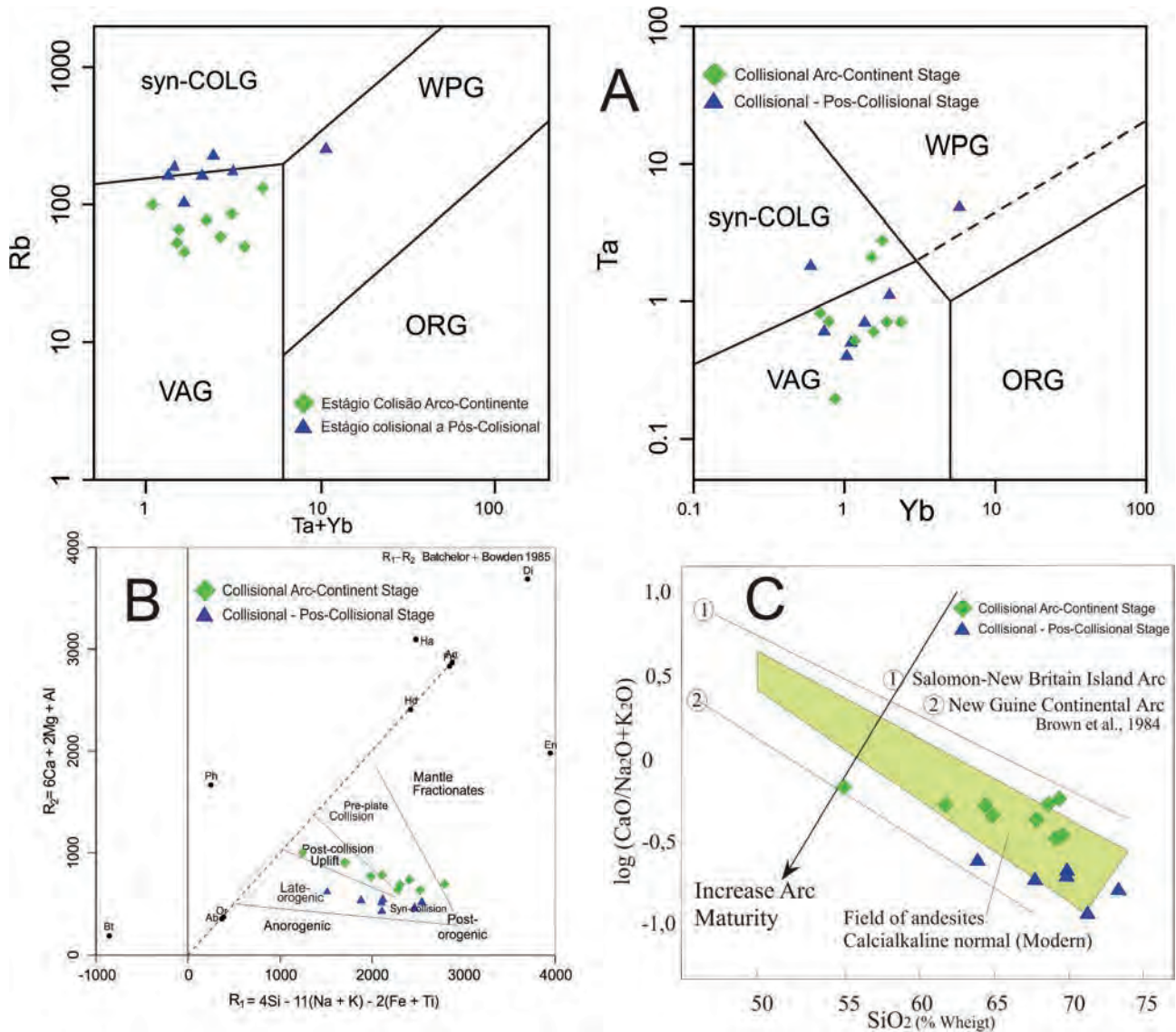


Figura 3.43 – Gráficos de ambientes tectônicos. A) (PEARCE et al., 1984); B) (BATCHELOR; BOWDEN, 1985; FROST et al., 2001) e C) diagrama  $\log(Na_2O-K_2O-CaO) \times SiO_2$ , (FROST et al., 2001).

8 média) superiores às encontradas nos adakitos atuais associados às zonas de subducção, Karsli et al. (2011).

Os ETRL são altos com La (97.8-16.3 ppm, média de 39.4 ppm), Ce (167-34 ppm, média de 76 ppm), Pr (17.5-4.3 ppm, média de 8.71 ppm), Nd (57.8-16.5 ppm, média de 30.18 ppm), Sm (7.2-2.9 ppm, média de 4.9 ppm), com valores baixos de ETRP baixo, como Yb (2.3-0.7 ppm). Os índices da razão La/Yb (133.9-9.65, média de 39.9), são altos. Estas características geoquímicas diferem substancialmente das rochas calci-alcalinas típicas de zonas de subducção e granitóides tipo I na região.

Os padrões das curvas ETR normalizadas para condrito de (BOYNTON, 1984) (figura 3.44C), mostram ETRs extremamente fracionados, com valores altos em ETRL e muito depletados em ETRP, com anomalias de Eu negligenciáveis. O valor da razão  $La_{(n)}/Yb_{(n)}$  apresenta razão é muito alto (93-

40) sugerindo alto grau de fracionamento. Nos spidergramas normalizados pelo manto primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), (figura 3.44D) as rochas apresentam depleção em Rb, Nb, P e Ti, com valores próximos à unidade. Os diagramas discriminantes mais utilizados para distinção de rochas adakíticas  $(La/Yb)_n$  vs.  $Ybn$ , (figura 3.45A), (MARTIN, 1987, 1999) e  $Sr/Y$  vs  $Y$  de Defant e Drummond (1990) classificam estas rochas como adakitos (figura 3.45B).

A ambientação geotectônica é apresentada no diagrama R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985), baseado em elementos maiores dá uma noção melhor da classificação destas rochas. Os adakitos apresentam tendência ao campo pós-colisional (figura 3.46A). No diagrama de Schandl e Gorton (2002), (figura 3.46 B) para razão de elementos traço  $Th/Yb$  vs.  $Ta/Yb$  plota as amostras no campo de geração em margens continentais ativas.

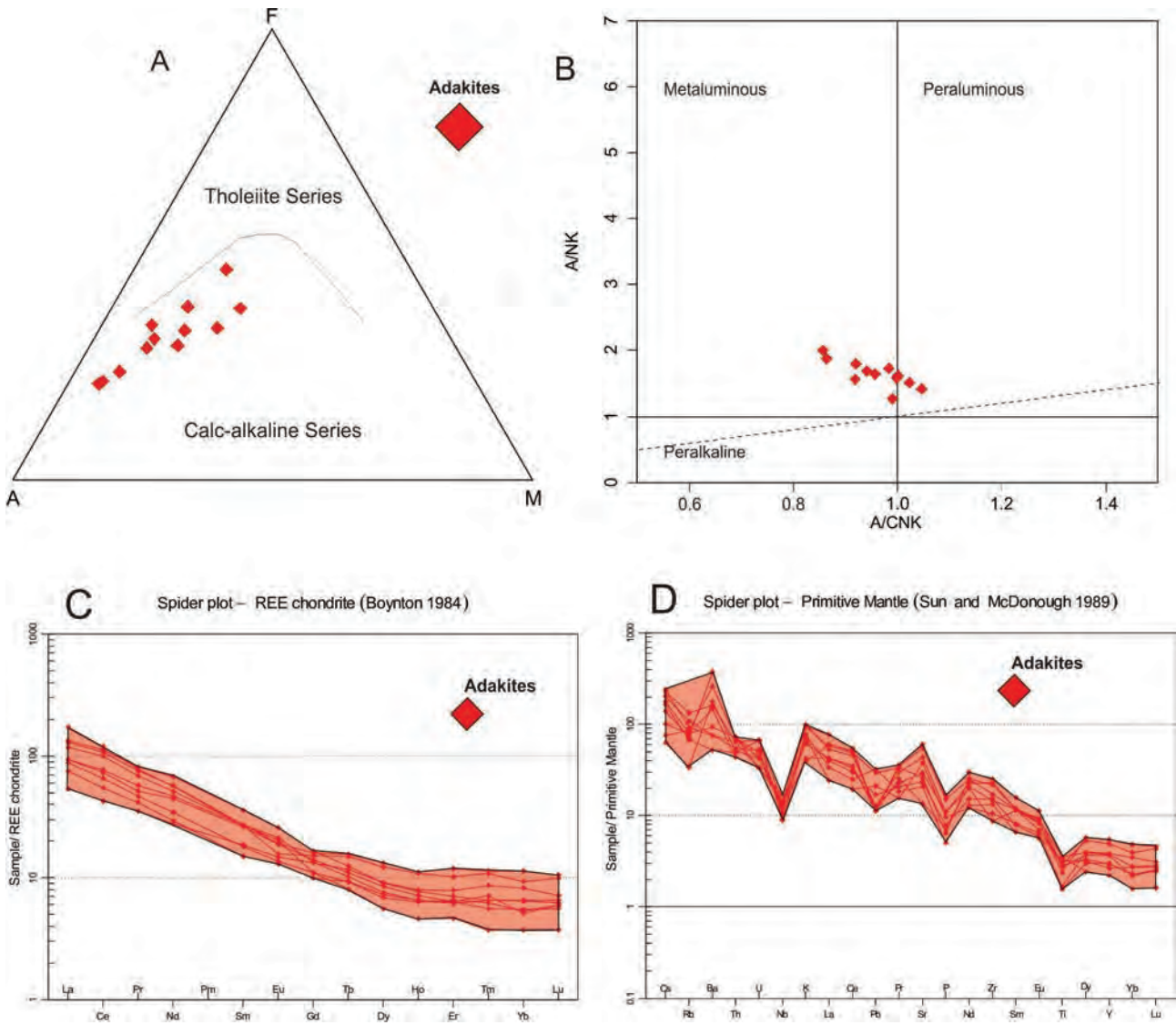


Figura 3.44 – Classificação e curvas de elemento traço e ETR das rochas de tendência adakítica do Complexo Porangatu. A) Diagramas AFM; (IRVINE;BARAGAR, 1971); B) Índice de Shand (SHAND, 1943); C) spidergrama normalizado pelo manto primitivo (SUN;MCDONOUGH, 1989); D) Padrões das curvas ETR normalizadas para condrito de (BOYNTON, 1984).

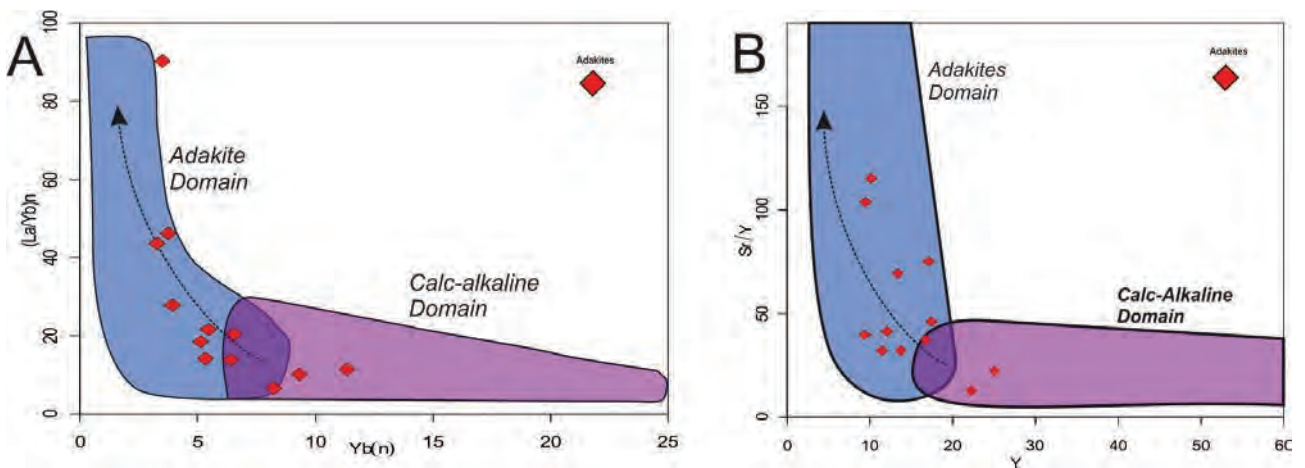


Figura 3.45 – Diagramas distinção de rochas adakíticas  $(La/Yb)_n$  vs.  $Yb_n$ , (Fig. 6.9A), (Martin, 1987, 1999) e  $Sr/Y$  vs  $Y$  de Drummond e Defant (1990), (Fig. 6.9B). Para (n) padrão de normalização ao condrito de Boynton (1984).



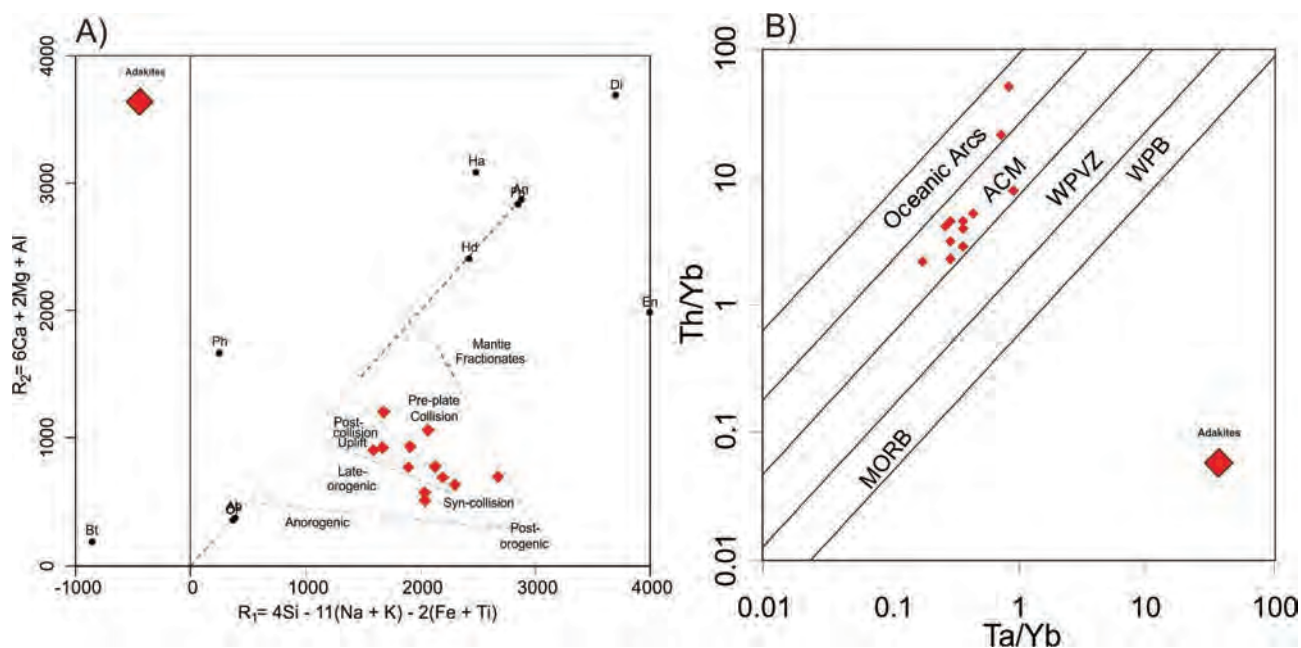


Figura 3.46 – Diagrama R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) para as rochas adakíticas sobrepõem os campos dos granitoides post-collision uplift field.  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .  
 B) Diagrama de Th/Yb vs. Ta/Yb de Schandl e Gorton (2002). ACM – Active Continental Margin.

Dados isotópicos do Complexo Porangatu são escassos. Foi inicialmente definido como rochas de idade arqueana (MACHADO et al., 1981). Dantas et al. (2006) realizou datações U-Pb em zircão de gnaisses tonalítico a granodiorítico do complexo na Folha Porangatu e forneceram idades em torno de 570 a 530 Ma e idades modelo TDM variando de 0.9 a 2.1 Ga para estas rochas.

As idades modelo TDM nas rochas deste complexo nas folhas Alvorada e Araguaçu variam de 2.6 a 2.1 Ga neste projeto, tiveram menos variação e apontaram uma alta residência crustal.

Frasca (2015) ao estudar química e isótopos de várias rochas do complexo identificou diferenças, classificando-as em estágios distintos de evolução tectônica. O primeiro estágio que encontrou foi designado de estágio de acreção arco-continente, que exhibe distribuição de idades modelo mais extensa, concentrando valores próximos de 1.1 Ga. Apresenta características de fontes mistas, com rochas de derivação crustal e  $T_{DM}$  indicativa de alta residência crustal, desde 2190 Ma até mais jovens, com  $T_{DM}$  960 Ma e  $\epsilon Nd$  entre -6.69 a -0.34. Determinação U-Pb admitidas como idade de cristalização em biotita granito milonítico e metagabro fornecem idades entre 588+5 Ma a 578+6 Ma, figura 3.47.

Amostras de granulitos apresentam idade de 594+2 Ma e podem marcar evento metamórfico de alto grau. Apresentam também uma segunda população de zircão herdado com idades em 814+12 Ma.

Rochas com fontes juvenis possuem idades modelo variável de 1210 Ma a 760 Ma. Apresentam

valores de  $\epsilon Nd$  entre +0.01 e +613. As idades U-Pb em zircão nestas rochas utilizadas para fins de cálculo são ediacarianas. Tanto rochas com características de fontes juvenis, como crustais estão combinadas nesta porção de arco por razão tectônica. Segundo este autor as zonas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliiano justapõem compartimentos tectônicos diferentes de arco e embasamento.

Uma amostra de ortogranulito interna a zonas transpressionais forneceu a idade modelo de 1360 Ma com  $\epsilon Nd_{(T580)}$  de +0.49. As rochas associadas a ambiente de arco continental mais maduro e evoluídas quimicamente, são de fontes cada vez mais crustais, com idades modelo entre 1620 e 1010 Ma e  $\epsilon Nd_{(T580)}$  de -0.3 a -12.9.

### 3.17 - SUÍTE SANTA TEREZA - NP3γst

As primeiras referências as rochas desta unidade, deve-se a Machado et al. (1981), na área do Projeto Porangatu, assinalando a presença de granitos porfiríticos e injeções graníticas e pegmatíticas de pequenas dimensões, cortando ou truncando as demais unidades.

Martins e Scislewski (1983) identificaram estas rochas como Granito Serrinha na porção sul da Folha Talismã, fazendo parte de um conjunto de rochas intrusivas ácidas neoproterozoicas, que cortam as rochas do Complexo Metamórfico Mara Rosa-Pindorama, constatando também a presença de apófises graníticas nitidamente discordantes e intrusivas nas encaixantes, representadas por epidoto-hornblenda-biotita gnaisses.

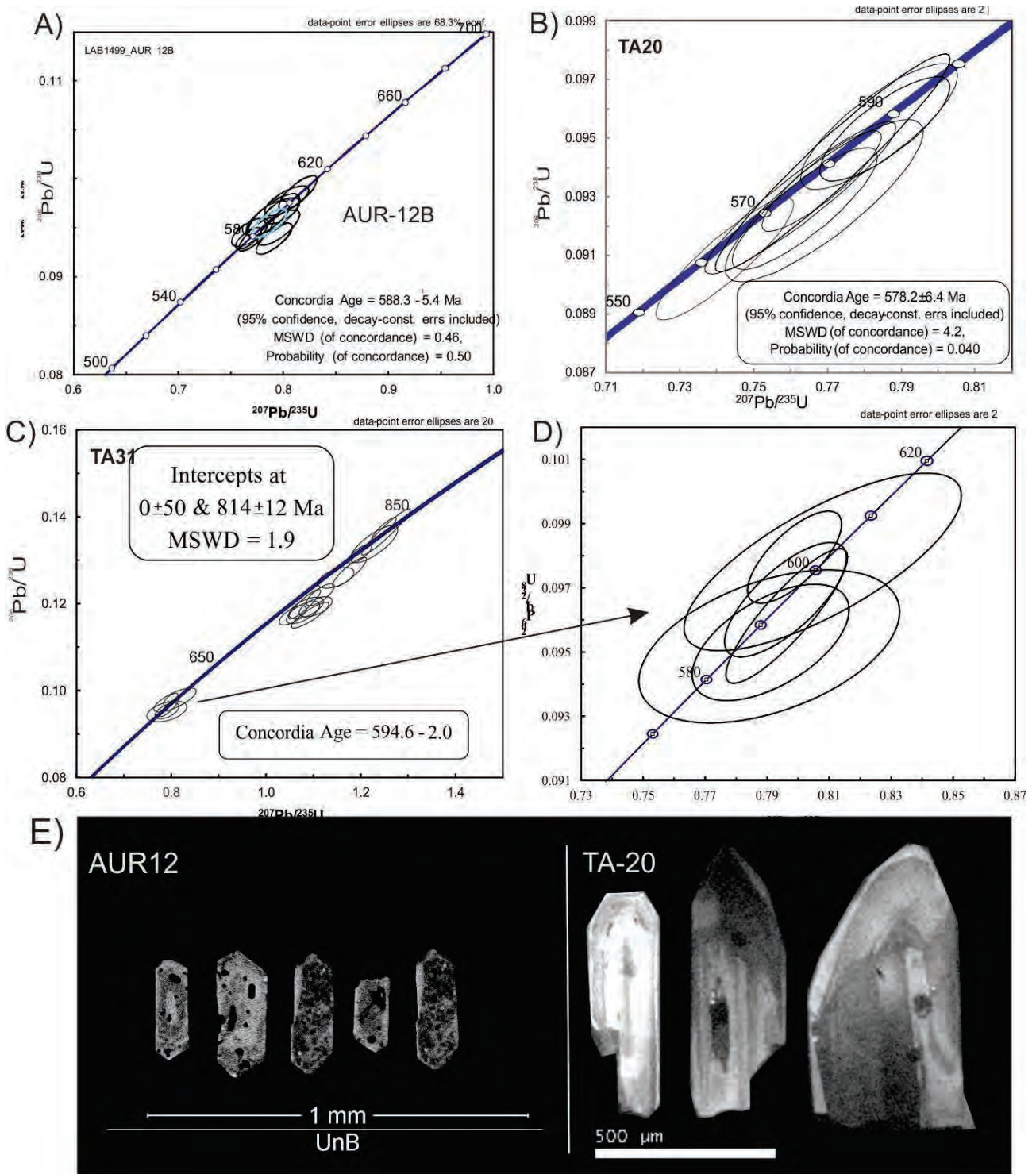


Figura 3.47 – Diagramas concórdia com as idades de cristalização das rochas e zircão do estágio de acreção colisional a pós-colisional, associados ao Complexo Porangatu.

Dantas et. al. (2006) enquadram estas rochas como pertencentes a unidade **NP3por3** do Complexo Porangatu-Novo Planalto. Neste estudo retira-se esta associação de rochas do Complexo Porangatu, individualizando como uma suíte plutovulcânica intrusiva nas rochas deste complexo. Estas rochas são enquadradas na Suíte Plutônica III sin a tardi-orogênica de Dantas et al. (2006), abrangendo as unidades **NP3γ2gtn** e **NP3γ2m**.

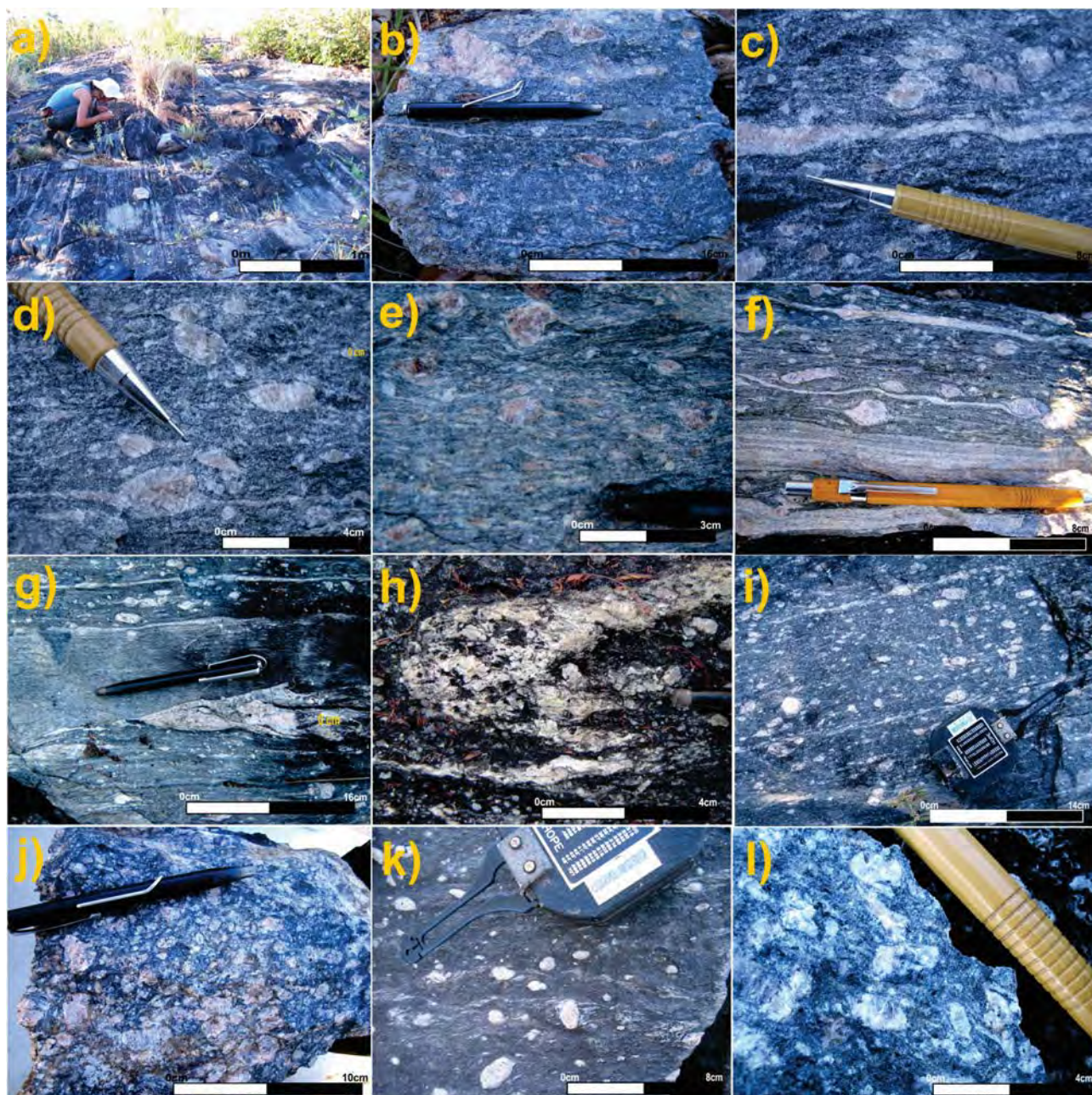
Esta suíte é constituída por uma série de corpos graníticos e vulcânicas ácidas associadas. Os corpos graníticos ocorrem como batólitos, *stocks* e pequenos corpos, intrusivos principalmente nos gnaisses do Complexo Porangatu, exibindo geralmente formas alongadas e estiradas segundo a foliação principal das zonas de cisalhamento de direção NE que ocorrem na região. Corpos epizonais com características subvulcânicas e rochas efusivas ocorrem subordinadamente.

Inclui-se nesta unidade além das fácies e corpos plutônicos de composição sienogranítica, monzonítica a tonalítica uma fácies com correspondentes vulcânicos e subvulcânicos que foram identificadas e separadas em três fácies predominantes redefinidas para siglas:  $NP3\gamma_{st_1}$ ,  $NP3ast$  e  $NP3\gamma_{st_2}$ .

A fácies  $NP3\gamma_{st_1}$  é encontrada na porção centro oeste da área formando um expressivo

batólito, com cerca de 60 km de comprimento por 15 km de largura, que ocorre nas proximidades de Alvorada onde suas bordas apresentam-se bastante milonitizadas. Os principais afloramentos podem ser observados ao longo dos córregos Cassiano, Poção, Cabeceira, Ribeirão Água Boa.

A prancha de fotografia 3.57 elenca as características principais das rochas da



Fotografia 3.57 – De (a) a (l) Aspectos das rochas da fácies  $NP3\gamma_{st_1}$  da Suíte Santa Tereza: a) Aspecto dos afloramentos mostrando a heterogeneidade composicional em granitos pórfiros subvulcânicos e miloníticos com faciologias de composição, granulometria e texturas individualizadas; de b) a f) Variação na proporção de porfiroclastos e matriz em monzogranitos a granodioritos miloníticos (borda batólito a sul de Figueirópolis), com porfiroclastos rotacionados; g) Detalhe de mistura ou intercalação de fácies grossas e finas co-magmáticas e deformadas (presença fenocristais em ambas as fácies); h) Extremo da deformação (em planta) com geração de dobras de cisalhamento sinistrais; porções menos deformadas e com maior proporção de matriz a base de biotita, plagioclásio e quartzo; de j) a l) Porções isotrópicas de granitos pórfiros e porfíricos com proporções desiguais entre matriz e fenocristais. Exemplos da variabilidade composicional, textural e deformacional, marcam diferenças de nível crustal do corpo granítico de porções epi a mesozonais.

**NP3 $\gamma$ st<sub>1</sub>** formadas principalmente por biotita metamonzogranitos, metagranitos, granadatonalitos, granodioritos pórfiros de granulação fina a média com porfiroclastos centimétricos de K-feldspato e subordinadamente subvulcânicas. São rochas de coloração cinza a rósea com texturas ígneas preservadas do tipo porfirítica, pórfira, inequigranular e com estruturas miloníticas e texturas granonematoblástica, porfiroblásticas quando e inclusas em corredores de alta deformação.

Estas rochas geralmente encontram-se milonitizadas exibindo diversos estágios de deformacionais desde protomilonitos a ultramilonitos, onde os cristais de K-feldspato são rotacionados e estirados evidenciando indicadores cinemáticos predominantemente dextrais (fotografia 3.57 (c) - (e)). Dobras de cisalhamento são também observadas (fotografia 3.57h). A questão de nível crustal da intrusão e heterogeneidades internas fica evidenciada nas variações de fácies ígneas e deformacionais dos corpos de centro a borda.

Ao microscópio, são compostas predominantemente por 25-30% de quartzo, 20-25% de plagioclásio, 20-25% de K-feldspato, 10-15% de biotita, ou hornblenda, 5-10% de muscovita, 3-7% de granada, 1% clorita e como acessórios carbonatos, óxidos, epidoto, titanita e zircão, (fotografia 3.58 (a) a (h)). Destacam-se os porfiroclastos de plagioclásio e feldspato alcalino, tanto nas amostras macro, como micro.

A fácies **NP3 $\gamma$ st<sub>2</sub>** é caracterizada por uma série de corpos graníticos, *stocks* de pequenas dimensões de composição essencialmente

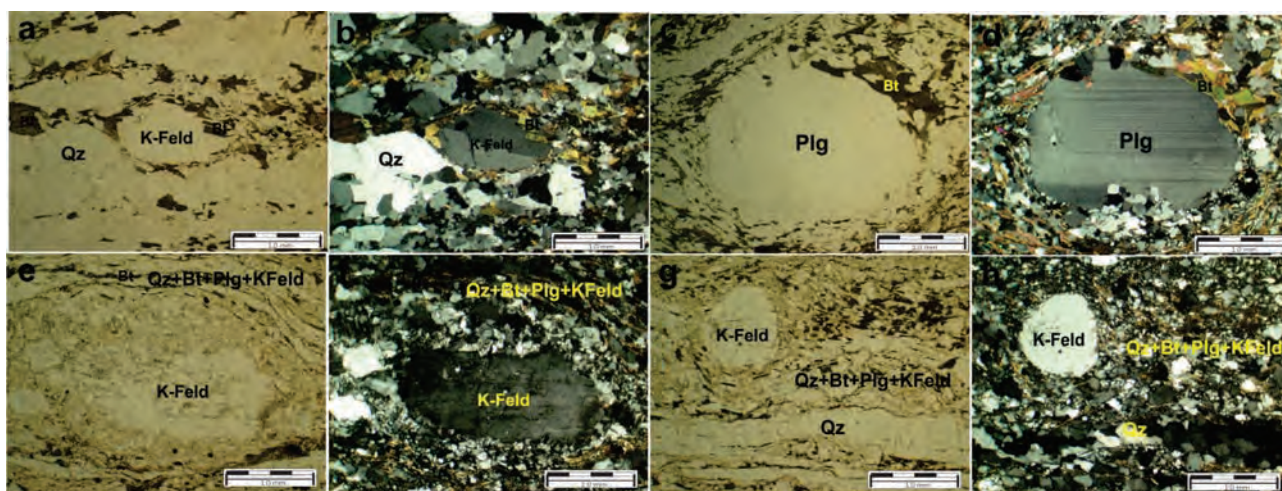
monzogranítica a sienogranítica que ocorrem na porção sudoeste e sul da área ao longo do Lineamento Transbrasiliano, destacando-se os corpos da Serrinha e os encontrados ao longo do Córrego da Areia e Ramiro.

São caracterizados por biotita metamonzogranitos, hornblenda metasienogranitos, metagranitos pórfiros, (fotografia 3.59 (a) a (i)) de coloração esbranquiçada, cinza a rosada granulação fina a média textura granular a porfirítica, estrutura maciça a orientada, constituída por k-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita e às vezes, exibindo fenocristais de K-feldspato com textura tipo *augen* dada pelo estiramento destes fenocristais e subordinadamente granada e hornblenda.

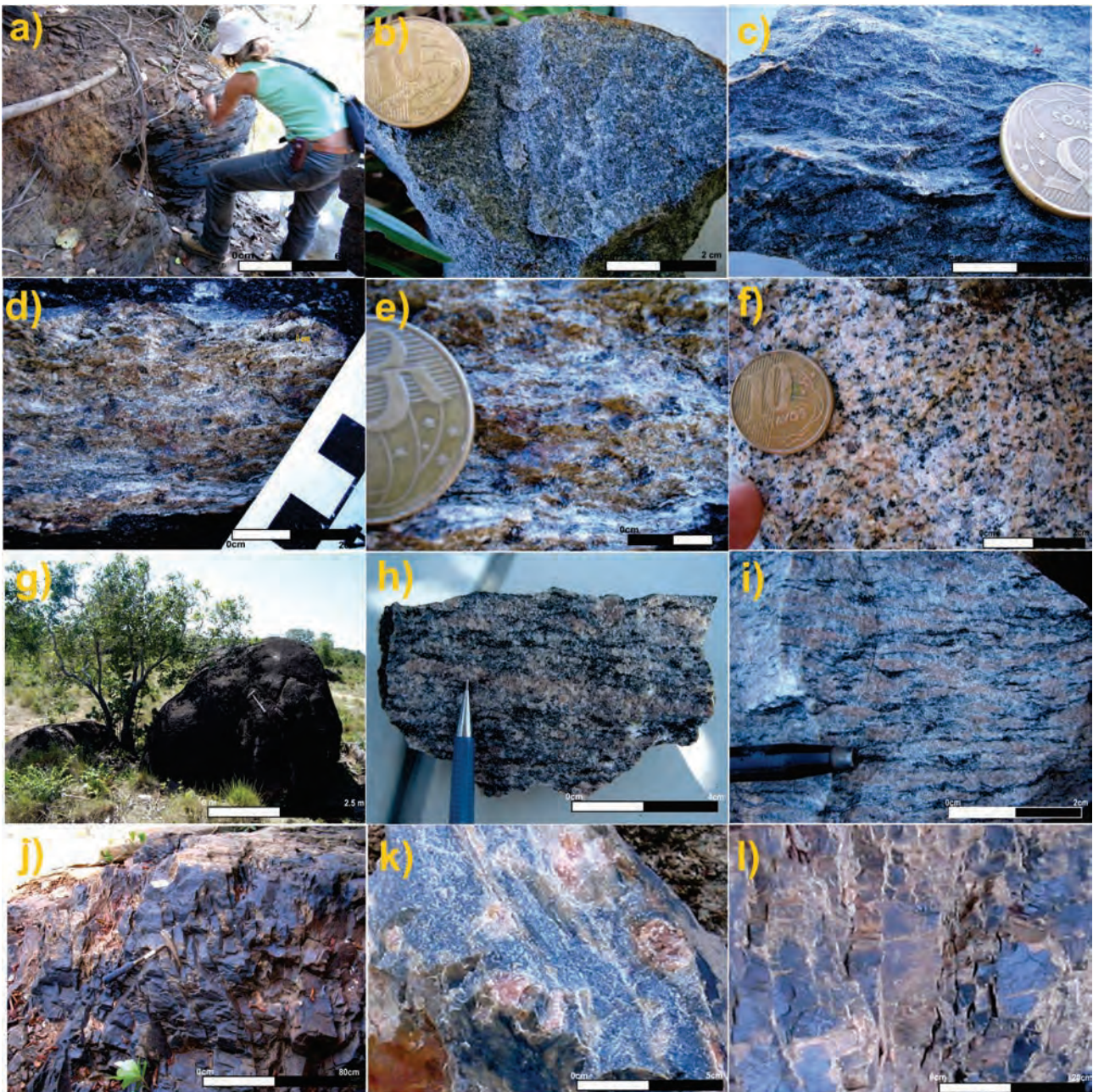
Ocorrem também como apófises graníticas de proporções métricas encaixadas nas rochas do Complexo Porangatu. Verifica-se que a granulação é mais homogênea no centro dos corpos, passando a porfirítica nas bordas, onde geralmente encontram-se mais milonitizados (Fotografia 3.59 (e), (h) e (i)).

As rochas vulcânicas ácidas encontradas, nomeada como fácies **NP3 $\alpha$ st** são casos particulares de raros afloramentos, que ocorrem como duas a três pequenas faixas lenticularizadas alinhados na direção NE. São representadas por metadacitos, dacitos e riolitos relacionadas com os granitos próximos à margem esquerda do ribeirão Monte Alegre. (fotografia 3.59 de (j) a (l)).

Em termos litogeoquímicos segundo Dantas et al. (2006) estas rochas revelam um caráter calcialcalino de médio a alto-K. Os padrões de ETR dessas rochas mostram um enriquecimento em ETRL e ETRP relativamente plano e anomalia negativa de Eu.



Fotografia 3.58 – Aspectos microscópicos das rochas miloníticas da Suíte Santa Tereza, amostras da borda da intrusão da fácies NP3 $\gamma$ st<sub>1</sub>; a) e b) Seções delgadas a luz natural e polarizada, respectivamente, de monzogranito-granodioritos com porfiroclastos de k-feldspato e quartzo rotacionados no sentido sinistral; c) e d) Relicto de porfiroclasto de plagioclásio em matriz cominuída e biotitas formadas na sombra de pressão; e) e f) Relicto de porfiroclasto de k-feldspato e g) e h) matriz milonítica com esteiras de quartzo e porfiroclasto de k-feldspato imerso em matriz quartzosa.

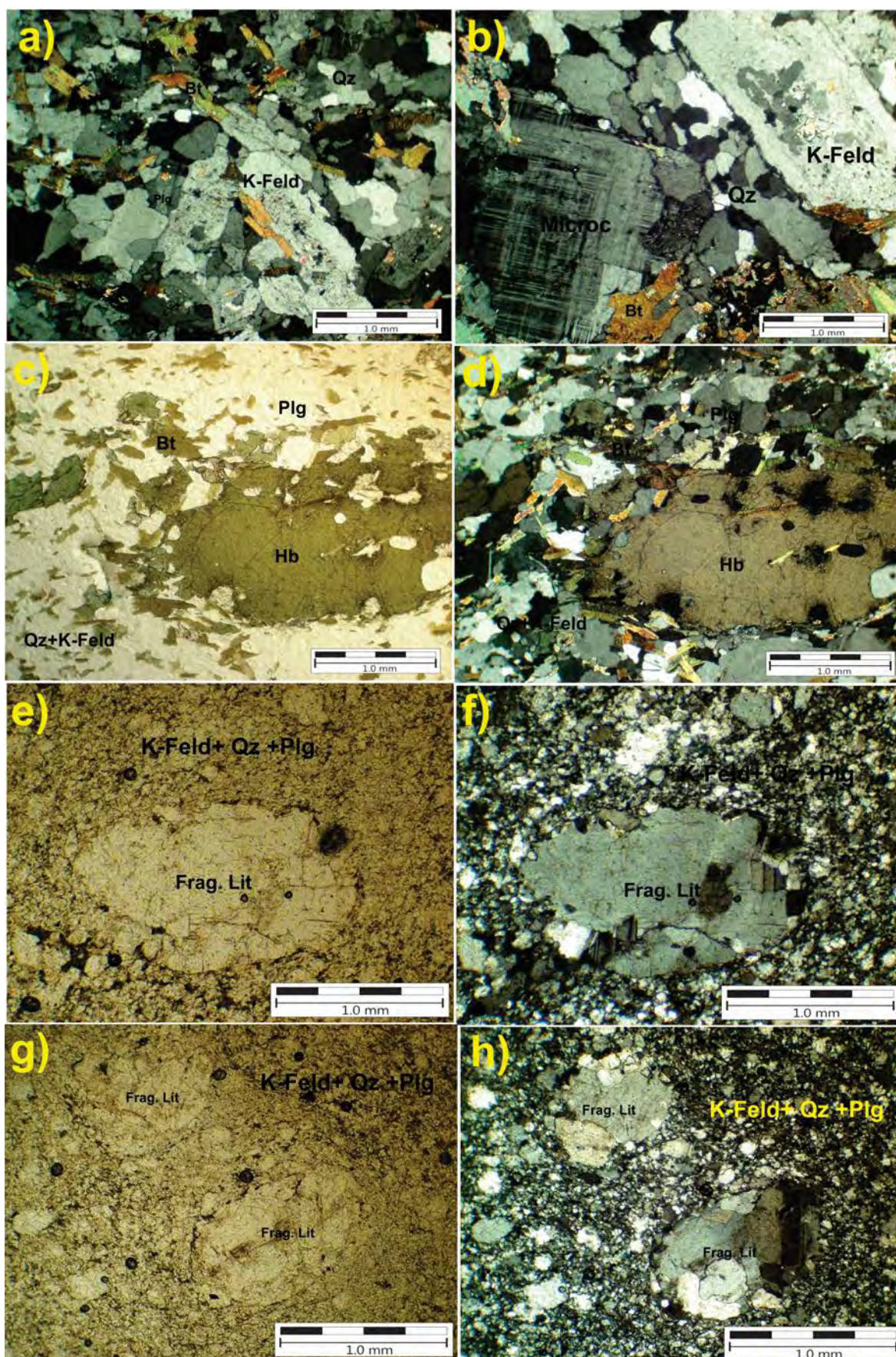


Fotografia 3.59 – Aspecto dos afloramentos e amostras da fácies NP3 $\gamma$ st<sub>2</sub> de (a)-(i) e da fácies NP3 $\alpha$ st de (j)-(l):  
 a) Afloramento em corte de barranca com monzogranitos finos subhorizontalizados em zonas transpressionais;  
 b) e c) Com monzogranitos de granulometria fina a média e monzogranitos microporfíricos subvulcânicos;  
 g) boulders graníticos com aspecto homogêneo, mas apesar da feição as rochas estão muito deformadas;  
 conforme exposto em h) e i) Biotita e hornblenda sienogranitos miloníticos com estiramento mineral;  
 de j) l) exposição de dacitos e riodacitos da fácies NP3 $\alpha$ st, com S<sub>0</sub> mergulhante, ocorrência  
 de pórfiros de k-feldspato em matriz afanítica e padrões de fraturamento.

As pronunciadas anomalias de Nb, P e Ti exibidas pelas rochas desta unidade são semelhantes as das rochas geradas em ambientes de margem continental ativa.

A idade desta suíte, não está determinada, entretanto as suas relações intrusivas nas rochas do

Complexo Porangatu, permitem sugerir tratar-se de rochas neoproterozoicas desenvolvidas durante o Brasiliano III com idades inferiores a 570 Ma, época do magmatismo regional tardio no Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL et al., 2002) e afetadas pela tectônica Transbrasiliana.



Fotografia 3.60 – Aspectos microscópicos a luz polarizada da Suíte Santa Tereza fácies plutônica NP3 $\gamma$ st<sub>2</sub> com a) biotita monzogranito de granulação fina, aproximadamente equigranular e b) biotita monzogranito com presença de fenocristais de microclíneo e K-feldspato em matriz fina; c) e d) luz natural e polarizada de hornblenda granodiorito com fenocristais e matriz a base de quartzo, plagioclásio, biotita e k-feldspato; e) a f) vulcanoclástica de composição riodacítica com fragmentos líticos graníticos e matriz quartzo feldspática.

## 3.18 - SUÍTE MATA AZUL - NP3γma

As rochas desta suíte foram citadas por Barbosa et al. (1966) como pertencentes ao Pré-Cambriano Indiferenciado. Na década de 1970 com a execução do Projeto Serra Dourada Marini et al. (1974), obtiveram os primeiros dados de maior detalhe.

Naquele projeto os autores reconheceram na região norte de Goiás, entre a Serra de Trombas, norte do rio Canabrava e na região de Mata Azul uma série de corpos amebóides de dimensões reduzidas, intrusivos tanto no Grupo Serra da Mesa, quanto no granito Serra Dourada aos quais Marini et al. (op.cit.) denominaram de “*Granitos Pegmatóides*”.

Descreveram estes corpos como de textura pegmatítica e granulação muito grossa, constituídos por microclínio com mais de 30 centímetros e bolsões muscovíticos, também centimétricos. Associaram ainda a estes granitos ocorrências de turmalina, berilo, granada, biotita e tantalita.

Durante a execução no Mapa Geológico do Estado de Goiás Lacerda Filho et al. (1999), introduziram o termo Granitos “tipo Mata Azul”, para caracterizar um conjunto de corpos porfíricos intrusivos no Grupo Serra Dourada / Serra da Mesa, idênticos ou semelhantes aos descritos por Marini e Accornero (1977).

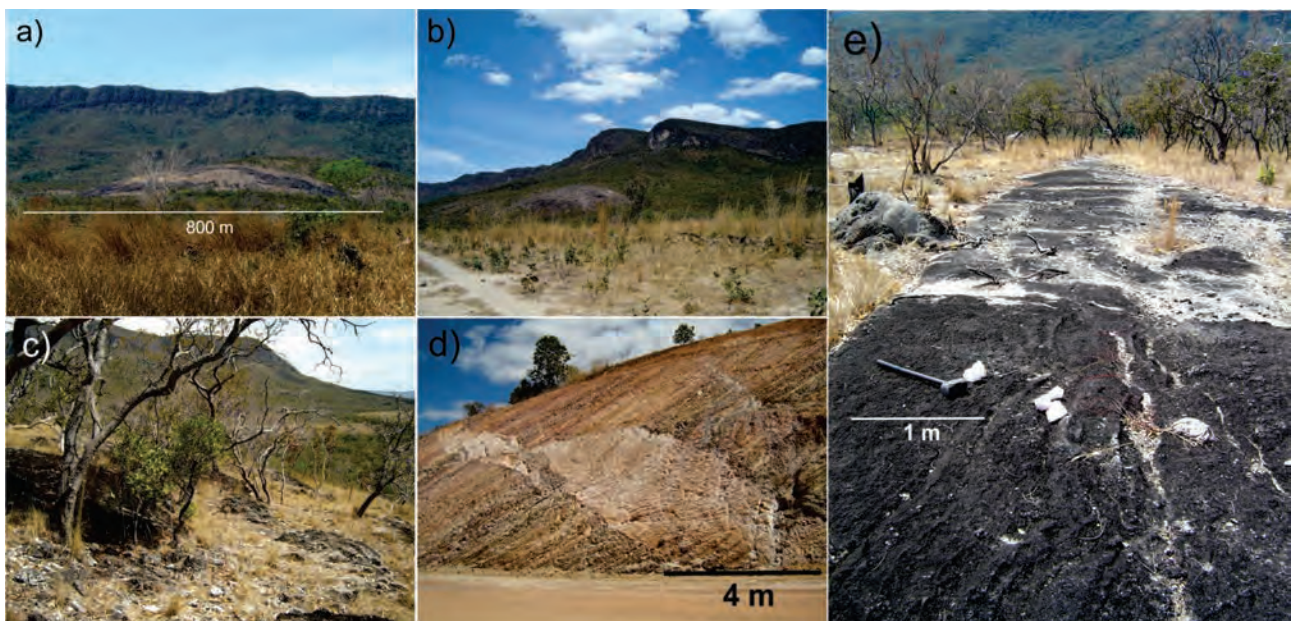
Neste projeto identificam-se corpos graníticos com as mesmas características mencionadas por Marini e Accornero (1977), porém estendendo-se sua área de ocorrência para norte, bem como seu

espectro composicional. Denomina-se de Suíte Mata Azul a um conjunto de corpos e stocks de dimensões métricas a quilométricas, não tão amebóides, mas alongados e estreitos, intrusivos e geralmente encaixados concordantemente as estruturas regionais, alinhados e balizados nas proximidades do lineamento Transbrasiliiano. Esta unidade marca inclusive o limite entre os compartimentos neoproterozoicos de arco e do embasamento. São todos de composição granítica variável e na grande maioria com texturas e granulação média, grossa a porfírica, repletos de corpos pegmatíticos félsicos associados.

Afloram desde a região de Mata Azul no extremo norte de Goiás, onde se localiza sua área-tipo, atravessando com inúmeros corpos a Folha Alvorada, até o extremo sudeste da Folha Gurupi, continuando para norte onde são finalmente recobertos pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

Na Folha Alvorada situam-se desde Mata Azul ao sul em uma linha NE, passando por Jaú do Tocantins até as proximidades a leste de Peixe, com dezenas de corpos, os quais foram divididos em três tipos ou fácies com características comuns, mas com fortes diferenças composicionais e nos atributos geofísicos. Apresentam-se geralmente como corpos deformados, a exceção de algumas porções centrais ou de granulação extremamente grossa, onde não se vislumbra tais efeitos.

Afloram sob a forma de grandes lajedos, morrotes inteiros (fotografia 3.61) com suas encostas expostas, campo de blocos e lajedos alinhados.



Fotografia 3.61 – a) Aspectos de relevo convexo e totalmente exposto de intrusão granítica e pegmatitos de grande dimensão da Suíte Mata Azul adjacente ao contato de embasamento e metamórficas supracrustais; b) O arqueamento das encaixantes e a forma de cúpula é característica da unidade; c) Blocos ao longo das encostas; d) apófises e veios pegmatitos de grande extensão e continuidade; e) Quase sempre alinhados na direção NE.

Formam solos arenosos cobertos de quartzo e feldspato, turmalina e granada, tendo como material secundário argila.

Frasca et al. (2010) reconheceram as distintas fácies desta suíte pela discordância nas assinaturas geofísicas no RGB (U-Th-K) identificando as diferentes composições e as semelhanças na natureza pegmatítica, na geometria, nas relações de intrusão com as encaixantes e principalmente pelo potencial metalogenético para formação de gemas, à qual todas as fácies possuem aptidão.

A primeira fácies **NP3 $\gamma$ ma1** constitui-se de corpos de composição menos fracionada, mas muito aluminosa. Formam corpos alongados com vários quilômetros de comprimento e de largura reduzida. São partes deste grupo rochas de cor cinza e tonalidade clara, meso-leucocráticas compostos por hornblenda, biotita, granada, muscovita sienogranitos, monzogranitos, granodioritos com raros termos tonalíticos, em grande parte proto a miloníticos nas bordas dos corpos, geralmente inequigranulares, porfiríticos e de granulometria média a muito grossa, (fotografias 3.62).

Em geral textura dos litotipos varia de granular hipidiomórfica em algumas amostras a granonematoblástica em outras, subordinadamente é porfiroblástica com matriz granolepidoblástica.

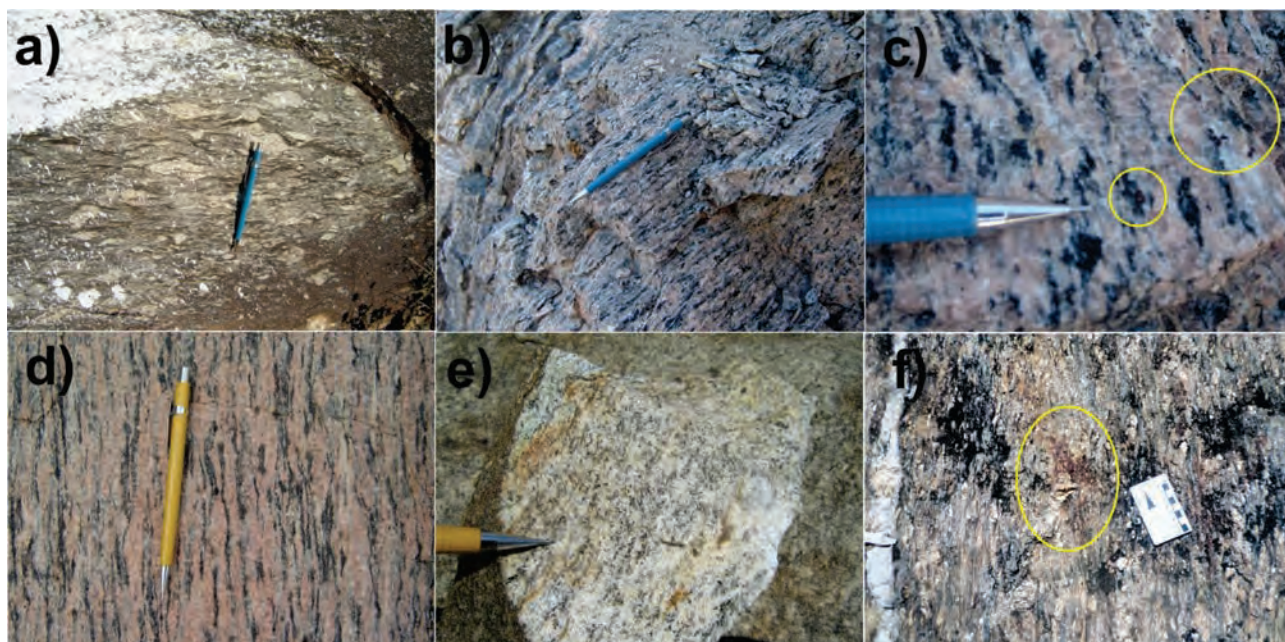
A principal característica petrográfica dos diversos litotipos (sienogranitos a monzogranitos) que compõem esta unidade é a presença de

muscovita com características magmáticas, com granadas e turmalinas. Muscovita ocorre como lamelas subédricas, com tamanho de 1 a 3 mm, orientadas, formando a foliação da rocha associada à biotita. Seu conteúdo modal varia de 1 a 13%, sendo maior no muscovita tonalito, onde atinge 30%.

Um segundo grupo de muscovita, geneticamente distinto, também ocorre, como cristais na forma de lamelas mais finas, na ordem de 0,2 a 0,7mm de tamanho, provavelmente de origem hidrotermal e algumas provenientes da recristalização da biotita e dos feldspatos. Já o conteúdo de biotita varia de 3 a 7% e ocorre como lamelas subédricas finas (0,1 a 0,6 mm). Turmalina ocorre na forma de cristais subédricos a euédricos, com tamanhos de 0,5 a 4 mm e conteúdo modal de 1%.

Em imagens e aerofotografias não apresentam distinção de relevo que os separe de suas encaixantes de composição semelhante, mas possuem outra característica comum que os distingue dos demais corpos, pois apresentam altos valores anômalos no canal de Th. Em campo, alguns afloramentos apresentam cintilometria alta de 170 a 400 cps, em contraste com as encaixantes que apresentam valores bem mais baixos (figura 3.48).

A segunda fácies **NP3 $\gamma$ ma2** contempla corpos de dimensões menores e em escala de afloramento são geralmente homogêneos em composição. São também deformados e se caracterizam por rochas leucocráticas de cor vermelha clara, muito



Fotografia 3.62 – a) Granito da Suíte Mata Azul em sua área-tipo, bloco de monzogranito com porfiroclastos rotacionados de feldspato alcalino, b) e c) Hornblenda sienogranito da pedra do Travessão, ricos em granadas e com alta anomalia Th, hornblenda marca estiramento mineral dextral e sub-horizontal nas zonas de transcorrência; d) Afloramento em lajedo no rio Tocantins com hornblenda granada sienogranito; e) Muscovita feldspato granitos, representado fácies mais potássicas e hidrotermais; f) Detalhe de monzogranitos-sienogranitos miloníticos com foliação NE e bolsões e aglomerados de granadas sincinemáticas estiradas.



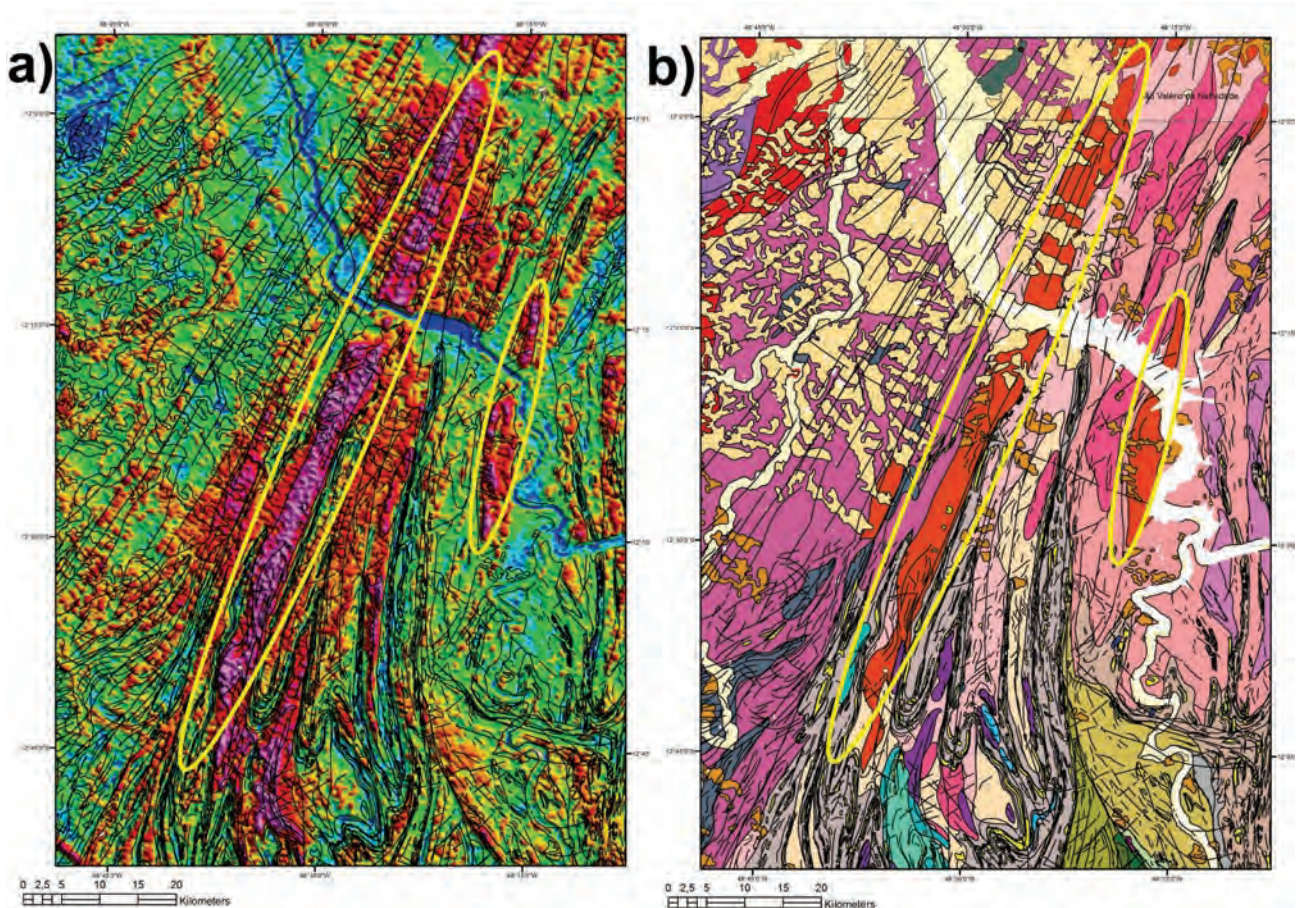


Figura 3.48 – a) Imagem do canal de Th da fácies NP3 $\gamma$ 3ma1, elipses em amarelo marcam os corpos principais com mais de 100 km de comprimento, muitos corpos menores existem, mas não são cartografados para escala do projeto; b) Cartografia da fácies onde observa-se o posição dos corpos principais em região limítrofe entre compartimentos geotectônicos distintos (arcos neoproterozoicos x embasamento) ou nas proximidades destas grandes discontinuidades.

grossa, onde predominam termos graníticos e subordinadamente sienograníticos a biotita, hornblenda, e granada. Além destes minerais ocorrem também turmalina e allanita.

Fazem parte deste grupo, corpos pegmatíticos, e feldspato alcalino granitos e demais corpos muito fracionados, com os quais se correlacionam a uma parte das ocorrências de gemas da região. Estes corpos proporcionam anomalias com valores elevados no canal de Th, observadas nas cartas aerogeofísicas e em campo, aonde chegam a valores superiores a 210 e máximo de 340 cps.

Ao microscópio possuem textura milonítica com porfiroclastos de k-feldspato com sombra de pressão e envoltos por matriz granonematoblástica, compostos de k-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita estirados. Há porfiroblastos de granada sin a pós-cinmáticos. Possui a seguinte composição modal: K-feldspato- 54%, quartzo – 30%, plagioclásio – 2%, hornblenda – 8%, biotita – 4%, granada – 1%, alanita (<1%), zircão (<1%) e fluorita (<1%).

Elenca-se a possibilidade desta segunda fácies, que é muito aluminosa, representar partes

do embasamento e pertencer à Suíte Aurumina. Como não há dados geocronológicos fica em aberto tal hipótese, a qual o projeto julga também ter procedência, pela afinidade química destas rochas e sua coexistência geográfica. Todavia, pela relação de intrusão definiu-se e optou-se inclui-la neste projeto na Suíte Mata Azul.

O terceiro grupo nomeado de **NP3 $\gamma$ ma3** corresponde à fácies com corpos pegmatíticos, produtos hidrotermais, que representam as porções mais tardias e fracionadas, (fotografias 3.63). Possuem também corpos de monzogranitos porfiroblásticos com veios de quartzo de grande dimensão, comumente alojados nos tipos anteriores ou próximos aos contatos.

Estes tipos não apresentam nas cartas aerogeofísicas diferenciação passível de distingui-los das outras fácies. Sua cartografia foi elaborada então, em aerofotos e imagens de satélite pela observação do relevo convexo típico de seus corpos. Em campo a cintilometria acusa valores pouco mais baixos de 45 a 80 cps, em relação às demais fácies.



Fotografia 3.63 – Imagens representativas da fácies NP3γma3: a) Afloramento em corte de estrada com rocha intemperizada na região de Mara Azul, onde observa-se intrusões pegmatíticas em rochas paraderivadas e subconcordantes a foliação regional; b) Forma de afloramento dos pegmatitos orientados N/S-NE/ em longos lajeiros; borda de plúton pegmatítico com apófises e megaenclaves da encaixante, marcam o posicionamento raso das intrusões, grandes trocas térmicas e a forma forçada de emplacement; d) Bloco de pegmatitos de feldspato alcalino centimétricos; e) Pegmatito rico em granadas almandinas; f) e g) texturas semelhante a dendritos ricas em muscovita pegmatóide, formadas por crack por pressão hidráulica de fluido hidrotermal; h) Veios de quartzo róseo associado; i) Monzogranitos porfiroblásticos evidenciando deformação sin a pós cinemáticas destas intrusões; j) Afrisitas centimétricas em veio de quartzo e k) Porções em bolsões com feldspatos alcalinos pegmatóides.

Em muitos afloramentos são encontrados enclaves de rochas gnáissicas e xistos ortoderivados e paraderivados. Nos contatos destes corpos com as encaixantes desenvolve grande parte das mineralizações de gemas na região: turmalinas, granadas, quartzo róseo, berilos, muscovita e feldspato pegmatóide.

Fica evidente nos afloramentos a grande troca térmica entre a encaixante e a intrusão, com

invasão de fluidos magmáticos e reações químicas a depender da composição da encaixante, se ígneas ou paraderivadas calcissilicáticas, proporcionando uma relação direta entre intrusão, encaixante e jazimento. As transformações minerais são à semelhança de metamorfismo de contato somado a introdução de fluidos ricos em elementos incompatíveis, além de forte controle estrutural no alojamento destes corpos e no controle das mineralizações.

Apresentam também características de intrusões forçadas colocadas em posição de crosta superior em um ambiente transtracional e extensional forçada pelas cúpulas graníticas.

Estes corpos são responsáveis pela formação de granada almandina de propriedades gemológicas, (fotografia 3.64), turmalinas bicolores e afrisitas, berilo, sillimanita, cianita, quartzo rosa e cinza, muscovita, alanita, coríndon, bem como do próprio pegmatito e do granito que é utilizado como rocha ornamental.

Ao microscópio (fotografia 3.65) possuem textura inequigranular grossa com mineralogia a base de k-feldspato, plagioclásio, muscovita. Há pórfiros de granada sin a pós-cinemáticas. Com porções ricas em muscovitas, biotita e turmalinas, com mineralogia acessória de alanita (<1%), zircão (<1%) e fluorita (<1%).

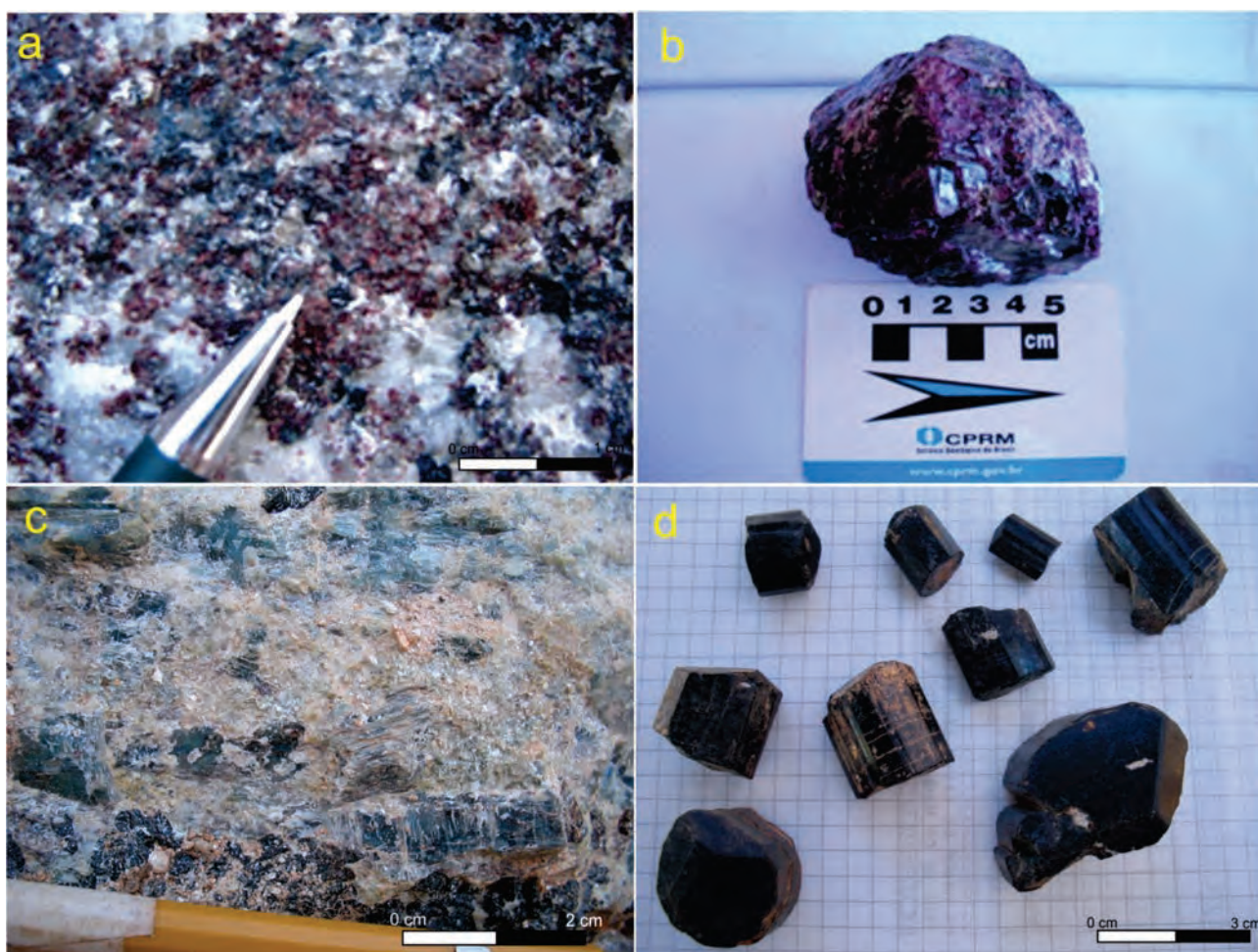
Os primeiros dados geocronológicos foram obtidos de forma ocasional por Kitagima (2002) no estudo do Complexo Alcalino de Peixe. Este autor encontrou pegmatitos aluminosos, com coríndon,

identificando-os como tipos independentes de rochas e de idades distintas, porém não os correlacionou com os inúmeros corpos graníticos observados por Marini et al. (1977). No entanto, expôs que as idades obtidas entre 550 – 580 Ma eram coerentes com os modelos de evolução genética da Faixa Brasília.

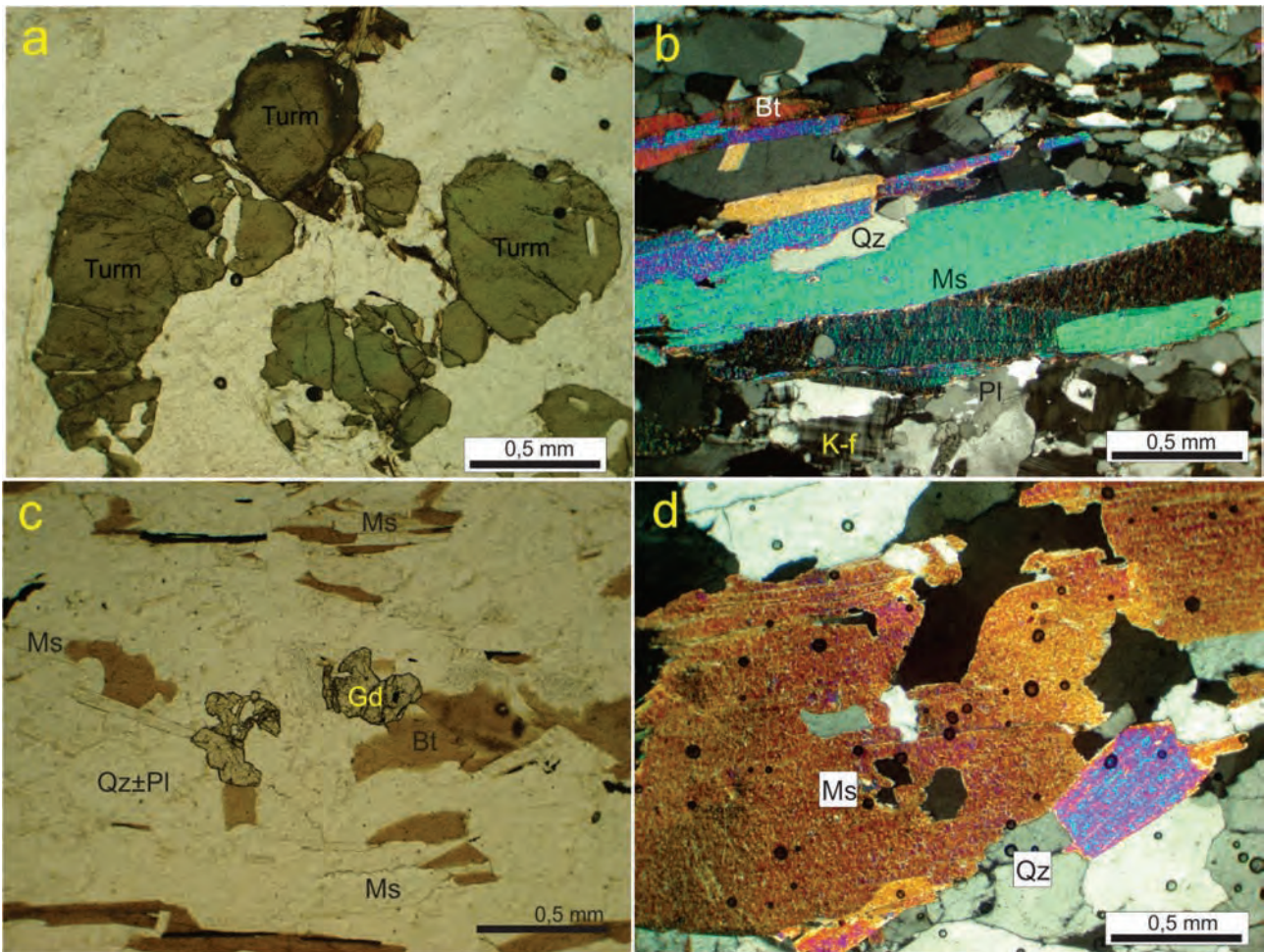
Kitagima (2002), utilizando o U-Pb em zircão obteve as idades  $557 \pm 15$  e  $559 \pm 9$  Ma, e pelo método Sm-Nd obteve idade modelo de 1.9 Ga com  $\epsilon Nd(T600)$  de -17,40, amplamente negativo.

Datação realizada neste projeto, pelo método de lixiviação em granada almandina, coletada no afloramento HL194, foi obtida uma isócrona com a idade  $551,9 \pm 4,1$  Ma  $\epsilon Nd(t)$  -7,8, denotando forte contribuição crustal, (figura 3.49 e fotografia 3.64b).

Com base nestes dados correlacionou-se a idade dos pegmatitos com as mineralizações e reconheceu-se o evento Mata Azul como principal granitogênese brasileira responsável pelos jazimentos gemológicos do norte de Goiás até o Tocantins. Neste projeto convencionou-se chamar esta área de Província Gemológica São Valério da Natividade-Mata Azul.



Fotografia 3.64 – a) Granada almandina no contato de intrusão e encaixante paraderivada e b) Granadas de qualidade gemológica, mas utilizada pelo projeto para datação isocrônica Sm-Nd pelo método de lixiviação, apresentando como resultado idades brasileiras; c) Cianita e d) Turmalinas pretas e verdes gemológicas.



Fotografia 3.65 – Secções delgadas e LN e LX da fácies NP3γma3 representativas Suíte Mata Azul: a) Turmalina biotita muscovita monzogranito, apresentando b) Muscovita com características magmáticas em biotita muscovita monzogranito e c) Rocha com textura granonematoblástica e porfiroblastos pós-tectônicas de granada e d) muscovitas pegmatíticas em lâmina.

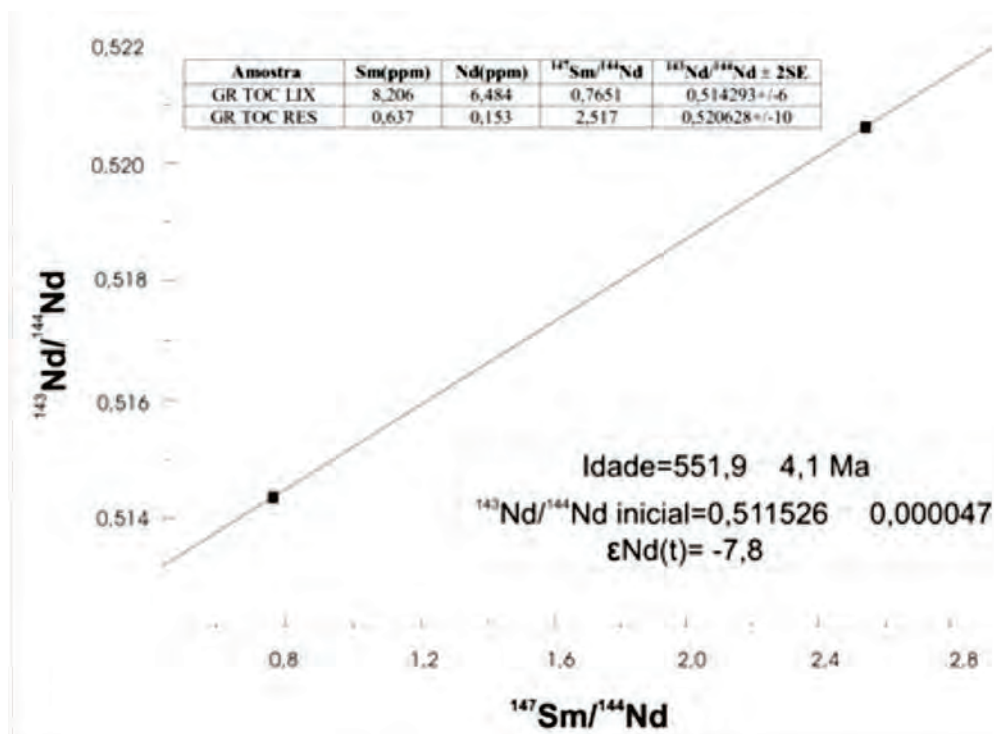


Figura 3.49 - Isócrona Sm-Nd lixiviação em granada da Suíte Mata Azul.

Ressalva única se faz em relação à segunda fácies descrita neste item, em função das relações de campo observadas com unidades adjacentes, pelas características petrológicas, petrográficas e litoquímicas analisadas. Como não se dispôs de dados geocronológicos infere-se também, que esta fácies pode relacionar-se a rochas bem mais antigas pertencentes a Suíte Aurumina (BOTELHO, 1999; PEREIRA, 2001).

### 3.18.1 - Litoquímica do Magmatismo Félsico Tardio

Este magmatismo representa o final do Ciclo Brasileiro e está marcado por uma série de intrusões e *stocks* tardios de caráter pós-colisional a pós-orogênico.

Em sua maioria representam um plutonismo bimodal de fontes distintas, ora ácido, ora básico, cujos corpos utilizaram descontinuidades herdadas, reativadas em fase extensional tardia ou como consequência de binários pertencentes a sistemas de falhas transcorrentes/transstracionais para seu posicionamento crustal. Sua ocorrência é tanto na Faixa Brasília como na Faixa Araguaia, e são dominantes entre 550 Ma a 500 Ma. As suítes graníticas Mata Azul e Lajeado representam este magmatismo e são tratadas em conjunto. As rochas graníticas da Suíte Mata Azul, em particular, são acompanhadas de intenso processo hidrotermal.

Estas suítes graníticas apresentam como características químicas de elementos maiores valores médios a altos em  $\text{SiO}_2$  74,65%,  $\text{K}_2\text{O}$  4,66%, moderado a alto em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e índices baixos em elementos ferromagnesianos,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , e razões altas  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  superiores a 1, atingindo ao máximo de 1,82, quando comparados aos valores médios de granitos de Cox et al. (1987).

As altas concentrações em  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  reproduzem fases minerais reduzidas com a formação de K-feldspato, muscovita, biotita, clorita, quartzo, além de processos de saussuritização sobrepostos nas rochas destas unidades.

Elementos traço apresentam valores baixos em LILE, Sr, Ba, e enriquecimento em ETRL e ETRP, Th e Ce, quando normalizados ao MORB de Pearce (1983), figura 3.50. Quando comparado a média da crosta continental de mostram valores empobrecidos em Rb, Ba, Sr, Nb, P e Zr.

Esta mobilidade em alguns elementos traços em especial Sr, Rb e Ba, são sugestivas da atuação de processos de cristalização fracionada e também de efeitos hidrotermais tardi a pós-magmáticos, com alterações hidrotermais bem visíveis em alguns afloramentos.

Os espectros de elementos terras raras possui um padrão assimétrico muito enriquecido em ETRL com valores de 10 a quase 1000 vezes ao do condrito e ETRP também enriquecidos de forma menos proeminente. A Anomalia de Eu é negativa e profunda conforme figura 3.51.

São rochas calcioalcalinas muito fracionadas e de alto K segundo expresso pela razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , em geral são rochas peraluminosas, conforme figura 3.52. No diagrama modificado R1R2 De La Roche et al. (1980), figura 3.53, plotam no campo dos granitos e de alcali-granitos subalcalinos e com certa tendência alcalina, pois algumas amostras apresentam baixos valores em R2.

No diagrama de Pearce (1984) figura 3.54, se posicionam entre o campo pós-colisional e algumas amostras plotam no campo de granitos intra-placa, concordante com seus dados de posicionamento crustal em ambiente extensional, pós-orogênico, ou alternativamente a evolução gradual de passagem um ambiente pós-orogênico para anorogênico.

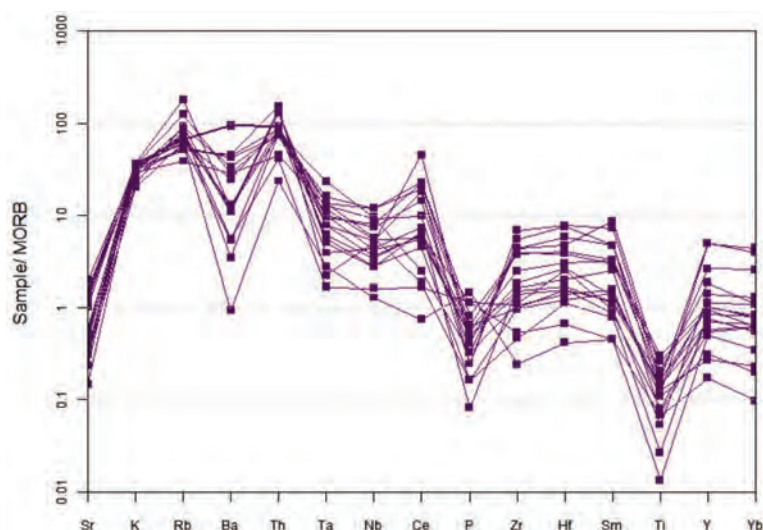


Figura 3.50 – Spidergrama de elementos traço versus MORB Pearce (1983), para as rochas graníticas das suítes Mata Azul e Lajeado (Granito São José Pequeno).

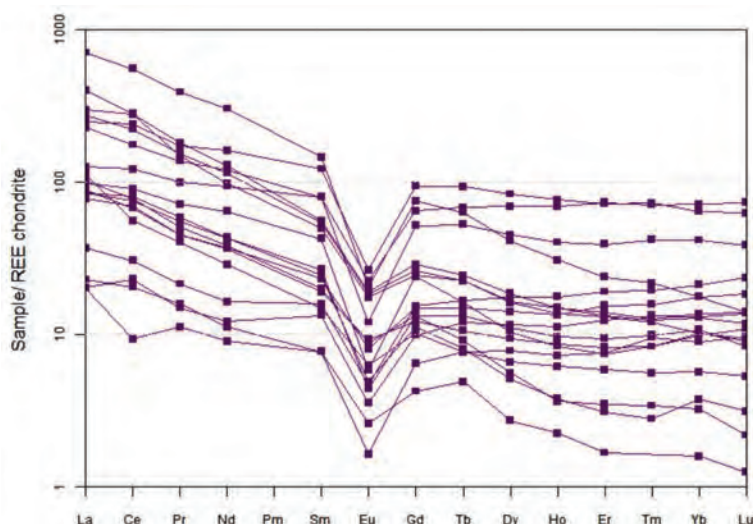


Figura 3.51 – Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984) com os padrões das rochas graníticas das suítes Mata Azul e Lajeado (Granito São José Pequeno).

A/CNK-A/NK plot (SHAND, 1943)

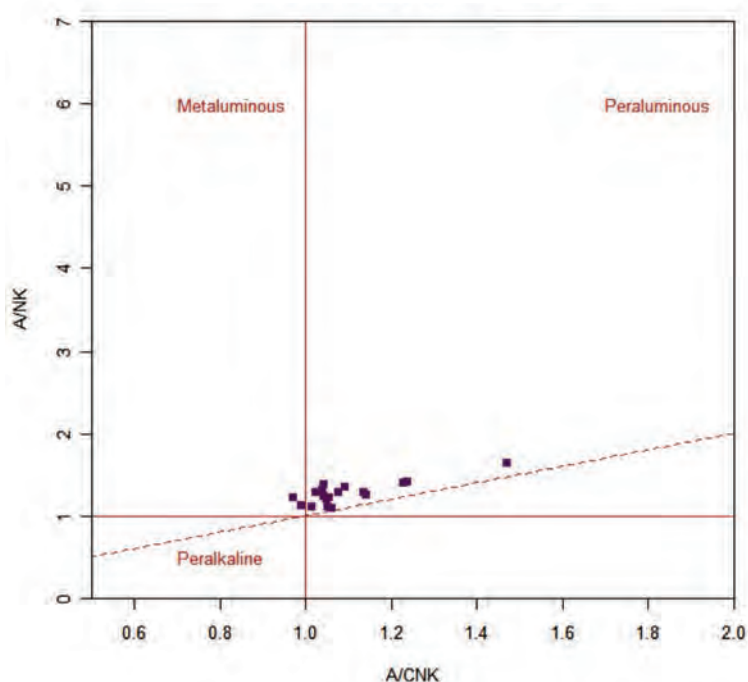


Figura 3.52 – Índice de Shand das amostras das suítes Mata Azul e Lajeado (Granito São José Pequeno).

Somados aos dados litoquímicos os dados geocronológicos da amostra HL10a, da Suíte Lajeado – Granito São José Pequeno indicam idade de cristalização U-Pb de  $509 \pm 2$  para o final do Ciclo Brasileiro.

Conclui-se, baseado nos padrões de elementos traço e ETR, associados aos gráficos litoquímicos de afinidade e litoambiência, que este magmatismo é calcialcalino muito diferenciado com tendência alcalina, com a presença identificada pela litoquímica de ao menos duas fácies em um

ambiente de transição de um regime pós-orogênico para anorogênico. O enriquecimento em Th, LILE e ETRs das suítes indicam uma forte contribuição crustal comprovada nos valores de  $\epsilon Nd(t) -7.8$ .

Seu posicionamento próximo e ao longo da descontinuidade do sistema Transbrasiliiano, marca importante corredor de fluidos magmáticos e deriva do pós-fechamento e colapso orogênico, delaminação do sistema Brasileiro na linha de sutura entre rochas de arco neoproterozoico e embasamento.

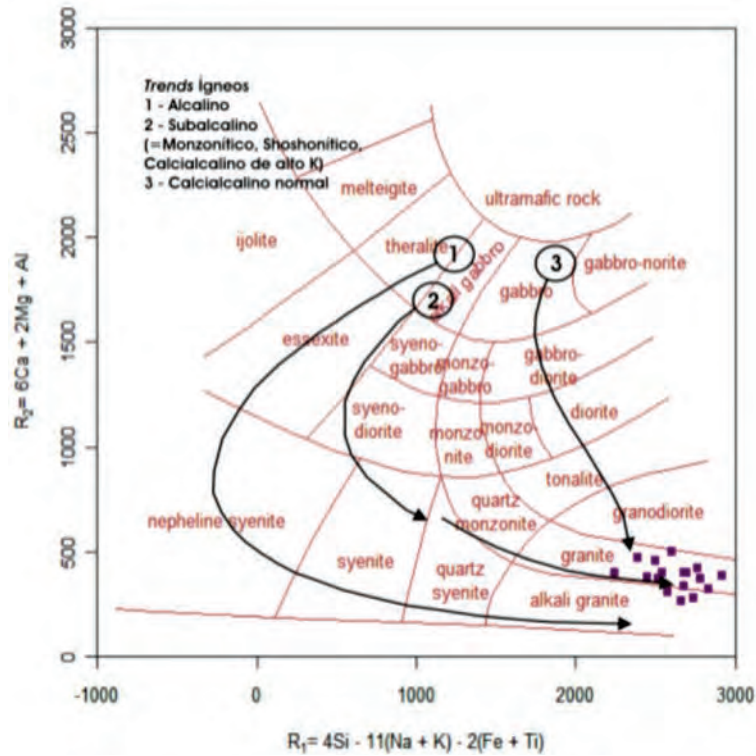


Figura 3.53 – Diagrama R1R2 modificado De La Roche et al. (1980) das suítes Mata Azul e Lajeado (Granito São José Pequeno).

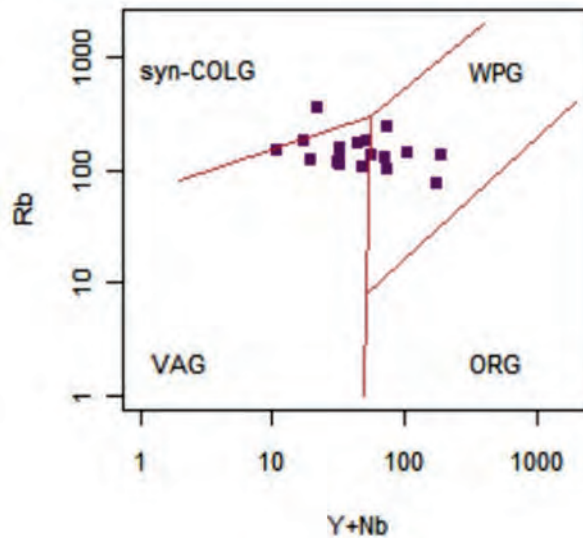


Figura 3.54 – Diagramas de Pearce (1984) geotectônico que mostra a posição das rochas das suítes Mata Azul e Lajeado (Granito São José Pequeno).

### 3.19 - SUÍTE LAJEADO - NP3ε1γI / GRANITO SÃO JOSÉ PEQUENO - NP3ε1γsjp

Barbosa et al. (1966) definiu os granitos desta unidade a oeste e norte de Palmas, na porção do rio Tocantins e sob a denominação de Granito Lajeado. Gorayeb, Moura e Chaves (2001) propôs a redefinição da Suíte Lajeado, a partir de dados geocronológicos Pb-Pb em zircão e englobando sob esta denominação os seguintes granitos: Lajeado ( $546 \pm 6$  Ma), Palmas ( $548 \pm 5$  Ma) e Matança ( $552 \pm 4$  Ma).

Frasca et al. (2010) identificaram e individualizaram corpos destas rochas graníticas na Folha Gurupi. Embora, distantes de sua área tipo reuniram estes corpos sob a denominação de Granito São José Pequeno e atribuíram baseado em dados de petrologia, relações de campo, química e geocronologia como pertencentes a Suíte Lajeado.

Ocorrem como extensos corpos e *stocks* graníticos alongados de direção NE, encontrados na porção centro norte da Folha Alvorada, desde a norte da cidade de Talismã, até a oeste da cidade de

Peixe, onde há pedreiras em atividade, prosseguindo para a Folha Gurupi onde são encontrados ao longo dos rios São José Pequeno, Cana Brava, Santa Teresa e seu afluentes.

Esses corpos são francamente intrusivos nas rochas gnáissicas do Complexo Porangatu, limitando-se quase exclusivamente a esta faixa de ocorrência de rochas de idade neoproterozoica.

Afloram principalmente sob a forma de campo de matações e de exposições restritas e sob a forma de lajeiros (fotografia 3.66 (a) e (b)). Formam solos arenosos com muito quartzo e material argiloso secundário, provenientes de intemperização destas rochas graníticas. Localmente encontram-se lateritizados com muito quartzo, raramente magnetita, de cor amarelada e ocasionalmente



Fotografia 3.66 – a) Forma de afloramento do Granito São José Pequeno em blocos e b) lajeiros; c) Com rocha sienogranítica / titanita-biotita monzogranítica cinza clara inequigranular e d) Detalhe em planta de titanita-biotita granodiorito isótropo; e) e f) Aspecto do biotita sienogranito cinza rosado mesocráticos e isótopos com cristais milimétricos de magnetita.



surgem como manchas argilo-arenosas a argilosas castanho-avermelhadas.

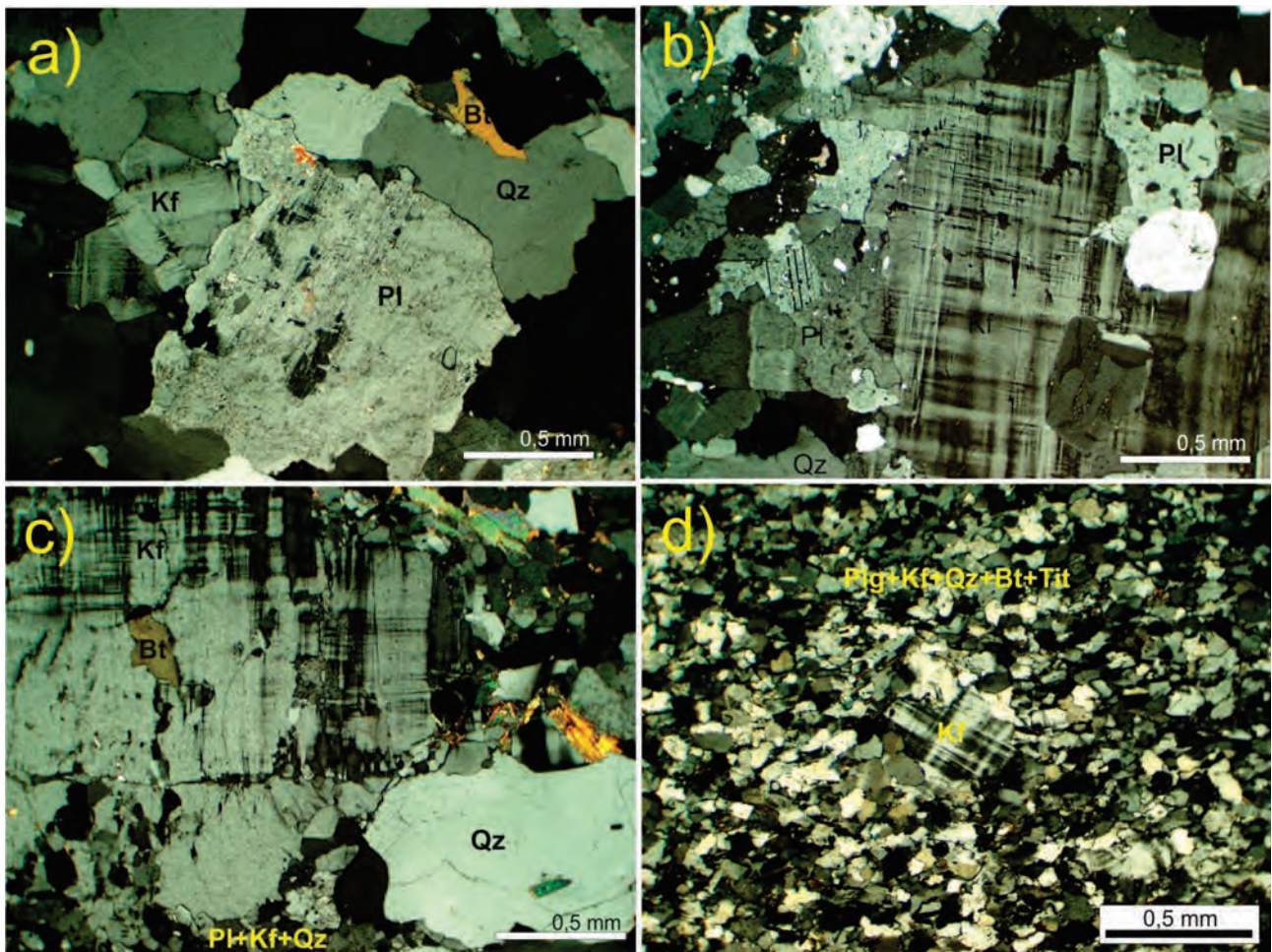
Em virtude da ampla distribuição de coberturas terciárias, principalmente, ao longo das paleoplanícies de inundação dos rios Santa Teresa e Cana Brava, observa-se uma descontinuidade entre os poucos afloramentos cartografados.

As relações de contato com as encaixantes é por falha ou geralmente estão encobertas. Os dados de cintilometria terrestre são extremamente oscilantes entre 50 e 145 cps. Normalmente as rochas são fracamente magnéticas. Estas características, observadas em campo, refletem os dados aerogeofísicos de magnetometria e cintilometria, onde estes corpos não exibem sinais característicos, com contrastes expressivos suficientes para seu reconhecimento nestas imagens, o que dificulta a cartografia destes corpos.

Os afloramentos são geralmente homogêneos em composição, mas integrados mostram uma gama

composicional, desde termos granodioríticos a sienograníticos, sendo que seu litotipo predominante são os monzogranitos à biotita. Apresentam cores variáveis de cinza a rosa, sempre em tonalidades claras, e de granulações média a grossa, com texturas inequigranular a porfirítica, com predomínio de isotropia estrutural, exibindo estruturas deformacionais miloníticas ou cataclásticas restritas às bordas dos corpos ou a raras nucleações de fraturas internas, geralmente confinadas e de pouca extensão, comumente de direção NE-SW.

Seus principais tipos petrográficos constitui-se de biotita monzogranitos, biotita sienogranito, com variações faciológicas para biotita granodioritos, (titanita-biotita granodiorito) e subordinadamente hornblenda sienogranitos. Ocorrem enclaves ortoderivados máficos e gnáissicos, bem como de autólitos, geralmente compostos por agregados biotíticos e magnetitas milimétricas dispersas, (fotografia 3.67 (c) a (f)).



Fotografias 3.67 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do Granito São José Pequeno – Suíte ilustram diversos padrões desde tipos isotrópicos a termos deformados. a) Biotita monzogranito isotrópico em agregados porfiríticos de plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, alguns contatos minerais retilíneos atestam processos de recrystalização; b) Fenocristais de microclíneo imersos em matriz grossa de plagioclásio e quartzo; c) Fenocristais de quartzo e microclíneo orientados e recrystalizados parcialmente; d) Agregados com pórfiros de microclíneo imersos em matriz de grãos médios, com silicificação mais intensa em corpo de monzogranito milonítico e recrystalizado.

Predominam fácies à base de quartzo, K-feldspato, plagioclásio tabular a prismático, biotita, hornblenda, muscovita, titanita, allanita, epidoto, fluorita, clorita, zircão e opacos (magnetita e ilmenita) constituem fases minerais secundárias, (fotografia 3.67 (a) a (d)).

São observados efeitos de recristalização em certos corpos, indicando processos metamórficos tardios, assim como porções orientadas e deformadas. Estes efeitos estão relacionados às condições de *emplacement* granítico, nível crustal e elevado grau geotérmico há época de colocação.

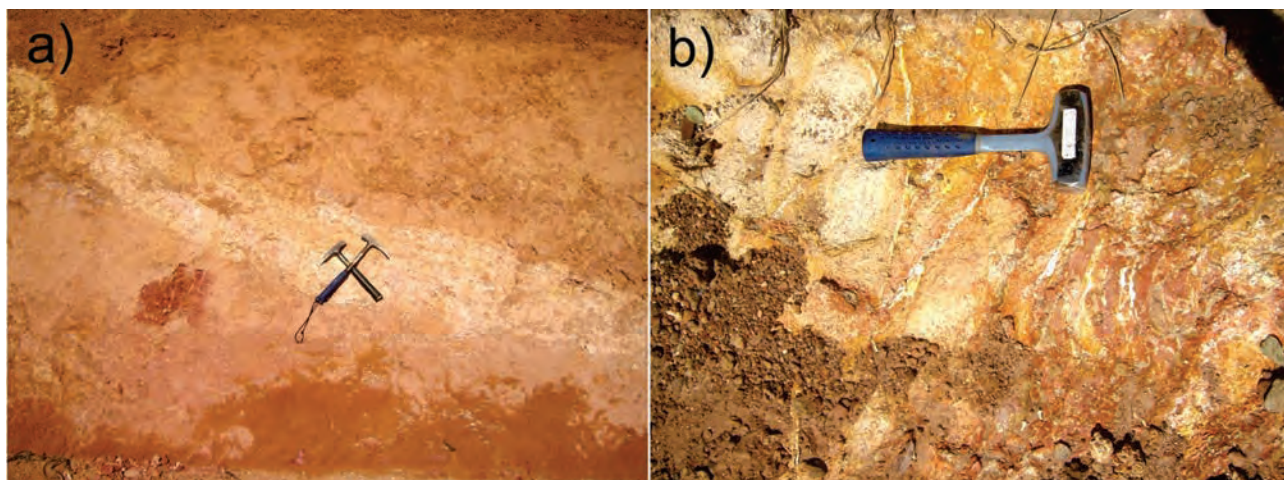
Nas proximidades de um aflente do córrego Fundo e próximo à margem esquerda do rio Cana Brava, afloram tipos sienograníticos de granulação mais fina, como uma fase aplítica mais tardia e evoluída, invadindo fases mais grossas da fácies biotita monzograníticas.

Feições de *emplacement* passivo e/ou mistura das fácies (mais finas) da borda destes corpos, com porções pegmatóides do centro do próprio corpo são observadas (fotografia 3.68a). Feições de *mingling* e mistura com magmas mais básicos coexistentes são também observados, (fotografia 3.69 (a) a (c))

São registrados brechas, veios aplíticos de massa intemperizada de quartzo e feldspatos, feições com aspecto venular e padrão ortogonal, similares a *stockwork*, algumas orientadas preenchendo fraturas de direção N60°W.

Os resultados químicos analíticos do Granito São José Pequeno são significativos para sua inclusão na Suíte. Os dados químicos são muitos semelhantes aos dos maciços Aroeira, Matança e Palmas, descritos por Scandolara em Ribeiro e Alves (2017). No diagrama de classificação química de Debon e LeFort (1983), (figura 3.55a) o Granito São José Pequeno se distribui nos campos dos sienogranitos e monzogranitos. No diagrama R1-R2 (Figura 3.55b), de De La Roche et al. (1980), são granitos strictu sensu e posionam-se nos campos sin-colisional e tardi-orogênico, conforme diagrama R1-R2 adaptado para ambientes tectônicos de Batchelor e Bowden (1985), (figura 3.55c).

Os granitos apresentam o seguinte conteúdo de óxidos em peso: SiO<sub>2</sub> elevada variando de 68,4% a 76,9 %, alto a muito alto-K (figura 3.55) e razão K/Rb variando entre 176,95 a 474,06. São rochas peraluminosas a fracamente metaluminosas (figura 3.55e) e ocupam o campo subalcalino (figura 3.55f)



Fotografias 3.68 – a) Seção lateral exibindo biotita granito saprolitizado, em detalhe veio aplítico tardio cortando o granitóide; b) Vista em planta de sienogranito porfirítico alterado, com foliação milonítica de borda com sobreposição cataclástica marcada por microfraturas preenchidas por material quartzo-feldspático.



Fotografias 3.69 – Granito São José Pequeno – Suíte Lajeado. a) a c) Feições de mistura de magmas, (*mingling*), que comprovam a coexistência de dois magmas distintos em processo de mistura mecânica. Notam-se os contatos arredondados, invasões em estado plástico e cristais imersos de um magma no outro.

de Irvine e Baragar (1971). A razão  $K_2O/Na_2O$  é alta a muito alta e varia entre 1,18 e 2,89.

Os granitos da Suíte apresentam características subsolvus por apresentarem sempre duas séries de cristalização de feldspatos (anortita-albita e ortoclásio-albita), sob alta pressão de voláteis e tem a magnetita como seu principal mineral opaco de ferro. No

diagrama  $FeOt/(FeOt+MgO)$  vs.  $SiO_2$  (figura 3.56a) estas rochas são caracterizadas como granito ferroso tipo A e, quando comparados com granitos tipos I e S, mostram valores mais elevados das razões  $FeOt/(FeOt+MgO)$ ,  $K_2O/Na_2O$  e  $TiO_2/MgO$ . No diagrama  $Na_2O+K_2O-CaO$  vs.  $SiO_2$  (figura 3.56b) distribuem-se como granitos “tipo A” entre os campos álcali-cálcico e calci-alcálico.

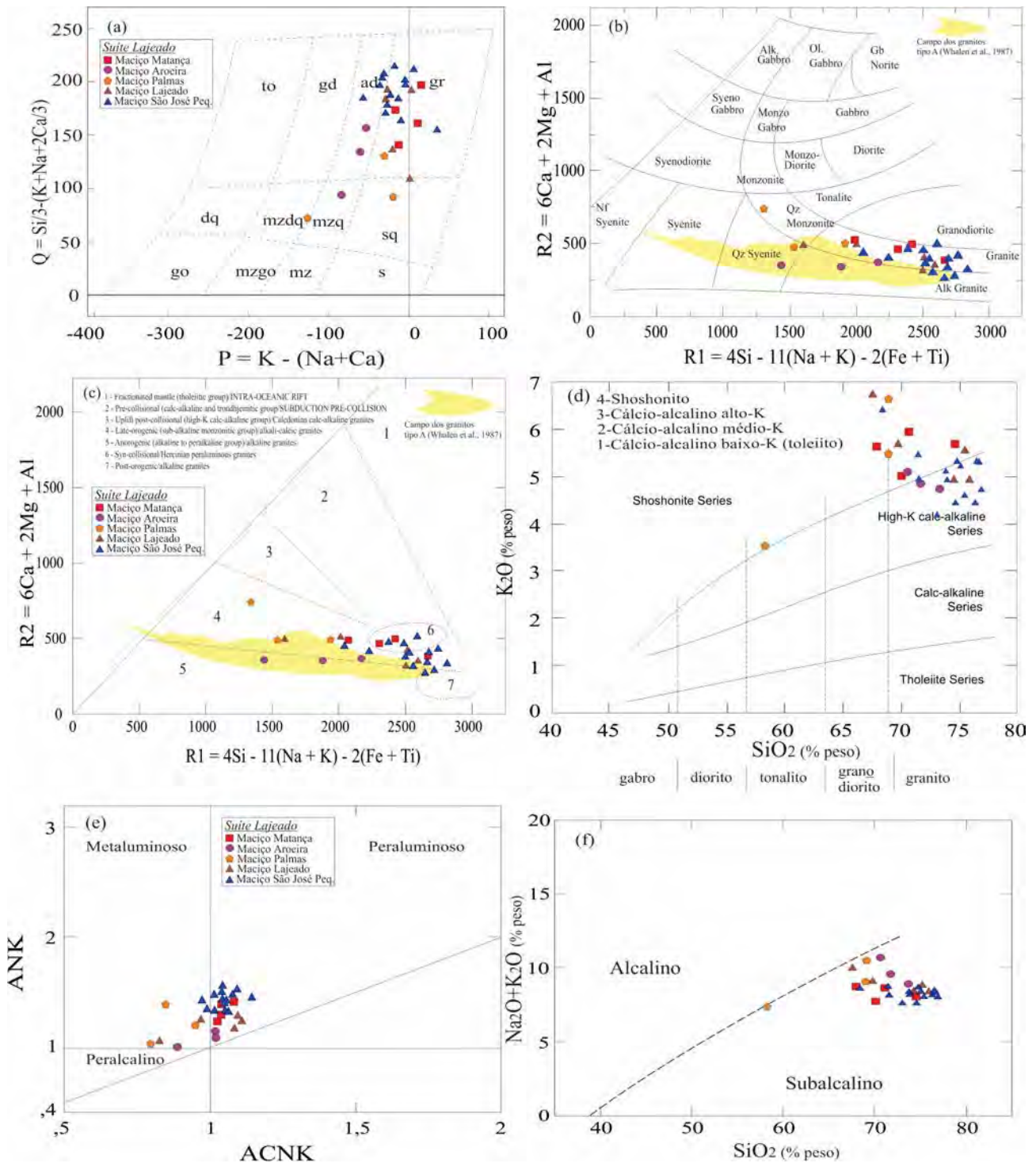


Figura 3.55 – Diagramas geoquímicos discriminantes elaborados com elementos maiores da Suíte em destaque (triângulos azuis) Granito São José Pequeno: a) Classificação química multicatiónica Q-P de Debon e LeFort (1983); b) Diagrama multicatiónico R1-R2 com a classificação química das rochas estudadas (LA ROCHE et al., 1980); c) Diagrama R1-R2 adaptado para ambientes tectônicos (BATCHELOR; BOWDEN, 1985); d) diagrama do teor de  $K_2O$  de Peccerillo e Taylor (1976); e) Índice de saturação de alumina (ANK vs. ACNK) dos granitóides (MANIAR;PICOLLI, 1989); f) Diagrama de alcalinidade de Irvine e Baragar (1971).

No diagrama ternário Y vs. Nb vs. 3\*Ga (Fig. 3.57a) e no diagrama binário Sc/Nb vs. Y/Nb (Figura 3.57b) de Eby (1990); Eby (1992), que são discriminantes para os granitos do tipo A de ambientes anorogênico e pós-colisionais os granitóides do corpo São José Pequeno da Suíte distribuem-se, em sua maioria, no campo dos granitos A2. As amostras apresentam valores de Y anormalmente elevados com valores máximos de 249 ppm e média de 63 ppm, duas a três vezes superiores a crosta continental de Rudnick e Gao (2004), mesmo apresentando, valores altos em Nb (23 ppm) acima dos padrões para a crosta continental 12 ppm (KEMP;HAWKESWORTH. 2004).

Os diagramas de Dall’Agnol e Oliveira (2007) discriminam estes granitos como do tipo A (Figura 3.58 a e b), e os diferenciam como granitos reduzidos (Figura 3.58 (c) e (d)).

Conforme Scandolaria em Ribeiro e Alves (2017), os granitos da Suíte são reduzidos, mostrando valores de  $FeOt/(FeOt+MgO)$  acima de 0.88, o Granito São José Pequeno apresenta as mesmas características, pertencendo conforme diagrama a série a ilmenita. Segundo os autores (op cit) estas razões químicas indicam fontes relativamente homogêneas com baixos conteúdos de  $H_2O$  no magma parental.

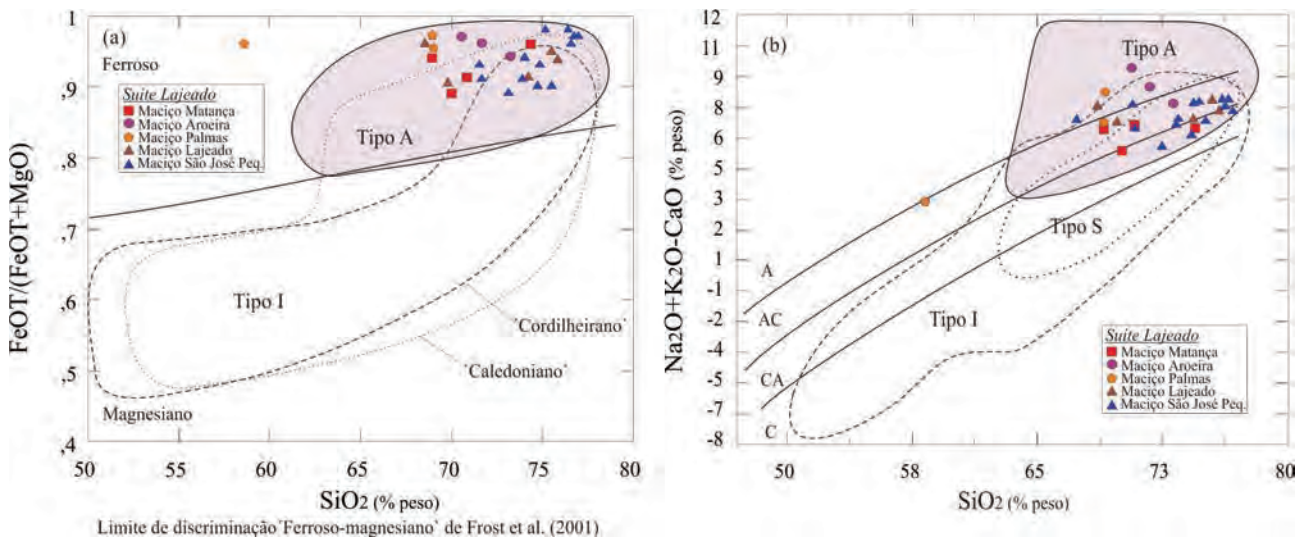


Figura 3.56 – Discriminantes geoquímicos de elementos maiores das rochas da Suíte: a) Diagrama  $FeO_T/(FeO_T+MgO)$  vs.  $SiO_2$  com campos ferroso e magnésiano; b)  $Na_2O+K_2O-CaO$  vs.  $SiO_2$  (FROST et al., 2001). Campos dos granitos Cordilheiranos. Caledonianos e Tipos I, S e A de Frost et al. (2001).

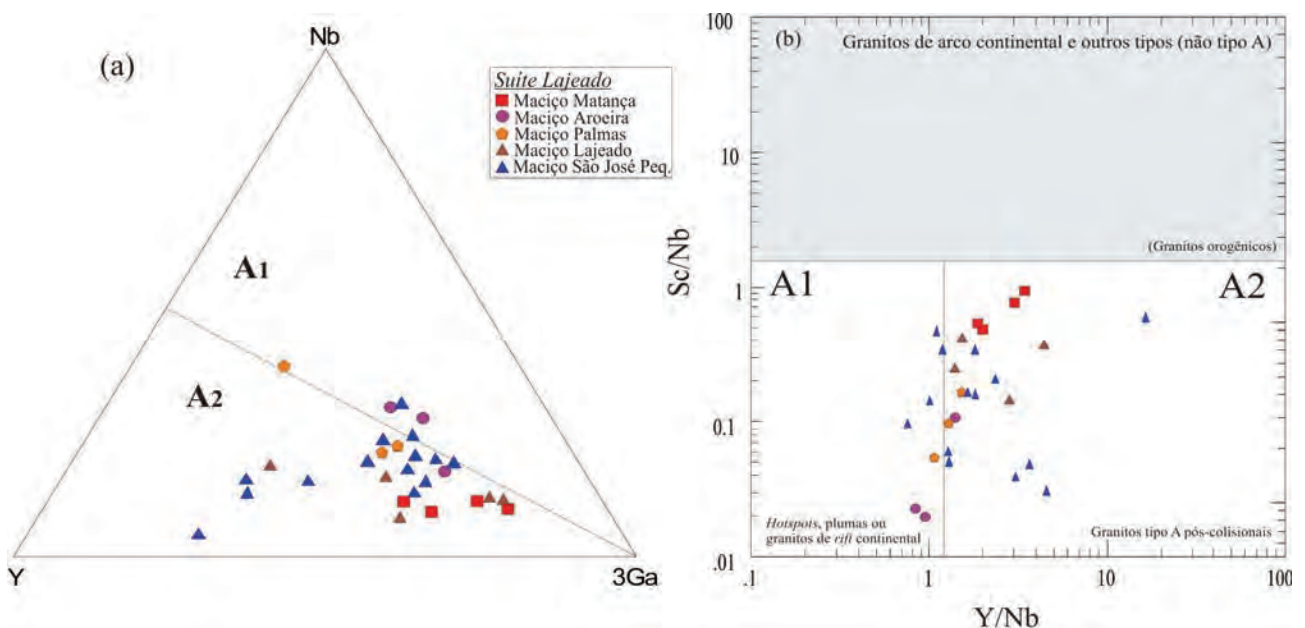
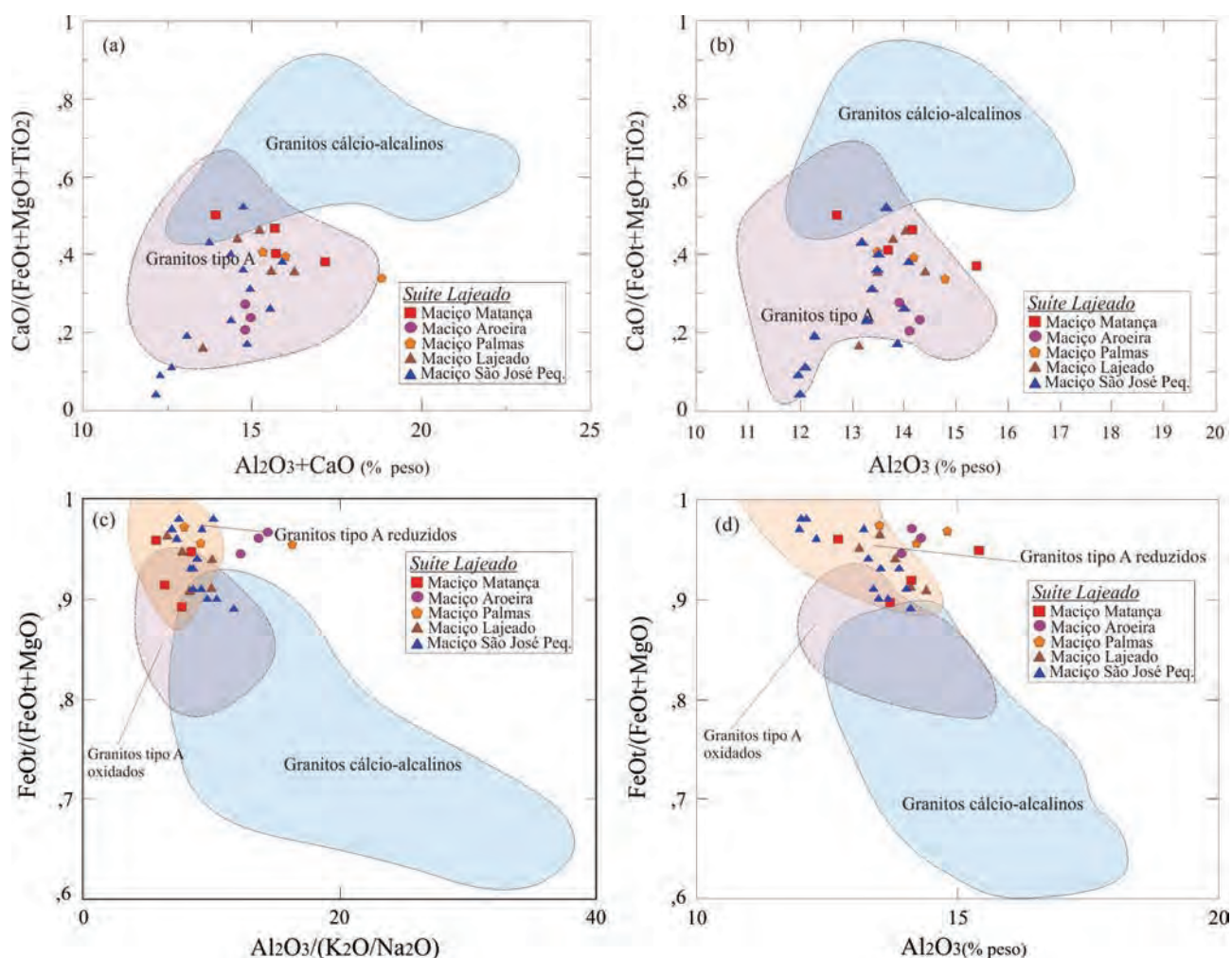


Figura 3.57 – Diagramas para discriminação de granitos A1 e A2 (EBY, 1992). O campo A1 representa os granitos associados a hotspots, plumas ou rifts intracontinentais; o campo A2 caracteriza os granitos associados a ambientes pós-colisionais ou extensionais associados (EBY, 1990; EBY, 1992). O campo retangular na cor cinza (Figura 3.54b) representa os granitos de ambientes orogênicos.



Figuras 3.58 – Diagramas discriminantes de granitos tipo A e I (a, b) e diagramas que mostram os campos composicionais dos granitos tipo A reduzidos e oxidados (c, d) (DALL'AGNOL; OLIVEIRA, 2007).

A alta temperatura de saturação do zircão (743°C a 937°C), a exceção de uma amostra com temperatura de Zr. Sat de 692°C, calculada para Granito São José Pequeno (triângulos azuis – figura 3.59) também sugerem baixo conteúdo de H<sub>2</sub>O na fonte, uma vez que as temperaturas necessárias para gerar fundidos hidratados são muito menores.

Quanto aos elementos traço estes granitos são enriquecidos em LILES, Ba, K, com valores moderados em Rb, Sr, valores altos em HFSE Th, Zr, Y, e moderado a alto em metal transição Zn (média 52 ppm a max. 124 ppm) para rochas graníticas (GAO et al., 1998).

O Granito São José Pequeno mostra padrões de ETR pouco a medianamente fracionados [(La/Yb) n = 1 a 34], moderadas a acentuadas com anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* = 0,18-0,61) (Figura 3.60a), as curvas de multielementos normalizadas ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995) (Figura 3.60b) evidencia anomalias negativas de Nb-Ta, Ti, Sr e Ba, fortes depleções de Sr, P e Ti, e anomalias positivas de Rb, Th, Zr-Hf, Sm-Nd e Y.

A anomalia negativa de Eu é relativamente acentuada indica importante papel do plagioclásio na evolução petrogenética, os valores normalizados

em Ba, Th, Pb e Zr sugerem diferentes graus de contaminação crustal ou heterogeneidade da fonte.

A tendência geral de decréscimo do conteúdo de elementos traço versus SiO<sub>2</sub> (Figura 3.61) em *trends* paralelos e negativos, sugerem os efeitos do fracionamento com um variável grau de fusão e subsequente cristalização fracionada como principal mecanismo na evolução composicional nos granitoides da Suíte - São José Pequeno.

As depleções em HFSE em relação aos LILES podem indicar interferência de componentes na fonte dos granitoides, e, associadas às razões Y/Nb (EBY, 1992) crescentes da figura 3.57b, sugerem claramente que houve também contribuição de material de crosta continental, com contaminação e estes tiveram papel importante como fonte na evolução das rochas da Suíte.

Granito Aroeira da Suíte foi datado por Quarasma e Kotschoebey (2001) através da evaporação de Pb-Pb em zircão e obteve a idade de 571± 2 Ma. Posteriormente, estudos geocronológicos pelo método Pb-Pb em zircão destes granitos feitos por Goraieb et al. (2001), forneceram as idades de 546±6 Ma para o Granito, 548±5 Ma para o Granito Palmas e 552±4 Ma e 564±4 Ma para o Granito Matança.

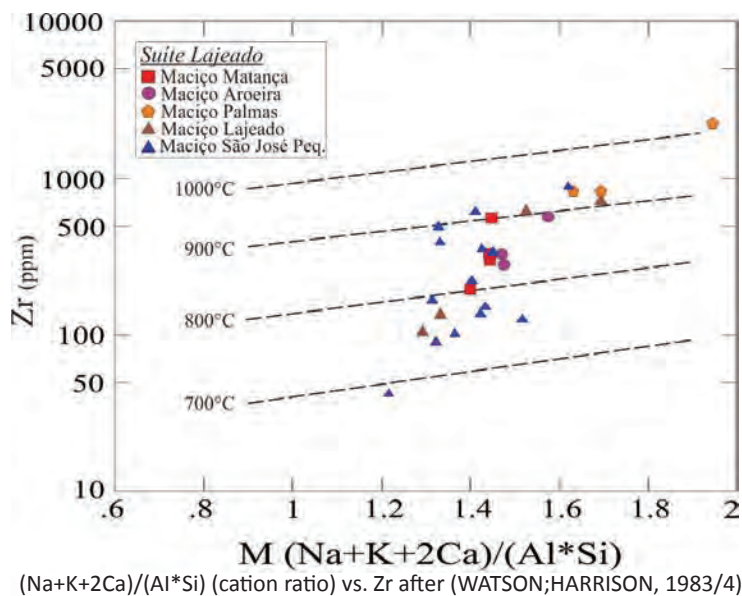


Figura 3.59 – Diagrama que usa o zircão como geotermômetro e as temperaturas do magma estimadas para os granitos da suíte e Granito São José Pequeno.

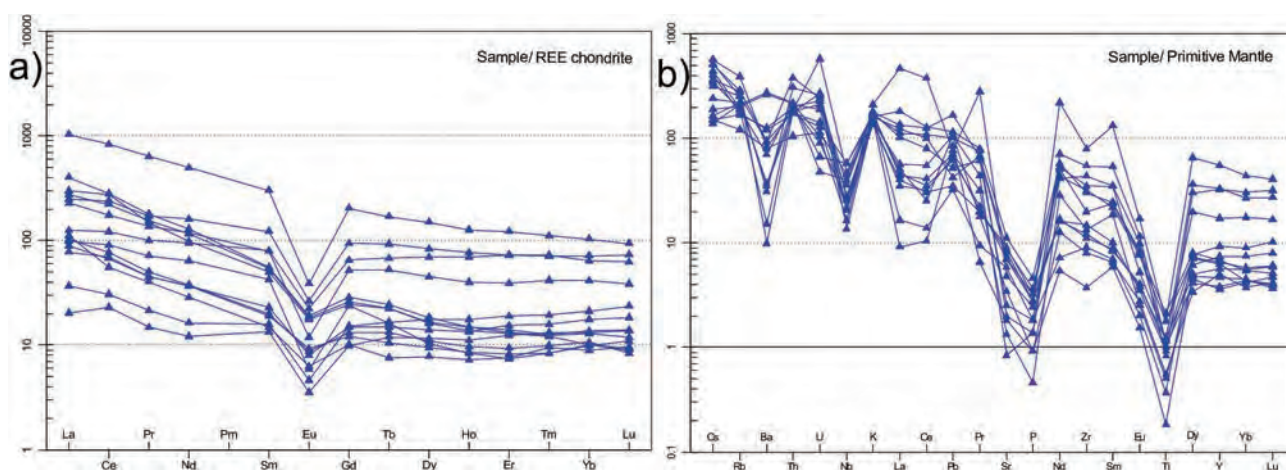


Figura 3.60 – a) Padrões de ETR normalizados ao condrito (fator de normalização de BOYNTON, 1984) e b) Diagramas de multielementos normalizados ao manto primitivo (SUN;MCDONOUGH, 1989), para os granitos São José Pequeno.

Ribeiro e Alves (2017) dataram zircão do Granito Matança pelo método U-Pb SHIRIMP que forneceu uma idade de  $551 \pm 4$  Ma e a amostra CA-171 um hornblenda sienito pertencente a Suíte Lajeado, foi datada pelo método U-Pb LA em zircão fornecendo a idade de  $554 \pm 5$  Ma (Figura 3.62).

Datação desenvolvidos neste projeto na Folha Gurupi, afloramento HL10a, através do método U-Pb em zircão, forneceram idades de  $509 \pm 1.6$  Ma com MSWD=0,55 e  $501 \pm 3.5$  Ma MSWD 0,70, com herança em torno de  $2128 \pm 120$  Ma e idade modelo ao redor de 1009 Ma. (FRASCA et al., 2010).

Ribeiro e Alves (2017) e Chaves et al. (2002) realizaram análises isotópicas Sm-Nd em corpos granítico da Suíte, as quais forneceram idades modelo  $T_{DM}$  entre 1,4 e 2,1 Ga, e valores de  $\epsilon Nd$  (0,55) fortemente negativos entre -4,73 e -13,34, tabela 3.2.

As idades modelos  $T_{DM}$  entre 1,4 Ga e 2,1 Ga mais antigas e heterogêneas obtidas marcam um amplo tempo de residência crustal e a interferência das rochas encaixantes onde se alojam estes granitos. Os valores de  $\epsilon Nd$  extremamente negativos variando entre -4,73 e -13,34 indicam a reciclagem e a interação destes magmas com as crostas pretéritas, dados estes concordantes com as informações litoquímicas obtidas.

Estes dados reforçam a interpretação de que a Suíte é formada por granitos do tipo A2, de Eby (1992), associadas ao evento pós-colisional, conexo a transtensões e extensões regionais e colapso orogenético e não granitos anorogênicos “*strictu sensu*”. Ademais as idades de cristalização são muito próximas ou estão quase concordantes com a idade dos granitos de arco do Complexo Porangatu,

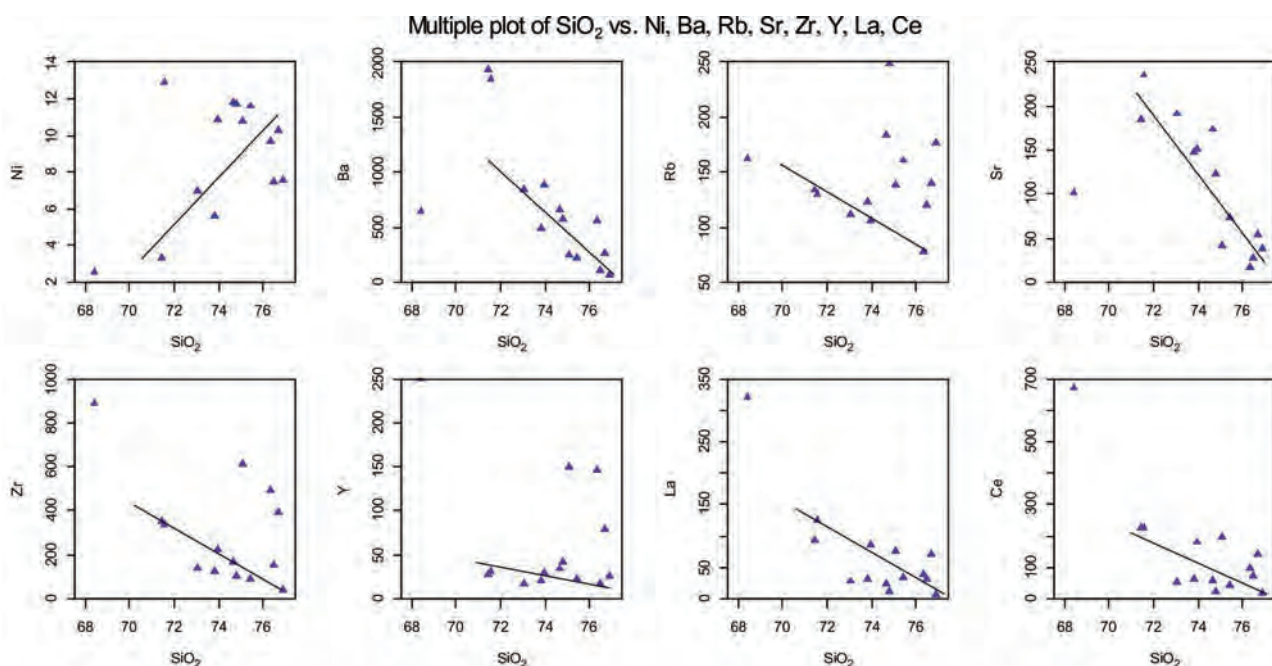


Figura 3.61 – Diagramas tipo Harker com o comportamento de elementos traço versus  $SiO_2$  do Granito São José Pequeno.

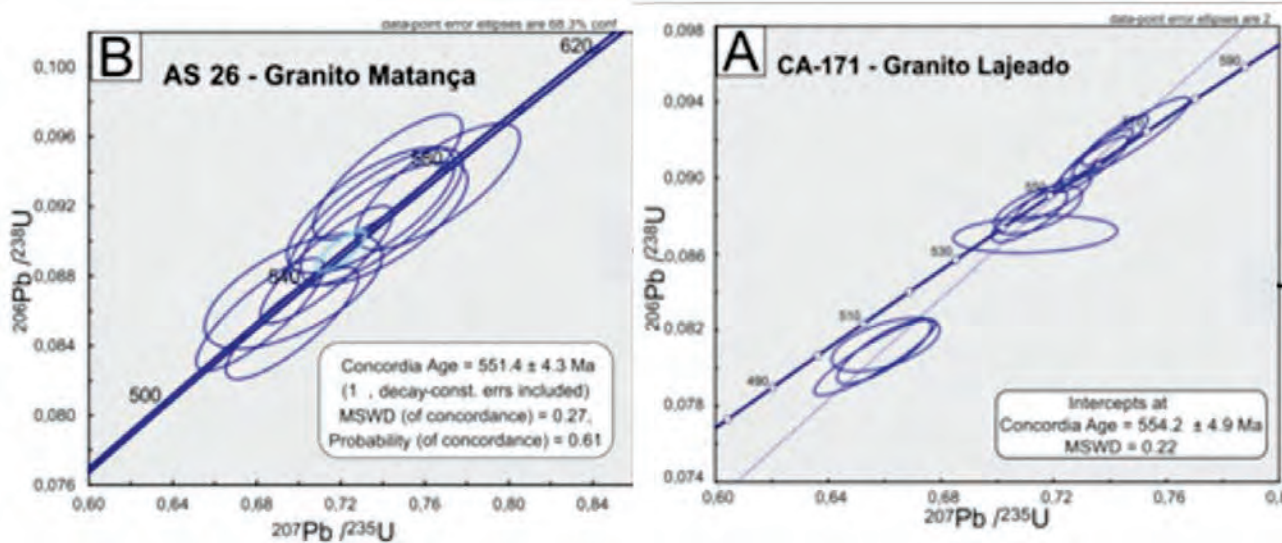


Figura 3.62 – Diagramas concórdia com as idades de cristalização dos granitos da Suíte.

Tabela 3.2 – Idades-modelo Sm-Nd e valores de  $\epsilon_{Nd}$  para as rochas da Suíte, dados de Ribeiro e Alves (2017) e Chaves et al. (2002).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2SE$	$\epsilon_{Nd}(t)$	TDM (Ga)	Unidade Estratigráfica	Referência
CA-171	53,82	277,909	0,1171	0,511882±10	-9,16	1,82	Granito Lajeado	Ribeiro e Alves (no prelo)
99CL-03B	-	-	0,11092	0,511791	-10,51	1,86	Granito Lajeado	Chaves et al. (2002)
99CL-08	-	-	0,103	0,5118	-9,77	1,71	Granito Lajeado	Chaves et al. (2002)
PS-163	10,406	73,429	0,0857	0,511710±20	-10,31	1,58	Granito Matança	Ribeiro e Alves (no prelo)
MAT-1	-	-	0,10052	0,511612	-13,27	1,93	Granito Matança	Chaves et al. (2002)
MAT-2	-	-	0,11337	0,511665	-13,34	2,1	Granito Matança	Chaves et al. (2002)
AF-45	15,321	92,255	0,1004	0,511793±19	-9,73	1,67	Granito Palmas	Ribeiro e Alves (no prelo)
PAL-1	-	-	0,10127	0,511765	-10,34	1,73	Granito Palmas	Chaves et al. (2002)
PAL-4A	-	-	0,10873	0,511794	-10,29	1,81	Granito Palmas	Chaves et al. (2002)
PS-186	7,972	43,67	0,1105	0,512085±17	-4,73	1,4	Granito Aroeira	Ribeiro e Alves (no prelo)

não havendo tempo suficiente para estabilização a cratonização da área.

Propõem-se ainda que a Suíte esteja acompanhada às suítes Máfica Rio Escuro e Carreira Comprida e que formem uma associação tipo "AMCG" pela presença de corpos anortosíticos, gabros e granitos com idades U-Pb em comum e com as mesmas características de TDM e valores de  $\epsilon_{Nd}$ , somando-se a ambientação geotectônica da área e a evolução final do Neoproterozoico e início do Cambriano.

### 3.20 - SUÍTE MÁFICA RIO ESCURO - NP3 $\epsilon$ 1re

Drago et al. (1981) cartografaram e incluíram rochas básicas ocorrentes a oeste de Alvorada, na margem esquerda do rio Pau Seco, como pertencentes ao Complexo Goiano referindo-as como rochas básicas indiscriminadas e de posicionamento duvidoso.

Martins e Scislewski (1983) identificaram na Folha Alvorada, rochas máficas e ultramáficas individualizadas como Intrusivas Básicas-Ultrabásicas metamorizadas, posicionadas no Proterozoico Médio e intrusivas nas rochas do Complexo Metamórfico Mara Rosa-Pindorama.

Ferreira Filho et al. (2002) reconheceram a existência destes vários corpos e os definiram como do tipo acamadados e Lima (2007) dataram estas rochas máficas no rio Crixás, onde obtiveram pelo método U-Pb idade em torno de  $526 \pm 5$  Ma e denominou de Intrusões Acamadadas Rio Crixas e Morro da Mata, atribuindo-as a rochas pertencentes à Suíte Carreira Comprida.

São definidas na Folha Alvorada e são encontradas na porção sudoeste e oeste da folha, às margens dos rios Escuro, Pau Seco e Buenos Aires, que representam sua área-tipo.

Estes corpos ocorrem geralmente em áreas arrasadas com poucos afloramentos e sua demarcação cartográfica só foi possível com o auxílio de dados indiretos, como a caracterização através dos solos residuais vermelhos, extremamente argilosos e ricos em magnetitas e ilmenitas ou por informações aeromagnetométricas, as quais exibem forte realce do sinal analítico e campo total, que ressaltam nitidamente os corpos mapeados figura 3.63.

Estes corpos máficos intrusivos caracterizados por metagabros que transicionam nas bordas dos corpos para anfíbolitos, constituídos por hornblenda-gabronorito, diorito, quartzo-diorito e gabros,

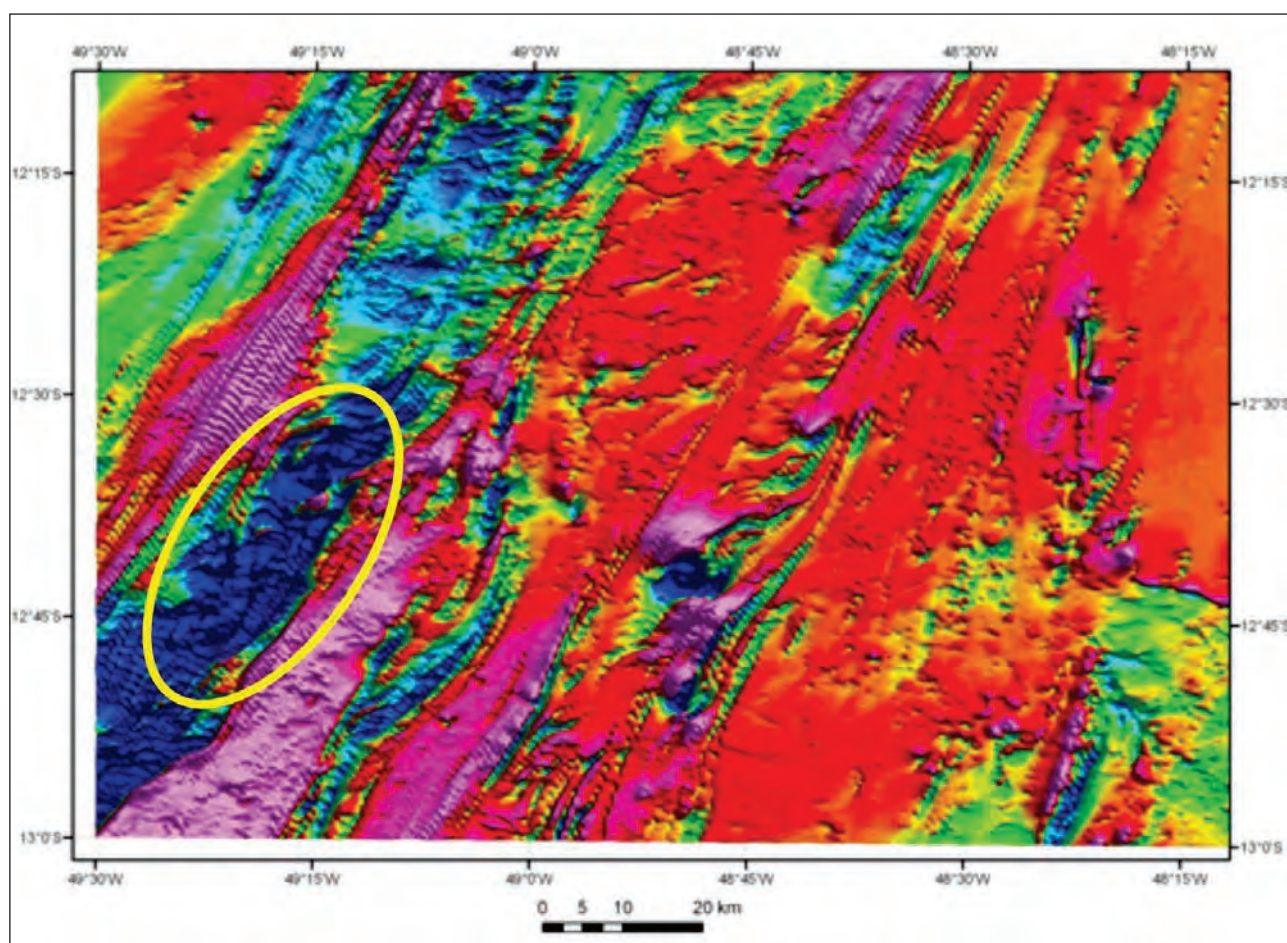


Figura 3.63 – Imagem de campo magnético anômalo, com destaque em azul circundado em amarelo a área de ocorrência das rochas da Suíte Máfica Rio Escuro.



geralmente de granulação grossa, eventualmente deformados nas bordas e isotropos nas porções centrais, fotografia 3.70a e b.

São intrusivas nas rochas do Complexo Porangatu, formando corpos alongados e sigmoidais de direção NE e são balizados em suas bordas por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes.

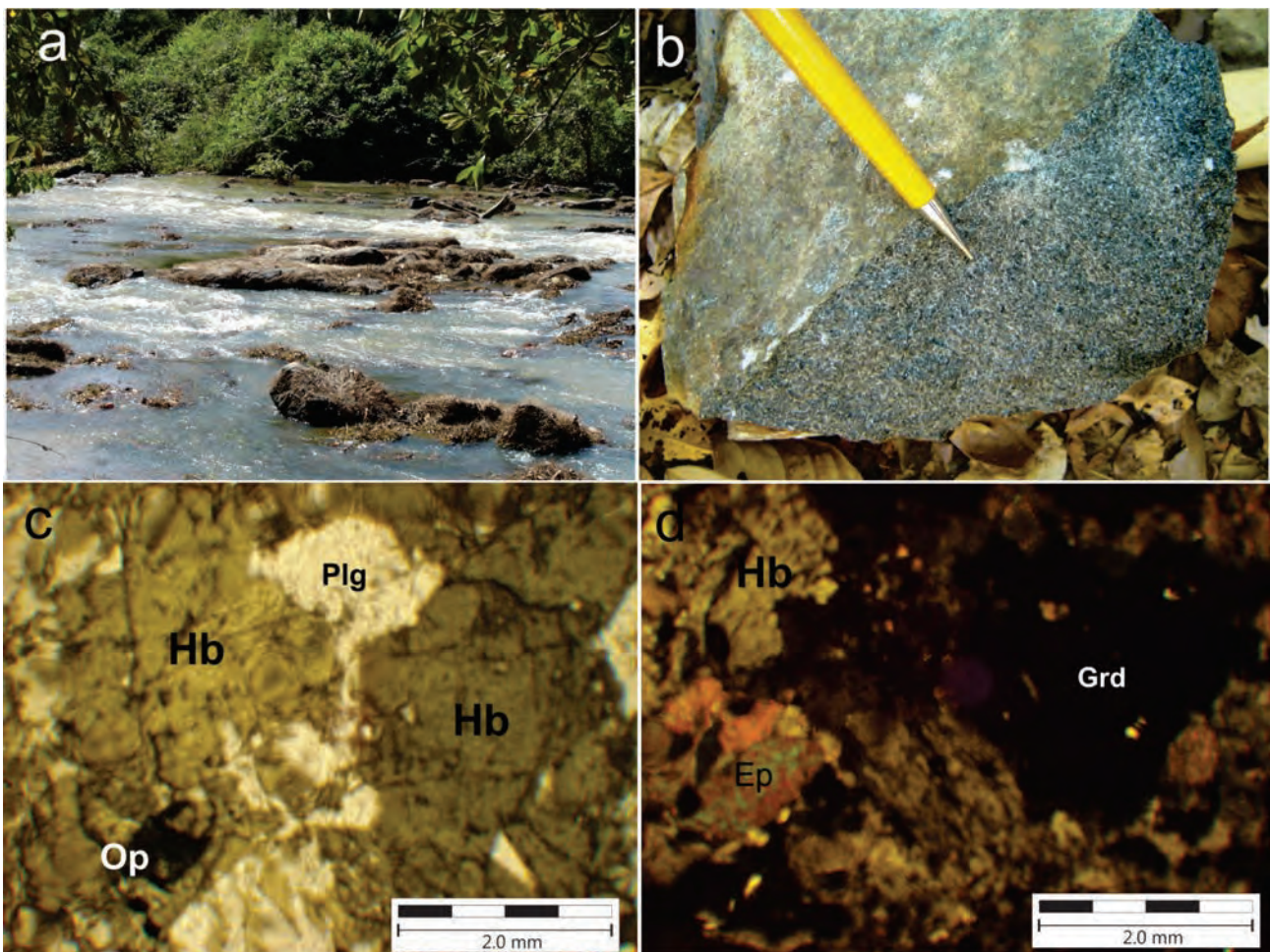
Os metagabros, são rochas de granulação média a grossa, texturas e mineralogias preservadas, formadas por grãos anédricos de hornblenda (50%) com tamanhos variando de 1mm a 3mm, plagioclásio (35%), titanita (5%), opacos (5%), epidoto (2%), apatita (1%), biotita (1%) e granada (1%), constatando-se também intercrescimento da hornblenda e opacos, fotografia 3.66c e d. Também apresentam evidências de deformação dúctil restrita a zonas discretas.

Os anfibolitos exibem cores cinza escura a preta, granulações fina a média, foliados, textura subofítica, constituídos de hornblenda, plagioclásio parcialmente saussuritizados, intercrescidos com hornblenda e subordinadamente quartzo,

biotita, clorita, sericita e apatita, com evidências de retrometamorfismo. Epidoto e granada podem marcar o posicionamento no fácies anfibolito médio.

Atribuiu-se inicialmente a idade cambriana para estas rochas intrusivas básicas por correlação com as rochas encontradas no rio Crixas e morro da Mata na Folha Gurupi que forneceram idade-U-Pb  $526 \pm 5,6$  e  $533 \pm 4,2$  Ma, e idade modelo de 530 Ma e  $\epsilon_{Nd}$  francamente negativo de -4,96 e TDM de 1,49 Ma obtidos por Lima, Carvalho e Silva (2003) e Lima (2007) valores estes, compatíveis com a evolução do Orógeno Araguaia.

Frasca (2015) datou os gabros anfibolíticos do rio Buenos Aires a oeste de Alvorada e relacionou estas rochas ao evento tardio pós-colisional da Faixa Brasília obtendo a idade U-Pb  $590 \pm 7$  Ma e  $578 \pm 6$  Ma, figura 3.64, com herança em 820 Ma e idade modelo  $T_{DM}$  entre 1.49 Ga e 0.82 Ga com  $\epsilon_{Nd}(T_{580})$  com valores mistos de +4.26 a -1.11, denotando contribuições mantélicas e de contaminação crustal, dados na tabela 3.3.



Fotografia 3.70 – a) Afloramentos de gabros anfibolitos em corredeiras do rio Escuro, extremo sudoeste da Folha Alvorada; b) Hornblenda gabros inequigranulares; c) Secção delgada a luz natural com pórfiros de hornblenda+plagioclásio e opacos (ilmenitas e magnetitas); d) Em luz polarizada porções com epidoto e granada.

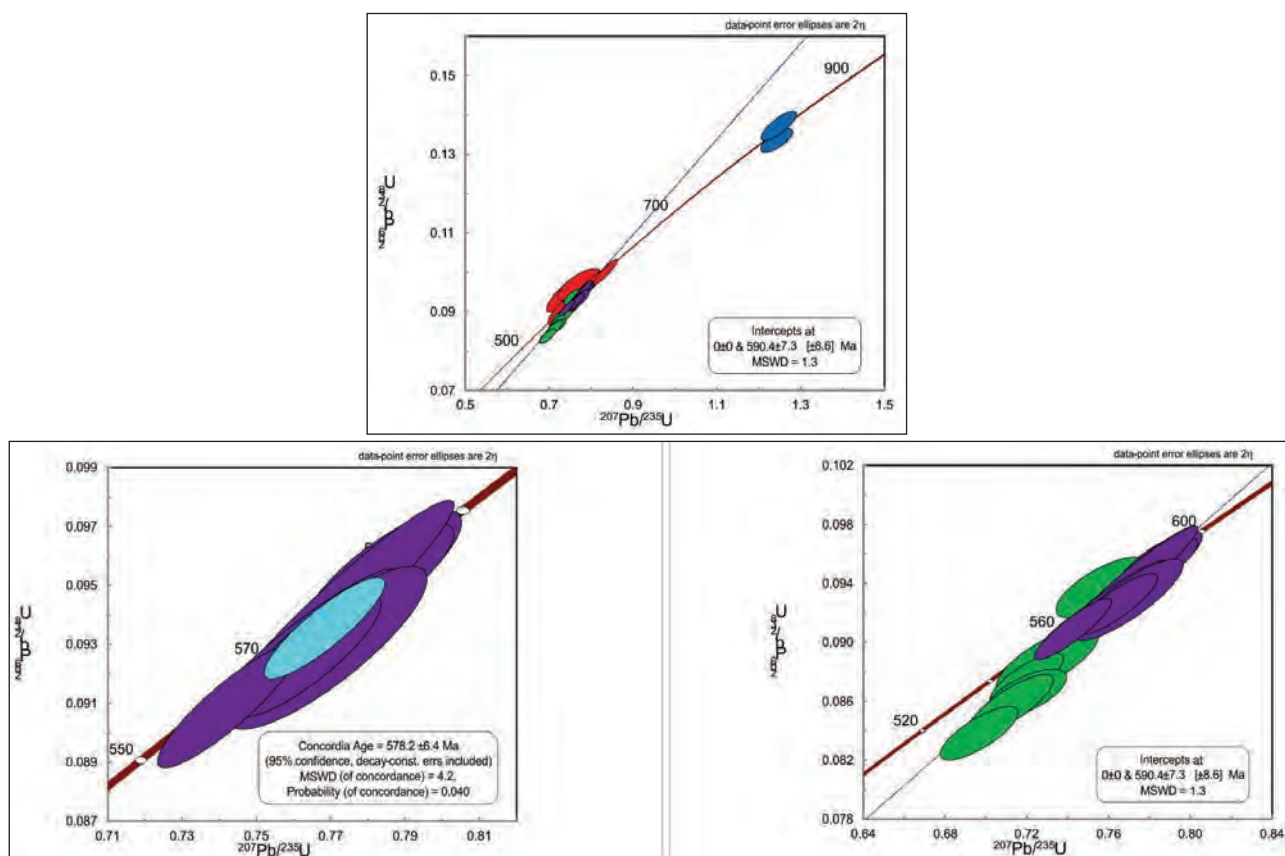


Figura 3.64 – Diagramas concórdia com as idades de cristalização das rochas da Suíte Máfica Rio Escuro que marcam o estágio de maturidade do arco e pós colisionais da Faixa Brasília setentrional.

Tabela 3.3 – Composição isotópica de Sm-Nd da Suíte Máfica Rio Escuro

Post orogenic mafic rocks												
Sample	LAT	LONG	X_PROJ	Y_PROJ	Sm_ppm	Nd_ppm	147Sm_144Nd	143Nd_144Nd_2SE	$\epsilon\text{Nd}_0$	$\epsilon\text{Nd}_t$	TDM	Fonte
HL 050	-11.01244073	-48.28957438	796188	8781306	6.986	36.48	0.1158	0,512283+/-22	-6.92	-0.93	1180	Crustal
PV 087	-12.7485856	-49.28787886	685875	8590054	36.224	185.366	0.1181	0.512531+/-18	-2.08	3.74	820	Juvenile
HL 035D	-11.09627067	-48.92015247	727183	8772582	3.048	12.39	0.1487	0,512399+/-27	-4.66	-1.11	1490	Crustal
TA 20	-12.55957872	-49.26048433	688989	8610944	7.698	32.79	0.1419	0,512648+/-7	0.20	4.26	840	Juvenile

### 3.21 - DIQUES DE DIABÁSIO - Jdb

Barbosa et al. (1996) referem-se às rochas básicas na área de ocorrência do Grupo Tocantins e Abreu (1978) as denominou de Rochas Máficas Pós-Brasilianas. A seguir, Gorayeb (1981) as incluiu no que chamou de magmatismo pós tectônico de natureza máfica e ultramáfica.

Sob esta denominação foram cartografados corpos de rochas básicas que ocorrem sob a forma de diques e *sills* não deformados e sem metamorfismo, encaixados nas rochas da Formação Pequizeiro do Grupo Baixo Araguaia, bem como intrusivos discordantemente nas rochas da Suíte Aliança.

Normalmente apresentam dimensões reduzidas, com extensão de poucas centenas de metros e espessuras decamétricas, nem sempre mapeáveis na escala deste projeto. Um dique mais expressivo expõe-se a noroeste da folha, estendendo-se na di-

reção norte sul e prosseguindo para a Folha Gurupi, encaixado nas rochas do Grupo Baixo Araguaia. Sua expressão pode ser vista em cartas aerogeofísicas notadamente nos de sinal analítico, (figura 3.65).

Estes diques e *sills* máficos são compostos predominantemente por diabásios de cores cinza-escuro a esverdeado, e, subordinadamente gabros que exibem texturas inequigranular fina a média, matriz subofítica fina, estrutura maciça e composta basicamente de plagioclásio e minerais máficos. O plagioclásio é prismático, euédrico e parcialmente saussuritizado. Os máficos são representados por piroxênios, olivina e biotita. O clinopiroxênio representa o máfico mais abundante, é tabular.

Não apresentam evidências de processos deformacionais e metamórficos superimpostos e sua ocorrência restrita e de pouca abundância e expressão, marca uma fase distensiva regional para instalação das bacias fanerozóicas na região.

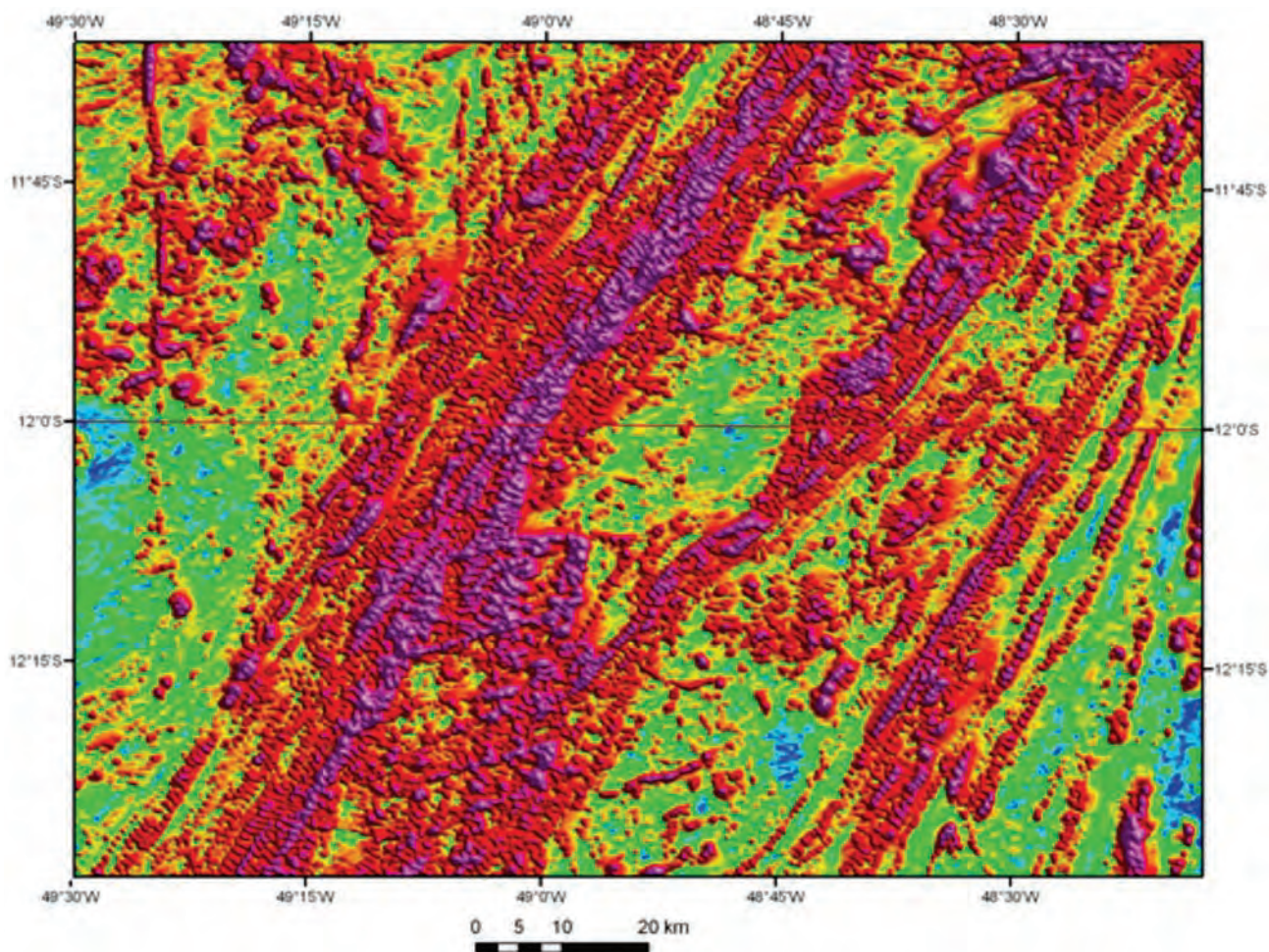


Figura 3.65 – Imagem aeromagnetométrica sinal analítico das folhas Gurupi e Alvorada onde observa-se no extremo oeste diques máficos e corpos de direção norte sul, encaixados no Grupo Baixo Araguaia, demais feições NE correspondem a lineamentos estruturais ou falhas transcorrentes do Sistema Transbrasiliano

Dados geocronológicos pelo método K/Ar em diques de diabásio obtidos por Almaraz (1967) op. Cit. Costa et al. (1981), no curso médio do rio Tocantins encontraram valores de 495 Ma e 225 Ma.

Hasui et al. (1984) reconheceram dois episódios magmáticos de natureza básica ultrabásica, aos quais estariam relacionadas estas rochas, sendo o primeiro de idade em torno de 780 Ma e outro de idade mesozoica.

Figueiredo et al. (1994) analisando os diques de diabásio da região de Conceição do Araguaia pelo método K-Ar obtiveram dois grupos de idades o primeiro variando entre 200-185 Ma e o segundo 545 Ma, corroborando de certa forma com os dados obtidos Hasui et al. (1984).

### 3.22 - COBERTURA DETRÍTICA INDIFERENCIADA Ndi

Cunha et al. (1981) identificaram no extremo sudeste da Folha Tocantins SC.22, em particular, nas folhas Gurupi e Alvorada chapadões constituídos por

rochas areno-argilosas de cores variadas parcialmente lateritizadas, com acumulações superficiais de fragmentos quartzosos, limoníticos, concreções argilosas e cangas lateríticas. Estes autores ainda observaram conglomerados de terraço, com matriz argilosa concrecionária, contendo fragmentos e blocos rudáceos de até 50 cm.

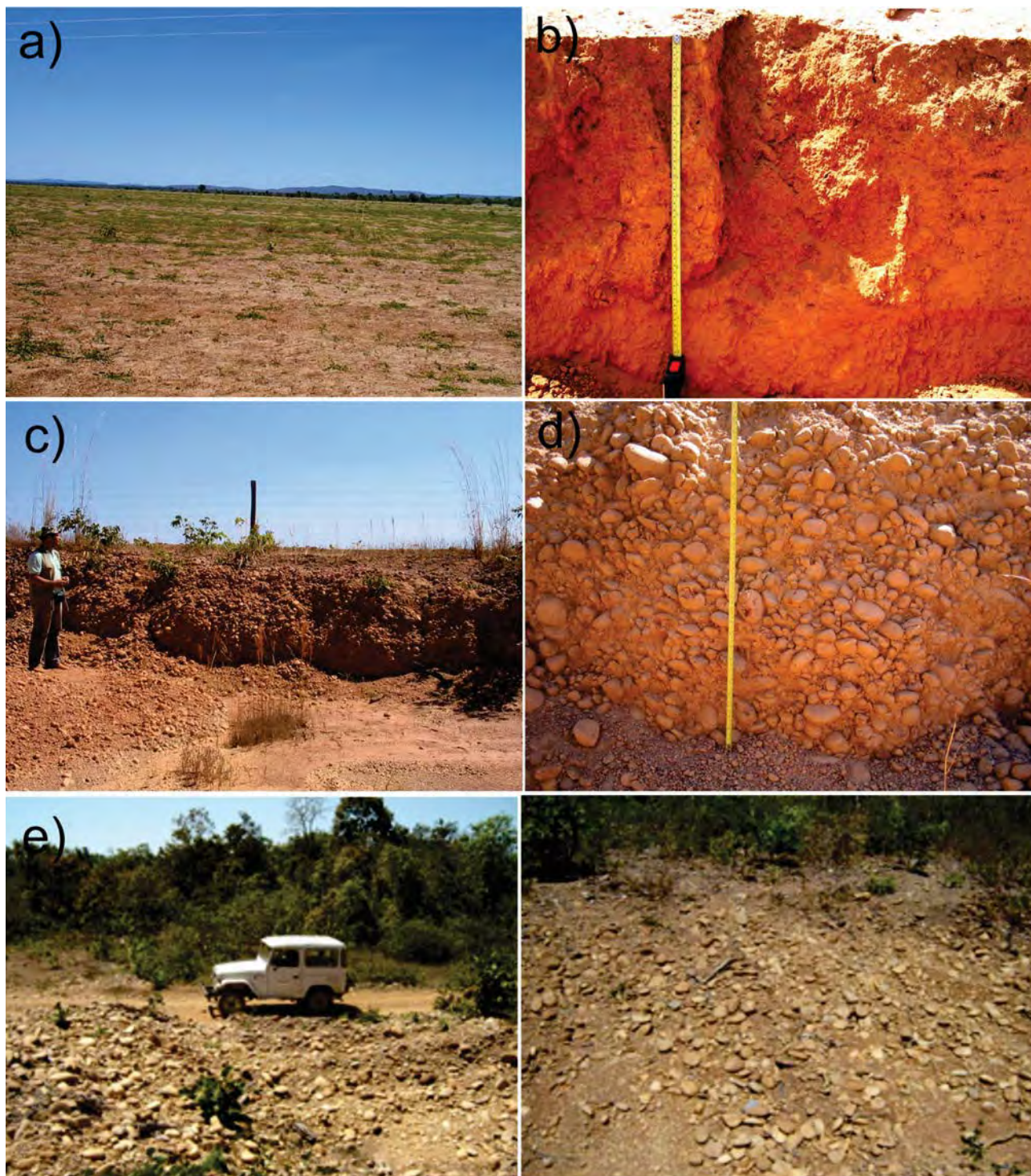
Estes sedimentos foram inclusive mapeados pelo Projeto RADAMBRASIL, em uma extensa área que cobre desde a região a oeste-noroeste de São Valério, Apinajé, desde o extremo norte da Folha Gurupi, até à oeste e sul de Peixe, acompanhando o interflúvio dos rios Tocantins e Santa Teresa. Durante a execução das folhas 1:1.000.000 no Projeto GISBRASIL, de Bizzi et al. (2003), esta extensa cobertura sedimentar foi extraída do contexto geológico da região.

Sob esta denominação estão relacionadas extensas áreas de coberturas arenosas inconsolidadas neogênicas, que no presente projeto, reintegra-se a cartografia, por se tratar de um depósito sedimentar mapeável na escala 1:250.000 e por apresentar-se como um extenso depósito de *paleoplacers* e percep-

tível área de empréstimo para materiais de construção. Esta cobertura abrange uma área de 3.000Km<sup>2</sup>.

Acresce o fato deste depósito ter espessura considerável, métrica a decamétrica, a qual lhe confere uma importância hidrogeológica, formando um importante aquífero intergranular e alimentador de aquíferos fraturados subjacentes.

As coberturas detríticas arenosas inconsolidadas, constituem-se de paleoterraços dominados inteiramente por uma seqüência arenosa, grossa a fina, por camadas cobertas por seixos arredondados bem classificados, bolsões e camadas de areia grossa a media, interestratificados a níveis de siltes e argilas, (fotografia 3.71 (a) a (f)).



Fotografias 3.71 – Aspectos da área de ocorrência da Cobertura Detritica Indiferenciada a) Vista panorâmica do relevo plano que caracterizam estes depósitos arenosos na região; b) Corte de estrada em área de solos argilo-arenosos; c) Corte de estrada mostrando nível de cascalho; d) Detalhe do nível de cascalhos e seixos e grânulos subarredondadas de quartzo em matriz arenosa; e) Detalhe e panorâmica dos extensas coberturas (paleoterraços); f) Depósitos de seixos desta unidade.

Os depósitos de cascalhos, seixos e grânulos são constituídos por quartzo, granitos e gnaisses subarredondados em matriz arenosa grossa; a estes geralmente sobrepõe-se nível métrico de sedimentos arenosos, médio a grossa com cores creme-esbranquiçadas, exibindo variações laterais de fácies de origem fluvial, representando paleocanais, barras de canal, terraços e leques do tipo *crevasse splay*.

Uma feição peculiar destes depósitos é a formação de inúmeras lagoas na região, resultado de surgência do nível freático, o que foi alvo de estudo no reconhecimento geológico inicial por apresentar feição semelhante à dolinas.

Possuem uma topografia essencialmente plana, formam áreas de baixa declividade com desníveis próximos a 30m e distantes dos canais aluviais atuais.

### 3.23 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS FERRUGINOSAS - N1dI

Cunha et al. (1981) identificaram na Folha Alvorada extensas acumulações de rochas lateritizadas, contendo fragmentos das mais diversas unidades litoestratigráficas, cuja origem esta relacionada a processos de pediplanização terció-quadernários.

Martins e Scislawski (1981) identificaram na área estas coberturas lateríticas, recobrando indistintamente todas as unidades geológicas e relacionaram as mesmas às antigas superfícies de aplainamento do Ciclo Velhas de King (1956). Estimaram espessuras máximas de 20m e com desenvolvimento de perfis lateríticos incompletos identificando três horizontes A - material argiloso; B - pisolítico e; C - areno argiloso.

Estão representadas na área por depósitos neógenos desenvolvidos a partir de processos de aplainamento e lateritização de toda a região, com alteração de rochas *in situ* e sobrepostos a depósitos transportados, com desenvolvimento de crostas lateríticas, ocorrendo indistintamente sobre as diversas unidades geológicas.

Apresentam espessuras variadas, geralmente acompanhando o perfil topográfico, com cotas em torno de 350 a 400m e espessuras médias de 8 metros e máxima em torno de 20 metros principalmente a norte de Alvorada.

Constituem-se de lateritos autóctones com carapaças ferruginosas, caracterizadas por uma mescla de materiais areno-argilosos, ocasionalmente cascalhos, imersos em matriz argilo-arenosa, ferruginosas; concreções, nódulos e crostas ferruginosas escuras e marrom-avermelhada; areias e argilas

compactas, de cores vermelhas e amarelas, (fotografia 3.72 (a) a (d)).

Estes lateritos possuem geralmente perfis incompletos e em alguns locais podem estar mais desenvolvidos, com diferenciação de níveis, onde são observados os seguintes horizontes: (i) horizonte superficial: com espessuras inferiores a 1 m é constituído por material areno-argiloso, vermelho amarelado, desestruturado e suprimido em declives mais acentuados; (ii) horizonte concrecional: com espessuras variadas de 1 a 4 m e consiste de crosta com concreções ferruginosas oolíticas e pisolíticas, cimentadas por hidróxido de ferro e/ou manganês, com a presença de hematita terrosa, e pirolusita subordinadamente caolinita goetita e gibsitita; (iii) horizonte argiloso ou mosqueado: pode alcançar 15 m de espessura e é formado de saprólito avermelhado, guardando por vezes a estrutura da rocha original; (iv) horizonte pálido exibem espessuras de 2 a 3 m de, e cores claras e situa-se na interface rocha/saprólito.

Geralmente estes depósitos apresentam-se retrabalhados pelas drenagens atuais. Localmente podem ser observadas encostas com perfil retilíneo, associadas a feições de instabilidade e escorregamento.

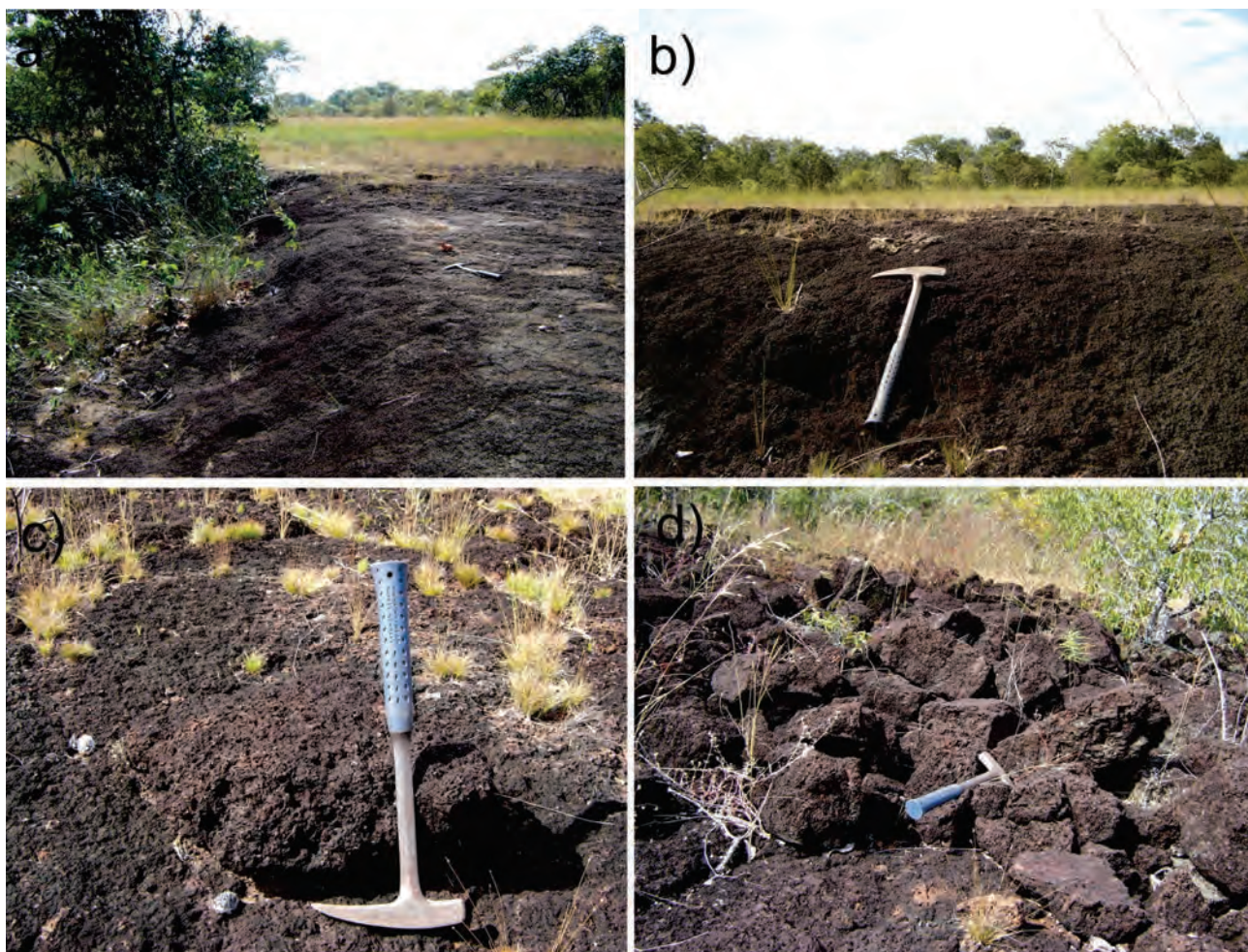
Desenvolvem-se por processos intempéricos, principalmente químicos de desgaste, lixiviação e transformação da rocha matriz subjacente (crosta, horizonte mosqueado/argiloso, saprólito e rocha-mãe) ou em sedimentos aluvio-coluvionares estruturados em horizontes típicos que resultam da diferenciação textural, estrutural, mineralógica, química ( $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  e  $H_2O$ , predominantemente) e isotópica durante a formação do perfil ao longo do tempo.

Como consequências são viavelmente prospectivos, pois se associam a processos formadores de depósitos minerais (Al, Fe, caulim, Ni, Mn, Au, Pt, Ti, P, etc.) e materiais de construção. São também registros paleoambientais importantes.

### 3.24 - DEPÓSITOS ALUVIONARES - Q2a

São depósitos sedimentares quadernários inconsolidados associados à rede de drenagem atual da área e compreendem acumulações de sedimentos oriundos de canais fluviais, barras de canal e de planícies de inundação. São compostos essencialmente por seixos e calhaus, areias grossas a finas, entremeados por níveis de cascalhos e lentes e estratos espessos de material silto-argiloso.

O regime climático no estado do Tocantins com média de chuvas anual em torno de 1300 a 1700 mm concentradas nos meses de outubro a



Fotografia 3.72 – a e b) Vistas panorâmica e detalhe da crosta laterítica ferruginosa concrecionária ocorrente de forma indiscriminada sobre as rochas da Folha Alvorada; c e d) Detalhe da crosta laterítica observada nas fotos anteriores.

março com estação de secas entre maio e setembro controlam a dinâmica dos rios e sua sedimentação.

As planícies aluvionares dos rios de maior porte são periodicamente inundadas nas épocas de chuva com os sedimentos argilosos predominando nas áreas mais afastadas dos canais. Nos leitos e em suas proximidades ocorrem os depósitos mais grossos que formam pequenas elevações (barras de canal) ou nas margens em áreas de mais baixa energia como os meandros, (fotografia 3.73 (a) a (d)).

Estes depósitos geralmente são pouco espessos e distribuem-se nas planícies e ao longo dos rios To-

cantins, Santa Teresa, Cana Brava, Escuro e Pau Seco e seus distributários, onde formam acumulações importantes, constituindo faixas alongadas e irregulares, que são explorados para uso na construção civil.

A espessura destas aluviões, observadas no rio Tocantins é de até 10m, e larguras de até 5 km. Nos demais rios estes depósitos possuem dimensões bem menores.

Associados às frações mais grossas, ocorrem concentrações de minerais pesados como: rutilo, ouro, zircão, granada e diamante, que podem constituir depósitos de interesse econômico.



Fotografia 3.73 – a e b) Aspectos do leito ativo do rio Tocantins no período de cheias e estiagem, respectivamente; c) ilhas com depósitos de areia em bancos, cordões com afloramento rochosos; d) exemplo de leito de rio de baixa energia e intermitente com depósitos de areia no rio Pau Seco; de g) a i) leitos ativos dos rios Cana Brava e Santa Teresa mostrando os depósitos de margem e barra de canais.

## 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 4.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Alvorada exibe uma diversidade litoestratigráfica e uma heterogeneidade estrutural que apresenta características distintas e com variados estilos. Apesar desta complexidade inicial, estes padrões podem ser isolados de forma mais homogênea proporcionando a análise de domínios e regimes deformacionais, seja por inserção dentro de um mesmo nível crustal, ou por estarem submetidos num determinado período a um campo tensional similar ou comum.

Diferente da Folha Gurupi incluída neste projeto, a Folha Alvorada foi alvo de vários trabalhos de mapeamento geológico sistemático, com histórico de atividades de mineração e objeto de atividades técnico-científicas das quais, de cunho estrutural, se destacam o Projeto RADAMBRASIL, Folha SD 22, Goiás (DRAGO et al., 1981), Projeto Palmeirópolis (OLIVEIRA et al., 1986), Projeto Alvorada (MARTINS;SCISLEWSKI 1983), dissertação de mestrado de Valente e Veneziani (1992) e mais recentemente trabalhos de graduação e mestrado realizados pela UnB.

Os demais trabalhos com ênfase nas estruturas foram realizados por Haralyi e Hasui (1982), Hasui et al. (1987), Costa, Hasui e Haralyi (1988), Costa e Hasui (1988) e são de caráter regional e de maneira geral propõem um regime tectônico transcorrente com zonas de cisalhamento dúctil, além de cavalgamentos e imbricações de unidades geradas em uma tectônica eminentemente compressiva.

Estes autores observaram de forma regional as principais feições estruturais, com destaque na Folha Alvorada para os Lineamentos Transbrasilianos, a geossutura Tocantins-Araguaia (Sistema Compressional Xambioá-Gurupi), localizada no extremo noroeste da Folha Alvorada e o Lineamento Maranhão-Paraná esses sistemas se inter-relacionam, através de deformações nem sempre progressivas e com típicos padrões de interferências identificadas no domínio da Folha Alvorada.

#### 4.1.1 - Sistema de Falhas Transbrasilianas

A Folha Alvorada insere-se principalmente no domínio do Lineamento Transbrasiliano (SCHOBENHAUS FILHO et al., 1975). Esta feição estrutural separa os orógenos Brasília e Araguaia,

no âmbito da Província Estrutural do Tocantins e em particular na porção central da área de estudo.

Apesar do avanço alcançado no conhecimento geológico dessa zona de cisalhamento, alguns aspectos estruturais permanecem indefinidos, em função das peculiaridades que envolveram estes terrenos. A diversidade litológica e conseqüentemente reológica, a variabilidade de exposição de diferentes níveis crustais, sobreposição deformacional e de metamorfismo, e até mesmo distribuição da intensa granitogênese, de idades distintas desde sin e tardi-orogênicas, dificultam a identificação da orientação dos tensores responsáveis pela importante tectônica transcorrente, com desenvolvimento de estruturas com geometrias, orientações e cinemáticas muito particulares.

Schobbenhaus Filho et al. (1975) em sua citação original não discutiram sobre origem, ou significado destes lineamentos, caracterizando-os apenas como um sistema de falhas de direção principal NE-SW e direção secundária N-S e que estes lineamentos já haviam sido citados localmente por Northfleet et al. (1969) como Sistema de Falhas do Centro-Leste de Mato Grosso. Esta feição só veio a ser mais bem definida por Cunha et al. (1981) no projeto RADAMBRASIL onde a descrevem como uma faixa intensamente falhada do território brasileiro, com mais de 2700 km de extensão.

Durante a década de 80 e início dos anos 90, Costa, Hasui e Gorayeb (1988); Costa e Hasui (1988); Machado et al. (1981), reconheceram o significado tectônico do sistema de falhas, caracterizando-as como zonas de cisalhamento transcorrentes, confirmadas também, em levantamentos aerogeofísicos. À exceção de Hasui (2010), Hasui e Ponçano (1978), Assumpção, Lima e Tomás (1986) a maioria dos autores concordam com a cinemática preferencial dextral.

Estes estudos acompanharam o desenvolvimento das técnicas geológicas, principalmente referente à geologia estrutural, a pesquisa e aos conceitos sobre zonas de cisalhamento (*shear zones*) e a geometria do fluxo dúctil em rochas associadas a esta deformação, assim como dados aerogeofísicos de maior detalhe.

Este sistema é também, indicado como responsável pelo controle de inúmeros depósitos minerais, Radaelli (1992), Lacerda Filho et al. (1999). A sua evolução são assinaladas sucessivas reativações que refletem processos de fragmentação crustal e são



responsáveis pela implantação de bacias ensiálicas fanerozoicas, na região de sua influência.

Segundo Frasca (2015) o lineamento é formado por feixes quilométricos de zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes com vetor principal dextral, e encerra em seu interior inúmeros blocos crustais de origens e idades diversas. Dados estruturais de campo indicam uma zona central milonítica de transcorrência dextral, com total transposição com foliação verticalizada. Os mergulhos são opostos para suas laterais em uma pilha de zonas transpressionais e de *nappes* epidérmicas, resultantes da convergência oblíqua das paleoplasas delimitadoras, o que lhe confere a forma assimétrica e de vergência dupla, semelhante a uma mega *pop-up*.

Conforme este modelo foi necessário o desenvolvimento de zona de intenso encurtamento crustal, de maneira que comprimiu e encaixou em uma área, com menos de 100 km de largura, dois arcos magmáticos distintos, fragmentos crustais diversos e lascas de seu embasamento.

A estrutura reflete a disposição das fácies metamórficas de acordo com a distância da zona de transpressão, com rochas de infracrosta e zonas granulíticas no centro. Em direção a ambos lados da zona, ocorre variação metamórfica gradual para a fácies anfíbolito, os ângulos de mergulho ficam menos acentuados, embora ainda altos. A cerca de 40 km do eixo as vergências ficam radicalmente opostas onde tectônica de baixo ângulo predomina, com metamorfismo da fácies xisto verde. A foliação de baixo ângulo é mais suave, tendendo à horizontalidade em direção ao Cráton Amazônico (Figura 4.1).

Este senso de divergência é registrado na cinemática e deslocamento, onde a lineação de estiramento mineral é transcorrente ao centro e

oblíqua a frontal para as bordas, acompanhando a disposição das faixas metamórficas e na intensidade deformacional. A idade do evento transpressional deve coincidir com a idade proposta para os granulitos em torno de idade de  $594 \pm 2$  Ma, Frasca (2015).

Desta forma, este sistema é visto atualmente como uma megafeição, uma geossutura continental resultado dos deslocamentos laterais durante e após a colisão envolvendo massas continentais. Forma um imbricado sistema de falhas transcorrentes dúcteis e subverticais dextrais em sua maioria, são de direção  $N30^\circ E$  e limitam domínios estruturais distintos na Província Estrutural do Tocantins.

Estudos recentes desenvolvidos pelo Observatório de Sismologia do Instituto de Geociências da UnB indicam que ao longo destas falhas ocorre uma zona ainda ativa denominada de faixa Sísmica Goiás-Tocantins. Trata-se de uma notável feição sismotectônica geradora de eventos com magnitudes 4.0 distribuídos ao longo de um *trend* NE-SW, com dimensões aproximadas de 700 km de extensão e 200 km de largura.

Na Folha Alvorada o Sistema Transbrasiliano é representado através de uma série de zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes regionais que recebem as seguintes denominações locais. Talismã, Serra Azul e Água Bonita, todas de direção NE e possuem quilômetros de largura em área de influência.

#### 4.1.2 - Sistema Compressional Xambioá-Alvorada

Na porção setentrional do Orógeno Araguaia este sistema de falhas foi primeiramente estudado por Trouw et al. (1976), Hasui e Matta (1992) a qual denominaram de Zona de Cisalhamento Tucuruí.

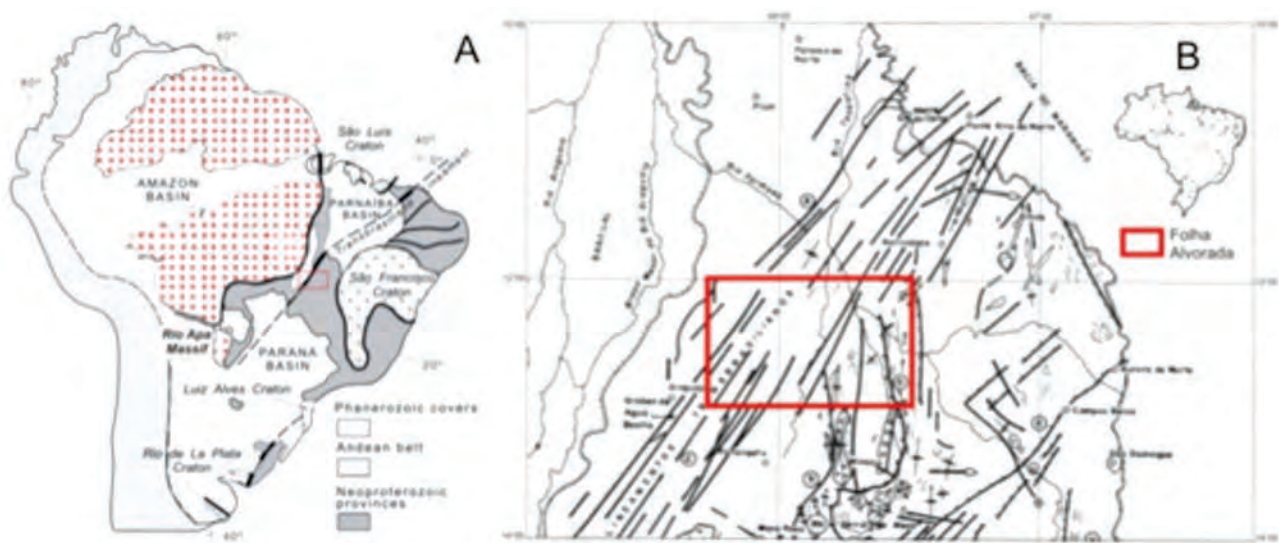


Figura 4.1 – A) Contexto geológico estrutural evidenciando área de influência dos Lineamentos Transbrasilianos, modificado de Cordani et al. (2010); B) modificada de Marini et al. (1984).

Esta faixa compreende uma zona de cavalgamentos do Orógeno Araguaia em direção à borda do Cráton Amazônico caracterizada também, pelo alinhamento de rochas ultrabásicas e básicas.

Almeida (1974) já havia delimitado esta zona como uma sutura ou falha convexa na borda leste do Cráton Amazônico e a designou como Sutura Marginal Tocantins-Araguaia.

Sadowski e Campanha (2004) op. Cit. Mantesso-Neto et al. (2004), classificam este sistema de falhas como uma feição de direção aproximadamente NS com vergência para oeste, de mais de 400 km de extensão e que posicionou rochas máfico-ultramáficas e filitos do Orógeno Araguaia sobre arenitos e ardósias da cobertura cratônica. A falha é considerada, pós-metamórfica e neoproterozoica com base em uma datação K-Ar de 510 Ma em um basalto incluído dentro da zona de cisalhamento. A espessura da zona de cisalhamento é de cerca de 200 m. Um estudo da cinemática do falhamento por análise de estrias efetuadas por Hasui e Matta (1984) permitiu confirmar seu caráter de cavalgamento.

Delgado et al. (2003), Souza, Moreton e Camargo (1995), descrevem esforços progressivos e tangenciais com vergência para o Cráton Amazônico desenvolvendo superfícies de deslizamentos e descolamentos de baixo ângulo. Estas rampas frontais marcam o limite de unidades petrotectônicas e se estendem ao longo de toda o Orógeno Araguaia, de seu extremo norte a sul, a qual Delgado (op. cit), denominou de Sistema Compressional Xambioá-Gurupi.

Na Folha Alvorada este sistema de falhas está representado na porção noroeste da folha, caracterizando um domínio tectônico próprio que afeta as formações metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia, granitos da Suíte Aliança e o embasamento representado pelo Complexo Rio dos Mangues.

Formam um conjunto de falhas inversas com vergência para oeste, desenvolvidas sob regime dúctil e com importância econômica, por conter importantes mineralizações de quartzo na região.

#### 4.1.3 - Sistema do Lineamento Maranhão-Paraná

Barbosa et al. (1969) descreveram esse Sistema no Projeto Brasília como Falhas Rio Maranhão e caracterizaram esse sistema como uma descontinuidade geológica, cujo traçado pode ser observado ao longo de mais de 300 Km, desde a região de Padre Bernardo em Goiás, até a confluência dos rios Tocantins e Paraná no extremo leste da Folha Alvorada.

Fonseca et al. (1995) propõe para oeste deste sistema, onde predominam rochas do Grupo Serra da Mesa, uma deformação polifásica com padrão de dobras flexural típica de zonas internas de faixas móveis. A leste, segundo esses autores, uma segunda fase é apenas local e decorre da interferência de sistemas transcorrentes com sistemas frontais. Argumentam ainda que a leste do sistema Rio Maranhão, as rochas estão na fácies xisto-verde (MARINI;FUCK 1981) e, a oeste, na fácies anfíbolito e a passagem é balizada pelo rio Tocantins (FUCK;MARINI, 1981).

Citam ainda, Fonseca et al. (1995) uma conjugação do Sistema Rio Maranhão com o Sistema Paranã e o Sistema Santa Teresa. A estes sistemas se associam outros, oblíquos/ transcorrentes de menor expressão, mas de grande importância, na medida em que acomodam grande parte da deformação e que compreendem os outros grandes sistemas regionais.

A arquitetura do sistema Rio Maranhão-Paraná e Santa Teresa possuem geometria e cinemática complexas, delineadas por falhas de empurrão imbricadas e conectadas a descolamentos subhorizontais interestratais. Os dobramentos sempre envolvem em geral, dobras flexurais de deslizamento, com dobras normais ou assimétricas, nas mais variadas escalas.

O Sistema Transbrasiliano, nos limites entre as unidades de arco neoproterozoico e o embasamento do Orógeno Brasília, podem representar uma fase ou padrões de interferência locais, fruto da nucleação de estruturas variadas ou, ainda, resultar de reativação regional de estruturas antigas e herdadas paralelas aos lineamentos Transbrasilianos, no qual se insere.

#### 4.1.4 - Falha do Rio dos Bois

Outra feição de relevância que se estende do norte do estado de Goiás ao estado de Tocantins é a Falha do Rio dos Bois. Esta descontinuidade margeia ou faz contato direto com blocos crustais de evoluções e idades distintas. É marcada por uma falha inversa na região da Folha Mata Azul progredindo para uma zona transpressionada oblíqua, integrando-se em seu limite sul na Folha Alvorada as zonas de transcorrência dextrais e se amoldando ao Sistema Transbrasiliano.

Originalmente foi descrita por Drago et al. (1981), descreveu à época como Falha do Trombas caracterizando-a como uma falha de caráter inverso e que sobrepunha rochas do Complexo Goiano sobre rochas do Grupo Araxá, baseando sua denominação homônima a cidade do norte de Goiás. Ribeiro Filho et al. (1978) durante o Projeto Geologia da Região Pilar-Mara Rosa citam a presença de cianita nas

regiões próximas aos falhamentos inversos intensos na região do Rio dos Bois.

Kuyumjian (1994) nomeia esta feição tectônica, caracterizando-a como uma falha de empurrão a qual rochas supracrustais neoproterozóicas cavalgam sobre terrenos mais antigos. Posteriormente, Ventura et al. (2011) em trabalho de caracterização sísmica e gravimétrica reavaliam esta falha e a hierarquizam como Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, constituindo uma das principais estruturas regionais que seccionam a porção centro leste da Província Estrutural do Tocantins.

#### 4.2 - ANÁLISE DE SENSORES REMOTOS

Uma análise das macrofeições estruturais da Folha Alvorada foi realizada durante a fase inicial deste projeto, na elaboração de mapas preliminares, quando foram utilizadas aerofotos, imagens GEOCOVER, LANDSAT e RADAR. (figura 4.2).

Estes lineamentos estruturais foram traçados pelo método de fotoleitura, onde dezenas de aspectos de paisagem, como cristas, limites de áreas elevadas, setores retilíneos de drenagem foram destacados, formando áreas com padrões de distribuição distintos, passíveis de análise de forma quantificada, os principais eventos tectônicos, bem

como da intensidade da deformação a qual foram submetidas às unidades litoestratigráficas.

A análise de distribuição mostra áreas onde há maior frequência de estruturas, localizadas na porção centro-leste da folha, distribuídas em uma faixa NE, formando zonas estruturais homólogas.

Grandes partes desses lineamentos concentram-se em estruturas positivas, cristas alongadas e dobradas, que constituem o embasamento do Orógeno Brasília, notadamente cortando os litotipos do Grupo Arai e Serra da Mesa. Observam-se também áreas de baixa concentração na porção centro-setentrional, extremidade NW e porções isotropas, que ocorrem principalmente associadas a granitos tardi a pós-orogênicos

Também, são comuns o registro de grandes lineamentos estruturais, orientados em sua maioria na direção N20°-30°E e subordinadamente N/S e NW/SE. O traçado NE estende-se por quilômetros de distância, ora contínuo, ora descontínuo, sinuoso, curvo a retilíneo, localmente interconectando-se para formar um padrão geométrico assimétrico sigmoidal. Estes marcam as extensas zonas de descontinuidades estruturais, os limites entre o embasamento do Orógeno Brasília e seu arco magmático, bem como as intensas zonas de cisalhamento dúcteis e falhas transcorrentes do Sistema Transbrasiliano.

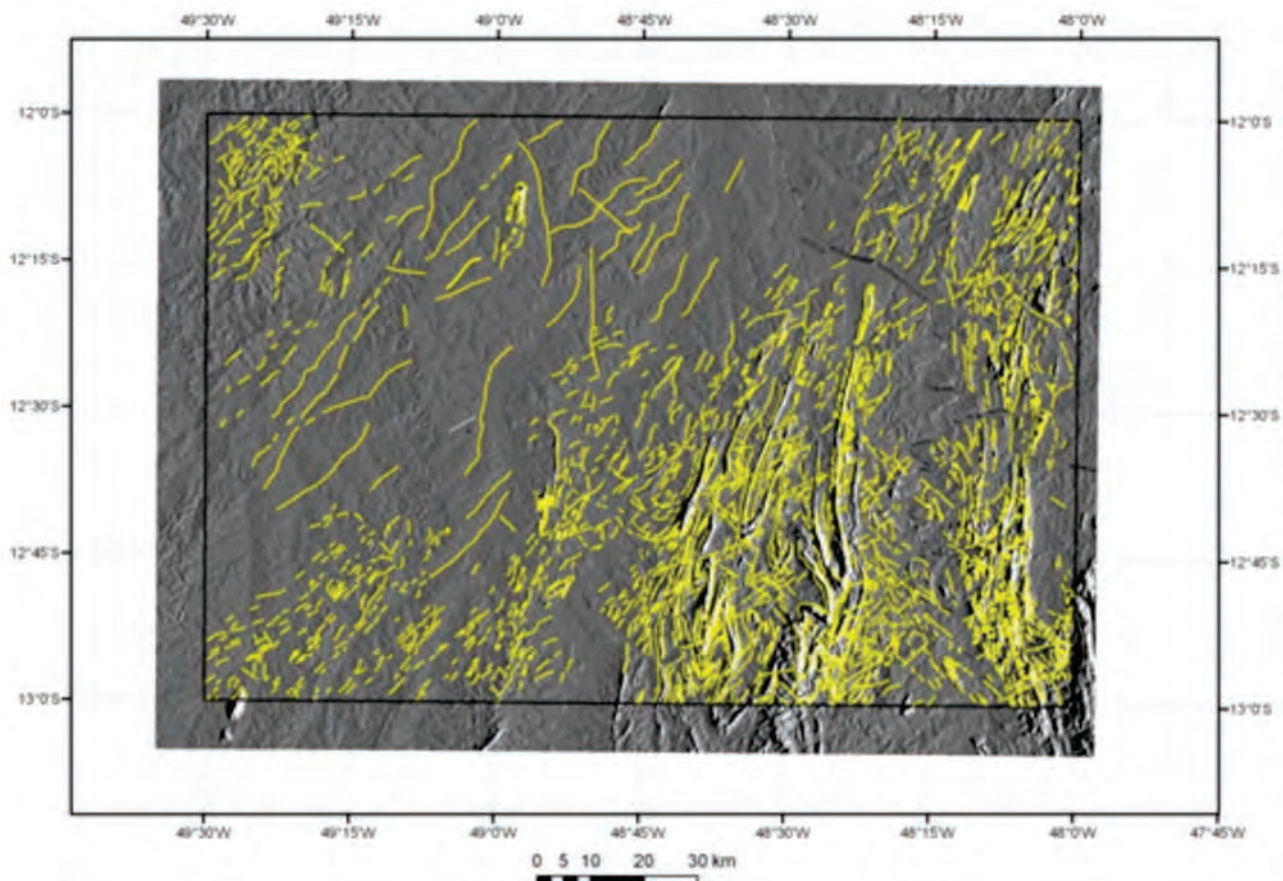


Figura 4.2 – Imagem GEOCOVER da folha SD-22.X.B – Folha Alvorada com o traçado de lineamentos estruturais.

### 4.3 - ANÁLISE ESTRUTURAL

Nesta análise guardando-se as devidas proporções segue-se a citação exposta por Drago et al. (1981), onde estes autores descreveram com muita propriedade: *“esboçar uma evolução geológica e tectônica para Folha Alvorada e admiti-la como correta e conclusiva seria muita pretensão dos que nela trabalharam...”*.

Apesar de inúmeras complexidades estruturais tem-se a nítida visão de que a proposta colocada para análise e evolução geotectônica desta folha, obrigatoriamente tem que ser concebida de uma forma mobilista e dinâmica. Neste projeto os atuais autores têm ciência da complexidade da área, por sua importância no contexto geotectônico de justaposição dos Orógenos Brasília e Araguaia, a justaposição do embasamento e de seus arcos e faixas móveis, com a noção de que sua interpretação ainda está longe de sua conclusão real.

O contexto de ciclos e eventos deformacionais é analisado sob a óptica de um processo evolutivo e progressivo ao menos para alguns domínios identificados, onde vários elementos estruturais fazem parte de pequenos incrementos deformacionais, registrados ao longo do tempo.

Ressalta-se a este ponto que as deformações registradas nas rochas das unidades de embasamento paleoproterozoico são no mínimo parcialmente coaxiais em relação às neoproterozoicas ou foram totalmente transpostas por estas deformações brasileiras mais jovens.

Durante a execução o Projeto Sudeste do Tocantins, a partir da cartografia geológica sistemática e dos dados estruturais coletados, constatou-se a predominância de zonas com características deformacionais próprias.

Estas zonas foram divididas em oito domínios tectono-estruturais em função de seus estilos e geometria, caráter e regime deformacional, das características tectônicas, nível crustal, do campo tensional e fácies metamórficas, bem como os indicadores cinemáticos dos terrenos envolvidos. Cinco exibem caráter francamente dúctil, em estilos deformacionais diferenciados e com algumas fases progressivas, um de caráter rúptil/rúptil-dúctil e outro com características e tendências a isotropia estrutural (figura 4.3). Um evento deixou suas evidências apenas nos registros vulcânicos e deposicionais e não é cartografável, pois está superposto pelas deformações compressoriais.

Estes domínios foram denominados de: A) Domínio Dúctil do Embasamento, caracterizado como uma zona onde se observa estruturas de eventos deformacionais mais antigos parcial ou totalmente transpostos por sistemas deformacionais

mais jovens; B) Evento Extensional Paleo-Mesoproterozoico; C) Domínio Dúctil Compressional, o qual corresponde a uma área de predominância de registro de encurtamento crustal; D) Domínio Dúctil Compressional-Transpressional, como uma área com eventos de deslocamentos de massa oblíquos e de descolamentos e imbricações de baixo ângulo; E) Domínio Dúctil Transpressional-Transcorrente-marcado por zonas de encurtamento crustal posteriormente submetidas a zonas de cisalhamento do tipo *strike-slip*. F) Domínio Dúctil Transcorrente-Transstracional correspondente a zonas de cisalhamento com mergulhos altos e vergências opostas, caracterizadas ainda por feições de *boudinagem* de estruturas previamente dobradas; G) Domínio Isótropo marcado por intrusões pós-orogênicas correspondente a zonas de intrusões tardias e de caráter extensional; H) Domínio Rúptil é o sistema mais jovem e correspondente a zonas de falhas e fraturas de direção NW, sobreposta à todas unidades estratigráficas da folha.

Indica-se ainda que entre e durante estes períodos deformacionais compressivos ocorreram importantes eventos e processos extensionais com geração e instalação de bacias, cujos depósitos foram modificados e superpostos por estes eventos de encurtamento crustal e transcorrentes.

Destaca-se também, que esta compartimentação em domínios estruturais não é rígida, e o fato de prevalecimento de um domínio não possui relação de exclusividade, o que significa dizer que é frequente a ocorrência feições localizadas de um domínio mais novo sobre o mais pretérito e que sua separação foi feita em função de sua hegemonia.

Os dados são apresentados de forma gráfica em estereogramas, com o percentual de incidência e número de medidas, fotografias, *sketchs* e bloco diagramas de afloramentos-chave visitados na área, com medidas em DIP, leitura direta dos estereogramas, onde o centro de frequência corresponde a própria projeção do plano.

#### 4.3.1 - Domínio Dúctil do Embasamento (Infraestrutura)

O primeiro domínio ocorre na porção centro-nordeste da folha. Caracteriza-se por apresentar duas ou no mínimo três fases deformacionais, das quais as relações de progressão são sugeridas, mas não foram determinadas temporalmente.

A primeira fase é observada pelo desenvolvimento de um bandamento gnáissico localizado, principalmente nas rochas do Complexo Almas Cavalcante (2.2 Ga) e Suíte Aurumina (2.1 Ga). A formação deste bandamento é inferida ao período Riaciono. Suas feições, em grande parte, estão transpostas por

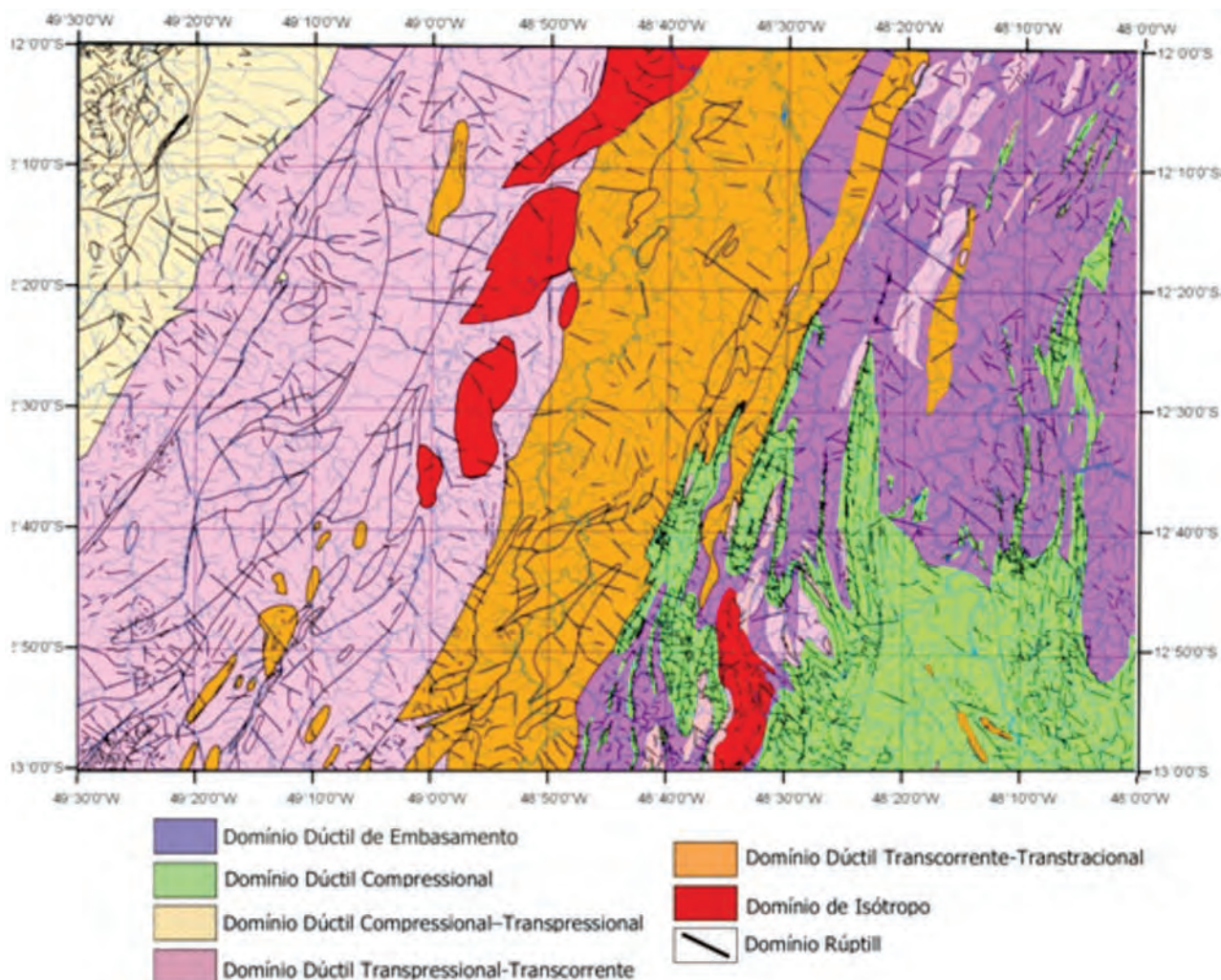


Figura 4.3 – Esboço dos domínios estruturais da Folha Alvorada.

processos deformacionais mais jovens que mascaram ou obliteram as estruturas originais, inclusive no Grupo Água Sua (>2.2 Ga).

Ocorre de forma limitada às faixas próximas a descontinuidade Transbrasiliana que separa o bloco do embasamento, das unidades orto e paraderivadas de idade neoproterozoica.

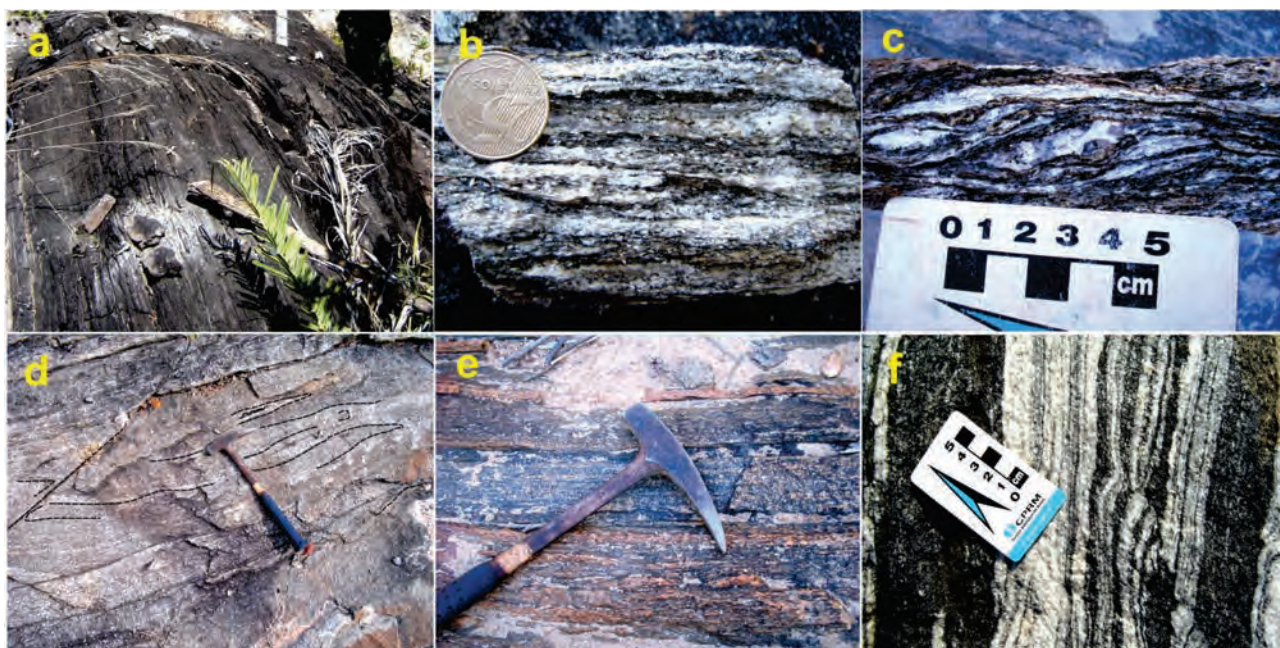
Estes geralmente possuem atitudes bem variadas. Desde N70°W a N05°W e N15°E a N50°E, com mergulhos desde baixos a altos ângulos, para ambos lados. Este bandamento encontra-se dobrado e transposto por deformações mais jovens. Padrões estruturais dessas rochas são observados nas fotografias 4.1 de (a) a (d).

A segunda fase relaciona-se a geração de dobras cilíndricas, simétricas a assimétricas, apertadas, com charneira espessada, e plano axial subvertical de direção NE/SW e eixos com caimento que geralmente oscilam em baixo ângulo para NE e SW, quase sempre em bainhas e rompidas por deformações transcorrentes mais novas, (fotografias

4.2 de (a) a (d)). Esta fase deformacional afeta no embasamento as rochas da Formação, Ticunzal, Complexo Almas-Cavalcante e Suíte Aurumina.

A segunda e a terceira fases impõem sobre as rochas do embasamento outros estilos deformacionais. Observam-se feições sob cisalhamento puro evidenciando forte encurtamento crustal em regime dúctil e contracional e também feições tardias sob cisalhamento simples registrando amplos domínios transcorrentes sobrepostos. As idades dessas deformações e a ocorrência de suas interferências ainda são imprecisas e implicam numa deformação progressiva e de posicionamento relativo ao ciclo Brasileiro, uma vez que afetam rochas de idade meso e neoproterozoicas.

As superfícies associadas a essa deformação bem como sua idade são ainda dúbias, se são da idade das rochas onde estão impressas, ou se foram completamente transpostas durante o Neoproterozoico. Em geral formam planos que dobram as superfícies bandadas e também formam



Fotografia 4.1 – Aspectos deformacionais do embasamento de idade 2.2 a .2.1 Ga: a) Exemplo de bandamento relíquiar transposto e com foliação de direção NS em alto ângulo em biotita granodiorito gnaisse; b) Detalhe de bandamento dobrado e transposto em biotita granodiorito gnaisse; com início de processo de gnaissificação, formação de bandamento com bandas máfica) e leucossomas graníticos (bandas félsicas); c) Bandas de cisalhamento SC dextrais, feições tardias de cisalhamento simples registrando domínios transcorrentes sobrepostos e deformação paralela a subparalela ao bandamento antecessor; d) Aspectos de bandamento gnáissico dobrados e transpostos em tonalitos/dioritos; e) detalhe das bandas da fotografia anterior; f) Gnaisse migmatítico tonalito-granodiorito com bandamento paralelo, dobras e processos de estricção (boudinagem de bandamento).



Fotografias 4.2 – a) Afloramento em perfil com bandamento relíquiar dobrado e transposto (dobras assimétricas inclinadas e com caimento) em zona transpressional de alto ângulo em paragnaisses; b) Início do processo de gnaissificação em (bandas máficas ricas em biotita) e injeções graníticas (bandas félsicas-leucossomas), com deformação paralela sobreposta em PV143; c) Detalhe em planta de bandamento dobrado e transposto em granodiorito gnaisse PV152; d) Aspecto de bandamento gnáissico dobrado em tonalitos/dioritos estrada Peixe-Paraná, proximidades de LL290a.

uma foliação muito penetrativa de direção geral N09°E/68°NW e N07°W/60°NE, apresentando certa similaridade e paralelismo ao evento Transbrasiliano, figura 4.4a. Esta foliação é tanto mais forte, quanto mais próxima do contato entre os blocos paleoproterozoico e neoproterozoico.

A fase de transcorrência transpõe essas superfícies e é tardia à fase de compressão. Alguns setores indicam transcorrências com certa obliquidade, de forma a manter a foliação na mesma direção, rompendo as estruturas dobradas e gerando uma lineação de estiramento subhorizontal a levemente inclinada para NE de direção N010°W-N015°E e paralelas aos Lb da fase de encurtamento.

Em geral apresentam cinemática bem marcada e preferencialmente dextral, figura 4.4b e fotografias 4.3 (a) e (b).

A figura 4.5, mostra um bloco-diagrama integrando as diversas feições observadas e dados coletados, fornecendo a indicação de um campo tensional  $\sigma_1$  médio e teórico, de caráter compressivo e posicionado em torno de N80°W para o evento contracional, e campo tensional  $\sigma_1$  médio para fase sob cisalhamento simples N55°E. O que demonstra, em primeira hipótese, a falta de coaxialidade entre as fases de compressão e cisalhamento com deslocamento anti-horário do vetor tensional, em caso de deformação progressiva, ou em segunda

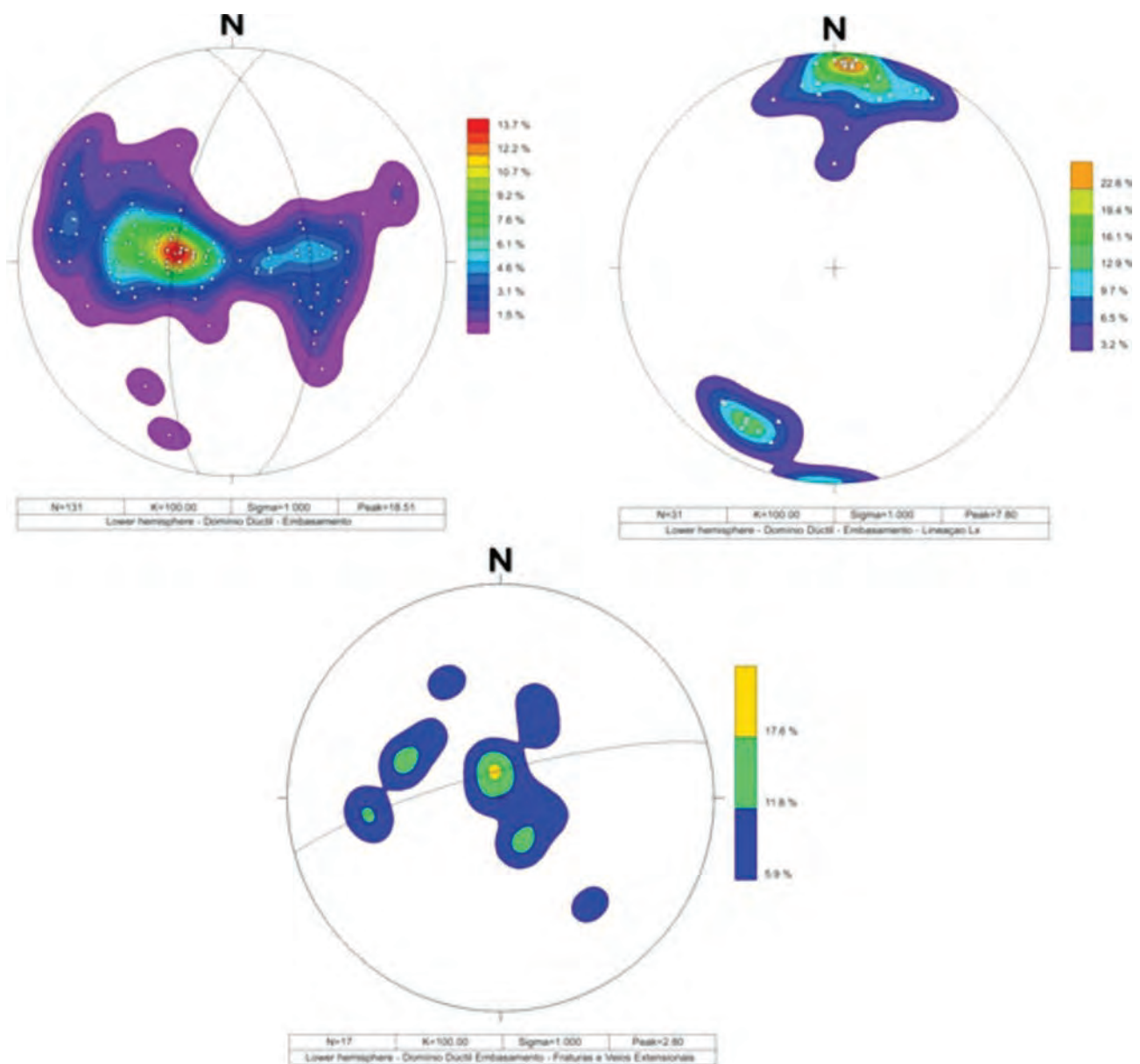
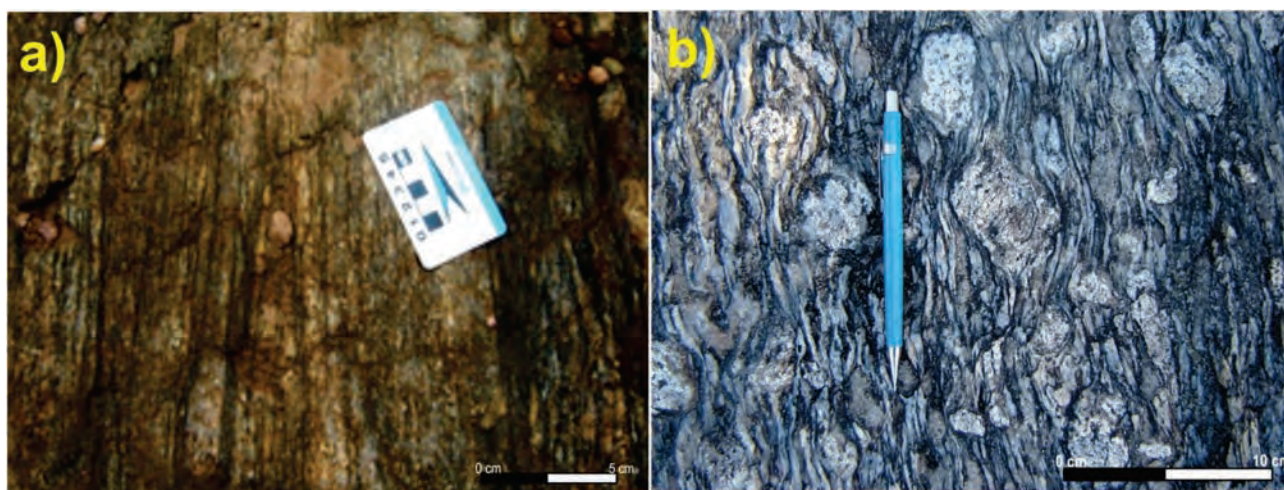


Figura 4.4 – a) Estereograma das superfícies  $S_{n_2}$ - $S_{n_3}$  de bandamentos e foliação dobrada ( $f_2$ ) e transposta ( $f_3$ ), subparalelos a plano axial de dobras geradas em domínio dúctil, Grupo Água Suja, Complexo Almas Cavalcante e Suíte Aurumina (131 medidas). Intersecções de planos projetam os eixos  $L_{b_2}$  teóricos relacionados a este domínio; B) Lineação de estiramento da fase 3 – Transcorrências a transcorrências obliquas. (31 medidas); C) Veios extensionais provavelmente relacionados à fase de transcorrência, marcando eixo  $\tau_1$  máximo aproximado. (17 medidas).

hipótese e mais procedente de que representem fases independentes e distintas de deformação.

Em geral todo o processo metamórfico envolvido na tectônica do embasamento atingiu

a fácies anfibolito alto em níveis crustais de meso a catazona (profundos), e em vários locais há os registros petrográficos de recuo destas condições para a fácies xisto-verde.



Fotografia 4.3 – a) Aspecto em planta de foliação milonítica da fase de transcorrência do embasamento com direção aproximada N10°E, biotita muscovita metatonalitos LL247 e b) em metagranodioritos porfiroclásticos.

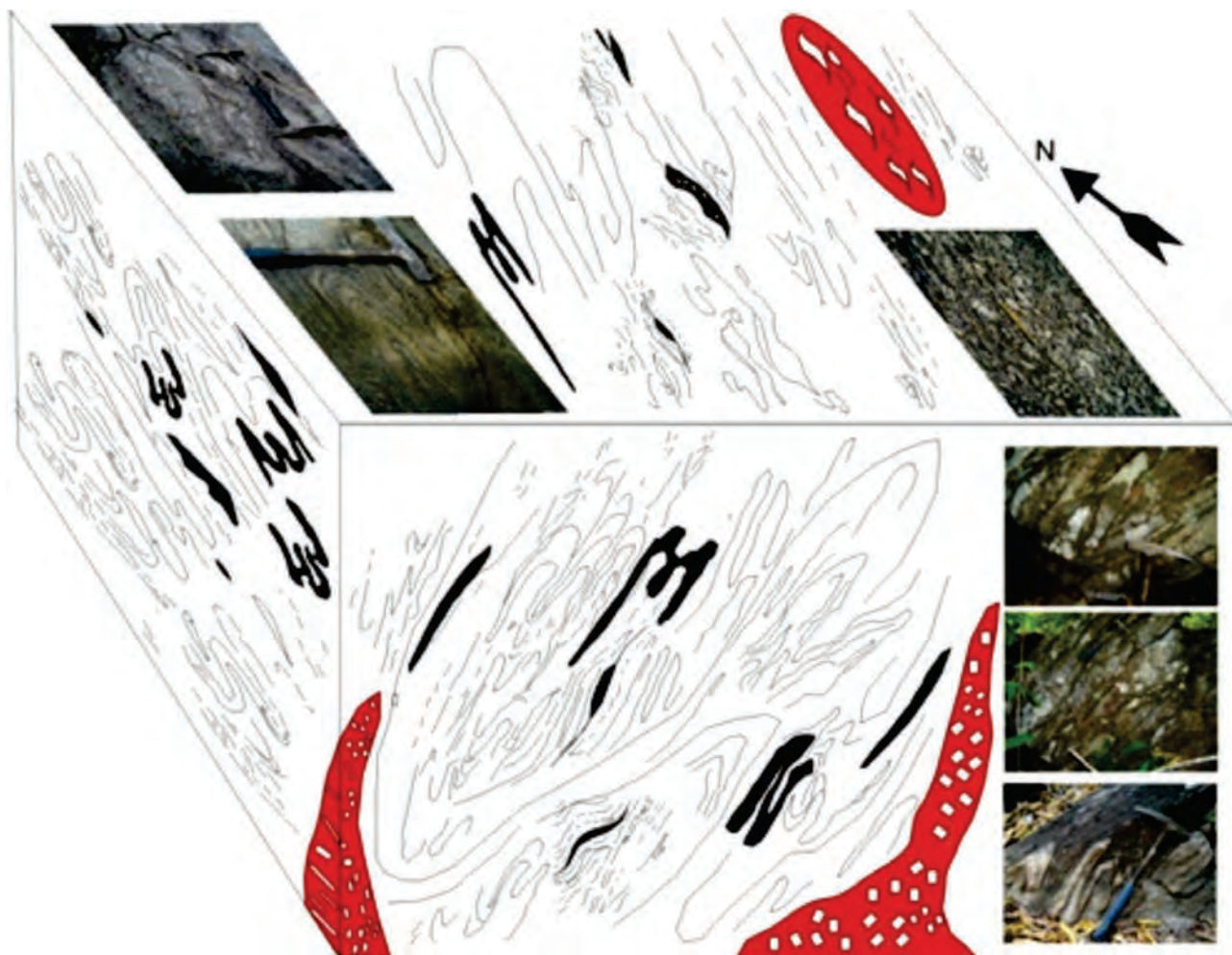


Figura 4.5 – Arranjo dos afloramentos PV143, LL296 com fotos e sketches de campo, mostrando as dobras “M” isoclinais e assimétricas  $S_2$ , dobras em bainha em planos distintos relacionados à fase de encurtamento crustal e os deslocamentos transcorrentes dextrais na superfície topo relacionadas à fase mais tardia sob cisalhamento simples rompendo as dobras de fase anterior.



Observam-se ainda dois pontos: a) primeira que, as deformações e interferências citadas neste item não possuem confirmação geocronológica formal, Estão fundamentadas nas idades de cristalização ígnea o metamórfica das rochas abordadas e, portanto admite-se que seja paleoproterozoica, pelo menos a responsável pela formação dos migmatitos e bandamento gnáissico original; b) segundo: as transposições e a foliação de caráter transcorrente e transpressional podem ser alusivas ao processo deformacional bem mais jovem e pertencente à tectônica brasileira.

#### 4.3.2 - Evento Extensional Paleo-Mesoproterozoico

Este domínio ou eventos caracterizam-se por deformações vinculadas a processos tafrogênicos e extensionais regionais com seus registros marcados nas sucessões e na organização estratigráfica, constituição litológica que obedecem a típicos depósitos de sequências do tipo *rift*, pelo seu caráter vulcânico bimodal, seus depósitos vulcanogênicos e sedimentares imaturos com idades entre 1.7 Ga a 1.2 Ga, o que também, pela ampla dimensão temporal estabelece mais de um ciclo extensional para esta área.

Não há ou não foram encontrados os registros geométricos das estruturas correspondentes ao episódio extensional, gerador destas bacias e integra-se aos processos de *riffts* intracontinentais ocorrentes no final do paleoproterozoico associados a períodos de tectônica eminentemente rúptil.

Sua crônica é marcada na sucessão dos depósitos vulcânicos e siliciclásticos do Grupo Araí, nos depósitos plataformais do Grupo Serra da Mesa, nas emanações vulcânicas bimodais da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis e na Suíte Alcalina do Peixe.

A falta dos elementos geométricos factuais, tais como linhas de falhas, sistemas lístricos extensionais, sistemas de *grabens* e *horsts*, estrias de falhas não implicam em afirmar, que este longo período, seja de inatividade tectônica. Esta interpretação deve ser evitada, pois é um reducionismo à tectônica. Pelo contrário, as espessas séries de rochas supracrustais deduzem e demandam a imposição de amplos adelgaçamentos crustais com a formação de extensas bacias, taxas de sedimentação e processos de subsidência e conseqüentemente colapso da crosta.

Os episódios vulcânicos de natureza ácido-básica na região provam um tectonismo forte e atuante acompanhado de sedimentação, a princípio imatura em pelo menos dois casos extensionais distintos no tempo. O período de atuação destes esforços é concordante com eventos rúpteis de caráter global,

pós-formação e fragmentação do paleocontinente Colúmbia ocorrido entre 1,6 Ga e que continuou até cerca de 1,4 Ga, (ROGERS;SANTOSH, 2002).

As discontinuidades elementares formadas neste período foram aproveitadas pelos eventos subsequentes, obliterando seus registros estruturais.

#### 4.3.3 - Domínio Dúctil Compressional

Este domínio está registrado, em maior ou menor escala, em toda a Folha Alvorada, e tem como área de maior enfoque a porção sudeste. Está assinalado principalmente nas rochas supracrustais da Faixa Brasília, os grupos Araí e Serra da Mesa e na Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis. Basicamente, este evento deformacional afeta as bacias geradas em fases anteriores e oblitera todo seu registro deformacional.

Constitui-se de um amplo sistema de dobras, desde escala macroscópica a amplas dobras com quilômetros de extensão. Desenvolvem diversos pares de sinclinais e anticlinais, apertadas e de charneiras espessadas, muito bem observadas em aerofotos e imagens orbitais. Em geral formam dobras cilíndricas, assimétricas, plano axial inclinado com caimento a baixo ângulo, ou duplo caimento, tanto para NE como SW. A figura 4.6 mostra os padrões de dobras relacionados a este domínio.

Em termos da deformação este setor foi submetido a um regime contracional de forte encurtamento crustal, cuja característica da geometria de fluxo indica cisalhamento puro e cinemática convergente de NW para SE, com vetor predominante em torno de N85°W, semelhante ao vetor tensional encontrado na infraestrutura do embasamento.

As dobras apresentam tanto características de geração sob fluxo flexural (intraestratos microcristalino), com a formação de uma xistosidade própria, como de deslizamento flexural interestratos, com a formação de corrugações e estruturas tipo *mullions*. Grande parte da estratigrafia original ainda fica resguardada, no entanto são raros os afloramentos onde se observa estruturas primárias preservadas.

As dobras apresentam geometria inclinada com caimento e orientação média de seu plano axial N08°E 81°NW, subverticais e eixos com duplo caimento, ora para 12°009°NE, ora para 18° 182°SW. Estes padrões podem ser observados nos estereogramas da figura 4.7, que representam o padrão destas dobras e de seus eixos.

Em escala de afloramento esses padrões refletem a mesma estrutura fractal, conforme observada nas fotografias 4.4 de (a) a (d). As condições metamórficas atingem o grau médio na fácies anfíbolito,



Figura 4.6 – Padrões de dobras apertadas principalmente localizadas nos metassedimentos do embasamento da Faixa Brasília na porção centro-oriental da Folha Alvorada.

com regiões estabilizadas retrometamórficas à fácies xisto verde. Estas feições deformacionais são também ocorrentes nas rochas do embasamento nas proximidades de limites de blocos crustais paleoproterozoicos e neoproterozoicos.

Este domínio deformacional sob cisalhamento puro e encurtamento crustal não foi datado, mas é atribuído ao período neoproterozoico (toniano/

criogeniano), pois seu principal registro ocorre em unidades estratigráficas mais antigas que 800 Ma. Neste sentido, as dobras observadas nas áreas a leste no Grupo Araí são atribuídas a este período deformacional, sendo oriundas de eventos tectônicos e perturbações crustais derivados da aproximação e *docking* de arco insular ocorrentes a oeste destas áreas.

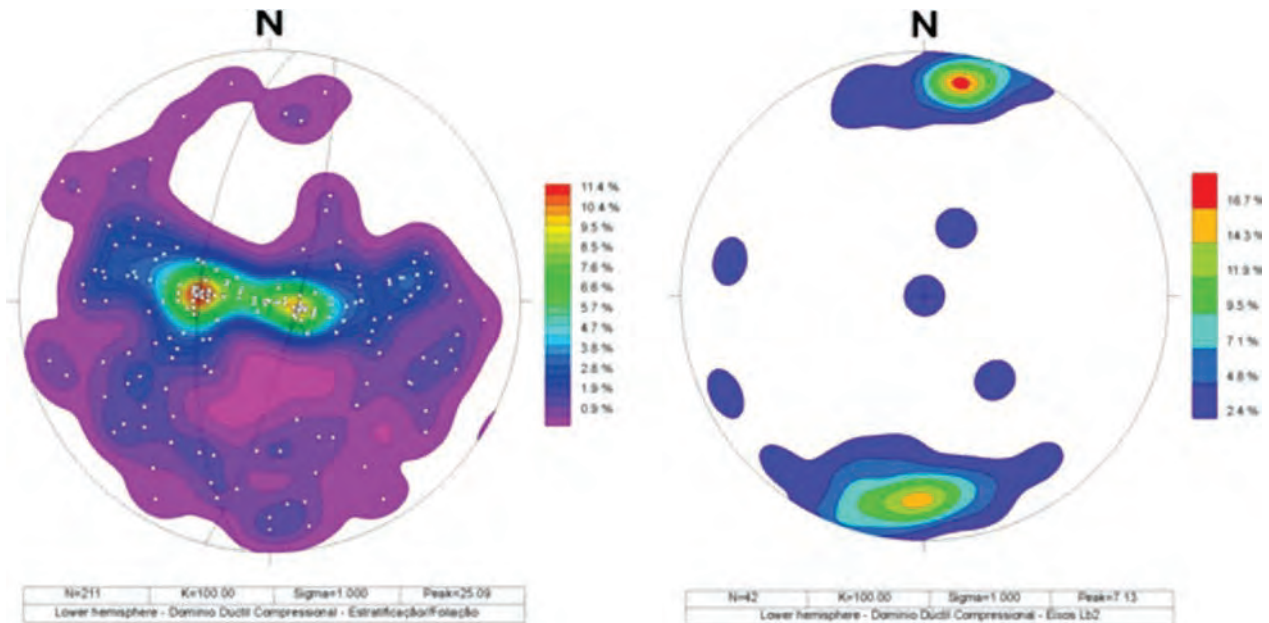
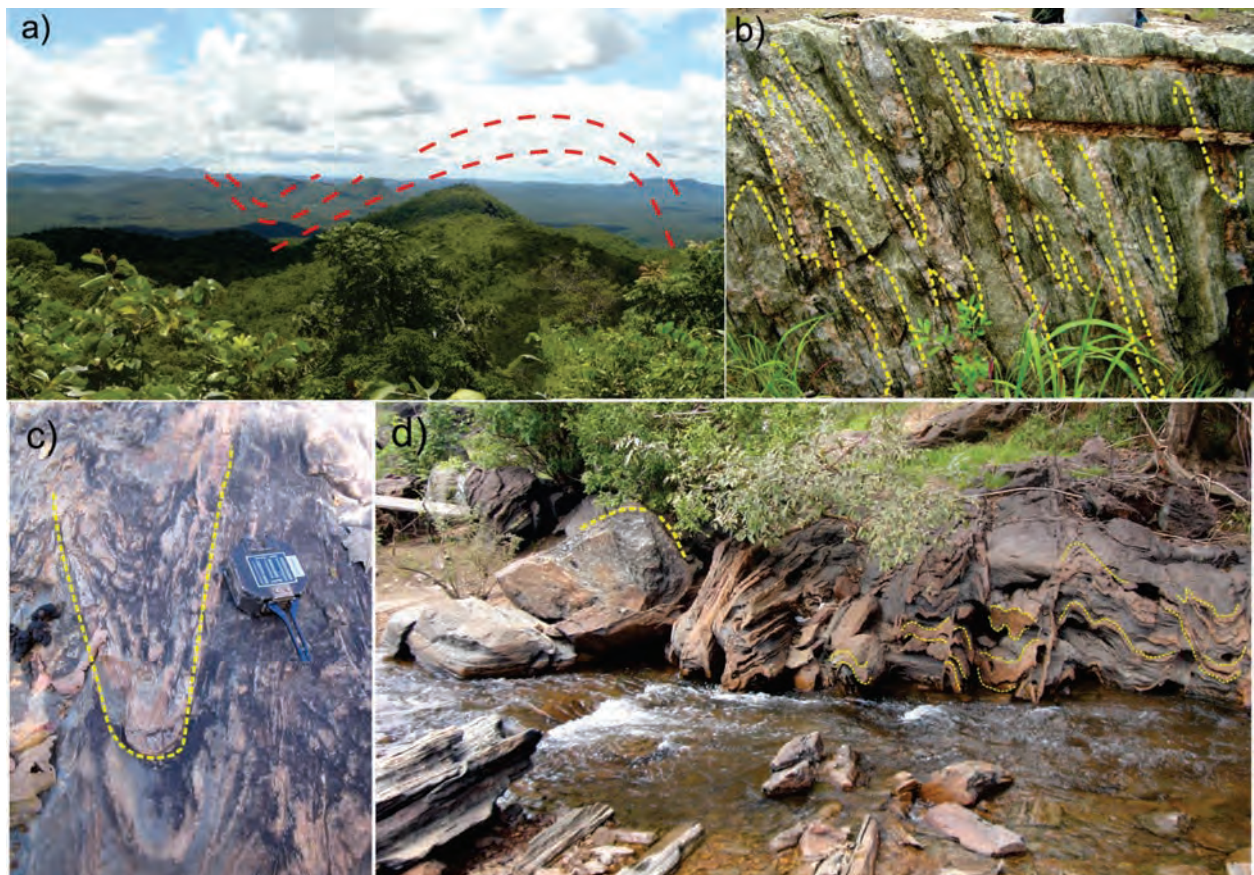


Figura 4.7 – A) Estereograma das superfícies de xistosidade/estratificação ( $Sn0//Sn1$  - dobrada ( $Sn2$ ), subparalelos a plano axial de dobras geradas em domínio dúctil compressional, grupos Araí, Serra da Mesa e Paranoá e Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis, (211 medidas). Intersecções de planos projetam os eixos  $Lb_2$  teóricos relacionados a este domínio B) Lineação  $Lb$  – Eixo de dobras – (42 medidas) em DIP, hemisfério inferior.

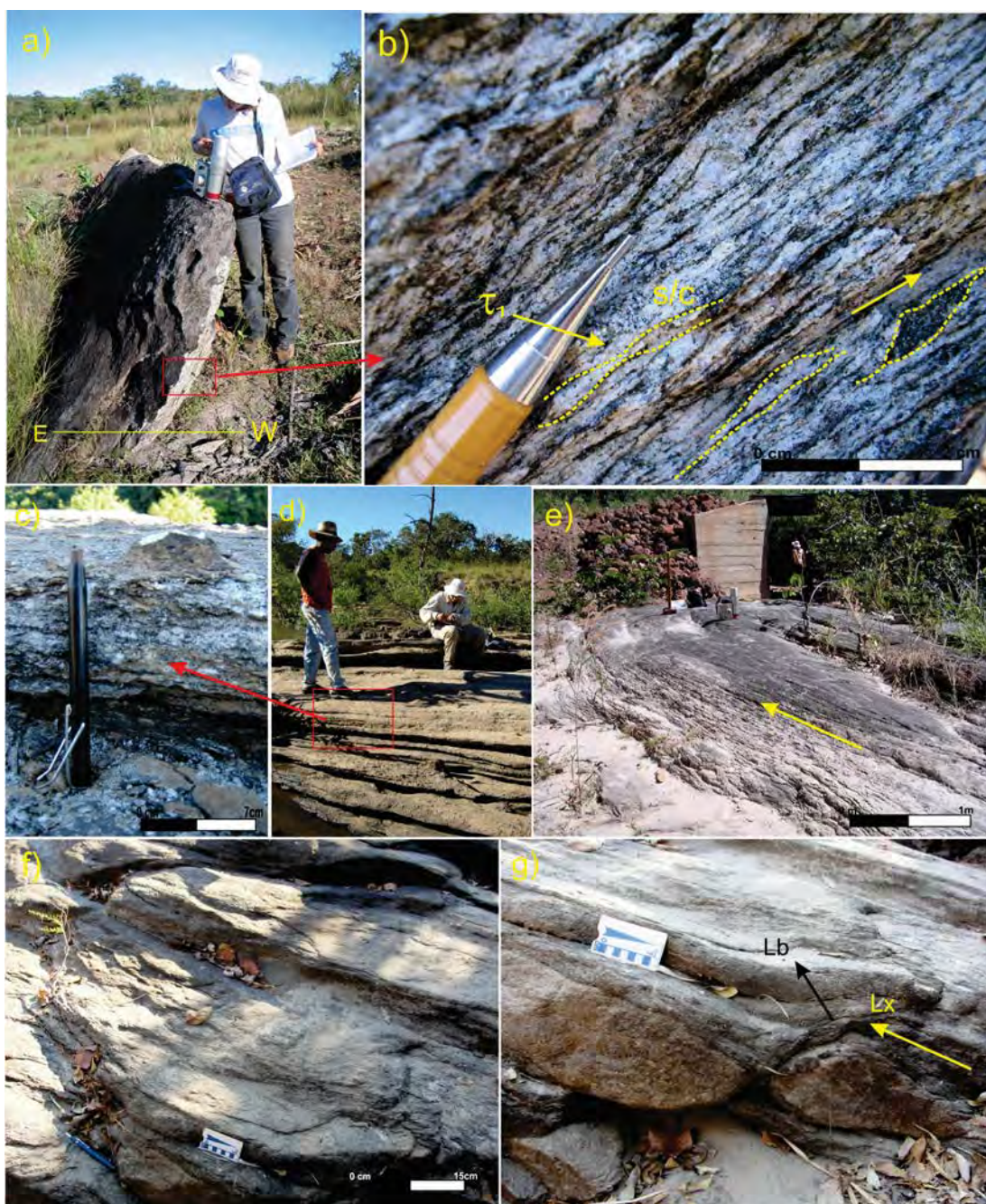


Fotografias 4.4 – Aspecto regional da deformação sob forte encurtamento crustal; a) Encostas de morros representando flanco e envoltória de dobra cilíndrica de grande amplitude representando as sucessões de anticlinais e sinclinais do Grupo Serra da Mesa (serra homônima) com mergulhos acentuados para W/NW; b) Aspecto de dobras apertadas (em corte) em escala de afloramento em rochas calcissilicáticas do Grupo Serra da Mesa e dobras parasíticas; c) Em planta, dobras apertadas com caimento em biotita xisto e d) Afloramento em rocha de embasamento. Granodiorito gnaiss afetado pela fase compressional (linhas amarelas) mullions marcam eixo de dobramento inclinado e sub-horizontal, mostram também sistemas de interferência deformacional com zonas de cisalhamento transcorrentes sobrepostas (planos preenchidos) em alto ângulo, cortando dobras da fase de encurtamento.

#### 4.3.4 - Domínio Dúctil Compressional-Transpressional

Este domínio está registrado, principalmente no extremo noroeste da Folha Alvorada e esta marcada nas rochas do Orógeno Araguaia, o Grupo Baixo Araguaia, na Suíte Aliança e em seu embasamento o Complexo Rio dos Mangues, atingindo a fácies metamórfica de xisto verde até anfibolito alto nesta área, em zonas mais setentrionais atinge a fácies granulito.

Caracterizam-se por uma deformação tangencial de baixo ângulo, que são formadoras de superfícies de cavalgamento, dobras isoclinais recumbentes, falhas inversas e sistemas de *thrusts*. Estas superfícies são zonas de cisalhamento dúcteis, resultado de uma tectônica compressiva de início evoluindo para um sistema transpressional obliquo de *nappes* com vergência para W/NW, (fotografias 4.5 de (a) a (g)). Pode-se observar neste domínio uma



Fotografias 4.5 – Aspectos deformacionais do Domínio Compressional-Transpressional. a) Lasca de afloramento com foliação de baixo ângulo em córrego afluente do rio Pau Seco no extremo oeste da folha, Suíte Aliança, b) Detalhe de foliação de baixo ângulo em xisto milonítico com estruturas S/C indicando movimentação, Lx em segregados quartzo-feldspatos e biotitas up dip; c e d) Suíte Aliança, Granito Córrego das Lages, corpos estratóides sincinemáticos intrusivos, marcando a deformação de baixo ângulo, e detalhe da foliação com Lx up dip marcando movimentação de massas para W e SW (localizada); e) Zona de contacto em zona de falha de baixo ângulo entre Granito Córrego das Lages e Tonalito Granodiorito Aliança – Suíte Aliança; f) e g) Rampas em granitos estratóides com formação de mullions boudinados, marcando eixos de dobras Lb<sub>2</sub> N/S.

evolução no sentido da deformação de um sistema compressional para um sistema transpressional. Esta mudança é marcada na contínua rotação dos eixos de estiramento  $L_x$  e na assimetria das dobras. Formam planos de cisalhamento de baixo ângulo analisadas como superfícies  $S_2$ , materializados por foliações miloníticas e xistosidade de direção média N/S.

Em relação ao domínio anterior este é considerado uma nova etapa deformacional, bem mais jovem e registrada principalmente nas rochas

da Faixa Araguaia. O estereograma mostra uma distribuição com máximo unimodal ou guirlanda, conforme a figura 4.8a com 195 medidas efetuadas neste domínio nas folhas Gurupi e Alvorada.

Neste estereograma além de observar-se este máximo, pode-se notar a progressiva rotação destas superfícies, bem com a presença de flancos opostos e formadores de dobramentos assimétricos.

O estiramento mineral observado, principalmente nos metatonalitos e metagranodioritos da

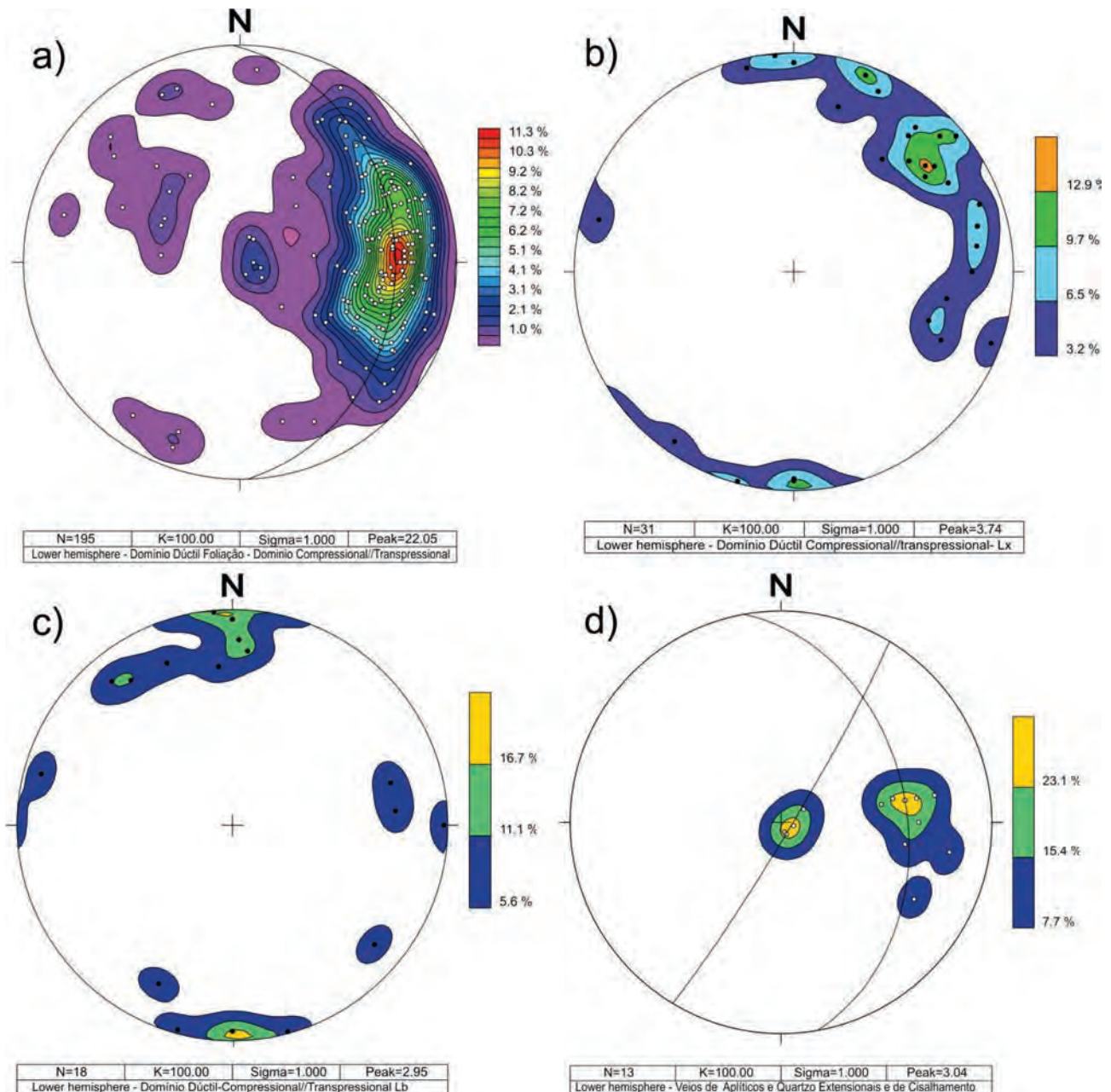


Figura 4.8 – a) Estereograma das superfícies  $S_1/S_2$  em DIP, hemisfério inferior, com foliação milonítica e xistosidades de baixo ângulo formadas em domínio dúctil compressional a transpressional, na Suíte Aliança e Grupo Baixo Araguaia (195 medidas); b) Lineação de estiramento mineral  $L_2$  demonstrando o caráter preferencial oblíquo do deslocamento de massa (31 medidas); c) Estereograma das superfícies dos eixos  $L_b2$  de dobras assimétricas relacionadas a fase compressional, transpressional, com eixos subhorizontalizados e superfícies axiais compatíveis e foliação milonítica, (18 medidas); estereograma com as superfícies das fraturas de cisalhamento em alto ângulo e veios de quartzo extensionais subparalelos às superfícies plano-axial das dobras  $L_b2$  (13 medidas).

Suíte Aliança, reforça a análise de uma continua rotação do eixo de estiramento máximo de posição originalmente N71°W 32°SE para N50°E 24°NE, figura 4.8b. Isto caracteriza uma movimentação de massa inicial de SE para NW, progressivamente rotacionada e com deslocamento de massas de E/NE para W/SW.

Os padrões de fraturas, preenchidas por veios de quartzo e/ou intrusões aplíticas graníticas ocorrem associadas cisalhamento, ou concentrados em zonas de charneiras e/ou eixos de dobras assimétricas, conforme figura 4.8d. Estas concentrações de quartzo ao longo de eixos e charneiras formam importantes controles estruturais de mineralizações de quartzo hialino no Grupo Baixo Araguaia, Formação Pequizeiro dentro deste domínio estrutural.

A figura 4.9 mostra em três dimensões as características deste domínio estrutural com as principais feições geométricas descritas e medidas nos estereogramas.

A assimetria de quartzo e rotação de cristais porfiroclásticos indica cinemática preponderante tipo "up dip" e deformação sob cisalhamento simples,

demonstrando mais uma vez a passagem gradual de um sistema compressionado para uma transpressão oblíqua. As dobras neste domínio são de geometria assimétrica e tendência isoclinal, onde as dobras geradas na fase contracional anterior, são transpostas e ficam com padrão em bainha com paralelismo de seu plano axial com a foliação milonítica  $S_1//S_2$ . O principal eixo de dobras encontradas apresenta-se na direção N/S.

#### 4.3.5 - Domínio Central Dúctil Transpressional-Transcorrente

É o domínio do Lineamento Transbrasiliano, o mais representativo e mais amplo em influência na área. Também marca uma passagem progressiva e evolutiva do último sistema deformacional ou, no mínimo é síncrono a este. Este domínio assinala seu registro na grande parte das unidades geológicas, desde o embasamento até as rochas mais jovens, esta deformação também é a responsável pelo posicionamento de diferentes blocos crustais e de vários corpos graníticos sincinemáticos.

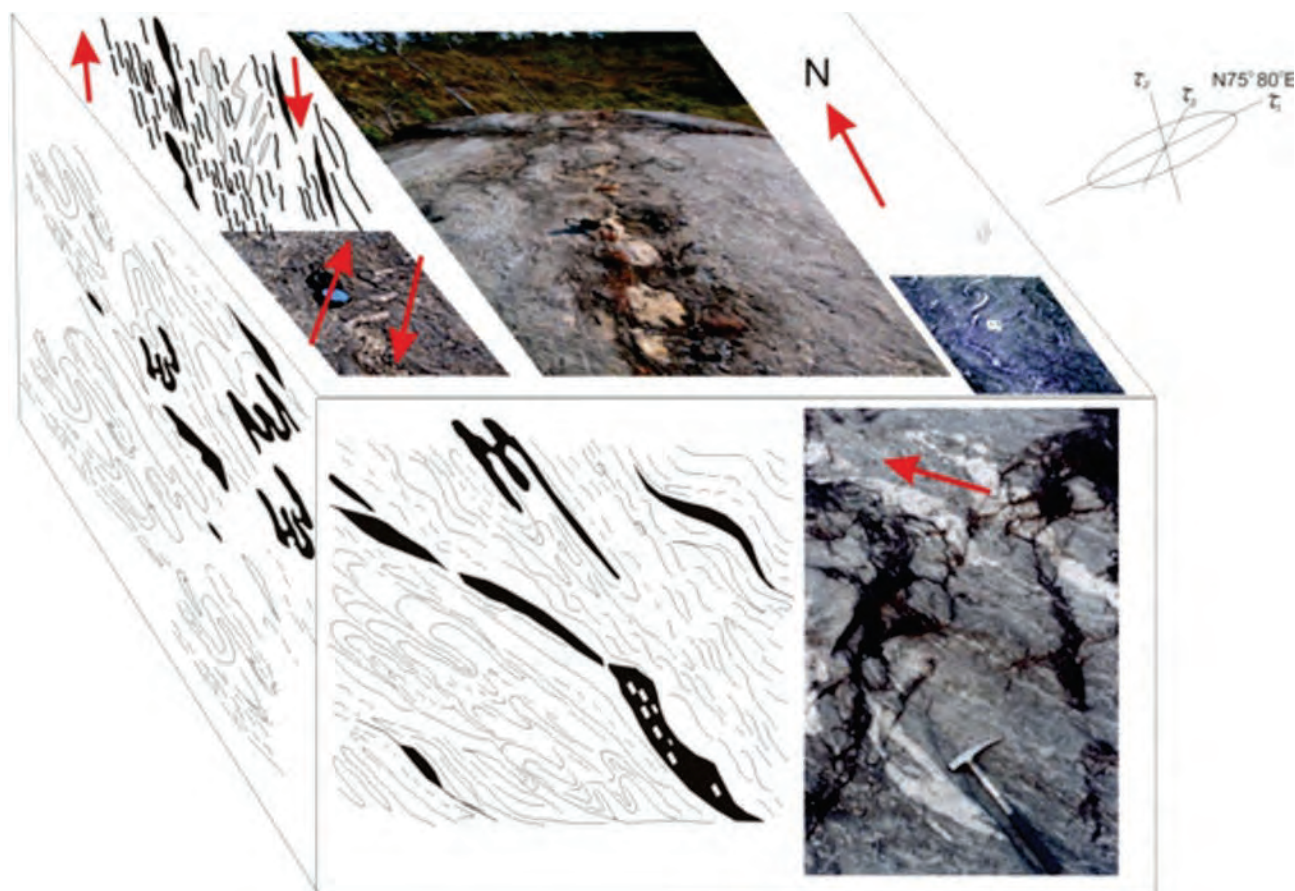


Figura 4.9 – Aspectos em blocodiagrama da deformação transpressional em fotografias e sketches de campo, mostrando em três planos suas componentes: transcorrentes dextrais na superfície topo, transpressão e transporte principal com  $Lx$  up dip e corte lateral; observam-se as dobras "M" isoclinais assimétricas  $S_2$ , dobras em bainha  $S_1//S_2$ , veios de quartzo sigmoidais e rompidos ao longo dos planos de zonas de cisalhamento dúcteis de alto strain e  $Lx$  oblíquo de direção NE/E. Feições transtracionais como observado em boudins (foto topo) é superposição de fase posterior.

Observam-se seus efeitos em toda Folha Alvorada desde a região de Talismã, até o Peixe ao longo de todo vale do rio Tocantins, com cerca de 80 km de largura ou mais. É marcado por grandes descontinuidades estruturais, visíveis em todos os sensores geofísicos, orbitais e nas mais diversas escalas, inclusive microscópicas. (figura 4.10).

Ao longo e interno a este sistema, em blocos de embasamento as estruturas pré-brasilianas

são retrabalhadas e transpostas por zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes subverticais de direções em torno de NE-SW. Em áreas mais a leste em direção ao interior cratônico em blocos mais antigos, as zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes acomodam a deformação e vão diminuindo em intensidade. Razão pela qual estes terrenos de idade superior a 2.0 Ga são tratadas neste estudo como embasamento reciclado do

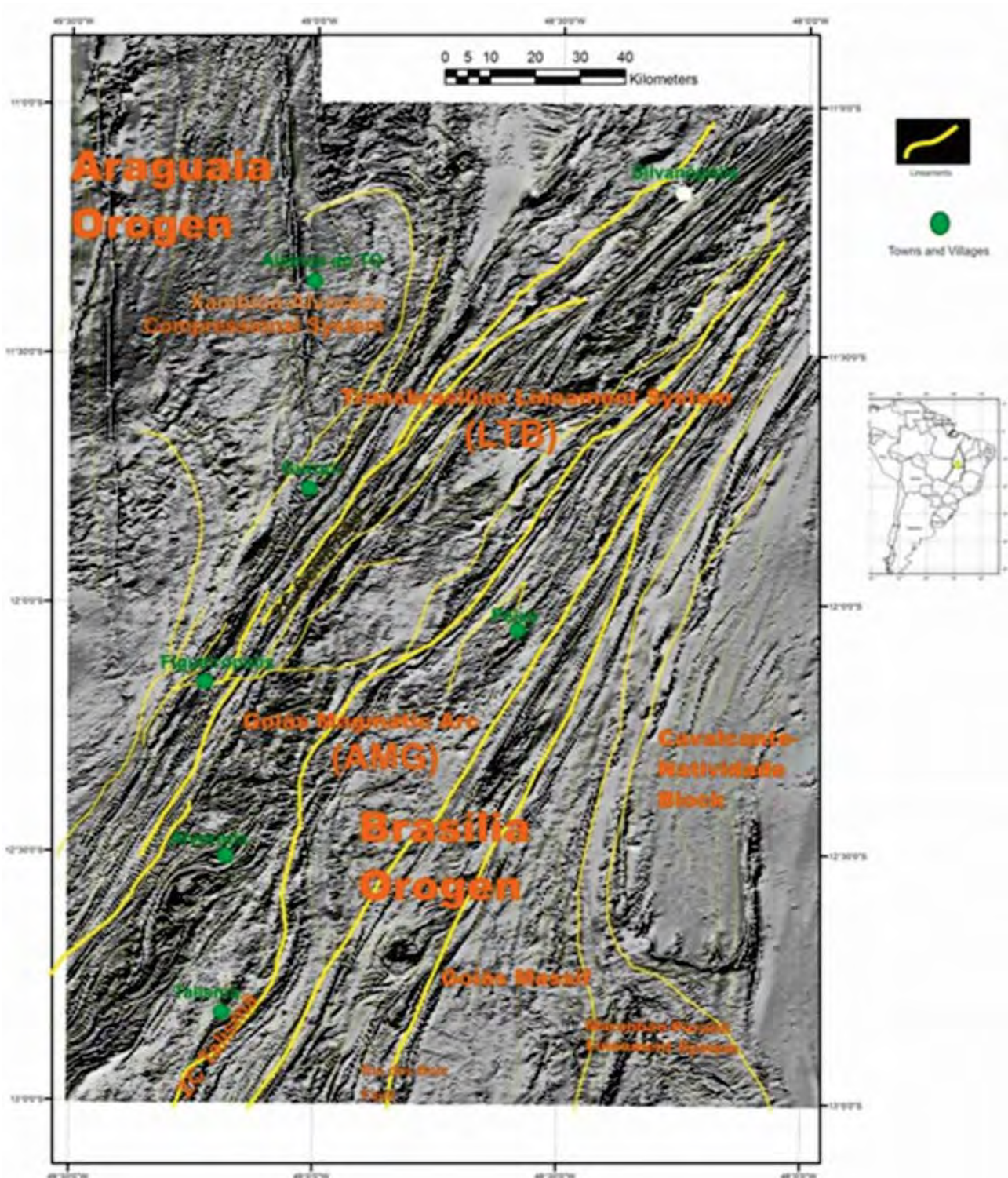


Figura 4.10 – Imagem aerogeofísica com a amplitude de sinal analítico e traçado dos principais lineamentos estruturais e magnéticos, com ênfase a área de influência do Sistema Transbrasiliano (LTB).

Orógeno Brasília e não como áreas do Cráton de São Francisco.

Caracteriza-se por uma componente vetorial horizontal, sob sistema de fluxo de cisalhamento simples, não-coaxial, responsável por amplo sistema de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais preponderantes e sinistras subordinadas, de geometria vertical a inclinada de direção NE e mergulhos altos para NW preferencialmente em sua posição central.

A deformação é heterogênea dentro deste domínio com áreas de baixo e alto *strain* e com ampla variação textural e estrutural desde termos protomiloníticos a ultramiloníticos. O estereograma (figura 4.11a), com 170 medidas efetuadas nas folhas Alvorada e Gurupi, mostram uma distribuição com máximo unimodal preferencial e na direção N26°E 69°NW.

As fotografias 4.6 de (a) a (n) mostram as principais características deste domínio em rochas de

idades diferentes, mas sempre como predomínio da deformação transcorrente ou transpressional, gerando ora bandamento gnáissico, ora foliação  $S_1$ , em rochas de idade 550 Ma, ou redobrando ou paralelizando estruturas pré-formadas gerando nestas superfícies de cisalhamento  $S_3$  nas rochas mais antigas.

O estiramento mineral é observado principalmente na assimetria mineral, e feições de foliação do tipo S/C, (fotografia 4.6b, h n), com atitude entre 08° 026°NE e 07° 011°NE, ora apresenta caimento para 08° 212°SW (figura 4.14b), caracterizando uma movimentação de massa principal de NE para SW, e progressivamente rotada para norte.

Geram dobras de cisalhamento de S1/S3, S2/S3, foliação gerada na fase compressional anterior, redobrada na fase transcorrente D3, com plano axiais subverticais e subconcordantes aos planos de cisalhamento e eixos verticais a subhorizontalizados, (fotografia 4.11 e, f, k).

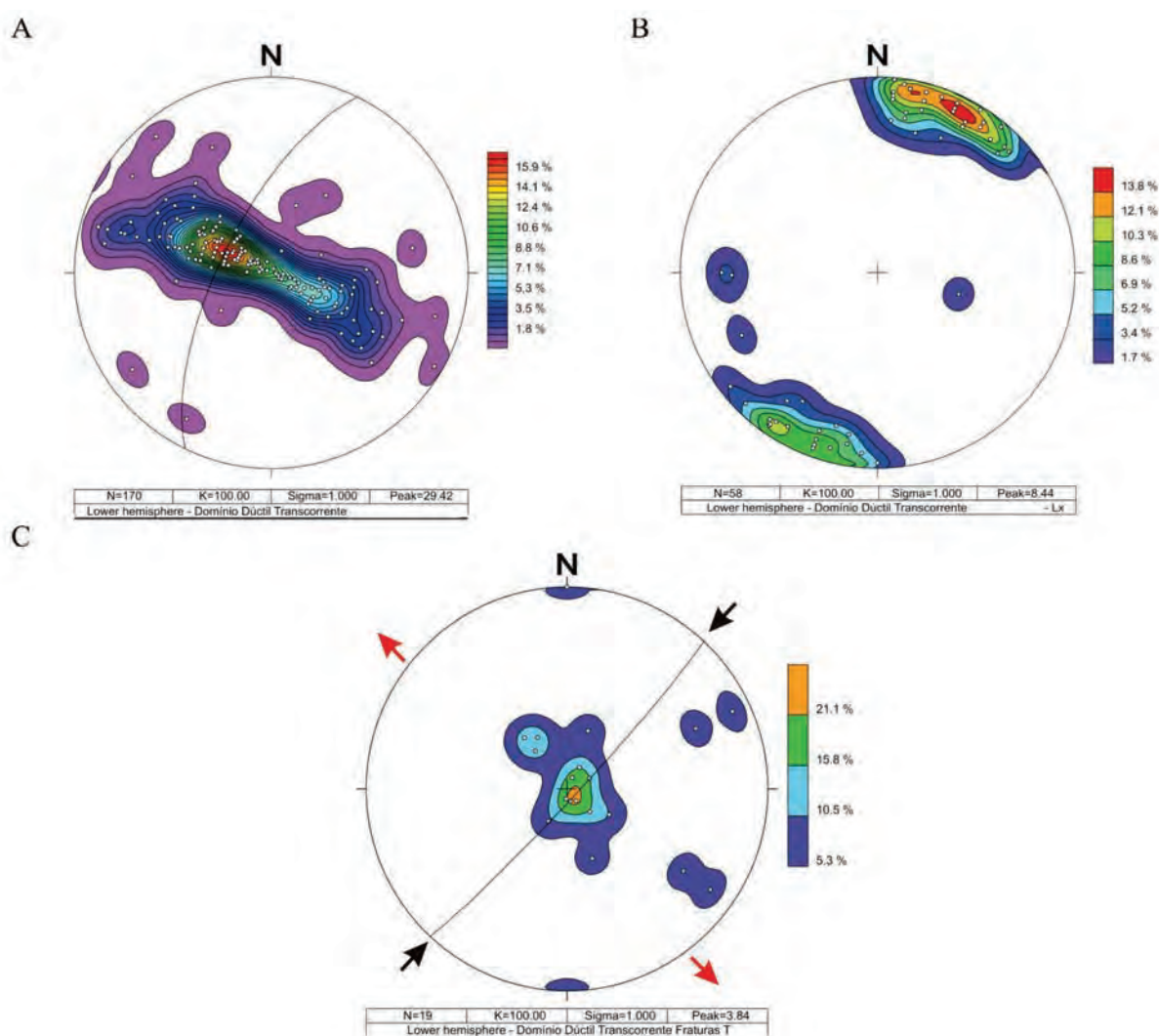
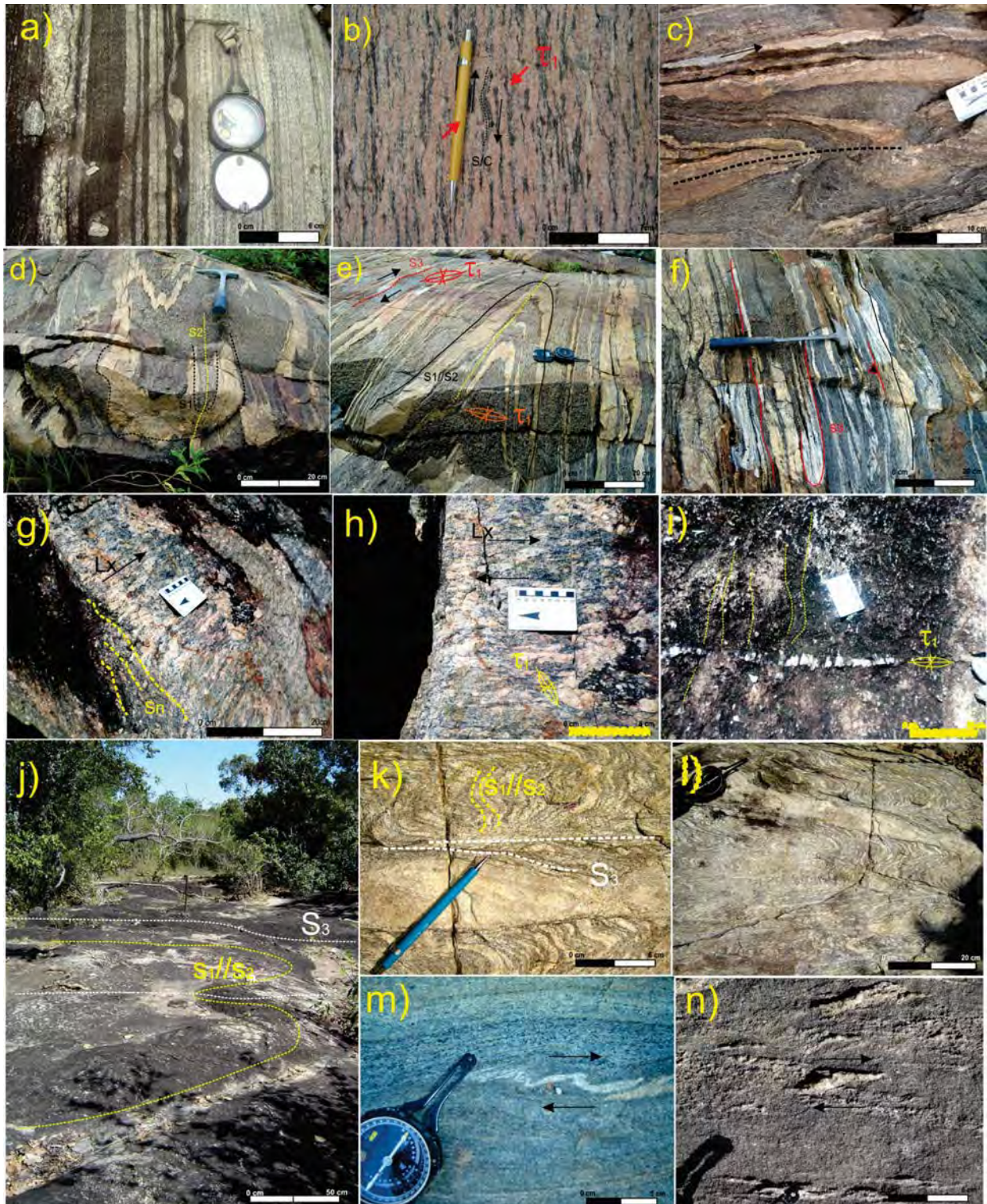


Figura 4.11 – a) Estereograma das superfícies  $S_1/S_3$ , foliação milonítica de alto ângulo formada em domínio dúctil transcorrente a transpressional, (170 medidas); b) Lineação de estiramento mineral  $L_{x3}$  relacionada à fase 3, demonstrando o caráter subhorizontal (58 medidas); c) Posição dos planos das fraturas extensionais neste domínio (19 medidas).





Fotografia 4.6 – Aspectos deformacionais do Domínio Transcorrente-Transpressional. a) bandamento gnáissico em tonalito-diorito gnaissé do Complexo Porangatu com direção N20°E, rochas inclusas no LTB próximas a Talismã; b) deformação penetrativa em hornblenda sienogranito da Suite Mata Azul (550 Ma), gerando superfícies S/C miloníticas ( $S_1$ ) e  $L_x$  com rotação dextral e  $\tau_1$  posicionado a NE; c) Dobras de cisalhamento dextrais, redobramento em bandamento gnáissico com quase rompimento ao longo de plano axial; de d) a f) Exemplo de progressão da deformação sob gnaisses e migmatitos tonalíticos neoproterozoicos, em g) Dobras cilíndricas da fase de encurtamento crustal preservadas, que a medida se aproximam de zona de alta deformação são estiradas e limbos paralelizados a zonas transcorrentes dextrais e h) Mesma rocha totalmente transposta com  $S_1/S_2/S_3$  paralelizados; de i) a j) Exemplo de transcorrência dextral em granitos miloníticos com  $L_x$  sub-horizontal e veio extensional de mesma fase marcando posição de  $\tau_1$  a NE/E; k) Feição da deformação e interferência de fases em escala mesoscópica materializada nos ressaltos do afloramento; em l) e m) O mesmo padrão anterior observado em escala centimétrica marcada pela transposição das zonas de cisalhamento ( $S_3$ ) de estruturas e superfícies metamórficas prévias  $S_1/S_2$ ; n) Dobras dextrais paralelizadas a bandamento e foliação; o) Sigmoides dextrais em veios e quartzo cisalhados.

A figura 4.12 é um esboço de campo, resultante da composição de afloramentos e exemplifica este domínio estrutural. Integram rochas do embasamento e intrusões neoproterozoicas em zona de transcorrência em zonas de baixo e alto strain.

Observa-se na sequência da figura 4.12 uma área de deformação progressiva na encaixante e na intrusão, desde discretas bandas miloníticas em granodioritos (A1), para uma foliação protomilonítica em granodioritos e granitos (A2), até intrusões graníticas grosseiras com pouca deformação (A3). Estruturas em *mullions* e outras feições são continuamente transpostas e paralelizadas lateralmente para áreas de maior strain.

Na sequência de B1 a B4, observa-se a relação de composição tectônica em zona de alta deformação entre a encaixante e intrusão de hornblenda sienogranitos com injeções paralelas a foliação e bandamento pré-existente, deformados a *posteriori* em zonas transtracionadas. Em perfil observam-se os contatos retos da intrusão e de assimilação da encaixante de composição heterogênea formada por metadioritos, metatonalitos e metagranodioritos. Em planta apresentam feições sigmoidais de cinemática dextral.

A sequência C1 e C2 indicam a encaixante fora da zona de alteração da intrusão, com bandas anfíbolíticas e tonalíticas deformadas. D1 e D2 mostram as bordas da intrusão e encaixante com zona hidrotermal métrica e ocorrência de granadas centimétricas no contato da encaixante.

#### 4.3.6 - Domínio Dúctil Transcorrente-Transtracional

Este domínio, praticamente abrange e sobrepõem-se às áreas da fase deformacional anterior, sendo seus resultados progressivos em relação a esta. Contudo, o limite entre o embasamento a leste e o contato com os arcos neoproterozoicos a oeste, apresenta-se como uma região, onde os efeitos são mais eficientes e responsáveis pela criação de espaço para alojamento de corpos pegmatíticos mineralizados.

As principais figuras deformacionais são extensionais e/ou transtracionais e materializadas em *boudinagem* das estruturas das fases anteriores, dobras rompidas, bandamento gnáissicos rompidos, dobras estiradas, estruturas *pinch & swell*, *gash veins*, veios de cisalhamento e extensão em geral, fotografia 4.7 (a) a (d).

Marcam um período pós-encurtamento e transcorrência em cujos diversos blocos crustais ten-

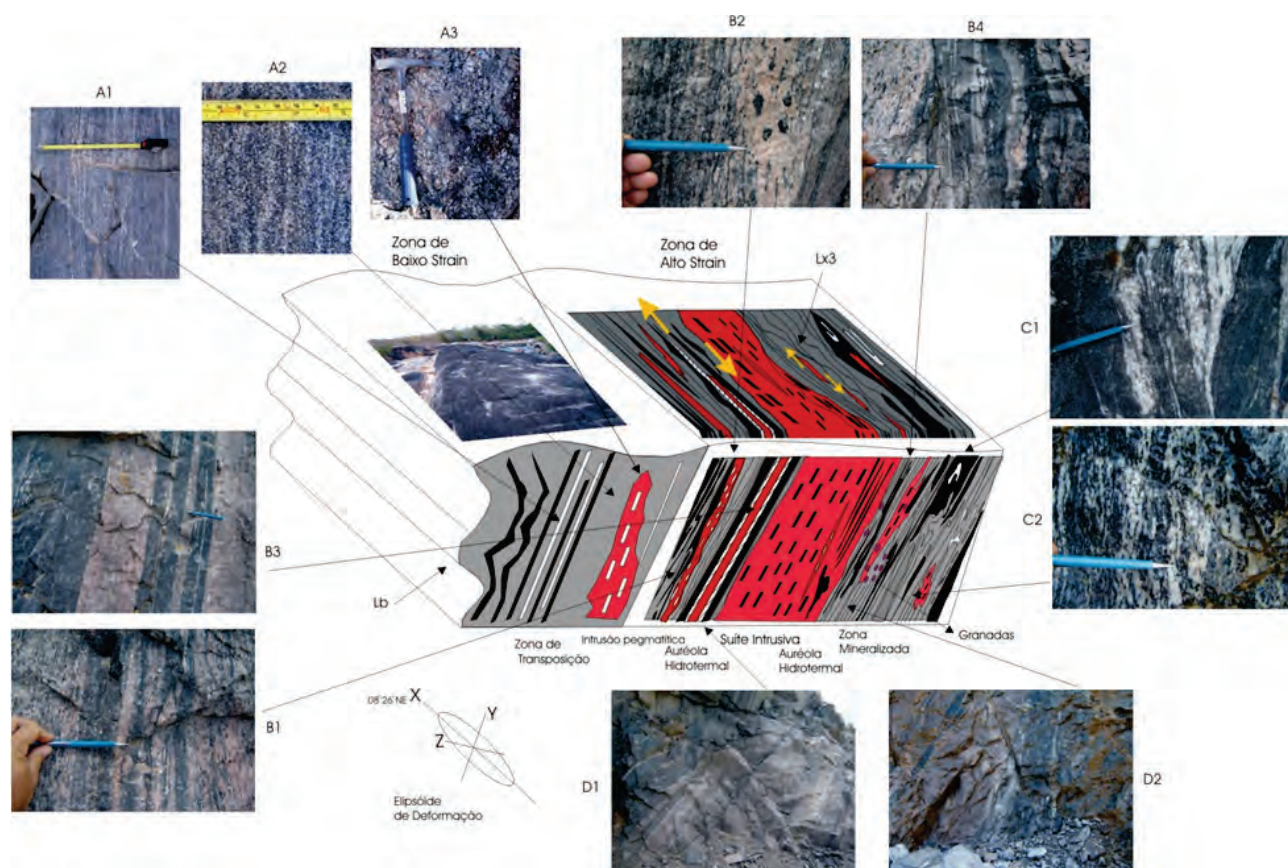
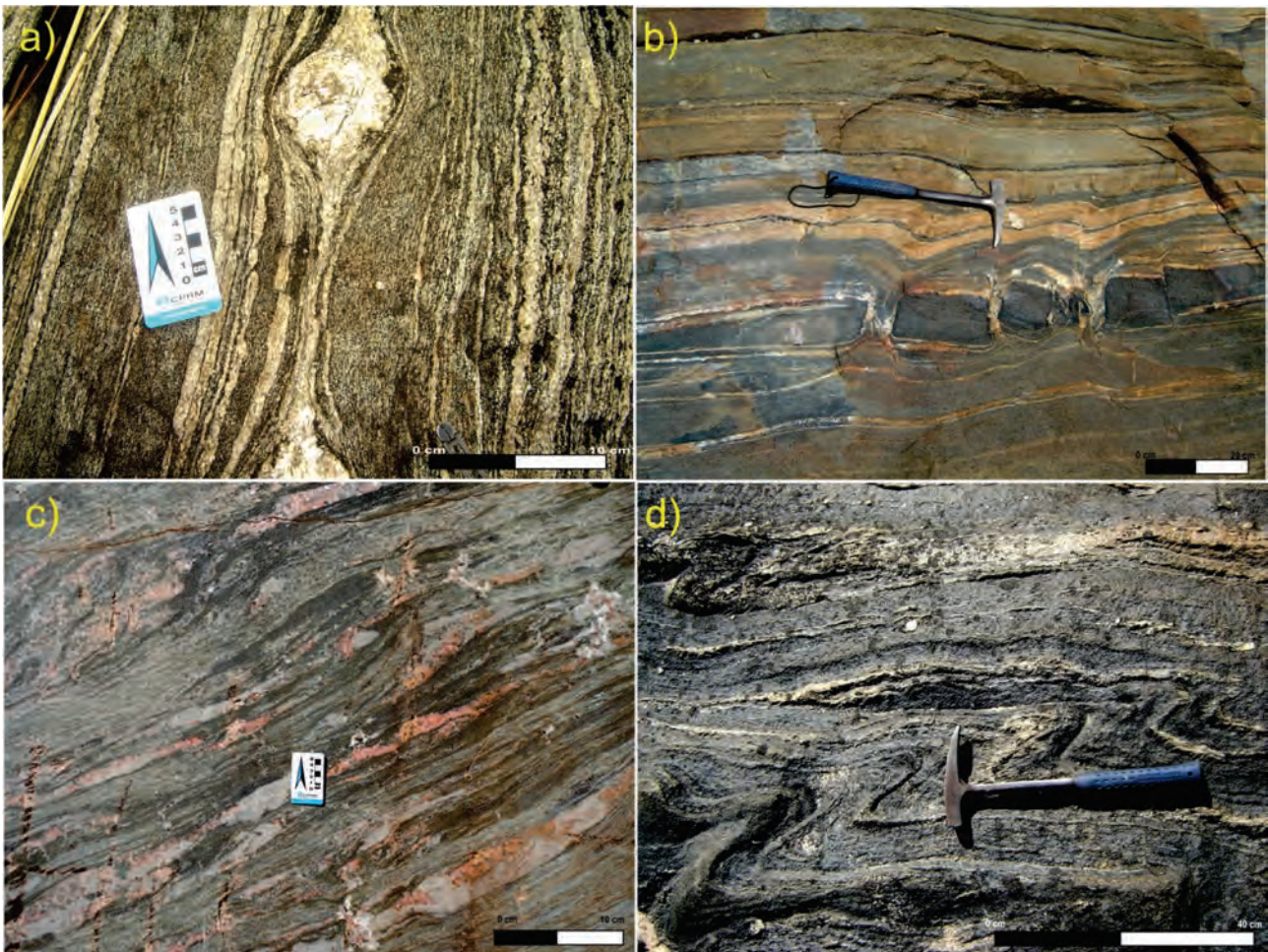


Figura 4.12 – Esboço composto dos afloramentos, integração com cerca de 150 m de extensão, dentro do domínio transcorrente, onde se observa lineação de estiramento com caimento subhorizontal para NE e demais feições descritas e comentadas no texto, (FRASCA;LIMA, 2010).



Fotografias 4.7 – Aspectos deformacionais do Domínio Transcorrente-Transtraccional. a) Estruturas do tipo pinch & swell formadas por estiramento de bandamento pós fase de dobramento; b) Boudins são as feições mais típicas encontradas, assim como c) e d) Estiramento da foliação e de dobras rompidas em progressão à fase de transcorrência

dem a se ajustar lateralmente e com isto geram espaço, estirando e fraturando unidades geológicas e estruturas previamente formadas em níveis crustais mais rasos.

O sistema de dobras geradas da fase compressional mais antiga (figura 4.6) são regionalmente *boudinadas* e rompidas durante estas extensões com caráter direcional.

Muitos corpos graníticos de fonte crustal se alojam nesta fase tardia. Os granitos tipo Mata Azul e parte da Suíte Lajeado se acomodam nas aberturas geradas neste sistema. As intrusões são parcialmente forçadas, e caracterizadas pela presença das encaixantes nas bordas e nas zonas apicais e cúpulas da intrusão granítica.

De maneira geral, os corpos ajustam-se de forma paralelas às discontinuidades pré-existentes, e preferencialmente ao longo de falhas transtraccionais, onde é gerado mais espaço para seu posicionamento em nível crustal raso, com grandes trocas térmicas e de fluidos com as encaixantes e com a formação de halos de alteração muitas das quais mineralizadas em gemas granada e turmalina.

#### 4.3.7 - Domínio Isótropo

Neste domínio se encaixam os corpos anorogênicos da Suíte Ipueiras (2.0 Ga), relacionados ao final do Evento Transamazônico, a Suíte Alcalina do Peixe (1.4 Ga) e nos granitos pós-orogênicos ou pós-colisionais da Suíte Lajeado de idade neoproterozóica (540-530 Ma). Internamente estes corpos são muito homogêneos e as deformações circundantes deixaram registro nas bordas como padrões de fraturas, zonas cataclásticas de direção média NE.

As poucas feições deformacionais existentes internamente nestas áreas são de idade brasileira, e são de caráter rúptil, a rúptil dúctil, geradas por nucleação de fraturas com entrada externa de fluidos e formação de zonas miloníticas estreitas, métricas e confinadas.

#### 4.3.8 - Domínio Rúptil

Trata-se da última fase de deformação que afetou indiscriminadamente todas as unidades litostratigráficas. Constitui-se de um padrão de falhas e fraturas N56°W 86° SW, (figura 4.13), abertas e de

importância hidrogeológica. Sua cinemática não é bem conhecida, em certas áreas apresentam deslocamentos aparentes horizontais e em outras verticais. Presume-se que devam estar relacionados a esforços pós-cambrianos, pois afetam rochas das formações Serra Grande e Pimenteiras na bacia do Parnaíba.

Este sistema de fraturas parece controlar algumas seções retilíneas do rio Tocantins e demais córregos, transferindo a estas falhas e fraturas um conjunto ainda ativo. Falhas e fraturas associadas ao Lineamento Transbrasiliano conforme descrito no item 4.1.1 deste capítulo são também responsáveis por reativação neogênica observável na figura 4.14, na proximidade à jusante da Hidrelétrica de Peixe, onde se observa o canal principal do rio Tocantins deslocado ao longo de linha de falha.

Estes sistemas são também responsáveis pelos depósitos terciários e bacias balizadas por dois grandes lineamentos NW. Estes sedimentos se distribuem em uma grande área, com cerca de 2200 km<sup>2</sup> no centro sul e que estão atualmente sendo retrabalhados por drenagens quaternárias.

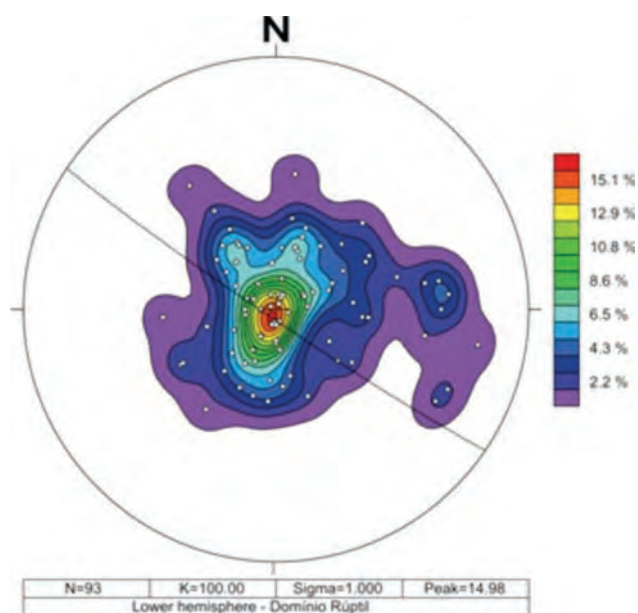


Figura 4.13 – Estereograma com as superfícies das falhas e fraturas abertas em alto ângulo e direção NW, (93 medidas).

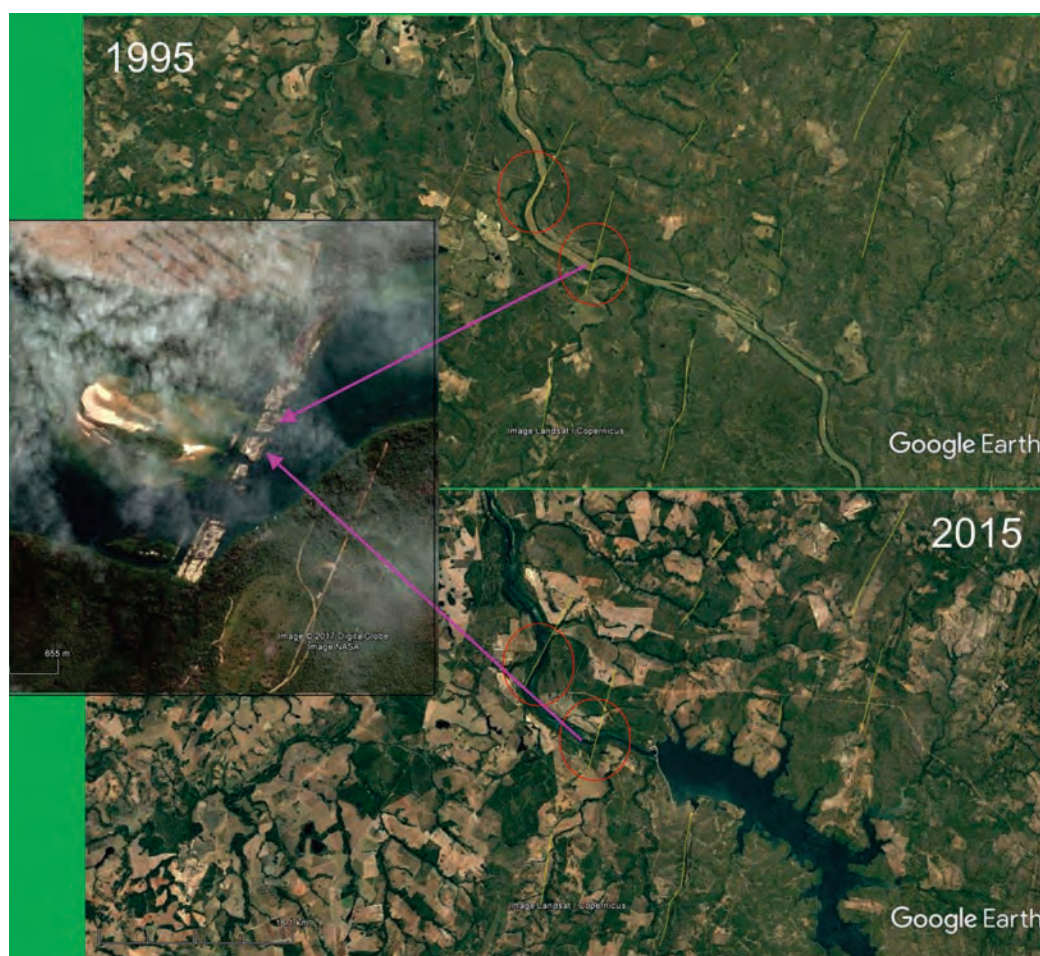


Figura 4.14 – Composição com imagens LANDSAT – Google Earth de 1995 e 2015 mostrando trecho do rio Tocantins e sistemas de fraturas NE associadas ao Lineamento Transbrasiliano. Nota-se (em destaque círculo vermelho) à jusante da barragem de Peixe o deslocamento do curso do rio ao longo de falha materializada (detalhe em zoom) em um travessão. Esse ajuste do rio a falha não é apenas o contorno do rio, mas o desvio da rede causada por evento neotectônico.



## 5 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

### 5.1 - INTRODUÇÃO

A partir das informações coligidas no capítulo segundo deste relatório, somados aos dados de campo descritos nos capítulos três e quatro, presume-se que a evolução geológica da área em estudo, reúne uma complexa conjunção de ambientes geotectônicos que envolvem diferentes blocos crustais, de diferentes idades, submetidos à sobreposição de eventos metamórficos e estruturais, principalmente em sua fase final, no neoproterozoico.

A evolução que está sendo sugerida adota conceitualmente a classificação dos blocos proposta por Fuck et al. (2014), mais condizente com a geologia encontrada na porção setentrional do Orógeno Brasília e na porção centro-sul do Orógeno Araguaia. Neste sentido, segue-se a descrição cronológica, contextualizando os cinco principais blocos que fazem parte da Folha Alvorada, a saber: no Orógeno Brasília, i) o Bloco Crustal Natividade-Cavalcante; ii) o Maciço de Goiás, iii) os Arcos Magmáticos neoproterozoicos e o magmatismo colisional; no Orógeno Araguaia, iv) o embasamento paleoproterozoico, v) as sequências supracrustais e o magmatismo pós-colisional. A evolução geológica da região é marcada pela complexidade e formação de cada um destes terrenos. Apesar da independência dos mesmos, em termos isotópicos, as histórias se interligam, na medida em que as unidades estratigráficas paleoproterozoicas aparentam possuir evoluções e contextos em comum, desde 2.2 Ga, até o Cambriano e Recente.

O processo evolutivo da porção setentrional da Província Estrutural do Tocantins, com registros completos e incompletos, está inserido na dinâmica de vários ciclos de Wilson superpostos, com a formação de continentes e suas rupturas, a formação de crostas oceânicas e o amálgama de arcos acrescionários e colisionais, alguns de longa duração, conforme a concepção de Condie (2014).

### 5.2 - EVOLUÇÃO RIACIANA - AMÁLGAMAS DO PALEOCONTINENTE ATLÂNTICA/COLUMBIA (2.2 Ga-2.1 Ga)

O Grupo Água Suja, localizado no Maciço de Goiás, representa uma associação de rochas supracrustais admitida como de idade paleoproterozoica, cuja similaridade composicional e

temporal se confronta às sequências pertencentes ao Bloco Natividade-Cavalcante, em especial ao Grupo Riachão do Ouro e à Formação Ticunzal devido a:

i) presença de rochas vulcânicas máficas, *BIFs* e depósitos de grafite, que justifica a proposição de que, apesar de se encontrarem em blocos distintos, estas unidades poderiam fazer parte da evolução de uma bacia única, que fora tectonicamente desmembrada por eventos posteriores, (figura 5.1a).

ii) Os  $T_{DM}$  obtidos por Marques (2009) são amplos e variam entre 3.03 Ga a 2.63 Ga com  $\epsilon Nd$  negativos (-7.54 a -1.98). Se considerarmos as correlações com a Formação Ticunzal de idade Pb-Pb de  $2172 \pm 5$  Ma em xistos com grafita (GUIMARÃES et al., 2003) e apesar das limitações do método utilizado, poder-se-ia inferir e posicionar a bacia Ticunzal em idades paleoproterozoicas e de classificação geotectônica ainda indefinida.

Ainda levando-se em consideração as relações de campo e os dados geocronológicos de granitóides de afinidade TTG do Complexo Almas Cavalcante intrusivos no Grupo Riachão do Ouro, datados por Cruz (1993) e Cruz et al. (2000), com idade em torno de 2.2 Ga (U-Pb SHRIMP), posicionariam esta bacia em idades ainda mais remotas.

Supõem-se, desta forma, que os grupos Água Suja e Riachão do Ouro e a Formação Ticunzal, representem fácies de uma bacia única paleoproterozóica do tipo "MORB" com metabasaltos de afinidade tholeiítica, de baixo  $TiO_2$ , alto Fe (13,77%), baixo MgO e enriquecidos em CaO, conforme descritos por Cruz (1993) em posição de base, *BIFs* com ferro e manganês, bem como a presença da grafita que seriam produtos vulcanogênicos distais e com sedimentação pelítica mais profunda e os psamitos interpretados como porções de borda ou limites desta bacia precursora.

Por volta de 2.2 Ga até 2.1 Ga, importantes eventos de natureza orogênica acrescionária e depois colisional ocorrem nas bordas ou internamente ao paleocontinente Colúmbia (ROGERS; SANTOSH, 2002) / Atlântica (ROGERS, 1996) marcando um período médio do Ciclo Transamazônico na região e assinalam também uma etapa temporal de construção das primeiras plataformas continentais em torno dos núcleos arqueanos estáveis. A bacia gerada na fase anterior é parte do embasamento ou foi envolvida no evento orogenético.

Os autores deste projeto consideram que as unidades estratigráficas: complexos Almas-

Cavalcante, Porto Nacional e Rio dos Mangues e Suíte Aurumina, de idade riaciana, que fazem parte do embasamento setentrional dos Orógenos Brasília e Araguaia, possuem fortes evidências químicas, geotectônicas, geocronológicas e isotópicas que sugerem que elas estão inter-relacionadas e com histórias geológica e evolutiva comuns.

O Complexo Almas-Cavalcante é representado por terrenos tipo TTG, (tonalitos-trodjhemitos e granodioritos) (CRUZ;KUYUMJIAN, 1998), formado por duas suítes: A Suíte TTG<sub>1</sub>, constituída por granitos foliados ricos em anfibólio, mais antiga e a Suíte TTG<sub>2</sub>, mais jovem, composta por vários plútons graníticos ovais, intrusivos nas rochas da Suíte TTG<sub>1</sub>, sendo ambas intrusivas nas supracrustais dos grupos Água Suja e Riachão do Ouro.

Cruz e Kuyumjian (1996, 1998), citam que ambas suítes possuem afinidade calcialcalina, sendo a TTG<sub>1</sub> de afinidade metaluminosa e a TTG<sub>2</sub> com tendência peraluminosa e relacionam as rochas do complexo como formadas em ambiente de subducção e de arco magmático. A suíte TTG<sub>1</sub> derivaram, provavelmente, da fusão parcial da cunha mantélica contaminada, enquanto a suíte TTG<sub>2</sub>, peraluminosa, resulta da fusão parcial de metabasaltos de litosfera oceânica subductada, (figura 5.1b).

Na região de Arraias, Natividade e Almas Cruz, Junior e Rodrigues (2001) apresentaram idades U-Pb SHRIMP do Complexo Almas Cavalcante de 2200±5 Ma em anfibólio tonalito da Suíte TTG<sub>1</sub> e variando entre 2204±4 e 2206±5 em tonalitos da Suíte TTG<sub>2</sub>.

Dados T<sub>DM</sub> deste projeto expuseram idade neo-arqueana, em biotita metatonalitos gnáissicos com valores de 2.61 Ga e com valores de εNd(T<sub>2,3</sub>) de -1,93. Fuck, et.al., (2001, 2014), obtiveram idades-modelo T<sub>DM</sub> entre 2.3 a 2.4 Ga. Idades modelo acima de 2.5 Ga são também encontradas com valores de 3.04 Ma e 2.88 Ma e εNd(t) de -8,58 a -7,09 em biotita granito gnaisse, respectivamente. Estes mesmos autores encontraram idade U-Pb em gnaisse granítico de 2394±43 Ma interpretando-a como idade de cristalização do protólito granítico.

O embasamento dos orógenos Araguaia e Brasília está representado pelo conjunto formado pelos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, pelas suítes Serrote e Plutonovulcânica Ipueiras conforme referencias do capítulo terceiro.

O Complexo Porto Nacional, segundo a proposição original de Costa et al. (1982) compreende: i) rochas ortoderivadas (granulitos ultramáficos, piroxênio granulitos, hornblenda granulitos, granada granulitos e enderbitos); ii) rochas paraderivadas (kinzigitos) e iii) mobilizados de anatexia (leucossoma de kinzigito, charnoenderbito e trondhjemito).

Segundo Scandolaro *op cit.* Ribeiro e Alves (2017), os dados litoquímicos das rochas básicas do Complexo Porto Nacional indicam fontes diversas. Todavia, os autores sugerem, com base em valores e relações de elementos incompatíveis, que estas rochas possuem características de ambientes de arco magmático. As razões Th/Yb, Ta/Yb, Nb/Yb e Ce/Yb caracterizam rochas predominantemente tholeiíticas de arco com pequena alteração química gerada por fluidos na cunha mantélica em ambiente de subducção, (figura 5.1c).

As rochas ácidas a intermediárias do Complexo Porto Nacional são calcialcalina de média maturidade de composição sub-alcalina, peraluminosa a fracamente metaluminosa e médio a muito alto-K.

Ainda segundo Scandolaro *op. Cit.* Ribeiro e Alves (2017) no diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (para rochas paraderivadas) de gnaisses quartzo feldspáticos concentram-se no campo dos arcos de margem continental ativa ou arcos continentais e os protólitos dos gnaisses calcissilicáticos plotam no campo dos arcos oceânicos.

Coincidentemente, a mesma associação composicional ocorre com o Complexo Rio dos Mangues (COSTA et al., 1983) subdividido em rochas orto e paraderivadas e com idades de cristalização e química análoga ao Complexo Porto Nacional. As semelhanças entre as unidades sugerem, conforme também proposto por Ribeiro e Alves (2017) que ambas pertençam a um ciclo orogenético comum e arquivam as mesmas assinaturas e contexto geotectônico.

O Complexo Rio dos Mangues apresenta um magmatismo com características litoquímicas comuns ao evento de geração das rochas do Complexo Porto Nacional, ocorrido por volta de 2.1 a 2.0 Ga. As rochas ortoderivadas são de *trend* calcialcalino normal, peraluminosos a metaluminosos, com curvas de ETR com padrão enriquecido em ETRL e ETRP, com leve anomalia de Eu e um segundo padrão assimétrico enriquecido em ETRL, depletado em ETRP e com anomalia positiva de Eu, típico de ambientes de arcos continentais.

Frasca et al. (2010) citam que os episódios magmáticos paleoproterozoicos desta região, ao qual nominou de eventos E<sub>1</sub> e E<sub>2</sub>, apresentam características semelhantes às de rochas desenvolvidas em arcos magmáticos modernos, em especial, a rochas formadas em margens continentais ativas. Os padrões de ETR e multielementos dos granitos e granodioritos dos dois complexos mostram similaridades químicas entre si e que permitem inclui-los numa mesma unidade, com assinaturas compatíveis a granitoides de compartimentos de arco modernos (PEARCE et al., 1984).

As rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional Gorayeb, Moura e Barros (2000) possuem idades, obtidas pelo método Pb-Pb em zircão, entre 2097 Ma e 2153 Ma, resguardando-se as devidas restrições ao método para estas rochas. Em datação, pelo método U-Pb (LA-ICP-MS), em zircão proveniente de granulito ortoderivado de composição tonalítica, obtiveram a idade de 2170±4 Ma. Já no Complexo Rio dos Mangues estas considerações se mantem e as idades obtidas por Arcanjo e Moura (2000), pelo método Pb-Pb em zircão de gnaisses granodiorítico, são de 1891±73 Ma (5 cristais) e 2126±77 Ma (8 cristais) com idade média de 2014±36 Ma e de 2085±26 Ma em datação Pb-Pb obtida por Souza e

Moura (1996) e interpretadas segundo os autores como a idade de cristalização.

Semelhança maior está na composição das rochas paraderivadas dos dois complexos, incluindo a fácies granulítica. No Complexo Porto Nacional as idades de zircões detríticos em kinzigitos entre 2.1 e 2.2 Ga, (RIBEIRO;ALVES, 2017). Somam-se os dados de Gorayeb et al. (2000) que realizaram datações pelo método Pb-Pb em zircões obtendo a idade de 2.1±2 Ma para as mesmas rochas, e semelhantes as idades obtidas por Arcanjo e Moura (2000) nos gnaisses calcissilicáticos do Complexo Rio dos Mangues com idades muito variáveis entre 2012±20 Ma, a 2200±26 Ma.

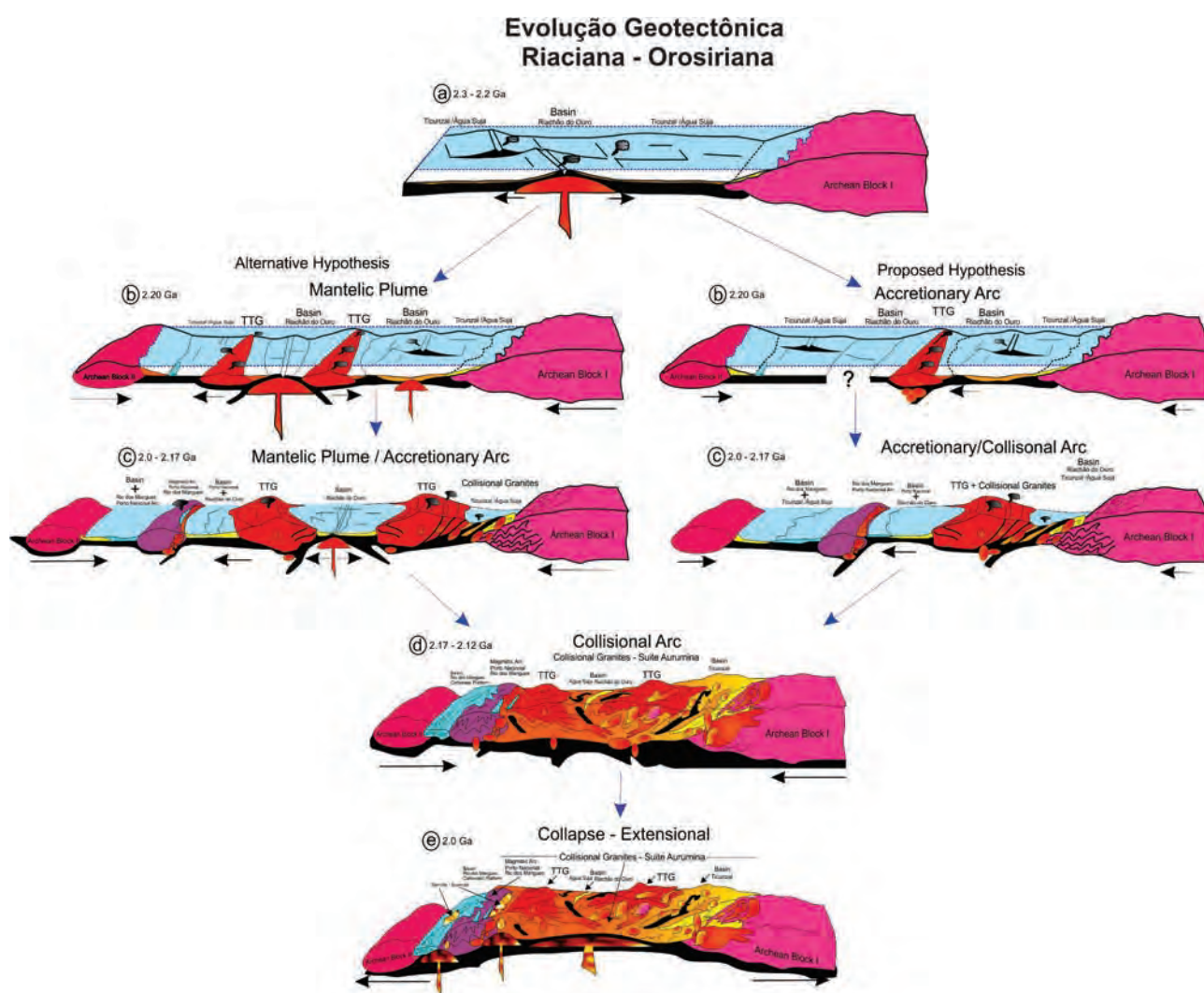


Figura 5.1 – Proposta de evolução geológica-geotectônica da porção do embasamento setentrional dos Orógenos Brasília e Araguaia, conforme descrito em texto: a) partindo-se de um ambiente oceânico (MORB) e plataforma às margens de um microcontinente arqueano com vulcanismo básico e deposição de sedimentos pelágicos e de borda continental, (Grupo Riachão do Ouro – centro vulcânicos e fácies laterais representados pela Formação Ticunzal e Grupo Água Suja); b) e c) O esboço acrescenta hipóteses para evolução crustal riacciana em sistema de plumas mantélicas ou de arcos acrescionários, para formação de terrenos tipo TTG, formados a partir da quebra e consumo de placa oceânica “quente”; c) acrescenta-se a formação dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, parte arco magmático e parte plataforma carbonática; d) Convergência e encurtamento do sistema com geração de granitos “tipo colisionais fechamento das bacias que passam a ser embasamento do sistema orogênico em 2.1 Ga; e) Em 2.0 Ga colapso orogênético, extensão e entrada de granitos anorogênicos da Suíte Ipueiras.



Dados isotópicos de Frasca et al. (2010) indicam idade-modelo Sm-Nd, em biotita metagranodiorito e tonalito gnáissicos, apresentando valores de 2680 Ma e 2060 Ma com valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  de -32,42 e -14,24, e  $\epsilon_{Nd}(T_{2.05})$  de -5,96 e +3,26 respectivamente.

Neste sentido as rochas calcissilicáticas podem representar o limite plataformal de uma bacia única para ambos os complexos. Esta bacia está em posição de adjacência a uma margem continental ativa conforme dados litoquímicos e isotópicos, caracterizada na ocorrência dos granodioritos gnáissicos e enderbitos (arco central exumado) em ambos complexos e com mistura de fontes crustais e mantélicas. O conjunto sugere similaridade a alguns arcos magmáticos modernos do Pacífico, Papua-Nova Guiné, Nova Zelândia e América Central.

A Suíte Aurumina definida conforme Botelho et al. (1999) é mais uma peça neste quebra-cabeça geológico. Compõe uma das partes do embasamento setentrional do Orógeno Brasília e é de forma unânime considerada um magmatismo riaciano, de natureza peraluminosa, tendo fonte  $\epsilon_{Nd}$  absolutamente negativa indicando sua origem crustal.

Na área do projeto, as rochas da Suíte Aurumina foram individualizadas em duas fácies a (PP2 $\gamma$ au3) mais sódicas e a fácies (PP2 $\gamma$ au4), porfiroclástica, mais potássica e mais fracionada. Ambas peraluminosas com *trend* calcialcalino de médio a alto-K, enriquecidas em ETR, com padrões bem assimétricos, em geral com enriquecimento em ETR leves (ETRL) e depleção nos ETR pesados (ETRP) e anomalias de Eu. Os dados litoquímicos apontam constância nos campos de ambiência tectônica com algumas variações. Todos os gráficos classificam a unidade como gerada em arco magmático de margem continental tendendo a colisão continental (figura 5.1d). A fácies PP2 $\gamma$ au3, confirma sua tendência mais primitiva na evolução tectônica, mostrando tendência para os campos de geração em arcos maduros sin a pós-colisão.

Dados U-Pb em zircões para as rochas da Suíte Aurumina, resultam em Idades entre 2.12 Ga a 2.17 Ga,  $T_{DM}$  entre 2.4Ga e 2.6 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -1 e -3 (BOTELHO et al., 2006), idades estas que se sobrepõem às demais unidades riacianas encontradas na área.

Desta forma, a concepção da evolução crustal transamazônica conforma para região um Ciclo de Wilson completo e orogenético de longa duração, contínuo e com formação de bacias tipo MORB com fácies marinhas profundas, vulcanogênicas e proximais (grupos Riachão do Ouro e Água Suja e Formação Ticunzal), desestabilização da bacia e acreções imaturas e juvenis representadas pela

Suíte TTG1 do Complexo Almas-Cavalcante em 2.2 Ga, evoluindo para uma margem continental ativa entre 2170-2085 Ma representada por parte dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues. Culminando de forma síncrona com colisão crustal e formação de magmatismo peraluminoso da Suíte Aurumina 2120 Ma e parte do Complexo Rio dos Mangues.

As supracrustais do complexo Porto Nacional e Rio dos Mangues representariam bacias internas ou adjacentes ao arco montado, como uma plataforma mais estabilizada em seu final ou de posição mais distante às zonas tectônicas em 2012 - 2100 Ma (figura 5.1c).

### 5.3 - A CONFORMAÇÃO OROSIRIANA - TESTEMUNHO DO MAGMATISMO ANOROGÊNICO (2.05 Ga).

O magmatismo anorogênico representado pelas suítes Plutonovulcânica Ipueiras e Serrote é envolvido para este contexto, embora se localize fora da área deste projeto, como mais um elemento do quebra cabeça, para auxiliar a interpretação de que os elementos que compõem o embasamento dos orógenos Araguaia e Brasília formam um bloco único com evolução em um contexto geológico comum, no Orosiriano.

A Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, formada por granitos e álcali granitos tardi-orogênicos a anorogênicos com rochas vulcânicas e básicas associadas, intrusivas nos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, representa um período de extensão crustal do final do Ciclo Transamazônico, com idade no intervalo 2054 $\pm$ 14 Ma (U-Pb em zircão - FUCHS et al., 2002) a 2107 $\pm$ 6 Ma (Pb-Pb em zircão - CHAVES; GORAYEB; MOURA, 2008). As idades modelo Sm-Nd variam entre 2.11 Ga e 2.20 Ga. com média em torno de 2.17 Ga; com valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  positivos e entre +2,3 e +3,53.

A Suíte Serrote é formada por um conjunto de corpos de granitóides leucocráticos, sienogranitos, sienitos, quartzo sienitos e álcali quartzo sienitos intrusivos nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Ribeiro e Alves (2017) dataram esta unidade pelo método U-Pb em zircão e obtiveram dois conjuntos de idade, um em torno de 2070 Ma e outro em torno de 2010 Ma. Os granitos desta suíte são fortemente diferenciados e mostram padrões de ETR com anomalias negativas de Ce, o que pode indicar fonte(s) mantélicas, além de fortes anomalias negativas de Eu. Scandola et al. (2017) sugerem que os granitoides da Suíte Serrote podem ser do tipo I, relacionados à fase sin-colisional da evolução de um orógeno ou, alternativamente, em função da relação Fe/Mg posicionados no campo

de superposição de granitos tipo I Cordilheiranos e granitos tipo A.

As semelhanças petrológicas (tardi a anorogênicas), petrográficas e geocronológicas entre as suítes Ipueiras e Serrote, suas relações de intrusão com unidades geológicas afins, sugerem que estas unidades se posicionaram no Orosiriano em um mesmo bloco (figura 5.1e) e com ambas as unidades fazendo parte de um contexto geotectônico único. Esta inferência baseada no magmatismo tardio colocaria os embasamentos dos orógenos Brasília setentrional e Araguaia meridional em senso evolutivo comum e que estes representem as mesmas configurações geotectônicas para esta porção.

#### 5.4 - O CICLO EXTENSIONAL ESTATERIANO - ECTASIANO (1.8 Ga -1.2 Ga).

Uma série de ciclos extensionais, não contínuos temporalmente, ocorre pós-amalgamas dos paleocontinentes Atlântica e Columbia. Os registros mais antigos estão marcados na formação de um *rift* intracontinental com vulcanismo bimodal e sedimentação imatura do Grupo Arai, por volta 1.77 Ga (PIMENTEL et al., 1991), (figura 5.2b).

O Grupo Arai exibe valores de  $\epsilon_{Nd}(T_{1.77})$  que variam entre -1,5 e -5,9 para as rochas vulcânicas e -1,5 a -4,4 para as sedimentares, indicativo de forte contaminação crustal, Pimentel e Botelho (2001).

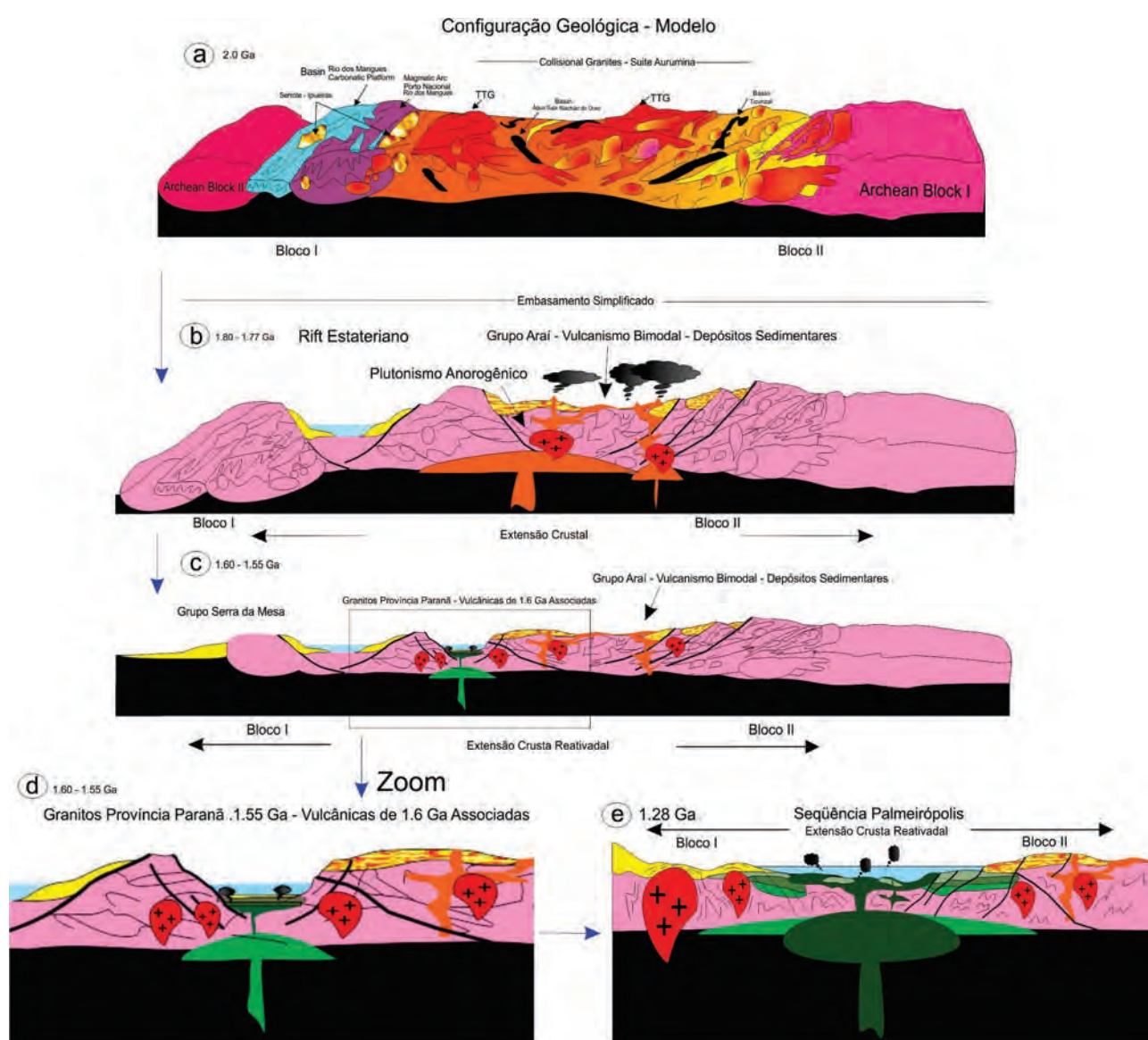


Figura 5.2 – Proposta de evolução geológica-geotectônica da porção do embasamento setentrional do Orógeno Brasília para o Ciclo Extensional Estateriano-Ectasiano. a) Embasamento da área conforme exposto na figura 5.1; b) Embasamento simplificado (em rosa) e instalação dos rifts do Grupo Arai; c) e d) Detalhe da retomada extensional não progressiva em torno de 1.6 Ga, com intrusões dos granitos da província Paraná e Tocantins, com vulcânicas básicas associadas; e) Nova extensão de crosta por volta de 1.3 Ga e tentativa de processo de oceanização marcada nas sequências vulcanossedimentares da área, extensão esta responsável pela separação de blocos crustais anteriormente amalgamados.

Os valores de TDM das vulcânicas encontram-se entre 2,59 e 2,20 Ga e dos sedimentos, entre 2,41 e 2,16 Ga, indicando que o vulcanismo do Grupo Arai teve a participação de magmas derivados de crosta paleoproterozoica e sedimentos produzidos pela erosão desta mesma crosta, com limitada contribuição de fontes arqueanas, Pimentel e Botelho (2001).

Segue-se à consolidação do *Rift* Arai, um longo período de estabilidade e quiescência tectônica, com pouco registro de atividades vulcânicas e ausência de depósitos sedimentares. Os registros seguintes estão representados pelos depósitos do Grupo Serra da Mesa, uma sequência pós-*rift* marinha e transgressiva (DARDENE et al., 1997, 1999), depositada em ambiente plataformal raso, entre 1,6 e 1,47 Ga, Dardenne (2000).

Dardenne et al. (2003) posicionam o Granito Serra Dourada em 1.55 Ga. Pimentel et al. (1991b) em 1574 Ma e Rossi, Cocherie e Lahondre (1992) em 1578 Ma. Todas as datações pelo método U-Pb em zircão e interpretados como intrusivo no Grupo Serra da Mesa, destacando a presença de apófises desse granito nos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa, sugerindo que os xistos e quartzitos são mais velhos que 1.6 Ga. Segue-se a intrusão das rochas da Suíte Alcalina do Peixe de idade U-Pb em zircão de  $1.503 \pm 5$  Ma (KITAJIMA, 2002), de 1.47 Ga (ROSSI et al., 1996), (figura 5.2c e d).

Estes dados permitem considerar que os metassedimentos Serra da Mesa foram depositados em um intervalo entre 1.574 e 1.470 Ga, o que pode corresponder ao período da transgressão pós-*rift* para o Grupo Arai (DARDENNE, 2000). Todavia, estas intrusões evidenciam um evento mantélico e de caráter extensional que rompe o embasamento e bacias paleoproterozoicas, marcando um período de ampliação das bacias e adelgaçamento crustal.

Por volta de 1.3 Ga acontece a retomada dos ciclos tectônicos, com extravasamento dos metabasaltos toleíticos da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis e intrusão das porções superiores do Complexo Cana Brava, marcando mais um rompimento de crosta. Este evento baliza a tentativa ou um princípio de processo de oceanização da área e a formação de MORB's, (figura 5.2e).

Conclui-se que neste longo intervalo de tempo o continente formado passa, nesta região, por, no mínimo, três grandes períodos de ruptura e foi submetido a processos extensionais, com formação de *rift's* e bacias sedimentares, com e sem vulcanismo associado, com sedimentação plataformal e aberturas com tendências a oceanização.

## 5.5 - A OROGÊNESE BRASILIANA - AMÁLGAMA DO GONDWANA

No intervalo entre 1.3 Ga a 1,0 Ga observa-se a inexistência de registro geológico de relevância. O evento seguinte inicia com a intrusão das alcalinas da Suíte Monte-Santo-Serra da Estrela (LINDENMAYER;LINDENMAYER, 1971); Costa et al. (1983), associada à fragmentação do Rodínia e ao início da abertura do Orógeno Araguaia, evoluindo para uma rotina de extensões crustais e depósitos basinais anteriores para formação de arcos e acreções.

Segundo Condie (2011), a fragmentação do Rodínia aconteceu em torno de 750-600 Ma. Entretanto, nesta região parece ter iniciado um pouco antes, por volta de 1000 Ma. Este evento ocorreu sobre representantes de antigas áreas cratônicas, resultando em uma nova configuração. Este período é marcado pelo início dos orógenos Araguaia e Brasília como cinturões neoproterozoicos da Província Estrutural do Tocantins. Frasca (2015) descreve esses eventos na Folha Alvorada com a seguinte evolução (figura 5.3):

Os orógenos e arcos magmáticos desenvolveram-se durante a quebra do continente Rodínia e da amálgama do W-Gondwana, como consequência da colisão e colagem de blocos alóctones, arcos acrecionários, colisionais e sequências metavulcanossedimentares correlatas entre os crátons Amazônico e São Francisco-Congo.

Na porção setentrional do Orógeno Brasília, rochas plutônicas calcialcalinas de arco magmático se estendem por mais de 250 km e constituem a extensão do Arco Magmático de Goiás (AMG). Apresentam na área estudada características estruturais diversas dos setores de arco ao sul. A distribuição das rochas de arco e embasamento está controlada pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB) que constitui peça fundamental na macroestruturação regional.

O LTB deformou e balizou os arcos magmáticos distintos entre os blocos de embasamento, ao passo que lascas da infracrosta se inseriram nos arcos, formando uma rede intrincada de blocos com características químicas e isotópicas díspares. Todos estes elementos tectônicos em conjunto compõem, por definição, um complexo orogênico. Para identificação dos diversos segmentos e eventos tectônicos Frasca e Lima (2010), Frasca (2015) realizaram mapeamento, litoquímica, datação U-Pb e isótopos de Nd em um grupo específico de tonalitos e granodioritos, principalmente.

Ocorrem na região no mínimo dois arcos neoproterozoicos sobrepostos: o primeiro com

características litoquímicas de arco insular, sem participação de crosta antiga, correlacionado à acreção do Arco de Mara Rosa, de idades U-Pb entre  $848 \pm 4$  Ma a  $810 \pm 4$  Ma,  $T_{DM}$  entre 1480 e 910 Ma e  $\epsilon_{Nd(T840)}$  com valores de +1.56 a +5.14, sugerindo fontes juvenis. As atividades neste período se encerram em torno de 794 Ma a 778 Ma, marcada na parte inferior dos complexos acamadados sob condições metamórficas de fácies anfíbolito a granulito, 700°C a 800°C e 6 a 8 Kb, Ferreira Filho et al. (1994), Ferreira Filho e Pimentel (1999), e marcam o “*docking*” do arco insular ao embasamento continental, (figura 5.3a e b).

Um segundo evento tecto-magmático mais jovem, denominado Arco de Santa Terezinha de Goiás é formado por um magmatismo calcioalcalino de origem em uma margem continental ativa, que está na área representado pelas rochas do Complexo Porangatu, (figura 5.3c) Este evento marca o período de consumo do Oceano Pharusian, registrado pelas rochas máficas Quatipuru, e pelos restos máficos e ultramáficos ofiolíticos da Serra do Estrondo, e ultramáficos do Complexo de Canabrava, (*back arc*).

Neste evento são identificados três estágios evolutivos desde acrescionários até colisional: a) arco-contidente (transicional), b) colisional a pós-colisional e c) maduro, dentro da margem ativa.

O estágio arco-contidente possui fontes mistas e heterogêneas, parte reciclagem crustal, parte juvenil, com vários conjuntos de  $T_{DM's}$  localizados entre 2610 a 960 Ma, com predominância em torno de 1.2 Ga,  $\epsilon_{Nd}$  de -25.44 a +6.13. O Estágio colisional representa a maturidade química do arco. Possui valores elevados LILE e HFSE com anomalias positivas em Th, La, K e Zr e depletados em Ba, Nb, P e Ti, padrões assimétricos e enriquecidos em ETRL, depletados em ETRP com anomalias negativas de Eu. Determinações U-Pb em zircão indicam idades de  $594 \pm 2$  Ma,  $586 \pm 3$  Ma e  $540 \pm 5$  Ma e zircões herdados do arco insular com idades  $822 \pm 15$  Ma,  $884 \pm 11$  Ma e 855 Ma,  $T_{DM}$  entre 2860 e 900 Ma e  $\epsilon_{Nd(T580)}$  de -22.42 a +2.84, a grande maioria negativa indicando retrabalhamento crustal com pouca contribuição juvenil. Marcam também o choque colisional e fechamento de orógeno, (figura 5.3d).

As rochas de tendência adakitica ocorrem associadas a este estágio. São tipo HSA (Alta  $SiO_2$ ), alto  $Na_2O > 4\%$ , baixas razões  $K_2O/Na_2O < 0.5$ , curvas de ETR muito fracionadas, sem anomalias de Eu, alto Sr (>631 ppm), baixo MgO% (<1.8, baixo), Y (<13 ppm), alta razão Sr/Y > 30 e >50(média), Yb (< 1.13 ppm), alta razão La/Yb (>45) e (La)n/(Yb)n (>30), baixo HFSE, como Nb < 8 ppm (média), Ta < 0.5 ppm (média). Possuem idades modelo heterogeneas as mais jovens entre 0.97 e 0.96 Ga com  $\epsilon_{Nd}(T_{0.58})$  entre

-0.60 e -0.95, indicando participação de material de derivação crustal. Determinações U-Pb em zircão apontam idades entre 590-540 Ma.

A interpretação petrogenética sugere uma fusão primária parcial abaixo de 5% na base da crosta máfica continental entre o campo rutilo eclogito e anfíbolito-hornblenda eclogito com anfíbólio-Cpx-granada-plagioclásio no resíduo.

Os adakitos mais jovens indicam um contexto pós-colisional com produtos de fusão derivados de delaminação da crosta inferior. O estágio maduro apresenta padrões com maior enriquecimento em HFSE e ETRL do que em LILE. As idades de cristalização são próximas a 540 Ma.

O LTB insere-se neste contexto como um complexo orogênico na porção setentrional do Orógeno Brasília constituindo uma intensa zona de cisalhamento transcontinental transcorrente e uma sutura crustal limitando diversos blocos com uma geometria de “*pop up*”, ou flor positiva, que amálgama os sistemas de arcos e o embasamento no W-Gondwana.

No orógeno Araguaia o embasamento desconectado, os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, são empurrados contra os setores de arco e partes continentais novamente, conforme a aproximação do bloco maior a oeste, (Cráton Amazônico). Os sedimentos plataformais são deformados e empurrados contra sua área cratônica, com lascas ofiolíticas embutidas tectonicamente à faixa.

Granitos tardios e rochas básicas pós-orogênicas analisadas apresentam fontes crustais e juvenis e  $T_{DM}$  entre 1490 e 820 Ma, com  $\epsilon_{Nd(T530)}$  de -1.11 a +4.26. Marcam o momento de delaminação e colapso orogênico e são representados por um magmatismo bimodal, tipo “AMCG”, félsico e máfico da Suíte Lajeado, máficas do Rio Crixás e Carreira Comprida e Rio Escuro.

Os últimos registros geológicos na Folha Alvorada só ocorrem no Cambriano com extensões localizadas, falhas normais e ingresso de diques e *sills* máficos de direção aproximada norte-sul que cortam as unidades geológicas e marcam também etapa extensional final de magmatismo, dados geocronológicos pelo método K/Ar obtidas por Almaraz (1967) op. Cit. Costa, Soares e Magalhães (1981), no curso do rio Tocantins encontraram valores de 495 Ma.

Outro grande hiato temporal ocorre sem evidências de processos tectônicos, magmáticos e deposicionais. Somente no Terciário e Cenozoico ocorrem depósitos sedimentares e a formação de bacias recentes relacionadas a evento neotectônico ou a mudanças locais do nível de base.

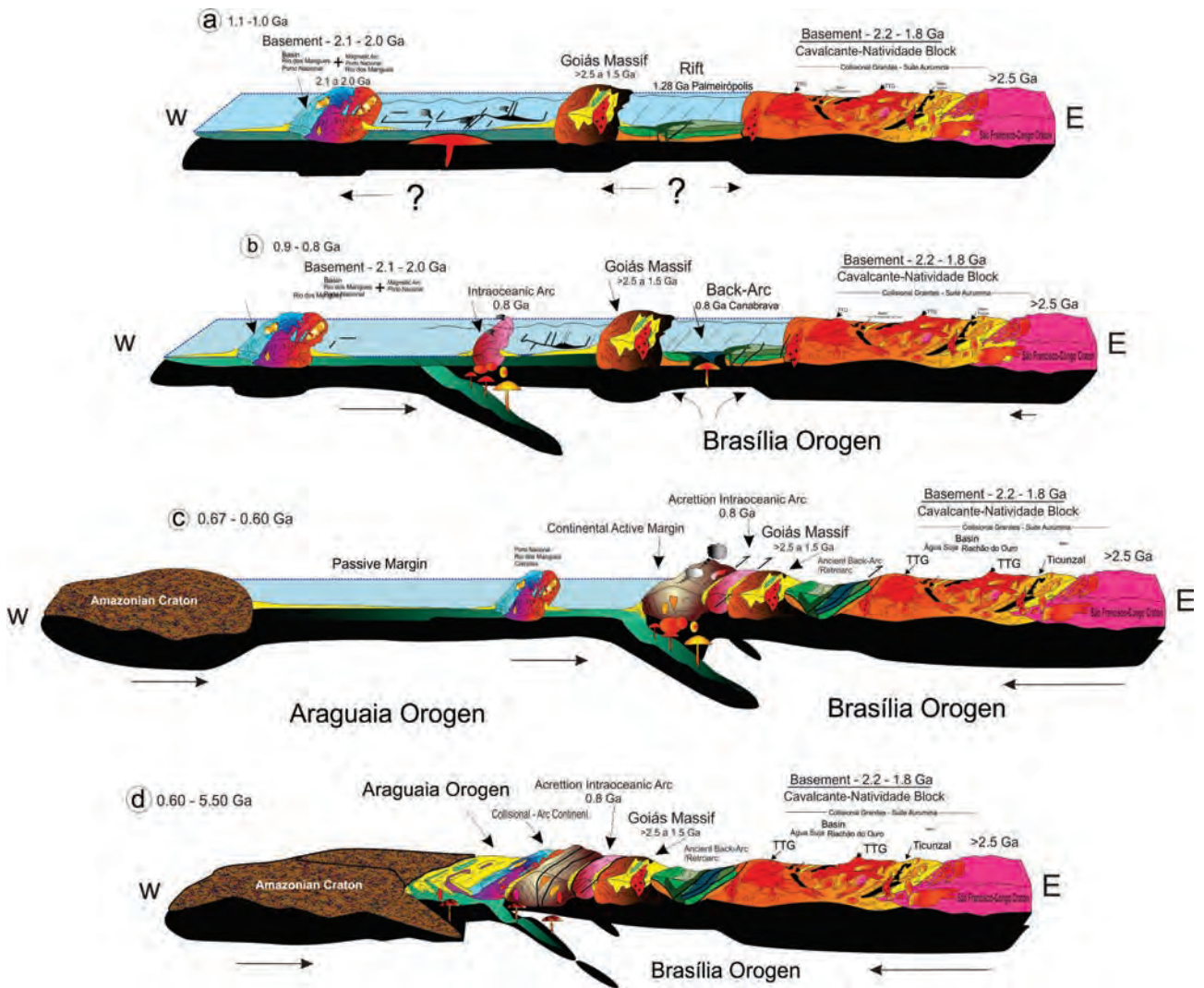


Figura 5.3 – Proposta de evolução geológico-geotectônica da porção do embasamento setentrional dos Orógenos Brasília e Araguaia. O esboço representa hipóteses para evolução crustal neoproterozóica em sistema de arcos acresionários (insulares e margem ativa e colisionais). Há gap temporal entre os arcos e colisão. a) Estágio proposto para os blocos na idade em torno de 1.0 Ga, com três massas continentais separadas e processo de oceanização; b) Entre 1.0 e 0.8 Ga ocorre quebra da crosta oceânica e formação de arco insular com vergência para leste. Criam-se extensões e bacia de tipo back-arc com intrusão de crosta máfica ultramáfica; a continuidade do processo de subducção traz consigo os outros pedaços crustais que estavam dispersos, Bloco Rio dos Mangues – Porto Nacional e o Maciço de Goiás; c) Em torno de 770-780, colisão e docking do arco insular e Maciço de Goiás contra continente, acompanhada de metamorfismo de fácies ganulítico, por volta de 670 nova quebra a borda com instalação de margem ativa que se mantém até os meados de 600 Ma, d) Fechamento colisional do orógeno com incorporação de parcelas de embasamento paleoproterozóica e crostas juvenis e crustais incorporadas ao longo do lineamento Transbrasiliano, que representa as diversas suturas entre os blocos distintos.

## 6 – GEOQUÍMICA

### 6.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo contempla a análise dos resultados da Prospecção Geoquímica (sedimento de corrente e concentrados de bateia) da Área do Projeto Sudeste do Tocantins correspondente a Folha Alvorada (escala 1:250.000) figura 6.1. O levantamento cobriu uma área de aproximadamente 18.000 Km<sup>2</sup>, com amostragem sistemática e análise multielementar.

A área foi selecionada em função da diversidade de ambientes geológicos, com ênfase para o potencial aurífero. O acesso aos pontos de amostragem foi facilitado pela localização da BR-153 que corta toda a área no sentido N-S e de várias cidades que se interligam através de estradas vicinais, destacando-se: Figueirópolis na porção norte, Porangatu na porção sul (em Goiás), a leste a cidade de Peixe, a sudeste a cidade de Palmeirópolis e a sudoeste a sede do município de Araguaçu.

A prospecção geoquímica constou da coleta de amostras de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia e teve o intuito de gerar informações sobre o potencial mineral, além de auxiliar o mapeamento geológico.

Em 1975 algumas porções desta folha foram amostradas pelo PGBC - Projeto Geoquímico Brasil-Canadá, tendo revelado algumas anomalias de Pb, Cu, Zn, Ni, Co e Cr associadas ou não. A integração

destas informações permitiu interpretar e classificar as áreas anômalas e identificar o potencial da região.

Todas as informações de campo foram registradas para posterior arquivamento, juntamente com os resultados analíticos, na base de dados geoquímicos da CPRM no GEOSGB, também disponibilizados em formato original, proporcionando aos usuários que façam suas próprias interpretações.

### 6.2 - MATERIAIS E MÉTODOS

A amostragem foi programada de uma forma sistemática, com densidade média de 01 amostra/15 Km<sup>2</sup>, e até 1 amostra para 5 Km<sup>2</sup> nas áreas com maior potencialidade mineral, com o objetivo de estabelecer as associações químicas e suas relações com a geologia.

As amostras de sedimento de corrente, num total de 354, foram coletadas em trechos retilíneos, ao longo do leito ativo das drenagens, de forma composta, 5 a 10 porções, ao longo de uma distância de cerca de 50 metros. As amostras foram acondicionadas em sacos de pano e plásticos, para minimizar os riscos de contaminação (fotografia 6.1 a e b). Para verificar a variância de amostragem e erros analíticos embutidos nos resultados, foram coletadas duplicatas e replicatas, respectivamente. A Figura 6.2 apresenta o mapa com a distribuição das amostras de sedimento de corrente.

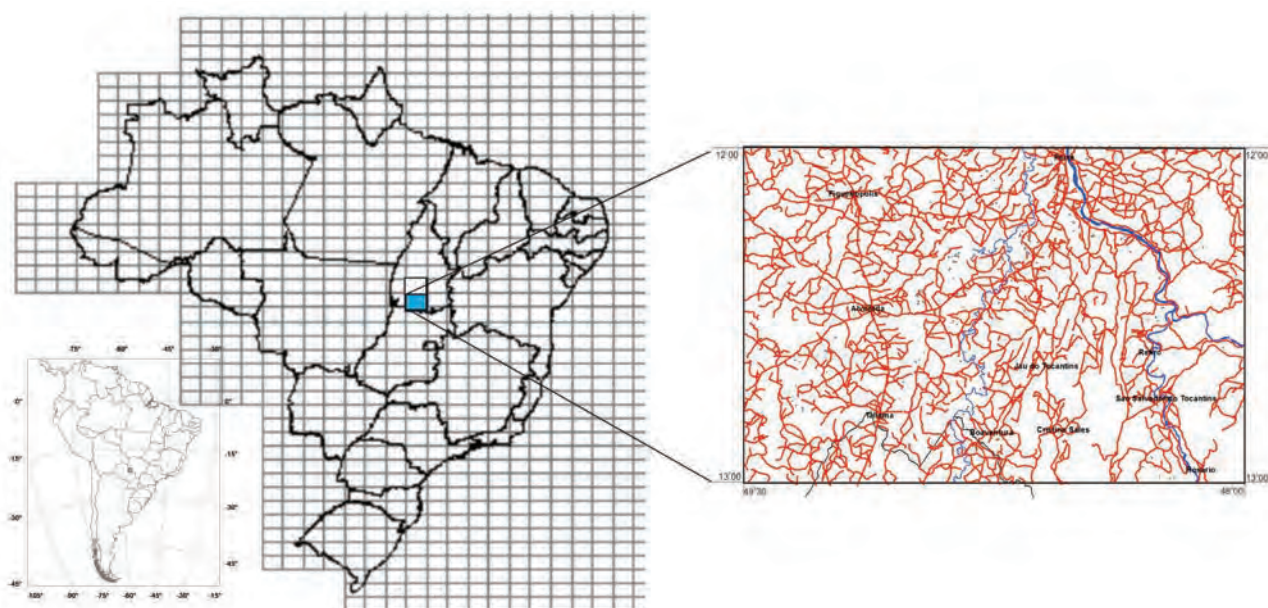


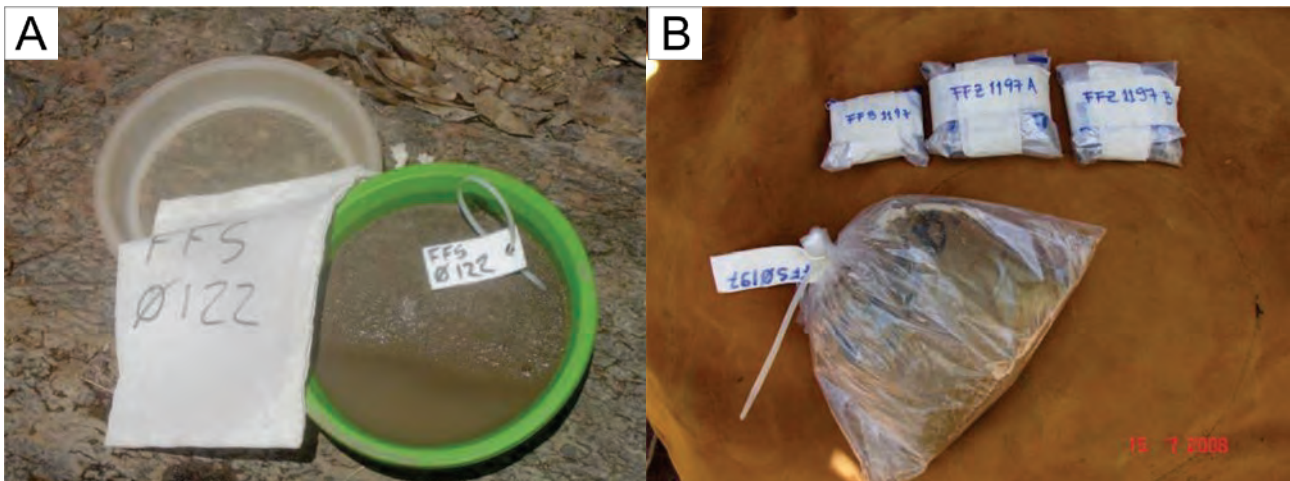
Figura 6.1 – Mapa de Localização da Folha Alvorada.

As amostras de concentrados de bateia foram coletadas de forma pontual, a partir de 20 litros de material aluvionar, obtidos logo abaixo do ponto de coleta da amostra de sedimento de corrente, preferencialmente em concentradores naturais (curvas, corredeiras, cachoeiras, marmitas). Estas amostras foram peneiradas e concentradas em batia, conforme fluxograma ilustrado na figura 6.3.

O kit (peneiras, bateia, pá, balde e sacos) utilizado na coleta das amostras de concentrado de bateia (volume de 20 litros), pode ser visualizado

na fotografia 6.2. O material foi concentrado e classificado no campo, para tanto, usou-se um conjunto de peneiras formado pelas malhas #4, #8, #16, #28 mesh e bateia.

A preparação das amostras de sedimento ativo de corrente seguiu os seguintes procedimentos: a) secagem à 60°C e peneiramento 80 mesh, b) pulverização e digestão com água régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O a 95°C por uma hora), c) diluição para 10 ml, d) análise de 53 elementos por ICP-MS.



Fotografia 6.1 –A) Amostra de sedimento de corrente; B) detalhe da preservação da amostra.

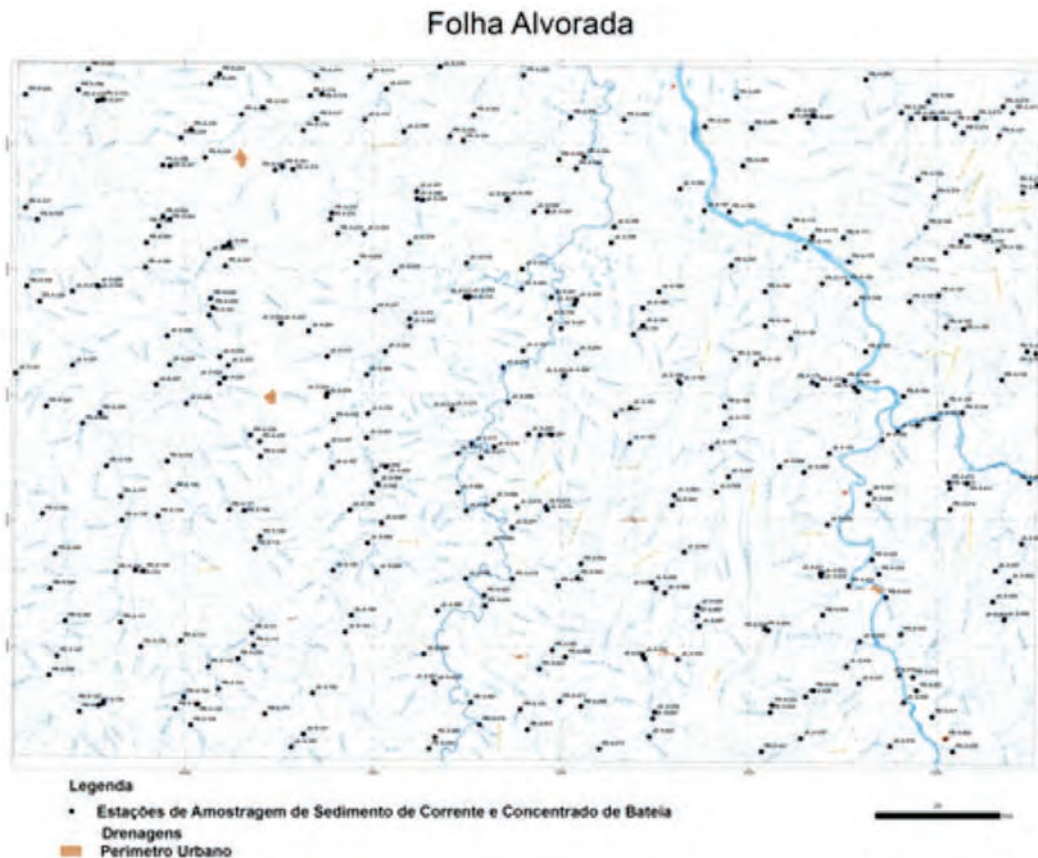


Figura 6.2 – Mapa de localização das amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia.

Os concentrados de minerais pesados foram analisados por mineralogia ótica semi-quantitativa no laboratório da Superintendência Regional da CPRM em Porto Alegre-SUREG-PA, usando a seguinte metodologia: As amostras são lavadas e colocadas em estufa para secagem. Depois de secas são divididas em quarteador *Jones*, separadas em duas partes, uma para reserva e outra para análise.

A amostra a ser analisada é então peneirada em malha de 0,300 mm para facilitar a separação dos minerais pesados em líquido denso. Em seguida é feita a separação magnética com o imã de mão e no Separador Eletromagnético *Frantz* para separação

dos minerais de diferentes intensidades magnéticas e, análise sob luz ultravioleta para a identificação dos minerais fluorescentes. Após estes procedimentos, é realizada a análise em lupa binocular para a identificação da porcentagem de cada mineral em relação a amostra. Os minerais de difícil identificação são encaminhados para análise por MEV (microscópio eletrônico de varredura).

As amostras de sedimento de corrente foram preparadas no laboratório de preparação de amostras da Superintendência da CPRM e Goiânia-SUREG-GO e analisadas nos laboratórios do ACME – Analytica Laboratories Ltd. no Canadá.

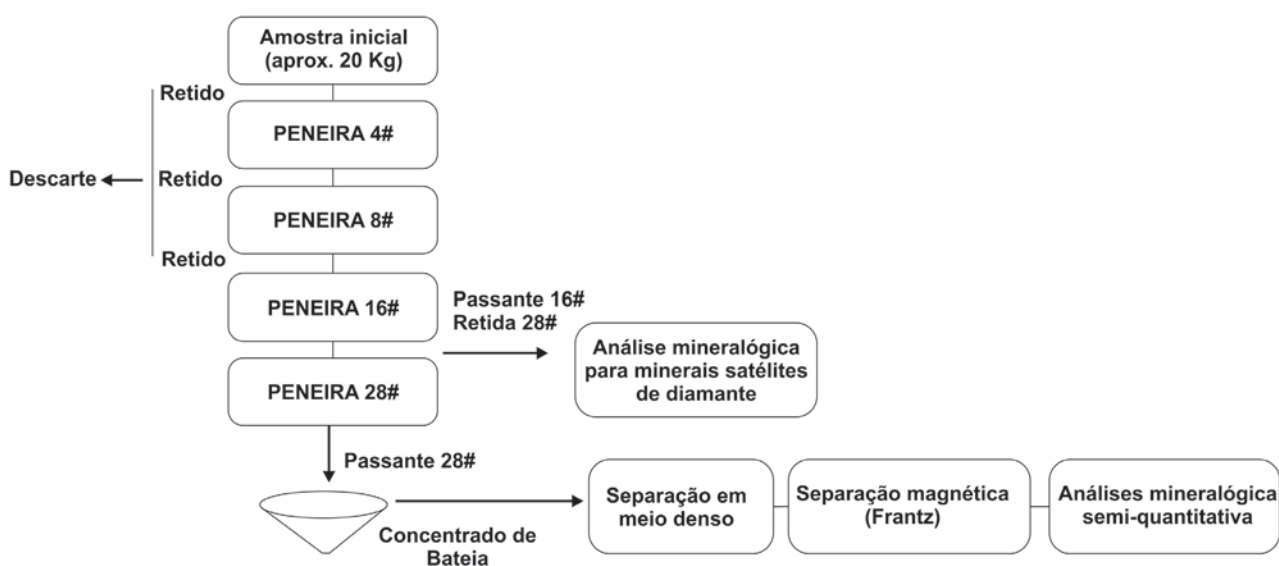


Figura 6.3 – Fluxograma para a coleta das amostras de concentrado de bateia e procedimentos de laboratório para a preparação dos concentrados de minerais pesados para a análise mineralógica



Fotografia 6.2 – Detalhes do kit utilizado na amostragem de concentrado de bateia.



Na Tabela 6.1 encontram-se os elementos analisados, com respectivos métodos analíticos e limites de sensibilidade, das amostras de sedimentos de corrente. As amostras de concentrado de bateia foram analisadas por mineralogia ótica semi-quantitativa, na SUREG-PA. Os estudos estatísticos, a matriz de correlação e os Mapas de Distribuição dos elementos foram realiza através do programa OASIS Montaj V. 6.1.

### 6.3 - INTERPRETAÇÕES DOS DADOS DE SEDIMENTO DE CORRENTE

A interpretação dos dados seguiu dois procedimentos básicos: a) Ordenamento das informações (dados analíticos) através de um tratamento simples (teste da variância, cálculo dos estimadores da população, estatística univariada e multivariada básica); b) Interpretação dos dados tratados à luz dos dados geológicos e de recursos minerais (escala 1:250.000) com ênfase na litoambiência e no arca-bouço estrutural.

### 6.4 - TRATAMENTO DOS DADOS DE SEDIMENTO ATIVO DE CORRENTE

A partir dos resultados analíticos desenvolveu-se tratamento estatístico dos dados com a determinação dos parâmetros básicos exemplificados a seguir:

#### 6.4.1 - Sumário Estatístico

Para a elaboração do sumário estatístico, os resultados inferiores ao limite de detecção do método analítico (< menor do que), foram divididos pela metade deste valor. As tabelas 6.2 e 6.3 contém o número de resultados definidos (RD), número de amostras coletadas (NA), os valores mínimos (VMin) e máximos (Vmax), média geométrica (Mgeo), desvio padrão geométrico (DPgeo), percentis de 25% - 50% e 75%, bem como os valores correspondentes aos *outliers* e extremos extraídos do *box-plots*. Foram elaborados dois sumários, uma vez que os conjuntos de resultados pertencem a pacotes analíticos distintos.

#### 6.4.2 - Estatística uni e multivariada

Com o auxílio do *software Statistica* foram examinadas, em detalhe, os Boxplots de cada elemento, objetivando identificar os *outliers* e os valores extremos para dar suporte na geração dos mapas de cada elemento.

Em seguida, utilizou-se a correlação de *Spearman Rank* dos dados brutos para estudar as relações entre os diversos elementos analisados (figuras 6.4 e 6.5). Os valores grifados em vermelho são correlações com valores significativos utilizando-se o coeficiente  $p=0,0001$ .

Tabela 6.1 – Elementos analisados e limites de detecção.

Elementos	Limite inferior de sensibilidade	Método
Au	0.2 ppb	
Ag	2 ppb	
Hg	5 ppb	
Cd,Cu,Mo,Pb	0.01ppm	
Sb,B	0.02 ppm	
Zn,Ni,Co,Ga,As,Sc,W,Se,Th,U	0.1 ppm	ICP-MS com digestão de Água Régia
Ba,Cr,La,Sr	0.5 ppm	
Mn,B	1 ppm	
V	2 ppm	
Te	0.2 ppm	
P,Na,Ti	0,00%	
Al, Fe, Mg, Ca, K, Ti	0,01%	
S,Te,Tl	0,20%	

Tabela 6.2 – Sumário estatístico dos dados da Folha Alvorada conjunto 1.

Elemento	RD	NA	Vmim	Vmax	Mgeo	Dpgeo	P 25%	P 50%	P 75%	outliers	extremos
Mo	182	248	0,05	0,50	0,10	1,72	0,05	0,1	0,1	*	>0,22
Au	40	250	0,25	97,5	0,31	2,13	*	*	*	*	*
Sn	59	250	0,5	15	0,64	2,13	*	*	*	*	*
Cu	248	248	0,4	26,10	4,19	1,97	3,075	4,3	6,55	>11,6	>17
Pb	248	248	0,4	17,40	3,75	1,70	2,8	3,9	5,125	>8,3	>14
Zn	248	248	1	31,00	6,55	1,75	4	7	10	>18	>30
Ni	248	248	0,2	44,70	2,01	2,29	1,17	2	3,3	>6,5	>10
Ba	248	248	22,5	3366,80		2,33	94,6	162,05	317,85	>650	>1000
Co	248	248	0,5	33,30	2,91	2,11	1,7	2,8	4,7	>9,2	>15
Cs	224	248	0,05	2,60	0,39	2,67	0,2	0,4	0,8	>1,7	*
Ga	248	248	1,3	23,90	4,70	1,70	3,4	4,45	6,5	>11	>16
Hf	248	248	2,9	267,60		2,48	10,25	22,4	38,15	>38	>120
Nb	248	248	1,3	284,80	9,62	2,52	5,1	8,95	17,45	>33	>50
Rb	245	248	0,6	152,80	12,13		6,6	13	24,9	>52	>80
Sr	248	248	2,3	446,00		2,70	11,2	19,75	44,57	>92,4	>150
Ta	248	248	0,1	25,20	0,97	2,61	0,5	0,8	1,7	>3,4	>5
Th	248	248	1	203,30	9,49	2,98	3,975	7,75	21,925	>47	>80
U	248	248	0,5	32,20	2,41	2,30	1,27	2,2	4,025	>8	>12
V	245	248	5	260,00			12	19	32	>62	>100
W	244	248	0,05	13,10	0,51	2,43	0,3	0,5	0,9	>1,8	>3
Zr	248	248	102,9	14197,30		2,61	368,52	858,8	1510,15	>3186	>4000
Y	248	248	2,7	237,00		2,36	11,07	19,4	33,22	>33	>100
La	248	248	2,2	565,40		3,39	8,7	18,2	58,55	>131	>200
Ce	248	248	4,8	1246,20		3,23	21,05	45,1	122,62	>270	>500
Pr	248	248	0,55	124,80	5,31	3,29	2,09	4,53	13,23	>28	>60
Nd	248	248	1,7	453,40		3,26	7,67	16,85	46,32	>101	>200
Sm	248	248	0,2	76,50	3,74	3,08	1,6	3,3	8,37	>18,6	>30
Eu	248	248	0,07	4,41	0,48	2,31	0,27	0,45	0,81	>1,56	>2,5
Gd	248	248	0,37	52,56	3,06	2,85	1,34	2,81	6,12	>13,7	>20
Tb	248	248	0,08	7,96	0,54	2,59	0,27	0,49	0,98	>2	>3
Dy	248	248	0,4	40,61	3,04	2,48	1,57	2,82	5,27	>10,7	>15
Ho	248	248	0,08	7,57	0,65	2,37	0,36	0,64	1,1	>2	>5
Er	248	248	0,32	24,11	2,10	2,27	1,19	2,03	3,61	>7	>12
Tm	247	248	0,06	3,74	0,34		0,21	0,32	0,58	*	*
Yb	248	248	0,37	24,24	2,26	2,17	1,41	2,14	3,91	>7,6	>12
Lu	248	248	0,07	4,01	0,38	2,14	0,23	0,36	0,68	>1,29	>2,5

Tabela 6.3 – Sumário estatístico dos dados da Folha Alvorada conjunto 2.

Elemento	RD	NA	Vmim	Vmax	Mgeo	Dpgeo	P 25%	P 50%	P 75%	outliers	extremos
Mo	106	106	0,02	0,49	0,09	1,91	0,06	0,09	0,15	>0,27	>0,4
Cu	106	106	0,72	28,23	4,40	1,99	3,14	4,855	6,65	>11,5	>25
Pb	106	106	1,75	16,99	4,93	1,58	3,78	4,76	6,38	>8	>14
Zn	106	106	0,9	27,3	6,86	1,85	4,8	6,85	10,75	>19	*
Ag	106	106	2	41	5,75	1,69	4	5	8	>14	>20
Ni	106	106	0,4	19,1	2,52	2,18	1,5	2,35	4,07	>7	>14
Co	106	106	0,3	32,1	3,02	2,36	1,62	3,1	5,3	>10	>18
Mn	106	106	11	850	93,43	2,33	52	94	164,75	>296	>500
Fe	106	106	0,07	4,85	0,54	2,45	0,28	0,57	0,96	>1,85	>3
As	77	106	0,05	1	0,12	2,01	0,05	0,1	0,2	>0,4	>0,8
U	104	106	0,05	3,3	0,35	2,31	0,2	0,4	0,6	>1,2	>2
Th	106	106	0,6	33,6	4,19	2,13	2,4	4,45	6,87	>11,3	>20
Sr	104	106	0,6	30	2,60		1,3	2,4	4,25	>8,5	>15
Cd	67	106	0,005	0,03	0,01	1,61	0,005	0,01	0,01	*	*
Bi	104	106	0,001	0,1	0,03	1,92	0,02	0,03	0,05	*	*
V	106	106	3	100	16,61	1,95	11,25	16	25	>46	>70
Ca	97	106	0,005	0,16	0,02	2,28	0,01	0,015	0,03	>0,06	>0,1
P	106	106	0,001	0,037	0,01	2,10	0,004	0,008	0,01	>0,023	>0,035
La	106	106	0,6	98,3	8,27	2,66	4,22	9,8	15,37	>30,9	>50
Cr	106	106	1,6	70,2	15,79	2,18	10,27	16	27,75	>49	*
Mg	73	106	0,005	0,16	0,01	2,57	0,005	0,01	0,03	>0,06	>0,11
Ba	106	106	8,6	156,6	30,30	1,80	18,37	30,7	45,67	>86	>140
Ti	106	106	0,006	0,17	0,03	1,90	0,017	0,02	0,03	>0,068	>0,12
B	68	106	0,5	3	0,88	1,66	0,5	1	1	>1	>2,8
Al	106	106	0,08	3,53	0,50	1,99	0,33	0,5	0,81	>1,51	>3
Na	104	106	0,001	0,03	0,00		0,001	0,002	0,003	>0,006	>0,01
K	71	106	0,005	0,17	0,01	2,47	0,005	0,01	0,02	>0,04	>0,06
Sc	106	106	0,2	12,9	1,42	2,05	0,9	1,4	2,17	>3,7	>6
Tl	56	106	0,001	0,12	0,01	6,25	0,001	0,02	0,04	>0,09	*
Ga	106	106	0,3	12	1,89	1,93	1,3	1,85	2,97	>5,4	>10

#### 6.4.3 - Mapa Geoquímico

Neste trabalho é aplicado o termo **anomalia** para os elementos com teores **significantes** ou **relevantes**, quando acima do *whisker* superior do *boxplot*. A posição geográfica dessas amostras em drenagens adjacentes e próximas, provavelmente se deve à continuidade espacial da fonte dos elementos considerados, sejam enriquecimentos normais em certas fácies litológicas, mineralizações ou litotipos em contraste com seus arredores.

Tais perímetros, aqui denominados de zonas de favorabilidade, podem ser considerados patamares ou platôs de alto background, nos quais, muito frequentemente, estão localizados os jazimentos minerais. As zonas de favorabilidade são representadas por bacias hidrográficas contíguas, que apresentaram um ou mais elementos químicos anômalos em comum. Foram representados em zonas anômalas (duas ou mais drenagens contíguas) e anomalias pontuais, disponíveis no mapa geoquímico.

Spearman Rank Order Correlations (Sheet1 in Imported\_Conj1)  
 MD pairwise deleted  
 Marked correlations are significant at p < .0001

Variable	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu						
Mo	1,00																																							
Cu	0,56	1,00																																						
Pb	0,48	0,56	1,00																																					
Zn	0,56	0,76	0,68	1,00																																				
Ni	0,59	0,80	0,64	0,78	1,00																																			
Ba	0,10	-0,06	0,06	0,17	-0,07	1,00																																		
Co	0,41	0,64	0,59	0,60	0,77	-0,13	1,00																																	
Cs	0,11	0,22	0,21	0,36	0,16	0,28	0,20	1,00																																
Ga	0,55	0,53	0,51	0,67	0,58	0,38	0,57	0,45	1,00																															
Hf	0,33	0,19	0,39	0,26	0,28	0,23	0,28	-0,28	0,39	1,00																														
Nb	0,36	0,38	0,66	0,53	0,48	0,07	0,56	0,22	0,55	0,46	1,00																													
Rb	-0,02	-0,11	-0,04	0,13	-0,14	0,67	-0,20	0,60	0,30	-0,14	-0,00	1,00																												
Sr	0,17	0,03	0,09	0,20	0,05	0,81	-0,02	0,09	0,47	0,36	0,15	0,43	1,00																											
Ta	0,27	0,29	0,61	0,47	0,37	0,12	0,46	0,34	0,51	0,35	0,93	0,12	0,13	1,00																										
Th	0,26	0,16	0,51	0,27	0,19	0,32	0,27	0,26	0,48	0,47	0,61	0,24	0,30	0,60	1,00																									
U	0,48	0,58	0,55	0,46	0,70	-0,13	0,75	0,02	0,52	0,42	0,57	-0,33	0,04	0,43	0,30	0,26	1,00																							
V	0,25	0,24	0,46	0,28	0,32	0,05	0,45	0,32	0,46	0,28	0,69	0,03	0,10	0,68	0,59	0,52	0,45	1,00																						
W	0,34	0,20	0,40	0,26	0,29	0,21	0,29	-0,28	0,39	1,00	0,47	-0,15	0,35	0,37	0,46	0,58	0,43	0,28	1,00																					
Zr	0,24	0,21	0,51	0,33	0,20	0,40	0,29	0,38	0,54	0,49	0,65	0,32	0,33	0,68	0,86	0,89	0,30	0,62	0,48	1,00																				
Y	0,25	0,14	0,48	0,28	0,18	0,35	0,26	0,29	0,48	0,42	0,59	0,28	0,33	0,59	0,97	0,87	0,27	0,58	0,42	0,85	1,00																			
Ce	0,29	0,18	0,51	0,31	0,22	0,35	0,29	0,30	0,51	0,43	0,61	0,27	0,33	0,60	0,98	0,88	0,31	0,59	0,43	0,86	0,99	1,00																		
Pr	0,26	0,17	0,50	0,29	0,20	0,34	0,28	0,30	0,49	0,44	0,61	0,27	0,32	0,60	0,98	0,89	0,29	0,59	0,43	0,87	1,00	1,00																		
Nd	0,27	0,18	0,50	0,30	0,20	0,35	0,28	0,31	0,51	0,43	0,61	0,27	0,34	0,59	0,98	0,89	0,30	0,59	0,43	0,87	0,99	0,99	1,00	1,00																
Sm	0,28	0,19	0,51	0,31	0,21	0,35	0,30	0,32	0,52	0,44	0,63	0,26	0,33	0,62	0,98	0,90	0,32	0,61	0,44	0,88	0,90	0,91	0,91	0,92	0,93	1,00														
Eu	0,33	0,31	0,57	0,45	0,34	0,40	0,41	0,44	0,65	0,37	0,66	0,32	0,39	0,66	0,87	0,83	0,37	0,62	0,37	0,88	0,90	0,91	0,91	0,92	0,93	1,00	1,00													
Gd	0,28	0,23	0,53	0,35	0,24	0,37	0,33	0,36	0,55	0,45	0,65	0,28	0,34	0,65	0,96	0,90	0,33	0,63	0,44	0,93	0,96	0,97	0,98	0,98	0,99	0,94	1,00													
Tb	0,27	0,22	0,53	0,35	0,23	0,37	0,32	0,37	0,54	0,44	0,66	0,31	0,33	0,67	0,93	0,90	0,32	0,63	0,44	0,96	0,93	0,94	0,94	0,94	0,96	0,93	0,98	1,00												
Dy	0,25	0,22	0,53	0,35	0,22	0,38	0,31	0,41	0,55	0,44	0,66	0,33	0,32	0,69	0,89	0,89	0,31	0,64	0,44	0,99	0,89	0,90	0,90	0,90	0,93	0,91	0,96	0,98	1,00											
Ho	0,25	0,22	0,52	0,34	0,22	0,40	0,30	0,38	0,54	0,49	0,65	0,32	0,33	0,68	0,86	0,88	0,31	0,63	0,48	0,99	0,85	0,86	0,86	0,87	0,89	0,88	0,93	0,96	0,99	1,00										
Er	0,25	0,22	0,50	0,33	0,21	0,42	0,29	0,36	0,54	0,53	0,63	0,32	0,33	0,66	0,83	0,87	0,31	0,60	0,52	0,99	0,82	0,83	0,83	0,83	0,86	0,84	0,90	0,93	0,97	0,99	1,00									
Tm	0,24	0,21	0,48	0,32	0,20	0,41	0,27	0,33	0,53	0,54	0,61	0,30	0,33	0,63	0,78	0,83	0,29	0,57	0,53	0,95	0,76	0,77	0,77	0,78	0,80	0,80	0,85	0,88	0,92	0,95	0,97	1,00								
Yb	0,28	0,24	0,51	0,34	0,25	0,41	0,32	0,29	0,57	0,63	0,64	0,25	0,35	0,65	0,80	0,87	0,36	0,58	0,63	0,96	0,77	0,78	0,79	0,82	0,80	0,86	0,89	0,93	0,96	0,98	0,99	1,00								
Lu	0,27	0,26	0,49	0,34	0,25	0,42	0,31	0,24	0,57	0,69	0,62	0,23	0,37	0,61	0,76	0,85	0,36	0,53	0,68	0,93	0,73	0,74	0,75	0,75	0,77	0,76	0,82	0,85	0,89	0,93	0,96	0,95	0,99	1,00						

Figura 6.4 – Matriz de correlação dos dados da Folha Alvorada conjunto 1.

Spearman Rank Order Correlations (Sheet1 in Imported\_Conj2)  
 MD pairwise deleted  
 Marked correlations are significant at p < .0001

Variable	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	As	U	Th	Sr	Cd	Bi	V	Ca	P	La	Cr	Mg	Ba	Ti	B	Al	Na	K	Sc	Tl	Ga	
Mo	1,00																														
Cu	0,57	1,00																													
Pb	0,49	0,32	1,00																												
Zn	0,63	0,77	0,56	1,00																											
Ag	0,44	0,57	0,52	0,74	1,00																										
Ni	0,63	0,58	0,54	0,76	0,70	1,00																									
Co	0,60	0,51	0,50	0,75	0,70	0,84	1,00																								
Mn	0,49	0,59	0,33	0,73	0,48	0,55	0,70	1,00																							
Fe	0,86	0,70	0,49	0,80	0,51	0,68	0,67	0,70	1,00																						
As	0,42	0,42	0,47	0,47	0,40	0,42	0,28	0,20	0,45	1,00																					
U	0,27	0,45	0,37	0,49	0,44	0,23	0,12	0,24	0,35	0,55	1,00																				
Th	0,24	0,28	0,42	0,37	0,32	0,17	0,06	0,14	0,28	0,49	0,86	1,00																			
Sr	0,25	0,63	0,12	0,61	0,55	0,33	0,33	0,55	0,45	0,35	0,58	0,37	1,00																		
Cd	0,22	0,34	0,14	0,35	0,23	0,16	0,24	0,31	0,31	0,11	0,18	0,14	0,28	1,00																	
Bi	0,53	0,14	0,55	0,30	0,34	0,41	0,29	0,14	0,40	0,28	0,22	0,18	-0,08	-0,07	1,00																
V	0,88	0,67	0,54	0,71	0,48	0,71	0,67	0,61	0,93	0,40	0,23	0,20	0,32	0,31	0,43	1,00															
Ca	0,25	0,66	0,18	0,61	0,50	0,29	0,32	0,58	0,49	0,41	0,60	0,41	0,93	0,35	-0,05	0,36	1,00														
P	0,62	0,73	0,49	0,87	0,78	0,76	0,72	0,60	0,73	0,54	0,57	0,44	0,69	0,24	0,27	0,65	0,64	1,00													
La	0,27	0,38	0,56	0,53	0,44	0,39	0,29	0,32	0,39	0,56	0,81	0,85	0,44	0,19	0,15	0,31	0,50	0,58	1,00												
Cr	0,76	0,47	0,68	0,60	0,41	0,74	0,62	0,42	0,76	0,39	0,12	0,19	0,04	0,22	0,47	0,84	0,09	0,50	0,33	1,00											
Mg	0,37	0,70	0,23	0,74	0,56	0,43	0,41	0,63	0,60	0,43	0,60	0,42	0,86	0,27	-0,01	0,44	0,85	0,72	0,51	0,22	1,00										
Ba	0,34	0,67	0,32	0,78	0,68	0,48	0,54	0,67	0,55	0,39	0,59	0,40	0,88	0,30	0,01	0,40	0,83	0,81	0,53	0,18	0,89	1,00									
Ti	0,31	0,19	0,52	0,37	0,00	0,20	0,12	0,39	0,43	0,17	0,16	0,26	0,00	0,22	0,31	0,40	0,12	0,13	0,35	0,48	0,21	1,00									
B	0,01	-0,10	0,12	-0,05	-0,02	0,00	-0,10	-0,03	-0,02	-0,03	-0,01	-0,02	-0,25	-0,31	0,30	-0,04	-0,19	-0,09	-0,04	0,04	-0,14	-0,17	0,21	1,00							
Al	0,66	0,68	0,39	0,77	0,74	0,81	0,68	0,54	0,70	0,43	0,33	0,16	0,53	0,10	0,47	0,67	0,45	0,80	0,27	0,52	0,55	0,59	0,08	1,00							
Na	0,03	0,46	0,10	0,46	0,42	0,13	0,08	0,38	0,28	0,25	0,51	0,32	0,80	0,19	-0,04	0,12	0,78	0,46	0,34	-0,09	0,75	0,74	0,13	-0,05	0,30	1,00					
K	0,14	0,53	0,10	0,55	0,34	0,13	0,12	0,46	0,39	0,29	0,66	0,49	0,79	0,26	-0,12	0,22	0,80	0,51	0,53	-0,03	0,82	0,78	0,20	-0,18	0,27	0,80	1,00				
Sc	0,80	0,69	0,62	0,84	0,68	0,86	0,78	0,66	0,86	0,45	0,30	0,23	0,39	0,22	0,55	0,88	0,40	0,76	0,37	0,80	0,52	0,37	0,04	0,85	0,20	0,25	1,00				
Tl	0,40	0,67	0,38	0,79	0,63	0,47	0,42	0,57	0,58	0,45	0,63	0,41	0,75	0,18	0,20	0,42	0,75	0,78	0,52	0,23	0,84	0,85	0,18	-0,07	0,64	0,65	0,74	0,56	1,00		
Ga	0,78	0,73	0,53	0,84	0,72	0,81	0,69	0,59	0,83	0,50	0,41	0,27	0,49	0,18	0,54	0,79	0,45	0,82	0,37	0,66	0,59	0,59	0,24	0,07	0,95	0,29	0,34	0,92	0,67	1,00	

Figura 6.5 – Matriz de correlação dos dados da Folha Alvorada conjunto 2.

### 6.3 - RESULTADOS OBTIDOS

#### 6.3.1 - Sedimentos De Corrente e Concentrado de Bateia

A partir dos resultados analíticos foram definidos os parâmetros estatísticos dos elementos solicitados em vermelho, e outros elementos seleccionados a partir dos estudos estatísticos realizados através do OASIS Montaj Versão 6.1. Em função desta estatística foram definidas as amostras de 1ª, 2ª e 3ª ordens, respectivamente apresentadas na Tabela 6.2 e 6.3.

A partir das matrizes de correlação (Figura 6.4 e 6.5) foram estabelecidas as seguintes associações geoquímicas: a) ETRs-Nb-Ta-Th-U-Nd, b) Cu-Ni-V (Au); c) Cu-Ni-Co-V; d) Au; (quatro áreas); e) U-La-Mn; f) Cu-Zn-Ni-Co-Mn-Fe-V-Cr-Ti (Au); g) cassiterita; h) cassiterita, cromita e scheelita (figura 6.6).

a) **Área I - Associação geoquímica ETRs-Nb-Ta-Th-U-Nd** – Esta associação acompanha uma descontinuidade de direção NE-SW que limita diferentes blocos crustais entre os arcos neoproterozoicos e seu embasamento e está relacionada a dois metalotectos distintos. Na porção de embasamento, a Suíte Alcalina de Peixe (1.5 Ga), e

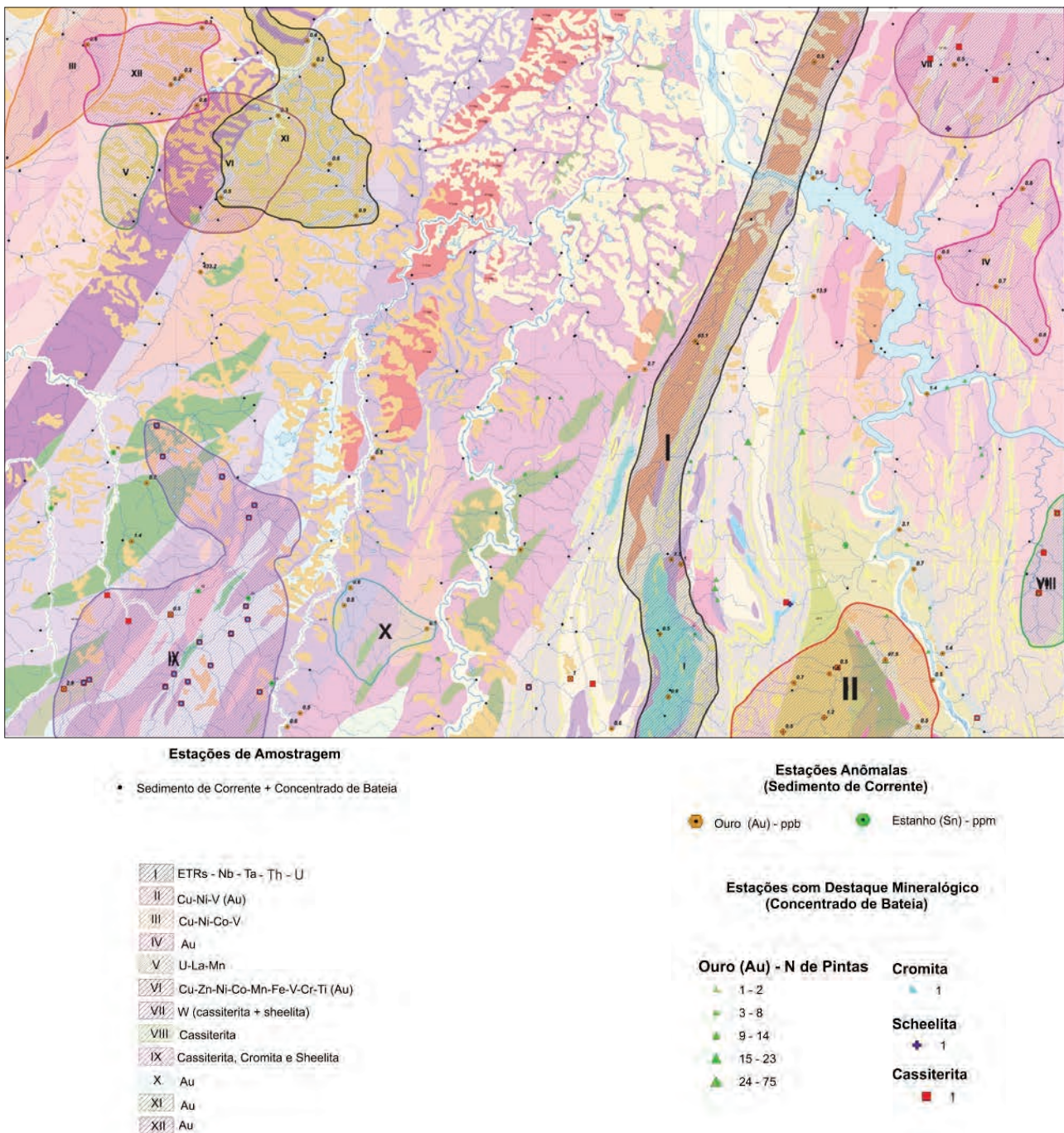


Figura 6.6 – Mapa de distribuição das áreas anômalas e associações geoquímicas - sedimento de corrente e concentrado de bateia da Folha Alvorada.

associadas a fase final de evolução do arco, inúmeras intrusões graníticas e pegmatitos da Suíte Mata Azul de idade Toniana. Estes metalotectos apresentam valores anômalos de Th, U, La, Ce e Nd, que respondem por anomalias em sedimento de corrente (figura 6.7 de a e). As mineralizações da Alcalina de Peixe tem origem nos fluidos da própria alcalina ou foram remobilizadas por fluidos tardios dos granitos crustais, muito fracionados e enriquecidos em ETR e Th, pertencentes a Suíte Mata Azul.

A descontinuidade entre os blocos serviu para o posicionamento dos corpos graníticos tardios. A análise da distribuição dos ETR's nas drenagens

é plenamente concordante com as imagens aerogamaespectrométricas dos canais de Th e U, que marcam as áreas de ocorrência da Alcalina de Peixe e dos granitos da Suíte Mata Azul.

**b) Área II - A associação geoquímica Cu-Ni-V (Au) –** A associação Cu-Ni-V localiza-se no extremo sul da folha, na área de abrangência da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis. Parte desta associação deriva das porções máficas da sequência, anfíbolitos e gabros finos.

O ouro, detectado em concentrado de bateia, mostrou valores destacáveis, principalmente na porção centro norte e sudeste da folha. As pintas

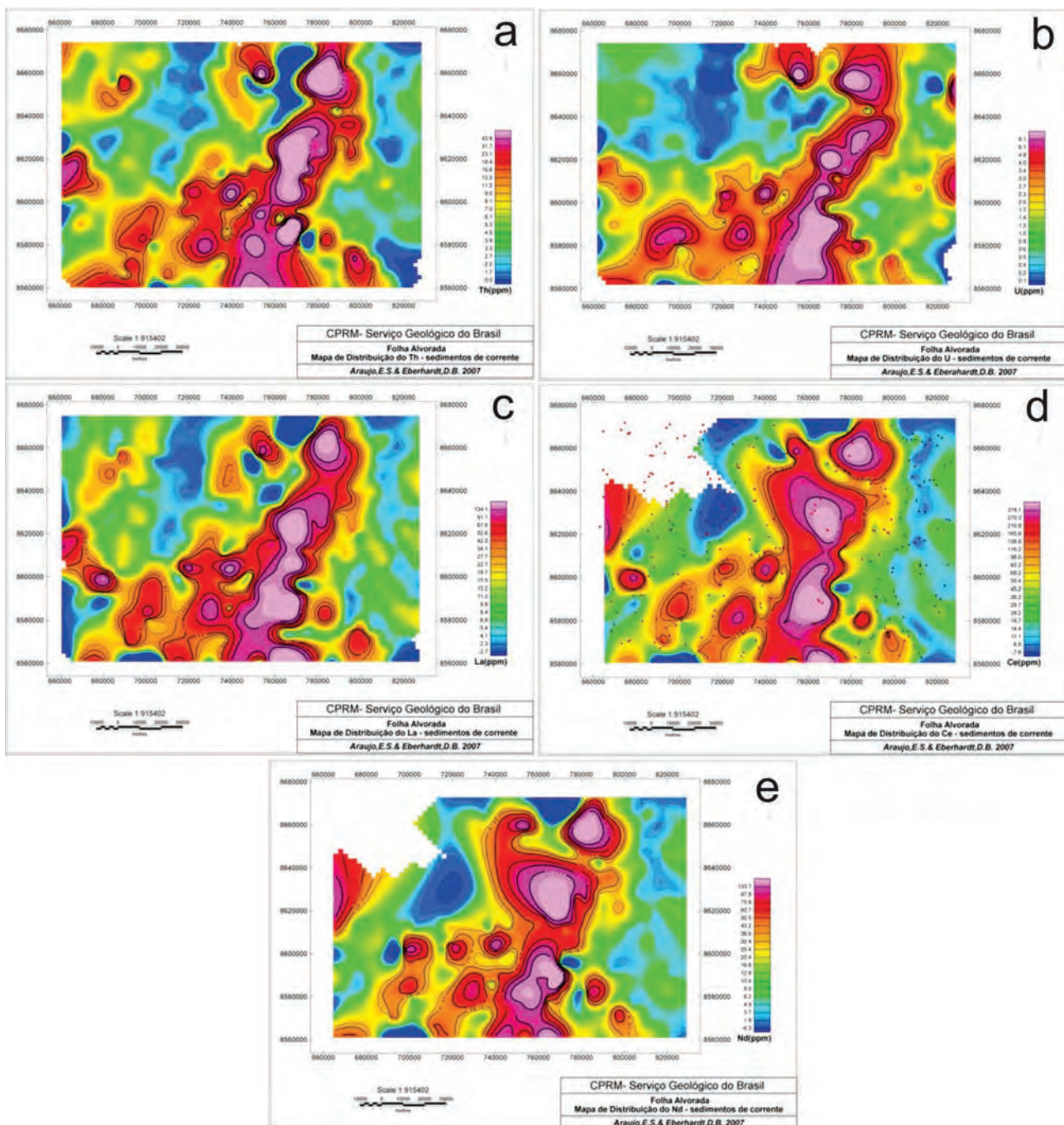


Figura 6.7 – Mapa da Distribuição do Tório; Mapa de Distribuição do Urânio; Mapa de Distribuição do Lantânio; Mapa de Distribuição do Cério; Mapa de distribuição do Neodímio.

de ouro foram separadas em 3 frações: <0,5mm, entre 0,5 e 1mm e >1mm. Na primeira fração foram coletadas até 63 pintas num local denominado Rio das Almazinhas, na segunda fração foram coletadas até 75 pintas no Córrego da Pedra, mesmo local onde foram encontradas 20 pintas da terceira fração. A distribuição da localização do número de pintas coletados na folha pode ser visualizado na figura 6.8.

O maior valor detectado em amostra de sedimento de correte (amostra JA-S-037) foi de 97,5 ppb de ouro. As anomalias de ouro estão relacionadas à Sequência vulcanossedimentar de Palmeirópolis, onde são conhecidos depósitos de sulfetos maciços de zinco, cobre e chumbo, pertencentes à CPRM.

**c) Área III - A associação geoquímica Cu-Ni-Co-V** – Esta associação ocorre de forma pontual, relacionadas aos corpos acamadados máfico-ultramáficos do Rio Escuro, aos granulitos máficos

da porção SW da área, a alguns diques de diabásio de direção norte sul que ocorrem no extremo NW da folha, e à sequência Palmeirópolis a SE. (Figura 6.9 de a d) e representam possivelmente os valores de *background* destas rochas, que são naturalmente anômalas em relação às encaixantes ácidas.

**d) Áreas IV; X; XI e XII - Jasimentos de Au** – Estes jazimentos representam indícios e ocorrências em diversas áreas, e diferentes contextos geológicos. A área IV localiza-se no embasamento paleoproterozoico e representa apenas indício, em sedimentos de corrente, associado à rochas graníticas da Suíte Aurumina ou a rochas supracrustais do Grupo Arai. A área X corresponde a setores de rochas neoproterozoicas relacionadas a arco magmático: rochas granodioríticas, tonalíticas e básicas anfibolíticas. Neste setor há ocorrências, também de falhas transcorrentes e corredores hidrotermais relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. A anomalia é de pequeno porte e

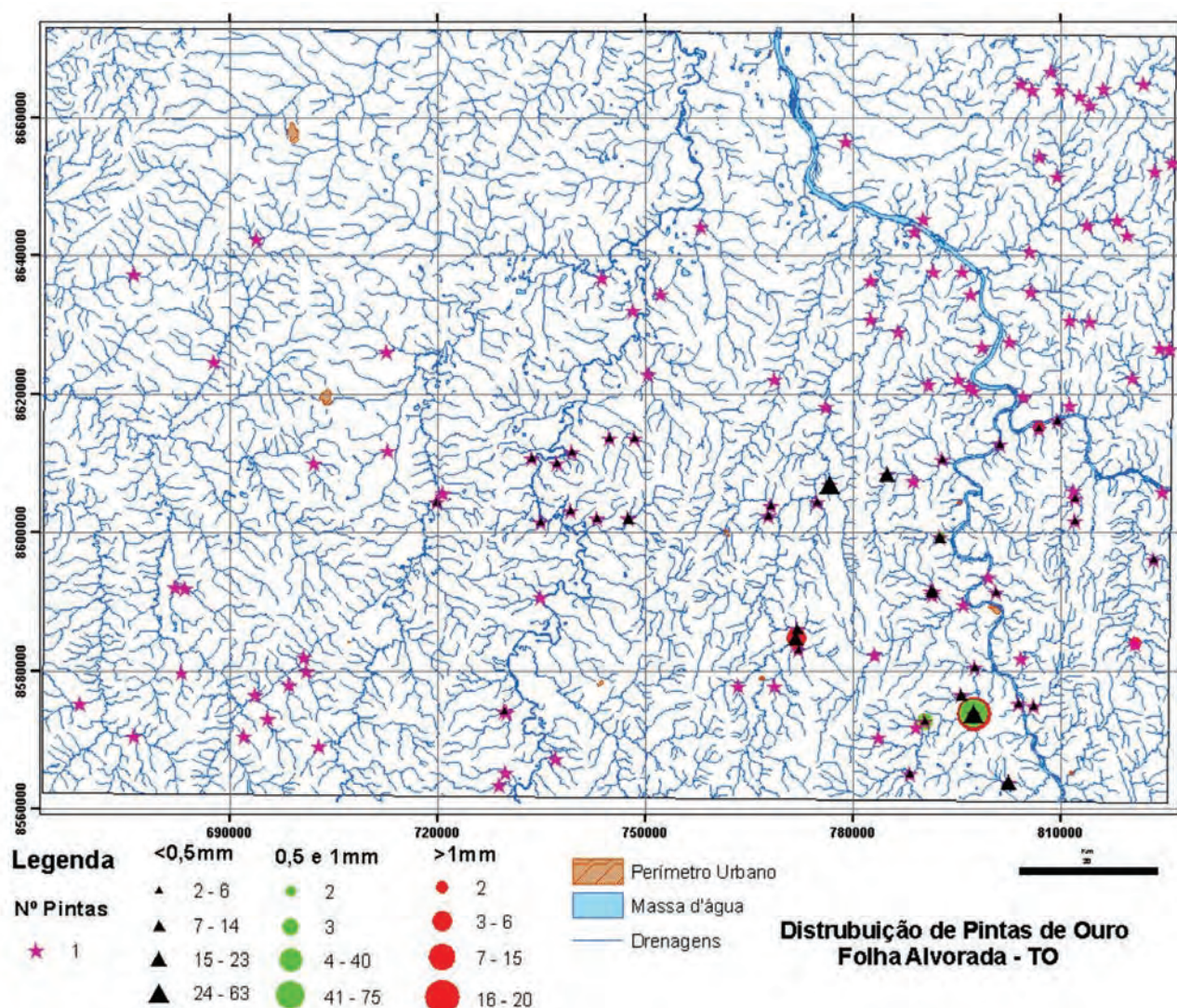


Figura 6.8 – Distribuição das pintas de ouro em concentrado de bateia da folha Alvorada, em destaque a concentração maior encontrada nas áreas de ocorrência da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis.



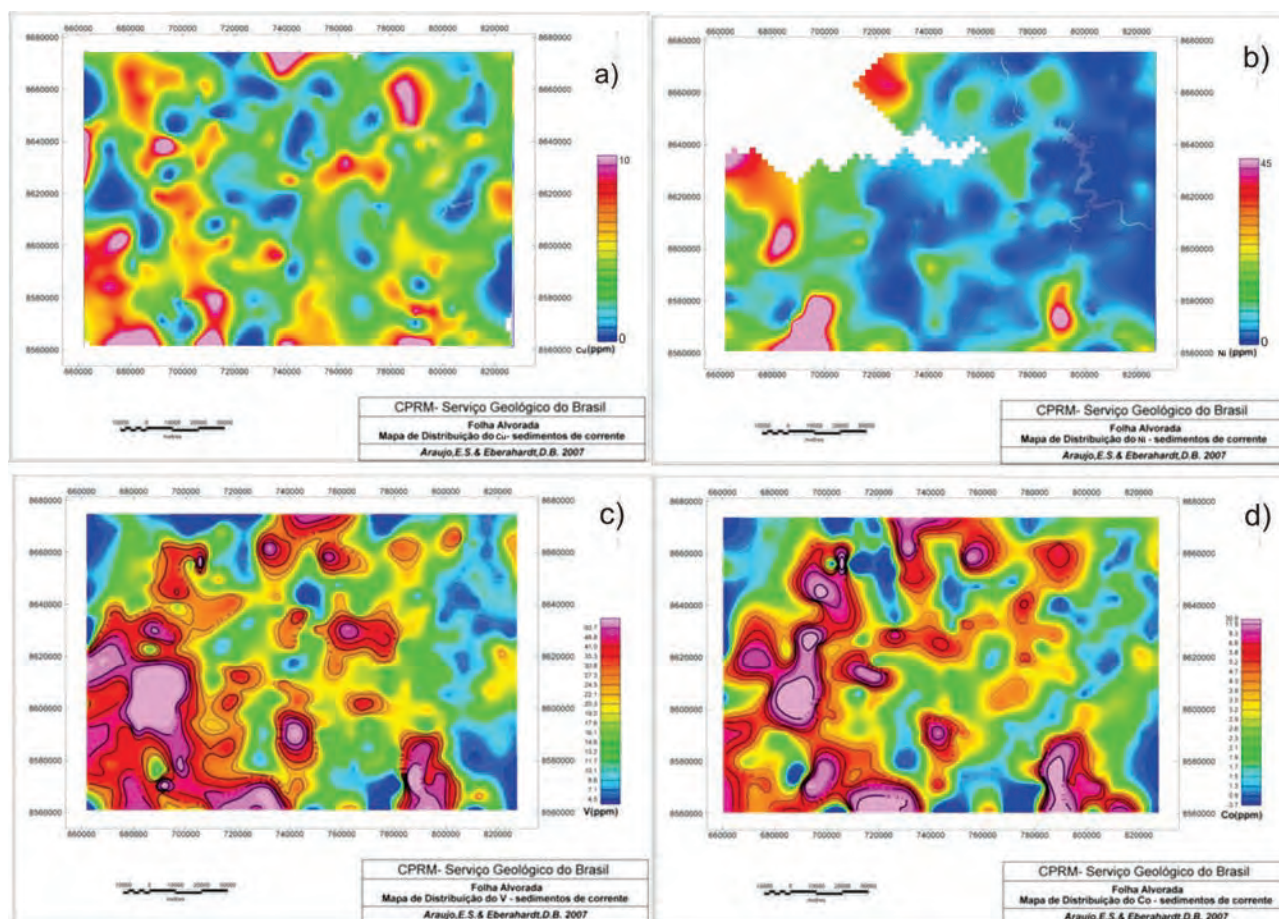


Figura 6.9 – Mapa de Distribuição de a) Cobre; b) Níquel; c) Vanádio; d) Cobalto.

foi apenas detectada em sedimento de corrente. As áreas XI e XII localizam-se no extremo NW e são também indicadas apenas por sedimento de corrente e relacionam-se a setores com rochas vulcânicas granofíricas e a granitos peraluminosos da Suíte Aliança. Todas configuram áreas com indícios e com valores baixos.

**d) Área V (figura 6.7 a e c) - Associação geoquímica U-La-Mn** – corresponde a uma pequena anomalia ou concentração destes elementos, provavelmente relacionadas a enriquecimento supergênico pela grande ocorrência de perfis lateríticos.

**e) Área V (figura 6.6) - Associação geoquímica Cu-Zn-Ni-Co-Mn-Fe-V-Cr-Ti (Au)** – Esta associação representa um setor geologicamente heterogêneo, formado por rochas do embasamento com lascas de anfibólitos do Complexo Porangatu.

**f) Área VII (figura 6.6) - Jasimento de cassiterita** – Área situada no extremo NE da folha, em local de abrangência de rochas do embasamento paleoproterozoico com intrusões tardias de idade neoproterozoica da Suíte Mata Azul. Conforme exposto no texto de estratigrafia deste relatório, há dúvidas sobre o real posicionamento destas intrusões, pois há possi-

bilidade desta fácies aluminosa, representar partes do embasamento e pertencer à Suíte Auromina. O fato é que existem mineralizações estaníferas primárias e granitos que podem ser da Suíte Serra Dourada ou da Suíte Mata Azul.

**g) Área VIII (figura 6.6) - Associação geoquímica cassiterita + Schellita** – Esta pequena área localiza-se no extremo SE da folha, onde foi detectada cassiterita e algumas pintas de Au em concentrado de bateia e está associada a granitos da fácies 4 da suíte Aurumina.

**f) Áreas VIII e IX (figura 6.6) - Associação cassiterita-scheelita e cromita** – Amostras de concentrado de bateia na região SE da folha Alvorada indicaram a presença destes minerais nas drenagens. A estes minerais estão relacionados a vários objetos geológicos: Sugere-se que a cromita tenha origem nas zonas granulíticas máficas dos complexos acamadados Rio Escuro e a associação cassiterita-scheelita esteja relacionada às varias intrusões de natureza ácida tardiorogênica, pertencentes à Suíte Santa Teresa (figura 6.10 a e b). A distribuição desta associação nas demais áreas relaciona-se às intrusões graníticas antigas, do embasamento e/ou às intrusões mais jovens da Suíte Mata Azul.

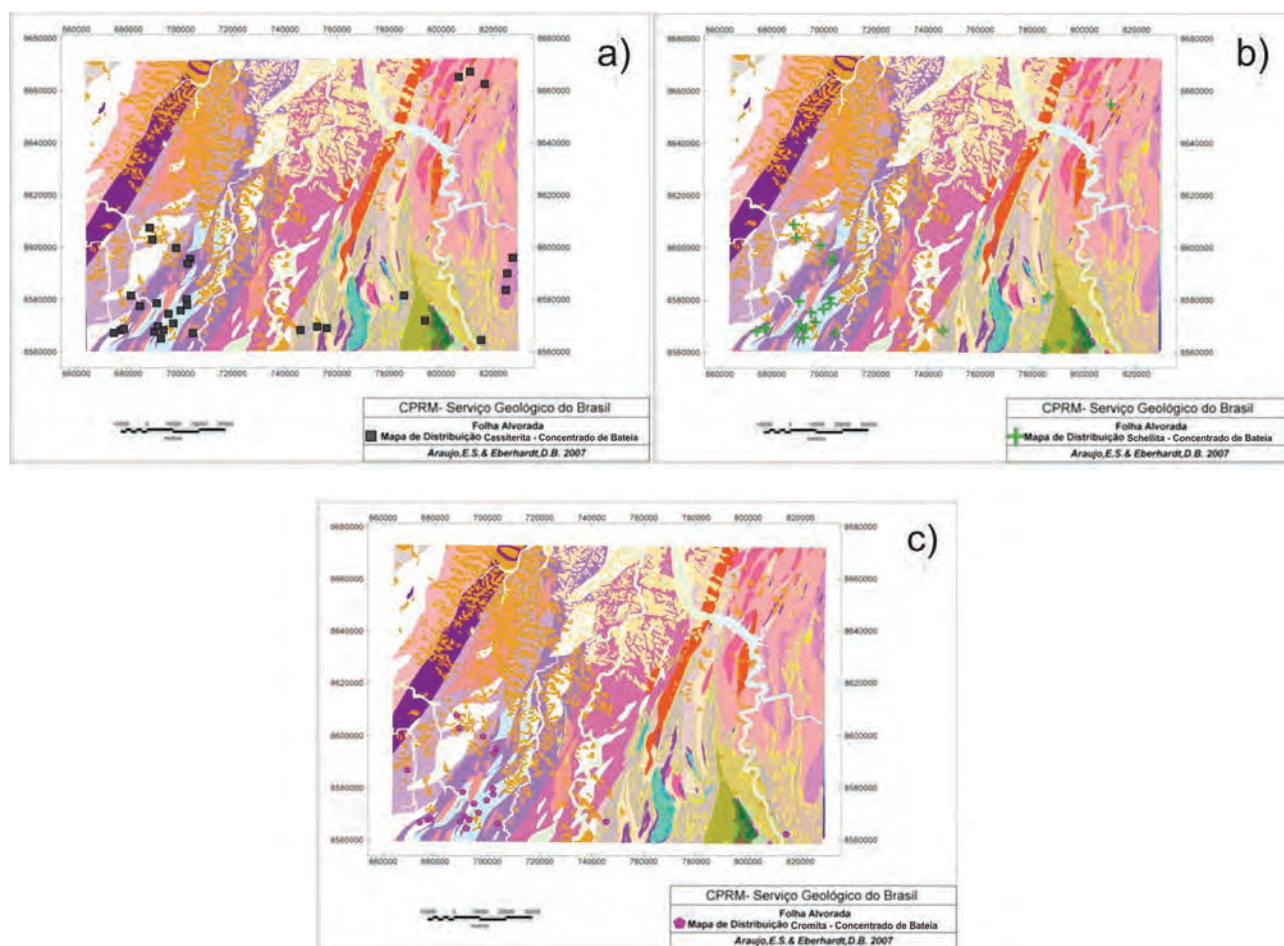


Figura 6.10 – Mapa de Distribuição de a) Cassiterita; b) Schellita e c) Cromita em concentrado de bateia da folha Alvorada.

### 6.3.2 - Minerais Metamórficos.

Granada, cianita, sillimanita e estaurólita ocorrem em aproximadamente 90% das drenagens com conteúdo em média de 25% do total dos pesados, sillimanita ocorre em apenas 34 estações com conteúdo menor que 1% do total dos pesados. O mapa dos minerais aluminosos e de origem metamórfica possui concordância com as áreas ricas em  $Al_2O_3$  de sedimento corrente.

O predomínio destes minerais se alinham ou tem concordância com as áreas centrais ocupadas por gnaisses e anfibolitos. Obedecem de forma perceptível a um *trend* NE-SW, coincidente com o Complexo metamórfico de Porangatu e com o Lineamento Transbrasiliano e suas zonas de mais alto grau metamórfico ( fácies granulito a anfibolito) (figura 6.11).

A cianita (figura 6.11a) assinala a proximidade das zonas de alta pressão e distribui-se, coerentemente, ao longo de *trend's* NE, na proximidade dos limites de blocos. Ao contrário do que se poderia prever, as zonas granulíticas centrais não estão assinaladas por minerais de alta pressão.

Estes minerais se concentram mais para leste no limite dos blocos do arco magmático com o maciço de Goiás e deste com o Bloco Natividade Cavalcante.

A sillimanita marcou uma zona de alta temperatura e pressão exatamente ao longo do limite dos arcos neoproterozoicos com seu embasamento, (figura 6.11b). Os minerais detríticos de andaluzita marcaram preferencialmente as zonas de ocorrências de rochas granulíticas, e sua explicação apesar da incongruência inicial, deve relacionar-se à processos retrometamórficos impostos às rochas granulíticas, quando de sua exumação ou alçamento a níveis crustais mais rasos. A andaluzita, no caso, representaria o reequilíbrio de minerais aluminosilicáticos de mais alto grau à condições de mais baixa temperatura e pressão.

De qualquer forma, a presença generalizada destes aluminosilicáticos de alta pressão e temperatura (cianita e sillimanita), nos concentrados, reforça a interpretação de que estas zonas metamórficas e descontinuidades do sistema de lineamento Transbrasiliano representem de fato as suturas das bordas dos diferentes blocos crustais, suas colisões e acoplamentos durante o neoproterozoico.

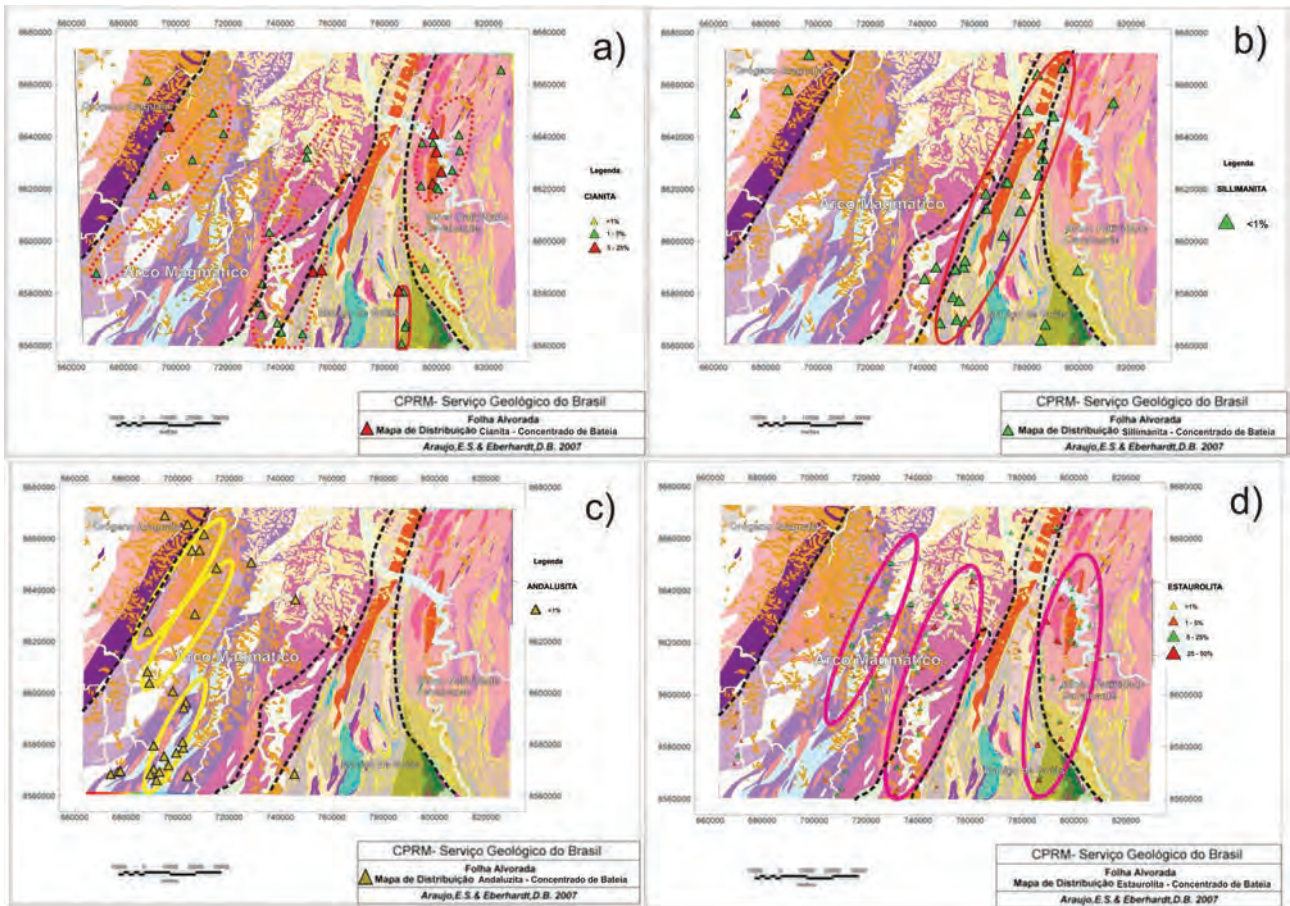


Figura 6.11 – Mapa de integrado com a distribuição de minerais metamórficos encontrados em concentrado de bateia da folha Alvorada. Elipses representam áreas de abrangência dos minerais, linhas pretas tracejadas os principais limites de blocos.

## 7 – RECURSOS MINERAIS

### 7.1 - INTRODUÇÃO

A história do Estado do Tocantins teve forte influência da atividade mineral, responsável pelo surgimento de alguns dos principais núcleos populacionais, que mais tarde se transformaram em cidades como Dianópolis, Natividade e Porto Nacional. Passado quase um século, a economia mineral do estado ainda é incipiente, calcada quase que exclusivamente na produção de material para a indústria da construção civil e insumos minerais para a agricultura, embora tenha um enorme potencial de crescimento em função de sua grande diversidade de ambientes geológicos e tectônicos.

O Projeto Sudeste do Tocantins, onde se insere a Folha Alvorada, visa fornecer as informações geológicas básicas necessárias ao estímulo à exploração racional dos recursos minerais dessa região. Durante a execução deste projeto, foi cadastrado, na Folha Alvorada, aproximadamente meia centena de jazimentos, o que evidencia o grande potencial mineral dessa porção do estado do Tocantins.

A Folha Alvorada apresenta potencial para depósitos polimetálicos, gemas (granada gemológica, turmalina, coríndon, quartzo industrial, quartzo rosa, cristais de quartzo para lapidação e berilo água marinho), rochas e minerais industriais (zirconita, granadas industriais, pedras para revestimento), ouro, terras raras, água termal e grafita. As substâncias minerais cadastradas nesta folha constam na tabela 7.1 e foram agrupadas de acordo com o banco de dados da CPRM-GEOSGB em: metais não ferrosos, metais nobres, gemas, rochas e minerais industriais, materiais de uso na construção civil, água termal e recursos energéticos. Entre estes recursos destacam-se o depósito polimetálico de Palmeirópolis, a Província Gemológica São Valério da Natividade - Jau, as rochas para revestimento (calcissilicáticas) da região de Palmeirópolis, de rara beleza e os jazimentos de ETR associados à Suíte Mata Azul, entre outros.

### 7.2 - METAIS NÃO FERROSOS

#### 7.2.1 - Zinco, Cobre e Chumbo

Em 1975 a CPRM, então empresa de economia mista, com autonomia para requerer áreas de pesquisa, a procura de carteiras minerais iniciou os

trabalhos na região de Palmeirópolis, que à época, fazia parte do antigo Estado de Goiás. Com base em anomalias magnéticas do Projeto Aerogeofísico Serra da Mesa a CPRM requereu um conjunto de 30 áreas ao redor do acidente geográfico regional denominado Morro Solto.

Em 1976 tiveram início as atividades de pesquisa do Projeto Palmeirópolis com levantamentos topográficos, geológicos, geoquímicos e geofísicos. As observações resultantes destas atividades foram integradas em diversas escalas (1:60.000, 1:50.000, 1:10.000 e 1:2.000). Estes trabalhos culminaram com a descoberta de níveis de anfíbolitos finos com disseminações de sulfetos e amostras de solo com valores de cobre entre 150 ppm a 700 ppm, o que incentivou a empresa a direcionar as pesquisas para a descoberta de depósitos de metais básicos.

Foram mantidos 17 requerimentos de pesquisa (13 foram descartados) e selecionados quatro alvos para estudos de detalhe. Nestes quatro alvos foram realizados trabalhos na escala 1:5.000 (mapeamento geológico, geoquímica de solo e geofísica-magnetometria e VLF). Com base neste detalhamento foram selecionados dois alvos para trabalhos na escala 1:2.000. Nestas áreas foram realizadas amostragem de solo, geofísica (magnetometria e *slingram*), poços e dois furos de sonda e abertura de um plano inclinado no alvo mais promissor e que culminou com a descoberta de mineralizações de sulfeto de cobre, zinco e chumbo, com elementos calcófilos (Ag, Cd e Bi) e ouro associados.

O depósito de sulfeto de Zn, Cu Pb encontrado na Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis, esta situado na porção sul da Folha Alvorada. Ocorre associado a uma espessa sequência de rochas vulcânicas básicas (anfíbolitos) submetidas a processos de alteração hidrotermal, em contato com rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas e estão controlados pela tectônica brasileira (FIGUEIREDO et al., 1981; ARAÚJO, 1986; ARAÚJO et al., 1996). Finamente, os trabalhos de pesquisa executados pela CPRM culminaram com a descoberta de quatro depósitos de sulfeto maciço (corpos, C1, C2, C3 e C4), figura 7.1, contendo mineralizações de Zn, Cu, Pb, (Cd, Ag e Au). Ocorrem na Folha Alvorada, apenas os corpos C2 e C3.

Os corpos de minério C1, C2 e C3 localizam-se no contato entre anfíbolitos e xistos e possuem uma porção oxidada (gossans) em superfície.

NR	UTM_E	UTM_N	MUNICIPIO	TOPONIMIA	GRAU_IMP	SITUAÇÃO	SUBSTANCIA	TIPO GENETICO	FONTE_INFO
1	792841	8562357	Palmeirópolis	Deposito de Palmeirópolis	deposito	inexplorado	Zn,Pb e Cu	V-HMS	Proj. Palmeirópolis
2	751216	8658414	Palmeirópolis	25Km a Se de Peixe	indicio	inexplorado	granada	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
3	798045	8663680	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Schneider	garimpo	em exploracao	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
4	799148	8663240	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Gabi	garimpo	paralisada	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
5	799430	8667964	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Zé Doido	garimpo	paralisada	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
6	793668	8659654	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Justino Coco	garimpo	paralisada	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
7	8661670	794354	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Neilton	garimpo	em exploracao	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
8	797337	8663992	Sao Valerio da Natividade	Garimpo do Nivaldo	garimpo	paralisada	granada almandina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
9	820807	8655690	Sao Valerio da Natividade	Serra de Sao Joao	ocorrenca	inexplorada	marmore	metassedimentar	Proj. Sudeste TO
10	815174	8655718	Sao Valerio da Natividade	Serra de Santana	ocorrenca	inexplorada	marmore	metassedimentar	Proj. Sudeste TO
11	8592850	775293	Palmeirópolis	Pedreira de Palmeirópolis	jazida	em exploracao	marmore	metassedimentar	Proj. Sudeste TO
12	759177	8600478	Jau do Tocantins	4 Km NW de Novo Horizonte	indicio	testes	marmore	metassedimentar	Proj. Sudeste TO
13	771746	8597604	Jau do Tocantins	Novo Horizonte	ocorrenca	inexplorada	marmore	metassedimentar	Proj. Sudeste TO
14	766751	8570972	Jau do Tocantins	Jazida da Mita Mineracao	jazida	em exploracao	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
15	767906	8570716	Jau do Tocantins	Jazida da Mita Mineracao	jazida	em exploracao	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
16	762711	8568622	Jau do Tocantins	Jazida da Mita Mineracao	jazida	em cubagem	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
17	779809	8599684	Sao Salvador do Tocantins	Garimpo Ze do Foli	garimpo	em exploracao	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
18	778100	8599640	Jau do Tocantins	Garimpo do Marimbondinho	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
19	777591	8591622	Jau do Tocantins	Garimpo do Marimbondinho	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
20	771362	8582550	Jau do Tocantins	Garimpo da Japozeza	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
21	773686	8596472	Jau do Tocantins	Aluente Rio das Almas	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
22	780125	8598814	Sao Salvador do Tocantins	Fazenda Jatai	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
23	780592	8591824	Sao Salvador do Tocantins	Garimpo do Boneriges	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
24	780506	8593052	Sao Salvador do Tocantins	Garimpo do Indio	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
25	782780	8619630	Jau do Tocantins	Regiao do Garimpo do Cruzeiro	garimpo	paralisada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
26	720697	8657230	Fiqueiropolis	Morro do Amaral	indicio	inexplorado	ETR	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
27	766000	8564800	Palmeirópolis	Fazenda Boa Nova	ocorrenca	inexplorada	ETR(alantia)	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
28	765032	8562062	Palmeirópolis	Estrada Jau/ Palmeirópolis	ocorrenca	inexplorada	ETR(alantia)	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
29	769790	8579292	Jau do Tocantins	22 Km SE de Jau do Tocantins	ocorrenca	inexplorada	ETR(alantia)	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
30	767950	8572574	Palmeirópolis	9 SE de Novo Horizonte	ocorrenca	inexplorada	ETR(alantia)	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
31	763447	8619558	Jau do Tocantins	Garimpo da Pindoba	garimpo	paralisada	agua marinha/berilo	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
32	757680	8568034	Palmeirópolis	Garimpo do São Julio	garimpo	em exploracao	agua marinha/berilo	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
33	759768	8571030	Palmeirópolis	Garimpo do Neqao	garimpo	em exploracao	berilo	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
34	773547	8581266	Jau do Tocantins	23 Km SE de Jau do Tocantins	ocorrenca	inexplorado	berilo	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
35	751300	8592770	Jau do Tocantins	Fazenda Pocos de Caldas	ocorrenca	inexplorada	agua termal	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
36	762861	8564964	Palmeirópolis	Garimpo Fazenda Fontaleza	garimpo	paralisada	quartzo hidrino	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
37	777817	8581434	Sao Salvador do Tocantins	Morro Pelado	ocorrenca	inexplorada	quartzo rosa/turmalina	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
38	783298	8619278	Jau do Tocantins	Regiao do Garimpo do Cruzeiro	ocorrenca	inexplorada	quartzo rosa	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
39	767718	8579630	Jau do Tocantins	Garimpo de Grafita de Jau	garimpo	paralisada	grafita	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
40	761838	8584398	Palmeirópolis	Novo Horizonte	ocorrenca	inexplorada	corindon	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
41	769021	8583914	Jau do Tocantins	Garimpo do Edu	ocorrenca	inexplorada	tantalita/turmalina/berilo	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
42	706439	8596275	Talisma	Fazenda Serra Dourada	mina	paralisada	brita	magmatico	Proj. Sudeste TO
43	803314	8662253	Sao Valerio da Natividade	Proximidades rio Sao Valerio	ocorrenca	inexplorada	turmalina	hidrotermal/metassomatico	Proj. Sudeste TO
44	764126	8563886	Palmeirópolis	Proximidades correg Bacabal	ocorrenca	inexplorada	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
45	762716	8566716	Palmeirópolis	Proximidades correg Bacabal	ocorrenca	inexplorada	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
46	764065	8569154	Palmeirópolis	Corrego Bacabal	garimpo	paralisado	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
47	760179	8556371	Palmeirópolis	NW de Palmeirópolis	garimpo	ativo	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
48	758600	8556256	Palmeirópolis	NW de Palmeirópolis	garimpo	ativo	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
49	756700	8559368	Palmeirópolis	NW de Palmeirópolis	garimpo	nao explorada	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
50	753680	8562070	Palmeirópolis	NW de Palmeirópolis	garimpo	ativo	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
51	765639	8564458	Palmeirópolis	Fazenda Boa Nova	ocorrenca	nao explorada	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
52	765032	8562062	Palmeirópolis	Estrada Jau-Palmeirópolis	ocorrenca	nao explorada	zirconita	superigenico	Proj. Sudeste TO
53	764533	8600962	Jau do Tocantins	UNIMIN	ocorrenca	nao explorada	ETR	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
54	778599	8595728	Sao Salvador do Tocantins	20Km a W de Sao Salvador do Tocantins	ocorrenca	nao explorada	ETR	hidrotermal	Proj. Sudeste TO
55	780592	8591824	Sao Salvador do Tocantins	22Km a NW de Sao Salvador do Tocantins	ocorrenca	nao explorada	ETR	hidrotermal	Proj. Sudeste TO

Tabela 7.1 – Principais jazimentos minerais cadastrados na Folha Alvorada.

Os corpos de minério são compostos de pirrotita, pirita, esfalerita, calcopirita e subordinadamente galena. Ocorrem ainda em menor quantidade arsenopirita, mackinawita, cubanita, molibdenita, ilmenita, magnetita e titanita. O minério ocorre predominantemente sob a forma de corpos maciços, disseminados, bandados e brechados Figura 7.1.

O minério maciço é constituído por mais de 50% em volume de sulfetos e apresenta localmente textura brechóide, contendo fragmentos angulosos de anfibolito e xisto, envolvidos por massa de sulfetos de granulação fina a média, constituída principalmente por pirrotita e esfalerita além de calcopirita e galena (fotografia 7.1a). Esses fragmentos possuem tamanhos variáveis, (de milimétricos a centimétricos) e apresentam além de formas angulosas, bordas corroídas e eventualmente golfos de corrosão (FIGUEIREDO et al., 1981; ARAÚJO;NILSON, 1988).

Além dos corpos de sulfeto maciço, ocorrem mineralizações do tipo *stringer*, condicionadas aos planos da foliação principal e subordinadamente preenchendo microfalhas e fraturas sob a forma de finos cristais de pirrotita, pirita, calcopirita e subordinadamente esfalerita e galena (fotografia 7.1b).

Os corpos de minério constituem lentes pouco espessas de comprimento variável, dobradas,

preferencialmente localizadas em charneiras de dobras menores apertadas em estilo isoclinal, que compõem dobras maiores do tipo sinclínrio, alinhadas segundo N/NE, com caimento dos eixos de 10° a 20° para SW (FIGUEIREDO et al., 1981; OLIVEIRA, 1994, 2000). Os corpos de minério encontram-se afetados por deformação dúctil (sistemas de falhas transcorrentes), responsável pelo alongamento e lenticularização destes corpos que apresentam mergulho de alto ângulo para SE (VALENTE, 1992; OLIVEIRA, 1994, 2000). Com base nestes dados admite-se que as características e disposição dos corpos de minério estão relacionadas aos eventos deformacionais superimpostos pela tectônica brasileira. Os corpos C2 e C3 estão controlados por zonas de cisalhamentos de direção NS, com movimentação dextral (sistema P), denominado subzona Boa Esperança (VALENTE;VENEZIANI, 1992).

Os estudos realizados pela CPRM revelaram reservas totais dos corpos C1, C2, C3 e C4, da ordem de sete milhões de toneladas de minério com teores de 3,59% de Zn, 1,11% de Cu e 0,63% de Pb e valores em g/tn de 93,88 de Cd, 20,26 Ag e 0,46 de Au (OLIVEIRA, 2000).

Araújo (1986), Araújo e Nilson (1987), realizam estudos específicos sobre a petrologia das mineralizações sulfetadas de Palmeirópolis e concluíram que a sequência é caracterizada por

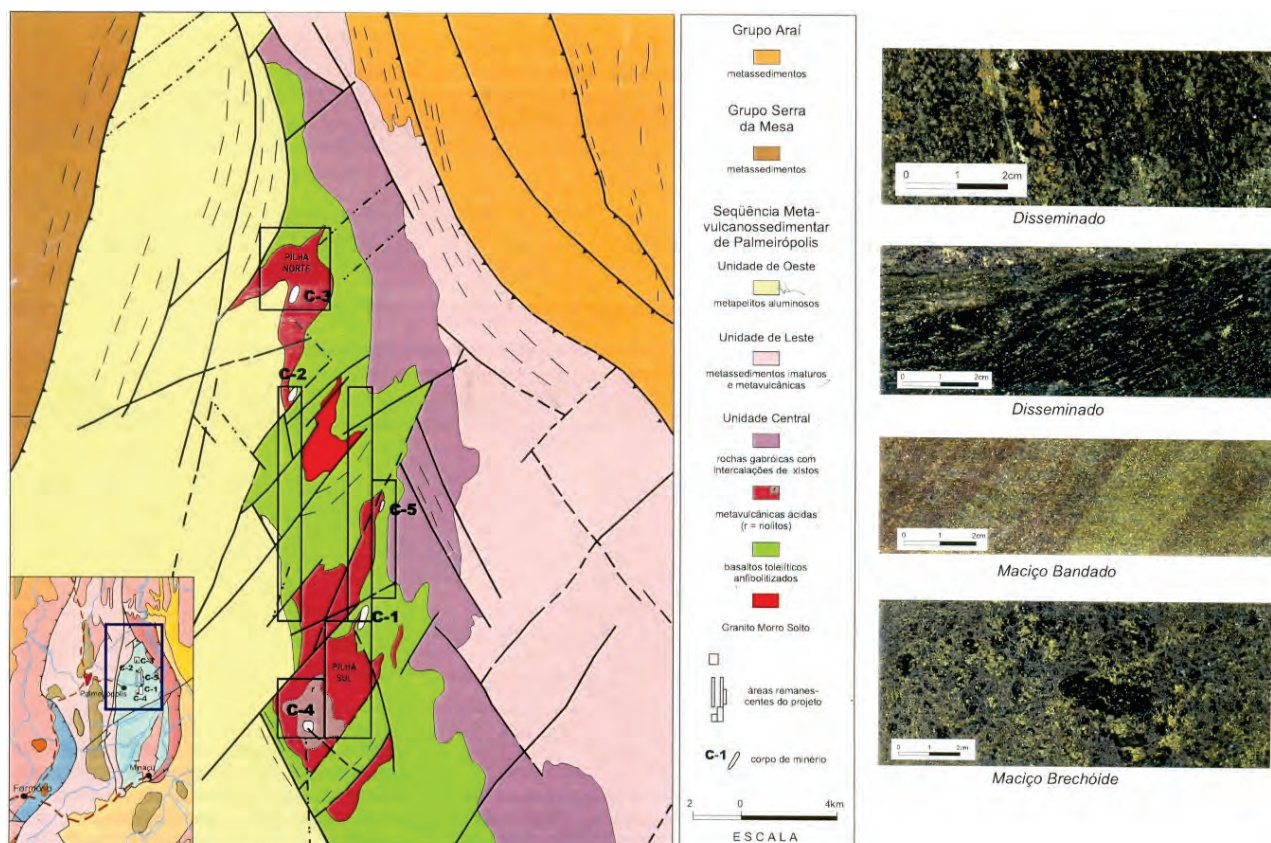
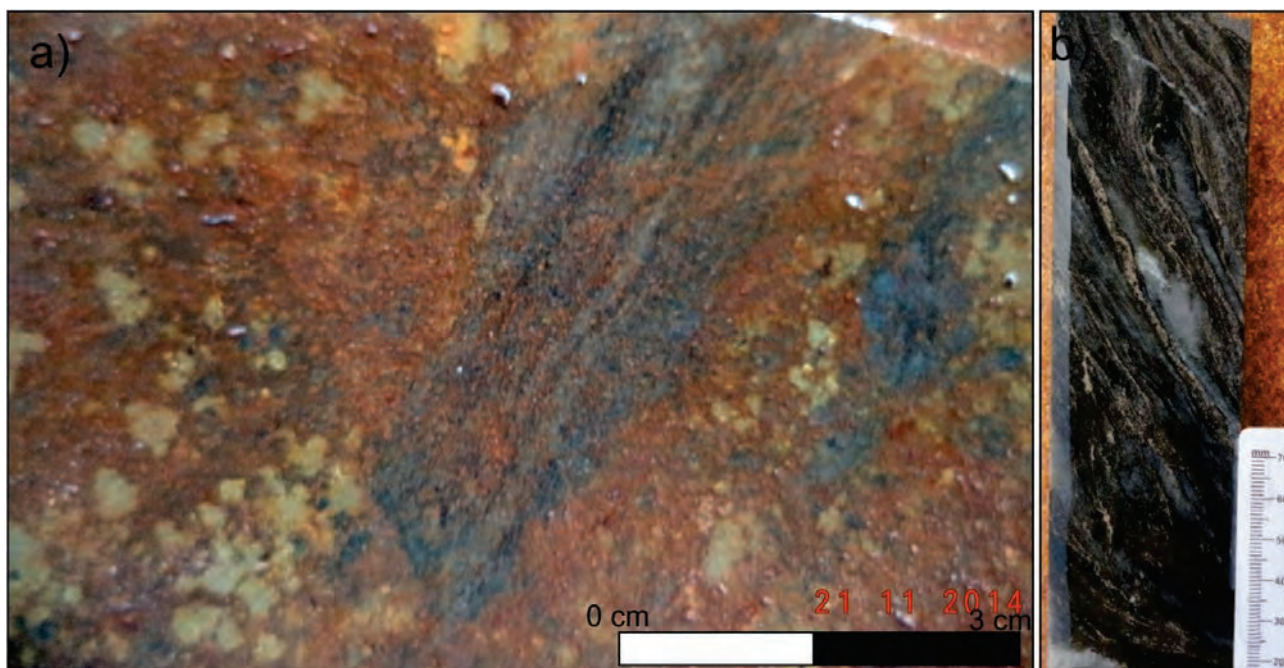


Figura 7.1 – Mapa de localização dos corpos mineralizados do depósito de Palmeirópolis e os tipos de minério (OLIVEIRA, 2000).



Fotografia 7.1 – Detalhe dos dois principais tipos de minério: a) Minério maciço, com fragmentos de xisto, remanescentes do processo de substituição; b) Minério do tipo stringer onde a mineralização preenche espaços vazios. No exemplo, acompanhando os planos da foliação.

um vulcanismo bimodal onde se sobressai um grande volume de rochas metavulcânicas básicas (anfíbolitos) de composição química similar aos modernos basaltos tholeiíticos de dorsal mesoceânica. Segundo estes autores, os corpos de sulfeto maciço de Cu-Pb-Zn descoberto pela CPRM, estão associados a um espesso pacote de rochas metavulcânicas básicas (anfíbolitos), ligados a zonas de alteração hidrotermal, formadas por rochas à antofilita, biotita e cordierita, rochas à biotita e plagioclásio e rochas à sericita.

Os corpos de minério apresentam composição mineralógica muito similar entre si, onde predominam pirrotita, pirita, com proporções variáveis de esfalerita, calcopirita e, subordinadamente, galena. A presença de zonas de alteração hidrotermal intensa, evidenciada por transformações químico-mineralógicas, constitui o principal controle da mineralização. O depósito de sulfeto é interpretado como de origem singenética, modificado morfológicamente e estruturalmente pela deformação que acompanhou o metamorfismo regional.

Os dados produzidos por Araújo e Nilson (1987), estão em conformidade com os resultados obtidos por Dani e Leonardos (1978, 1980) que defendem que a Sequência Vulcanossedimentar de Indaianópolis teria se depositado em ambiente formado a partir de rifting e expansão do assoalho oceânico. Estas conclusões são as mesmas obtidas por Danni e Kuyumjian (1984) para a origem dos anfíbolitos basais da Sequência Vulcanossedimentar de Juscelândia, que, segundo estes autores, seriam originados de

basaltos de filiação tholeiítica, extravasados em dorsais mesoceânicas.

Araújo e Nilson (1987, 1988) propõem que o depósito de Palmeirópolis foi gerado em cadeia mesoceânica, cujo eixo central estaria distante de uma crosta continental ou em bacia marginal formada atrás de um arco magmático. Segundo estes autores, uma origem singenética pré-metamórfica para os sulfetos é sugerida pela distribuição estratiforme e pela recristalização metamórfica da esfalerita e da pirrotita e apontam analogia entre os depósitos ofiolíticos do Chipre e da Turquia, com ressalva para os constituintes que, neste tipo de ambiente, são principalmente cobre e zinco e no caso de Palmeirópolis observa-se uma relativa quantidade de chumbo. Segundo o modelo genético proposto, o depósito de Palmeirópolis teria se formado pela circulação de soluções em um sistema de células geotermiais convectivas. No caso de Palmeirópolis, a fonte dos metais seria a espessa pilha de rochas vulcânicas sotopostas ao depósito, cujos teores de cobre zinco e chumbo, dão suporte a esta hipótese. O enxofre encontrado no depósito de Palmeirópolis teria como fonte a água do mar.

Araújo et al. (1995) realizaram estudos de microssonda em rochas hidrotermalmente alteradas associadas ao depósito de sulfeto maciço de Palmeirópolis e concluíram que as zonas de alteração do depósito são caracterizadas por uma grande diversidade química e que as condições metamórficas estimadas alcançam temperaturas da ordem de 550° e 650° C com pressões que variam entre 2 Kbar e 5.5 Kbar.

Araújo et al. (1996), complementam o estudo das zonas de alteração de Palmeirópolis utilizando isótopos de oxigênio e compararam as mineralizações e zonas hidrotermais com àquelas que ocorrem no depósito de Geco no Canadá, tentando estabelecer correlações prospectivas e concluíram que há diferenças substanciais no comportamento dos isótopos nos dois depósitos e atribuíram o reequilíbrio isotópico e a diferença dos resultados entre Geco e Palmeirópolis às dimensões dos depósitos, argumentando que o depósito de Palmeirópolis é pequeno em relação ao depósito canadense.

Dardene et al. (2001), baseados nos dados de Araújo e Nilson (1988), Araújo (1998, 1999) e Correia et al. (1999), sugerem a abertura de um oceano em 1.3 Ga., no qual foram depositadas as sequências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, a oeste dos grandes maciços de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto.

Datações Pb-Pb em galena desse depósito, forneceram idades modelo no intervalo 1170 Ma e 1270 Ma (ARAÚJO et al., 1996).

### 7.3 - ETR - ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os elementos do grupo dos Terras Raras possuem essa denominação em decorrência da suposição, errônea, que esses elementos seriam escassos na natureza. O grupo dos terras raras é composto por 15 elementos metálicos, incluindo o ítrio e o escândio, e participam da composição de cerca de 100 minerais. Apesar da relativa abundância, a associação com elementos químicos muito diversificados, limita a concentração desses elementos. Poucos são capazes de se transformarem em minério. Monazita (Ce), allanita (Ce, La), bastnaesita (Ce) e xenotímio (Y), são as principais fontes desses elementos (ABREU, 1991).

Segundo informações do Anuário Mineral Brasileiro (DNPM, 2006), a demanda por estes metais está em franco crescimento, em função das múltiplas, variadas e crescentes aplicações na indústria de alta tecnologia: eletroeletrônica (fibras óticas, lasers, supercondutores, aparelhos de raio-X, aparelhos eletrônicos e óticos), nuclear, petroquímica, cerâmica, automobilística (catalisadores de automóveis), ímãs permanentes, baterias) e refrigeração.

A China detém 58% das reservas mundiais de ETR, seguida pelos países da CEI e EUA. As reservas brasileiras, atualmente conhecidas, representam menos de 1% das reservas mundiais (DNPM, 2006). O Brasil importa terras raras, principalmente da China, sob a forma de compostos químicos.

Os jazimentos de ETR (allanita) identificados durante o mapeamento da Folha Alvorada estão associados às rochas sieníticas da Suíte Alcalina de Peixe, relacionados a processos de alteração hidro-

termal tardi à pós-magmáticos, aos granitos peraluminosos da Suíte Mata Azul (na Pedreira do Travessão), e nos granitóides alcalinos do Morro do Amaral.

Estes jazimentos são constituídos principalmente de allanita e estão condicionados a zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW, através das quais migraram soluções hidrotermais relacionadas à granitogênese Mata Azul ou alinhados localmente segundo a direção norte-sul na borda leste do corpo da Suíte Alcalina de Peixe. Dentre estes jazimentos de ETR destaca-se o da pedreira do Travessão. Neste local, os indícios de terras raras estão associados a álcali-granito em zona de cisalhamento. Nesta área são encontrados minerais de allanita com teores anômalos de Th-Ce-La, detectados em geoquímica de sedimento de corrente e comprovados por análises litoquímicas.

Na estrada que liga Jaú do Tocantins a Palmeirópolis, também foram detectados em saprólito, altos índices de radiação que podem ser seguidos por 100m com valores médios entre 150 e 200cps, com picos, localizados, de até 7000cps e cuja análise química revelou altos valores de ETR leves e tório.

#### 7.3.1 - Mineralizações de ETR associadas à Suíte Alcalina de Peixe

Os primeiros estudos dos jazimentos de allanita que ocorrem encaixados na Suíte Alcalina de Peixe devem-se a Martins (1981) e Kitajima (2002). Posteriormente, Kitajima et al. (2001) desenvolveram trabalhos de mais detalhe, e segundo os autores este bem mineral foi explorado entre 1990 e 1995, através do sistema de lavra rudimentar, com uma produção média mensal estimada em 10 toneladas de allanita. Os autores não mencionam a destinação deste material.

Os principais jazimentos de allanita associados a esta suíte encontram-se alinhados segundo a direção N/S e NE/SW, na porção leste da suíte, em uma zona de cisalhamento. A encaixante das mineralizações são albitos e alcaligranitos originados a partir de transformações hidrotermais. Os fluidos responsáveis pelas transformações estariam relacionados aos granitos da Suíte Mata Azul de idade neoproterozoica.

Kitajima et al. (2001), com base na forma de ocorrência e nas características químicas, subdividiram os jazimentos de allanita encontrados na Suíte Alcalina de Peixe em três populações: (i) allanita em monazita, (ii) allanita em sienitos e (iii) allanita em granitos. O comportamento químico das três populações pode ser observado nas tabelas 7.2 e 7.3. A figura 7.2 apresenta a localização dos jazimentos desses minerais, incluindo àqueles catalogados pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins.



Tabela 7.2 – Composição química dos diversos tipos de allanita da Suíte Alcalina de Peixe. Eletron microprobe (%), segundo Kitajima (2001).

Amostras	Allanita do Sienito					Allanita do Granito			Allanita em Monazita		
	K-P-61	K-P-63	K-P-20	K-P-64	K-P-18	K-P-18	K-P-18	K-P-12	K-P-12	K-P-13	K-P-50
SiO <sub>2</sub>	29.2	29.04	29.69	28.43	29.89	28.92	30.09	26.78	28.44	28.07	29.13
CaO	9.1	7.56	8.68	8.32	10.18	9.16	10.98	6.25	8.31	7.97	8.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.87	12.14	15.55	15.94	13.69	8.7	13.48	11.78	11.61	9.79	14.12
FeO	10.97	13	10.18	9.83	10.32	13.12	10.41	14.85	12.58	14.29	12.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.07	4.82	3.77	3.64	6.15	7.81	6.2	5.13	4.34	4.93	4.16
MgO	0.23	0.06	0.16	0.16	0.03	0.11	0.05	0.23	0.28	0.34	0.02
MnO	0.58	2.95	0.75	0.76	0.11	0.22	0.14	1.13	1.12	1.42	1.21
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.04	8.52	8.29	9.25	4.82	5.88	4.72	9.1	10.73	10.1	10.38
Ce <sub>2</sub> O	11.4	12.71	11.77	13.46	8.2	9.68	8.51	12.08	13.35	12.14	12.19
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2	1.09	1.27	1.05	1.23	1.47	1.2	0.93	0.93	0.96	1.01
Nd <sub>2</sub> O	3.44	2.58	3.25	3.11	4.24	4.65	4.55	1.96	2.24	2.2	2.18
Sm <sub>2</sub> O	0.27	0	0.37	0.18	0.69	0.65	0.69	0	0.12	0.15	0
ThO <sub>2</sub>	0.25	0.18	0.18	0.19	0.4	0.25	0.29	0.31	0.15	0.15	0.1
TiO <sub>2</sub>	0.27	0	0.17	-	1.32	2.53	1.39	-	-	1.84	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.03	0	0.27	-	0.03	0.04	0.01	-	-	0.07	0.03
K <sub>2</sub> O	0.01	0	0	-	0	0	0	-	-	0	0
H <sub>2</sub> O*	1.45	1.44	1.49	1.46	1.48	1.43	1.49	1.37	1.42	1.42	1.46
Total	94.36	96.07	95.83	95.78	92.76	94.61	94.19	91.89	95.62	95.82	96.23

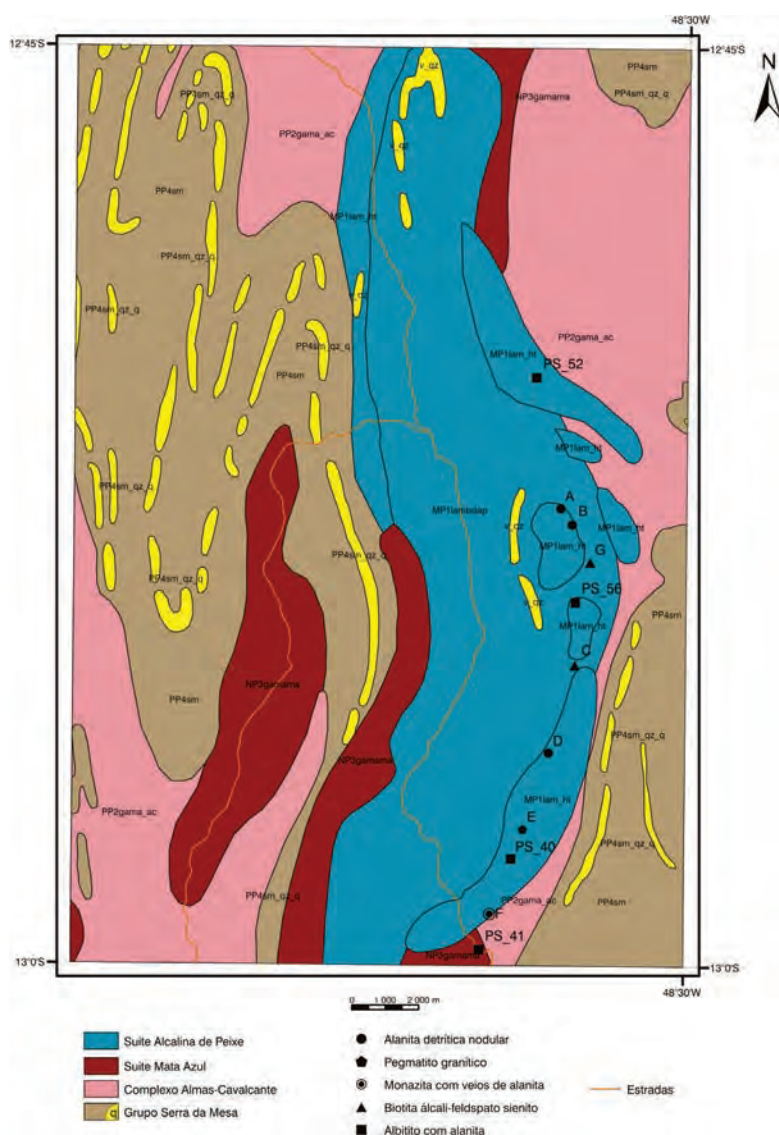


Figura 7.2 – Mapa de distribuição dos jazimentos de allanita do Complexo Alcalino de Peixe, extraídos de Kitajima et al. (2001) e localizados durante a execução do Projeto Sudeste do Tocantins.

Tabela 7.3 – Composição de ETR dos diversos tipos de allanita do Complexo Alcalino de Peixe. ICP-MS (ppm).

Fonte: Kitajima (2001). Obs: ND – não detectado. Amostra K-P-50-allanita detrítica, amostra K-P-20-allanita de sienito, amostra K-P-64-allanita de sienito pegmatítico, amostra K-P-18 allanita de granito pegmatítico e amostra K-P-13 allanita em monazita.

	Allanita de Sienito		Allanita de Monazita		Allanita de Granito
	KP20	KP64	KP50	KP13	KP18
<b>Eu</b>	165.1	99.37	144.97	77.61	294.02
<b>Gd</b>	1.104.48	770.43	1.040.89	988.1	1.728.86
<b>Tb</b>	47.56	40.85	94.17	40.84	137.06
<b>Dy</b>	89.31	49.14	311.37	97.03	318.11
<b>Ho</b>	9.08	5.36	42.75	14.89	34.04
<b>Er</b>	—	—	—	—	—
<b>Tm</b>	—	1.28	10.57	6.15	7.85
<b>Yb</b>	11.58	6.85	57.03	32.77	54.6
<b>Lu</b>	—	1.05	7.37	4.63	8.27
<b>Y</b>	283.68	168.87	993.49	895.87	846.37
<b>U</b>	11.76	10.56	168.11	8.81	11.49
<b>Ba</b>	118.34	7.22	26.28	370	7.9
<b>Rb</b>	8.44	3.04	3.46	2.45	1.77
<b>Sr</b>	589.85	261.55	263.57	663.91	407.66

A tabela 7.4, elaborada a partir dos dados da tabela 7.2, apresenta os teores médios de La, Ce e Fe<sup>+3</sup>. A análise desses resultados revela um comportamento geoquímico semelhante entre a allanita que ocorre no sienito e a allanita associada à monazita.

Em termos de La e Ce, estes valores são superiores àqueles encontrados na allanita que ocorre no granito. Em relação ao Fe<sup>+3</sup>, os valores encontrados na allanita do granito são superiores aos demais. Existe semelhança entre a allanita associada ao sienito e a allanita associada à monazita e ambas se diferenciam da allanita relacionada aos fluidos graníticos

Durante o mapeamento da Folha Alvorada, foram descritos alguns jazimentos de allanita já conhecidos e identificados novos jazimentos, localizados principalmente na porção sul da Suíte Alcalina de Peixe. A maioria desses jazimentos alinha-se em uma estreita faixa, associados a uma zona de cisalhamento de direção norte-sul com intensa alteração hidrotermal.

No garimpo desativado da Fazenda Boa Nova (PS-40 - UTM 766000/8564800), as inúmeras cavas ocupam uma área de aproximadamente 300m de raio. No local a rocha alcalina sofreu um forte processo metassomático/hidrotermal com a formação de pegmatito rico em mica preta esverdeada, formando placas e lamelas centimétricas (fotografia 7.2). Próximo ao garimpo, no pátio da sede da fazenda Boa Nova, foi depositada uma pilha de allanita, com aproximadamente 2 toneladas, remanescente da

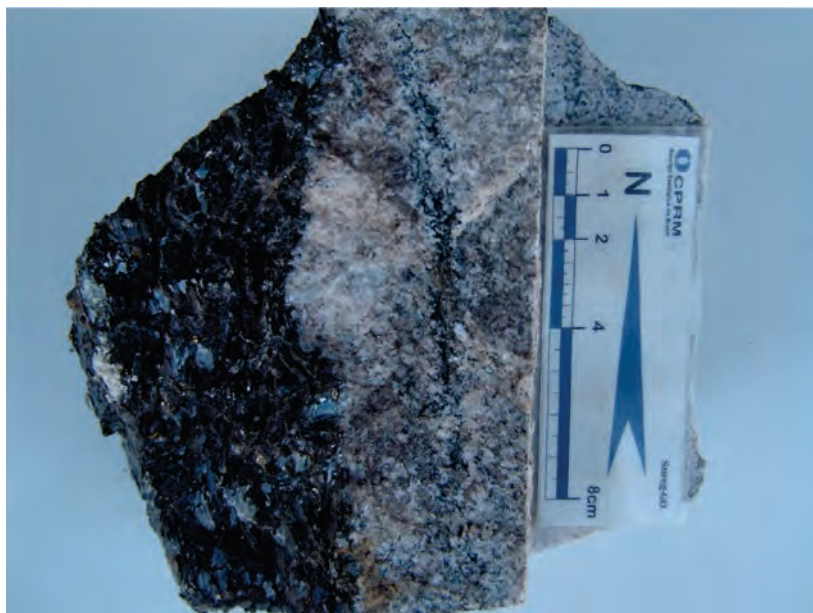
atividade garimpeira. Neste local a radiação atinge 11.000 cps.

Ao longo da estrada que liga o garimpo à sede da Fazenda Boa Nova foi localizada uma faixa de solo com aproximadamente 150m de extensão com radiação média entre 150 cps e 200 cps (cintilômetro SPP-2), chegando a 500 cps no ponto de coordenadas UTM 765639/8564458, o que confere a área potencial prospectivo, uma vez que esta radiação tem grande probabilidade de estar relacionada ao tório das allanitas.

No garimpo de allanita, localizado no ponto PS-56 (UTM 677950/8572574) encontra-se uma cava abandonada com 200m de comprimento, 30m de largura e 5m de profundidade. A encaixante do hidrotermalito ao qual se relaciona a mineralização de allanita é uma rocha alcalina foliada e dobrada. A rocha mineralizada exibe cor cinza claro com porções rosadas, granulação média, irregularmente bandada, com níveis mais ricos em lamelas centimétricas de biotita e injeções K-feldspáticas paralelas à foliação milonítica (fotografia 7.3), textura granular alotriomórfica caracterizada pela forma irregular dos feldspatos (plagioclásio 90-95%, microclínio 02-05%) principais constituintes da rocha. O microclínio aparentemente representa a fase final do processo de transformação metassomático/hidrotermal e ocorre de forma restrita nos interstícios entre os cristais de plagioclásio. A biotita ocorre também de forma restrita, dispersa na rocha ou em agregados. A rocha foi classificada petrograficamente como um albitito (fotomicrografia 7.1).

Tabela 7.4 – Teores médios de La, Ce e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de amostras de allanita do Complexo Alcalino de Peixe.

Associações Elementos	Alanita do Sienito	Alanita do Granito	Alanita associada a Monazita
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,53	5,14	10,08
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,34	8,80	12,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,08	6,72	4,64



Fotografia 7.2 – Placas centimétricas de mica preta (biotita?). Garimpo de allanita em pegmatito da Fazenda Boa Nova. (PS-40 – UTM 766000/8564800).



Fotografia 7.3 – Hidrotermalito (albitito) ao qual estão relacionadas as mineralizações de allanita. As porções mais rosadas apresentam enriquecimento em feldspato potássico e as mais escuras em biotita. (PS-56 – UTM 767950/8572574).

No mesmo alinhamento dos demais jazimentos, na porção norte do Complexo Alcalino de Peixe, foi localizado pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins, um jazimento detrítico de allanita (PS-52

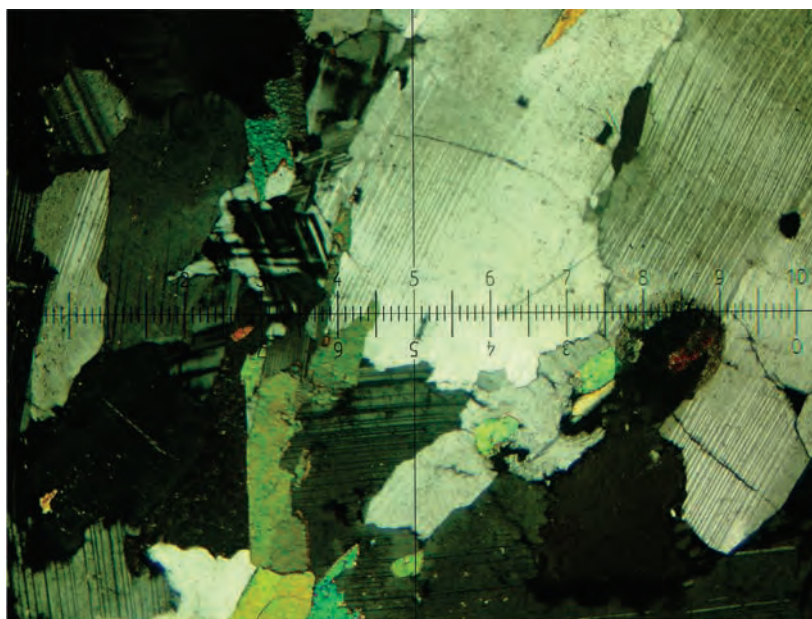
– UTM 766790/8579292). O afloramento possui 5 metros de diâmetro, localiza-se à margem de uma estrada secundária, formando um pequeno aglomerado de blocos de até 50 cm de diâmetro.

A encaixante da mineralização é uma rocha leucocrática, clara esverdeada, granulação média e estrutura maciça. A análise microscópica revelou tratar-se de uma rocha alcalina de textura granular alotriomórfica ou granoblástica caracterizada pela forma irregular ou polygonizada dos cristais de feldspato (plagioclásio 85 a 90% e microclínio 05 a 10%), principais constituintes da rocha. Allanita e zircão são os acessórios mais comuns, perfazendo até 5% da rocha. A rocha foi classificada petrograficamente como um albitito, provavelmente relacionado a processo metasomático/hidrotermal (fotomicrografia 7.2).

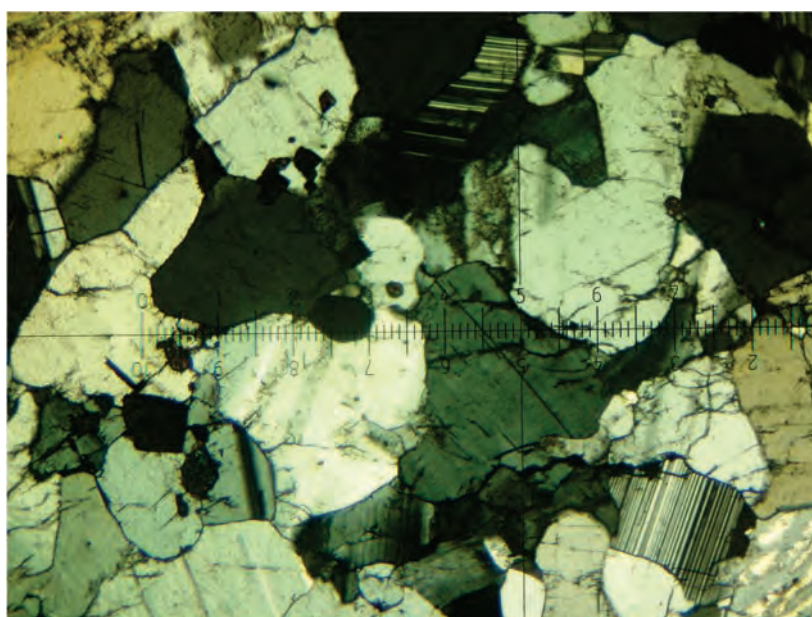
A allanita detrítica ocorre sob a forma de megacristais centimétricos (fotografia 7.4), de cor escura, brilho graxo e fratura conchóide com radiação ao redor de 1.500 cps e foi confirmada através de espectrometria de raios X no laboratório de Furnas Centrais Elétricas, em Goiânia (figura 7.3).

Uma análise química da amostra de allanita do ponto PS-52, indicou os teores (ppm) expressos na tabela 7.5, evidenciando os altos valores de La, Ce e Nd do mineral analisado.

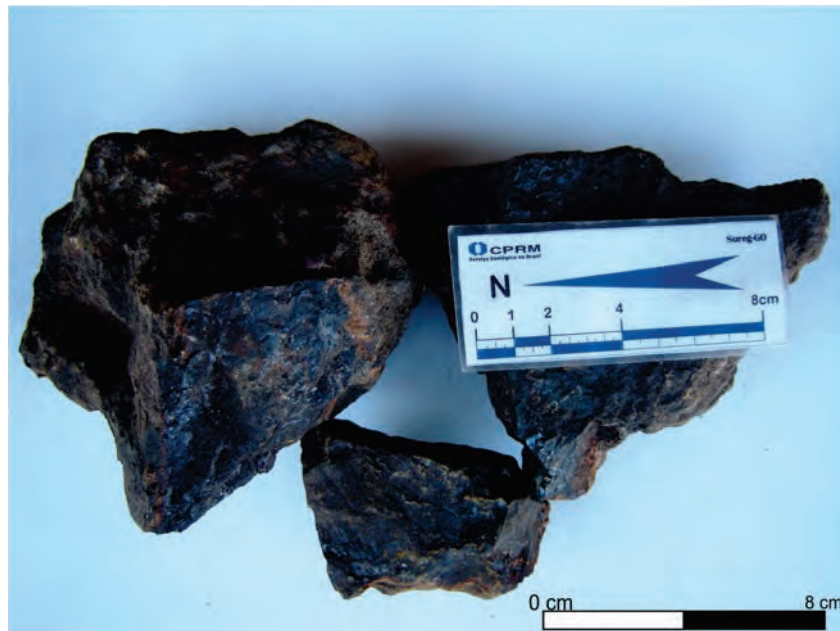
Na porção sul da faixa onde ocorrem os principais jazimentos de allanita, no ponto PS-41



Fotomicrografia 7.1 – Rocha de textura granular alotriomórfica com plagioclásio em cristais irregulares com geminação da lei albita, microclínio com geminação em malha e biotita (esquerda). Ao centro ocorre um pequeno cristal de zircão. Obj. 2,5x; L.P. (PS-56 – UTM 6677950/8572574).



Fotomicrografia 7.2 – Rocha de textura granular alotriomórfica ou granoblástica com cristais de plagioclásio de forma irregular, geralmente com geminação da lei Albita. Obj. 2,5x; L.P. (PS-052 – UTM 766790/8579292).



Fotografia 7.4 – Megacrists de allanite (PS-52 – UTM 766790/8579292).

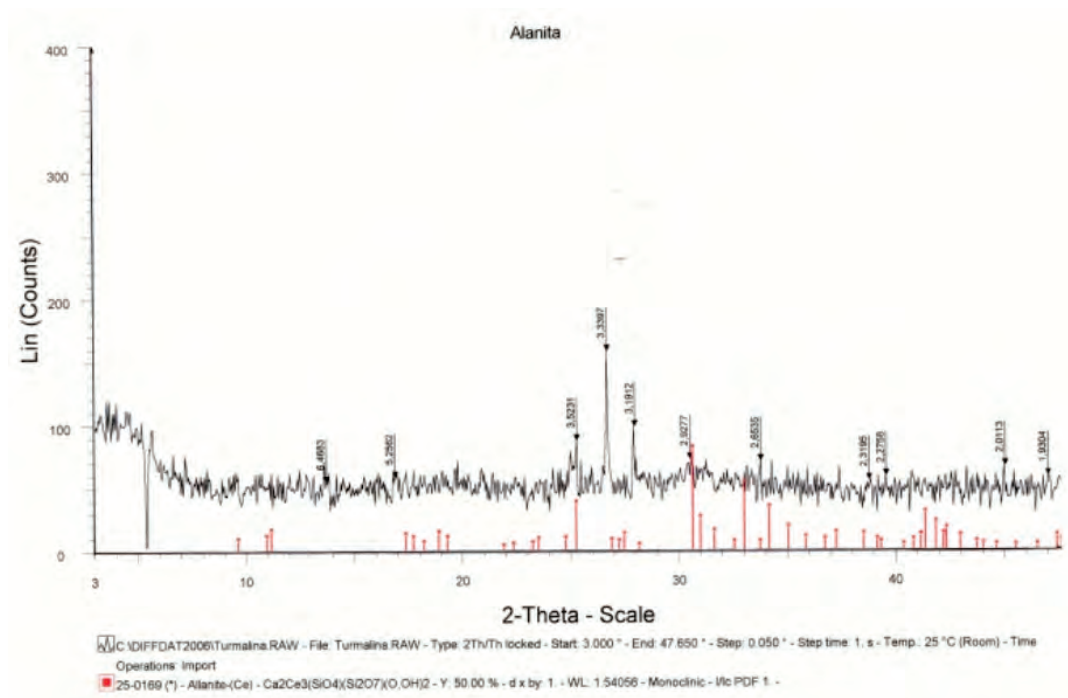


Figura 7.3 – Gráfico resultante da análise por Raio X de um cristal de allanite encontrada no ponto PS-52.

(UTM 765032/8562062) em um corte da estrada que liga o município de Jaú do Tocantins ao município de Palmeirópolis, aproximadamente no mesmo alinhamento dos demais jazimentos de allanite, foi localizada uma anomalia radiométrica associada a um saprólito de cor amarelada, de textura areno-argilosa (fotografia 7.5), que pode ser seguida por 100m, com radiação média entre 150 e 200 cps, com picos, localizados, de até 7.000 cps (Cintilômetro spp-2).

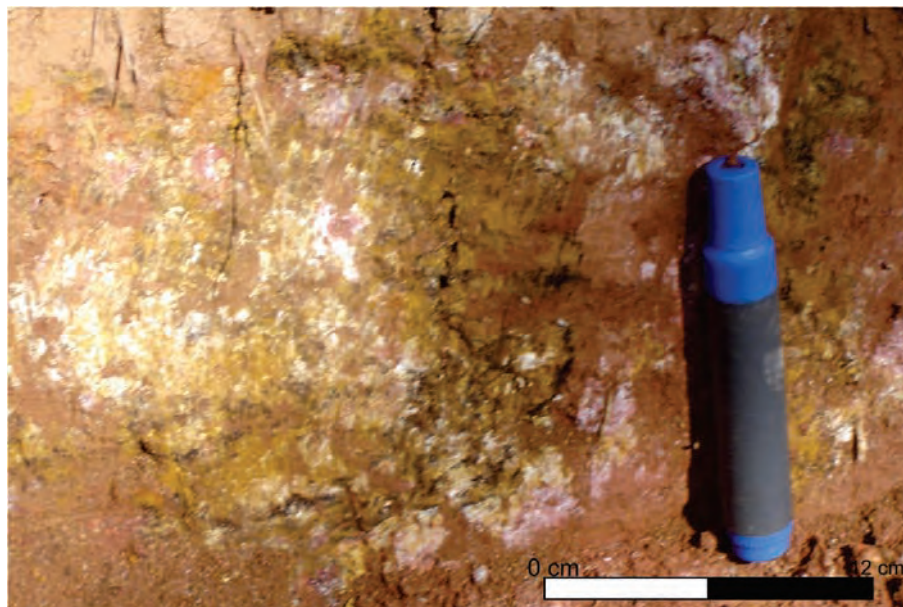
A foliação, ainda perceptível, tem atitude N30E/subvertical, sugerindo tratar-se de mineralização associada à mesma zona de cisalhamento a qual

estão associados os demais jazimentos de allanite. Duas amostras de saprólito, coletadas no mesmo corte da estrada, em local com radiação em torno de 5.000 cps a 7.000 cps, forneceram os resultados que constam na tabela 7.6.

As amostras do saprólito não foram analisadas para todos os ETR's e em função do grau de alteração, não foi possível identificar o mineral responsável pela anomalia geoquímica e geofísica. Os altos valores de Ce e La sugerem tratar-se de terras raras, possivelmente allanite. As anomalias radioativas devem-se aos altos valores de tório.

Tabela 7.5 – Valores em ppm (ICP/MS) dos Elementos Terras Raras, U e Th de uma amostra de allanita detrítica (PS-52A) do Complexo Alcalino de Peixe.

Th	U	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
5691	226	3704	>50.0000	>50.0000	7451	>10.0000	1729	117	846	165	699	138	402	57	332	44



Fotografia 7.5 – Saprólito onde foram detectados altos índices de radiação e cuja análise química revelou altos valores de ETR e tório. Corte da estrada que liga Jaú do Tocantins a Palmeirópolis. (PS-41 – UTM 765032/8562062).

Tabela 7.6 – Resultados de análises de saprólito com radiação ao redor de 7.000 cps. Teores em ppm (ICP/MS).

Elementos Amostras	Elementos						
	U	Th	Pb	La	Ce	Y	Se
PS-41A	24,5	605	3707,78	40,6	841,3	30,88	39,4
PS-41B	74,2	>2.000	4310,01	>10.000	>2.000	921,98	17,3

### 7.3.2 - Mineralizações de ETR associadas a álcali-granitos

Durante a avaliação dos resultados das análises das amostras de rocha coletadas com a finalidade de estabelecer a assinatura química das diversas unidades que compõe o arcabouço geológico da Folha Alvorada, percebeu-se que em três locais (Suíte Alcalina de Peixe, Pedreira do Travessão e Morro do Amaral) os valores de elementos terras raras constituíam anomalias em relação ao *background* representado pelas demais litologias.

O gráfico na figura 7.4, apresenta a distribuição desses elementos nas rochas e destaca as amostras e conseqüentemente os locais onde os valores de ETR são anômalos. Dos três locais onde com os mais altos valores de ETR, apenas o Complexo Alcalino de Peixe foi alvo de exploração e estudos mais detalhados.

#### 7.3.2.1 - Pedreira do Travessão

Ao analisar os valores de ETR do conjunto de rochas coletadas, em toda a Folha Alvorada, para análise litoquímica observou-se que alguns tipos litológicos apresentavam valores anômalos em ETR. Entre estes se destacam os álcali-granitos da Pedreira do Travessão, com anomalias de terras raras leves (figuras 7.5 de (a) a (d)).

A Pedreira do Travessão (fotografia 7.6a), onde foram identificados valores anômalos de ETR em rocha, localiza-se na porção NE da Folha Alvorada, às margens do rio Tocantins (ponto LL-262 - UTM 779716/8648280). Neste local, observa-se uma zona de cisalhamento a qual estão relacionados os altos valores de ETR nos álcali-granitos (fotografias 7.6 de (b) a (d)). Na Pedreira do Travessão observa-se um espesso perfil de solo (fotografia 7.6e) com radiação entre 160 cps e 400 cps que pode se transformar em alvo prospectivo para depósitos supergênicos de ETR.

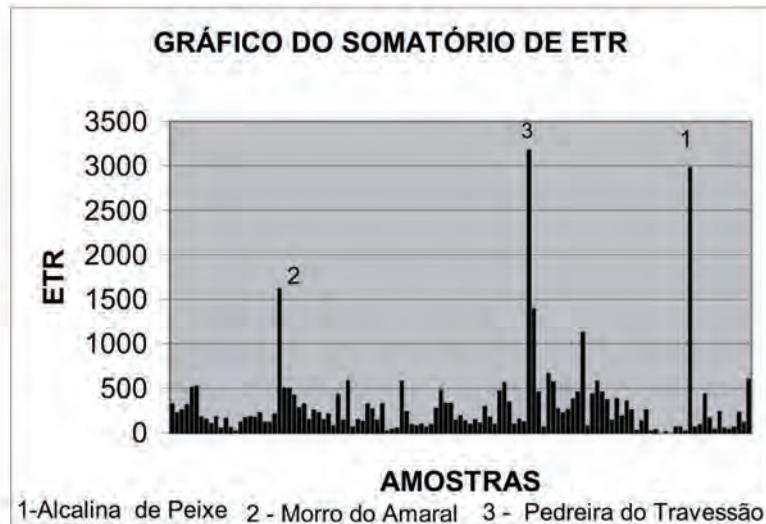


Figura 7.4 – Gráfico representativo do somatório de ETR de amostras de rocha da Folha Alvorada evidenciando os valores elevados da Alcalina de Peixe (1), do Morro do Amaral (2) e da Pedreira do Travessão (3). (Valores em ppm).

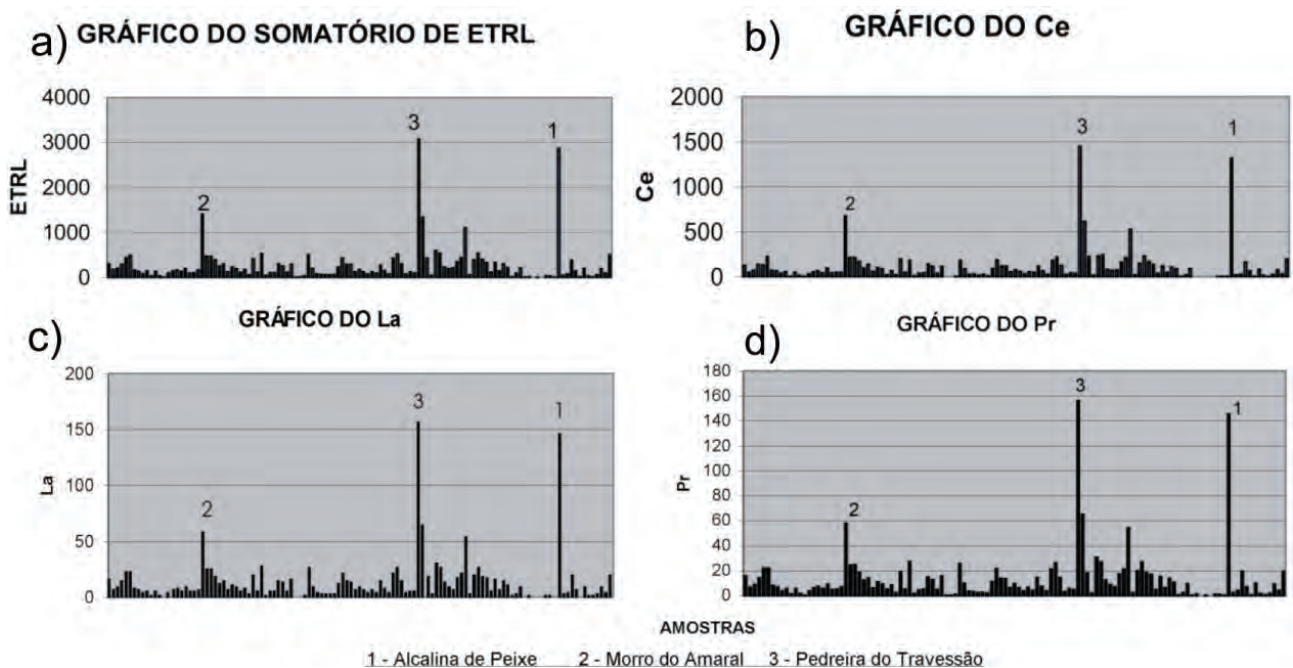
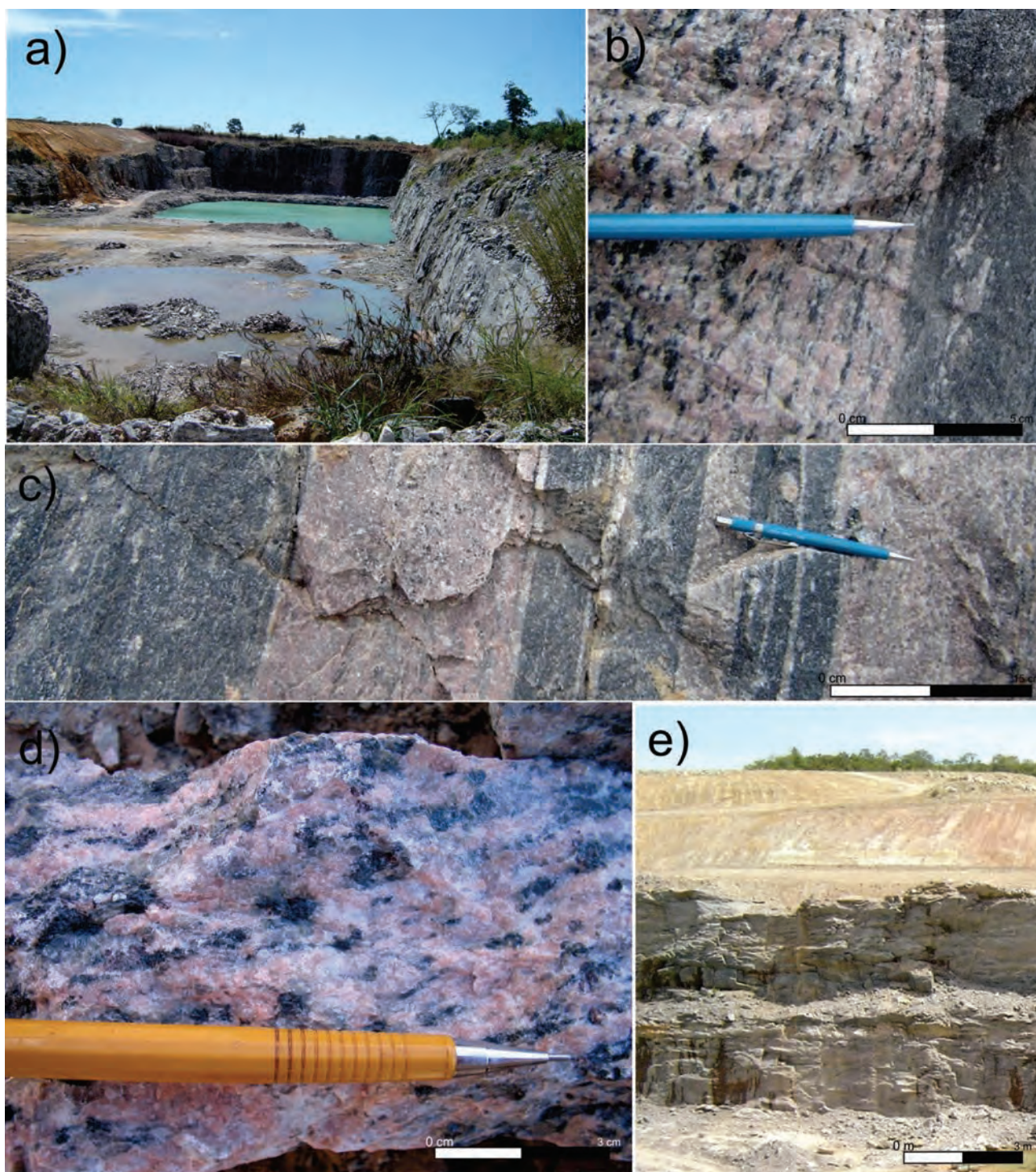


Figura 7.5 – a) Gráfico com o somatório de terras raras leves das amostras de rocha coletadas na Folha Alvorada onde se destacam os altos valores da Pedreira do Travessão. (Valores em ppm); b) Gráfico de distribuição do cério, com destaque para os altos valores localizados na Pedreira do Travessão. (Valores em ppm); c) Gráfico de distribuição do lantânio, com destaque para os altos valores localizados na Pedreira do Travessão. (Valores em ppm); d) Gráfico de distribuição do Praseodímio, com destaque para os altos valores localizados na Pedreira do Travessão. (Valores em ppm).

A rocha regional, encaixante do granito mineralizado, amostra LL-262B é composta de plagioclásio (35 a 40%), quartzo (25 a 30), K-feldspato (5 a 10%), biotita (20%), além de hornblenda, fluorita, titanita e opacos, em percentagens próximas de 1% e foi classificada como biotita tonalito com hornblenda e fluorita. A mineralização está relacionada à monzogranitos e sienogranitos.

Dois amostras analisadas apresentam composições petrográficas que variam dentro dos seguintes intervalos: k-feldspato (20 a 30%), plagioclásio (20 a 30%), quartzo (30 a 40%), biotita (5 a 10%) hornblenda (5 a 10%), ortopiroxênio, granada, carbonato, apatita, zirconita e opacos aparecem em torno de 1%. A allanita, responsável pelos valores anômalos de terras raras encontrados



Fotografia 7.6 – a) Vista geral da pedreira do travessão. Na parede do fundo observam-se as intercalações de álcali-granito (porção mais clara) e tonalito; b) Detalhe de uma porção da parede da Pedreira do Travessão mostrando o contato entre álcali-granito e tonalito; c) Porção da parede da Pedreira do Travessão onde se pode observar uma sequência de intercalações de álcali-granito e tonalito; d) Detalhe da amostra de álcali-granito ao qual estão associados os altos valores de terras raras; e) Porção da pedreira do travessão onde se pode observar o espesso perfil de solo/saprólito.

nas amostras analisadas, representa ao redor de 2% da rocha.

Os resultados analíticos das amostras da Pedreira do travessão (tabela 7.7), demonstram que a mineralização encontra-se associada aos alcaligranitos (LL-262B e LL-262C), com altos valores de  $K_2O$  e enriquecimento em terras raras leves (Ce

e La), uma vez que o tonalito encaixante (LL-262A) apresenta baixos valores de ETR (figura 7.6). A amostra LL-262B apresenta 2% de allanita.

Álcali-granitos, de idade neoproterozoica, são alvos de pesquisa para depósitos de elementos terras raras na porção noroeste do escudo da Arábia (DRYSDALL et. al., 1984). Estes autores



defendem um modelo em que o ambiente ao qual estão associadas estas mineralizações está relacionado a estágios tardios de cristalização de magmas residuais, enriquecidos em elementos granitofílicos sob alta pressão de voláteis em níveis crustais muito rasos, com uma forte contribuição hidrotermal, ambiente similar ao de formação do granito da Pedreira do Travessão, considerando ainda que, se verifica uma importante influência da componente estrutural na medida em que as mineralizações estão associadas a zonas de

cisalhamento transtracionais de direção NE-SW. Apesar dos baixos teores, quando comparados àqueles encontrados em jazimentos relacionados a rochas alcalinas, estes autores, apostam no aumento da demanda e nos avanços tecnológicos para a viabilização desse tipo de depósito.

Comparativamente à amostra de rocha coletada na Suíte Alcalina de Peixe (PV-135) o granito da Pedreira do Travessão (amostra LL-262B), apresenta valores de ETR muito semelhantes, como demonstra a tabela 7.8.

Tabela 7.7 – Resultados analíticos obtidos em amostras de rocha da Pedreira do Travessão. Teores em ppm.

Elementos Amostrs	K2O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th	U	Ta	Nb	Zr	Litologia
LL-262A	2,14	19,90	39	4,83	17,90	4,40	1,70	0,8	0,80	15,50	98	Bt tonalito com hornblenda
LL-262B	5,86	<b>906,90</b>	<b>1.447</b>	156,19	500,30	82,10	147,50	9,5	4,5	51,20	307	Opx-Hb-Bt monzogranito
LL-262C	5,43	<b>349,0</b>	<b>613</b>	64,95	213,60	33,30	44,90	5,3	3,5	45,50	601	Fluo-Gd-Hb-Bt sienogranito

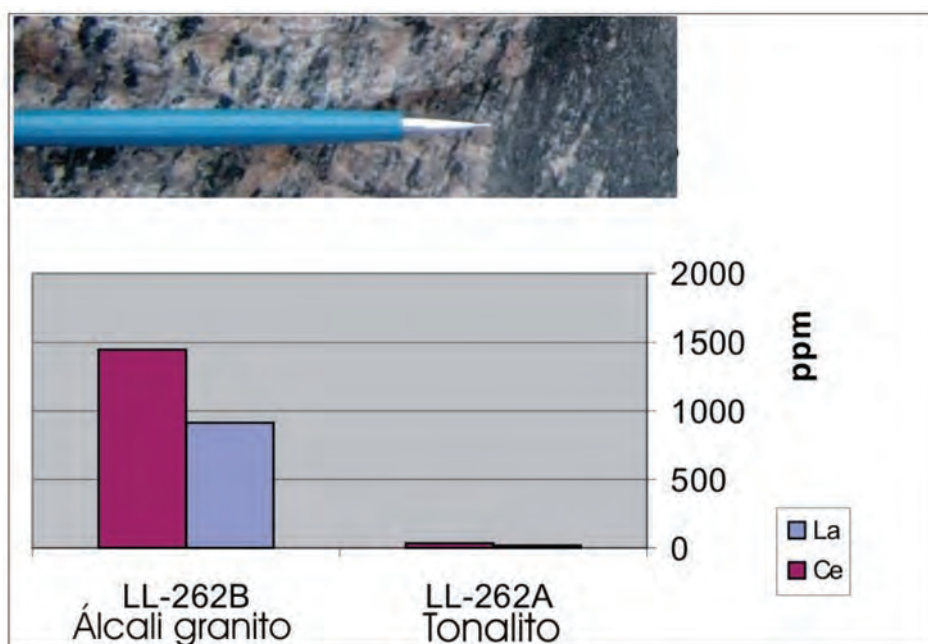


Figura 7.6 – Relação entre os diferentes tipos litológicos e os teores de ETR identificados na Pedreira do Travessão.

Tabela 7.8 – Resultados analíticos de uma amostra de rocha da Pedreira do Travessão (Amostra LL-262B), com os valores mais elevados de ETR comparados aos valores mais elevados obtidos em amostra de rocha do Complexo Alcalino de Peixe (PV-135).

Elementos Amostrs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Th	U	Ta	Nb	Zr	Litologia
LL-262B	<b>806,9</b>	<b>1.447,0</b>	<b>156,19</b>	<b>500,30</b>	82,10	147,50	9,5	4,5	51,20	307	Opx-Hb-Bt monzogranito
PV-135	<b>724,10</b>	<b>1.320,6</b>	<b>145,5</b>	<b>528,00</b>	68,4	48,8	2,5	6,10	125	1.764	Hb-monzonito

## 7.3.2.2 - Morro do Amaral

Indícios de ETR em amostras de rocha também foram identificados em granitóides do Morro do Amaral, na porção noroeste da Folha Alvorada. Em relação ao Suíte Alcalina de Peixe e a Pedreira do Travessão, as rochas graníticas do Morro do Amaral apresentam-se mais enriquecidas em terras raras pesadas (figuras 7.7 de (a) a (c)).

O Morro do Amaral (fotografias 7.7a e 7.7b) está representado por um conjunto diversificado de litotipos: granitos, tonalitos, granodioritos, anfibolitos foliados, supracrustais e ultramilonitos de protólitos incertos. Os granitos são de granulação variada, predominantemente fina com termos grosseiros a pegmatóides, localmente porfiroblásticos, com pórfiros centimétricos de feldspato e intercalações centimétricas de anfibolito. Os granitos mais finos apresentam níveis enriquecidos em magnetita, com cristais de até 2cm. Esta rocha encontra-se muito deformada e metassomatizada, com enriquecimento em k-feldspato (fotografia 7.7c e 7.7d).

Amostra de granito com valores anômalos em relação às rochas encaixantes foi coletada na extremidade sul do Morro do Amaral (PV-04C). Trata-se de uma rocha de granulação fina a média, foliada, finamente bandada de cor amarela clara a rósea, muito magnética, composta de quartzo (50%),

feldspato potássico (25%), plagioclásio (18%), titanita (3%) allanita (1%) e opacos (4%) classificada como meta titanita granito.

Os mapas de distribuição dos elementos terras raras resultantes do tratamento das amostras de sedimento de corrente apresentam um *trend* de direção nordeste, onde estão incluídas as anomalias relacionadas à Suíte Alcalina de Peixe e aos granitos da Pedreira do Travessão (Granito Mata Azul), além de outras anomalias menores que não foram investigadas (figura 7.8). É possível que outras manifestações de caráter eminentemente alcalino com jazimentos de ETR estejam associadas a este *trend*.

Os mapas de distribuição de elementos terras raras em rocha, apresentam algumas anomalias que, guardam uma boa correlação com os valores encontrados em sedimento de corrente, mesmo considerando a dispersão do elemento na drenagem. As figuras 7.9 a 7.10 evidenciam a distribuição dos ETR's nas rochas.

## 7.3.3 - Tipologia dos Depósitos de Terras Raras

Mello, Cabral Jr. e Motta (1994), apresenta uma classificação simplificada dos diversos tipos de depósitos de terras raras de acordo com sua importância relativa, e os principais metalotectos aos quais estão associados tabela 7.9.

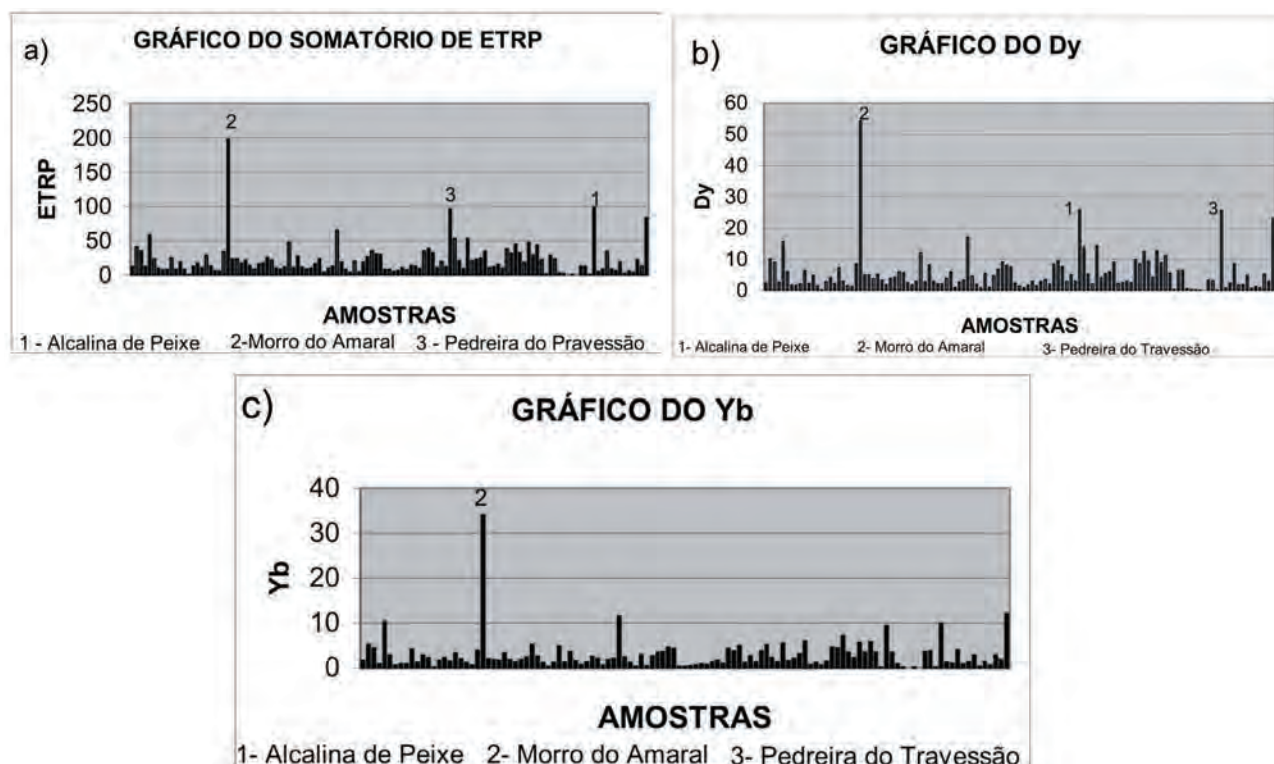
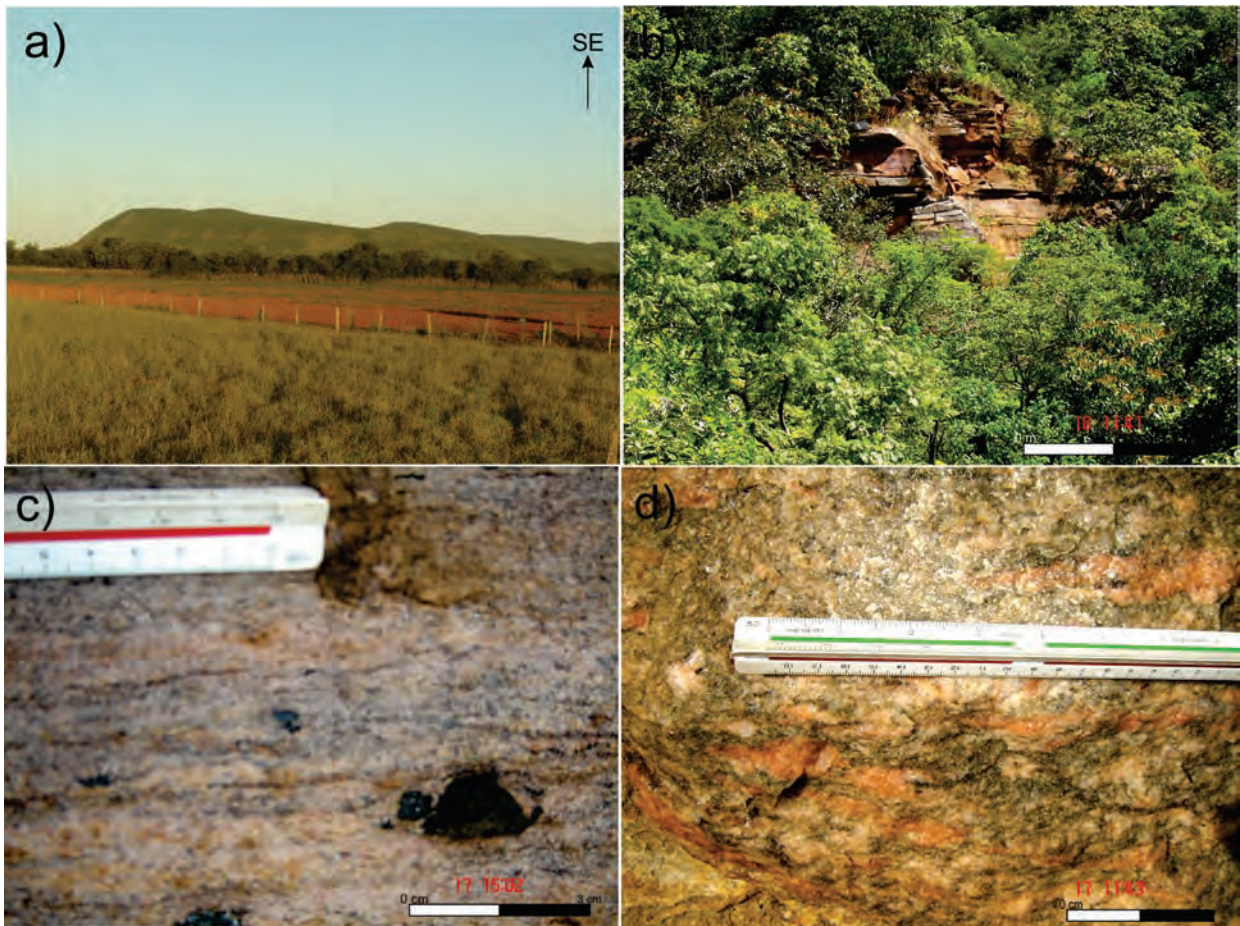


Figura 7.7 – a) Gráfico representativo do somatório dos terras raras pesados, com destaque para o Morro do Amaral (valores de ETR em ppm); b) Gráfico de distribuição do dimítrio, com destaque para os valores localizados no Morro do Amaral (valores de ETR em ppm); c) Gráfico de distribuição do Ytérbio, com destaque para os valores localizados no Morro do Amaral.



Fotografia 7.7 – a) Vista panorâmica do Morro do Amaral; b) Vista de perfil à meia encosta da Serra do Amaral. Pacote de granitóide com planos de foliação finos sub-horizontais; c) Granito fino foliado com grãos centimétricos de magnetita; d) Granitóide do Morro do Amaral com mobilizados metassomáticos K-feldspáticos.

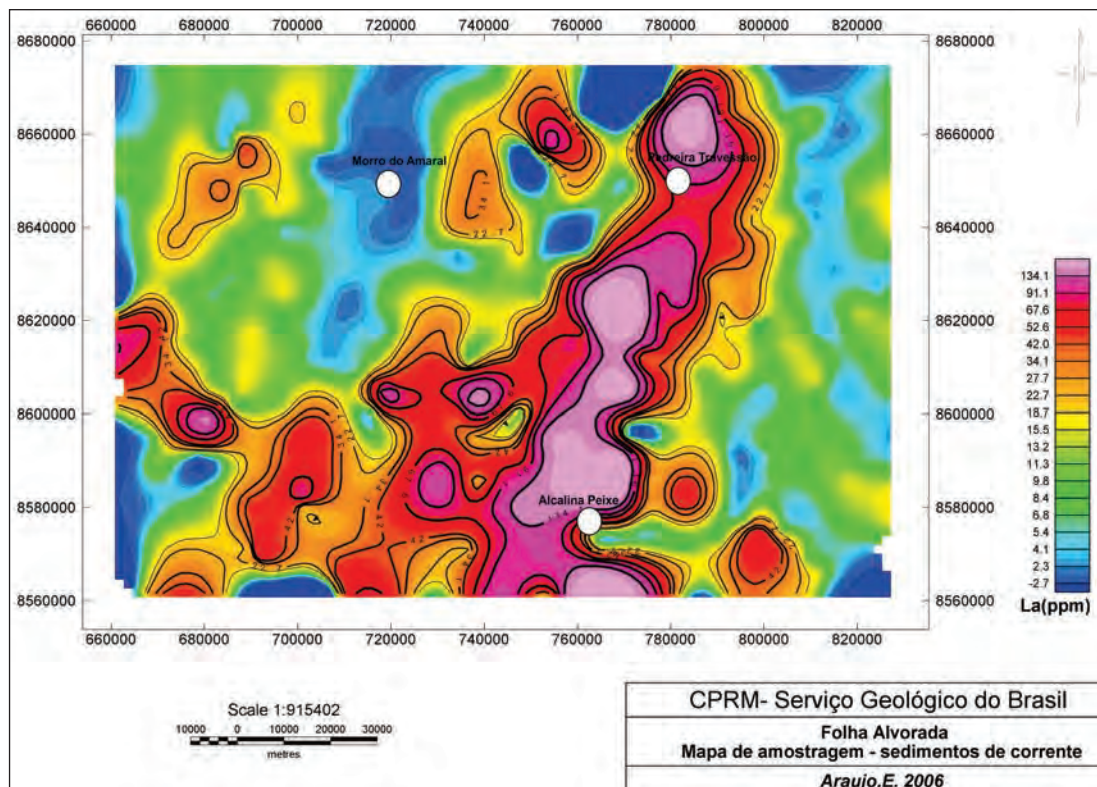


Figura 7.8 – Mapa de distribuição do Lantânio em sedimento de corrente mostrando o trend de direção NE, no qual se alinham as anomalias associadas à Suíte Alcalina de Peixe e as Anomalias da Pedreira do Travessão, Granito Mata Azul.

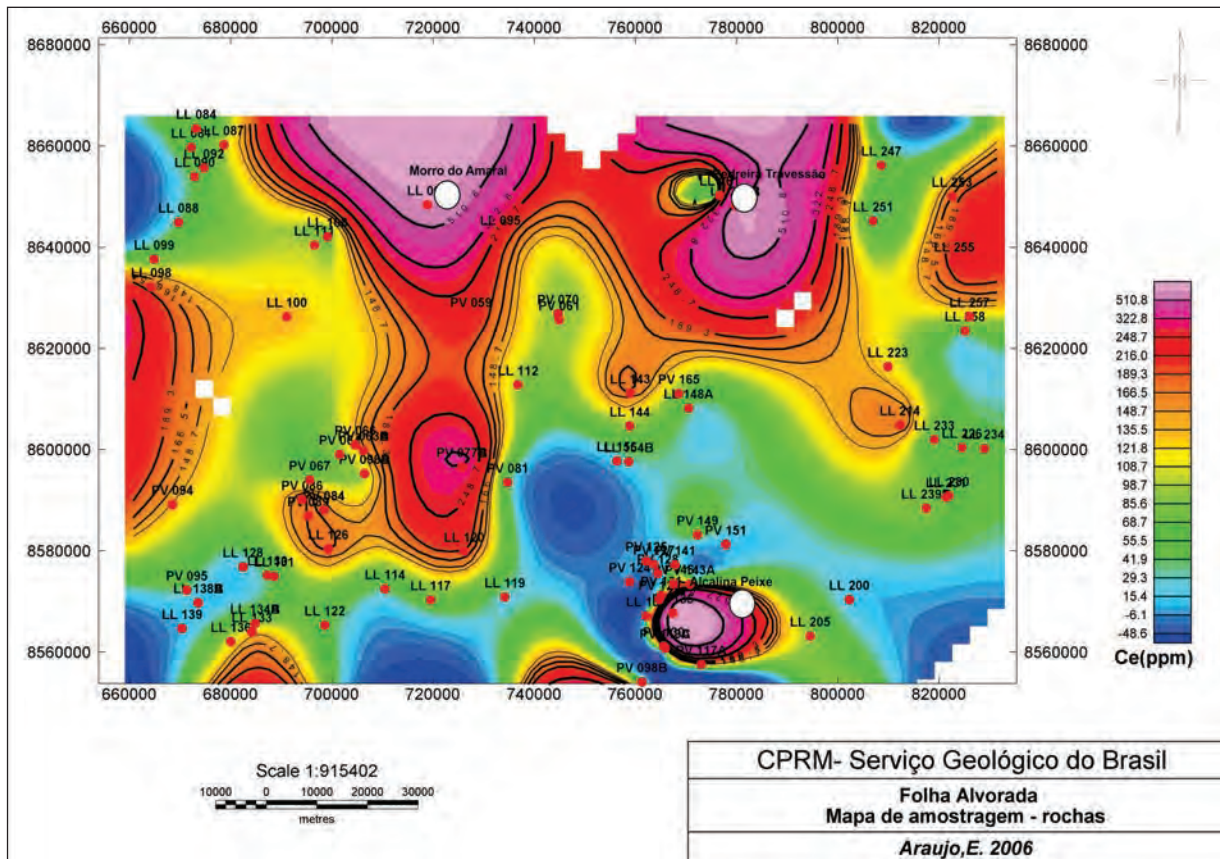


Figura 7.9 – Mapa de distribuição do somatório de terras raras leves em rocha. Os valores mais elevados estão na Suíte Alcalina de Peixe na Pedreira do Travessão e no Morro do Amaral.

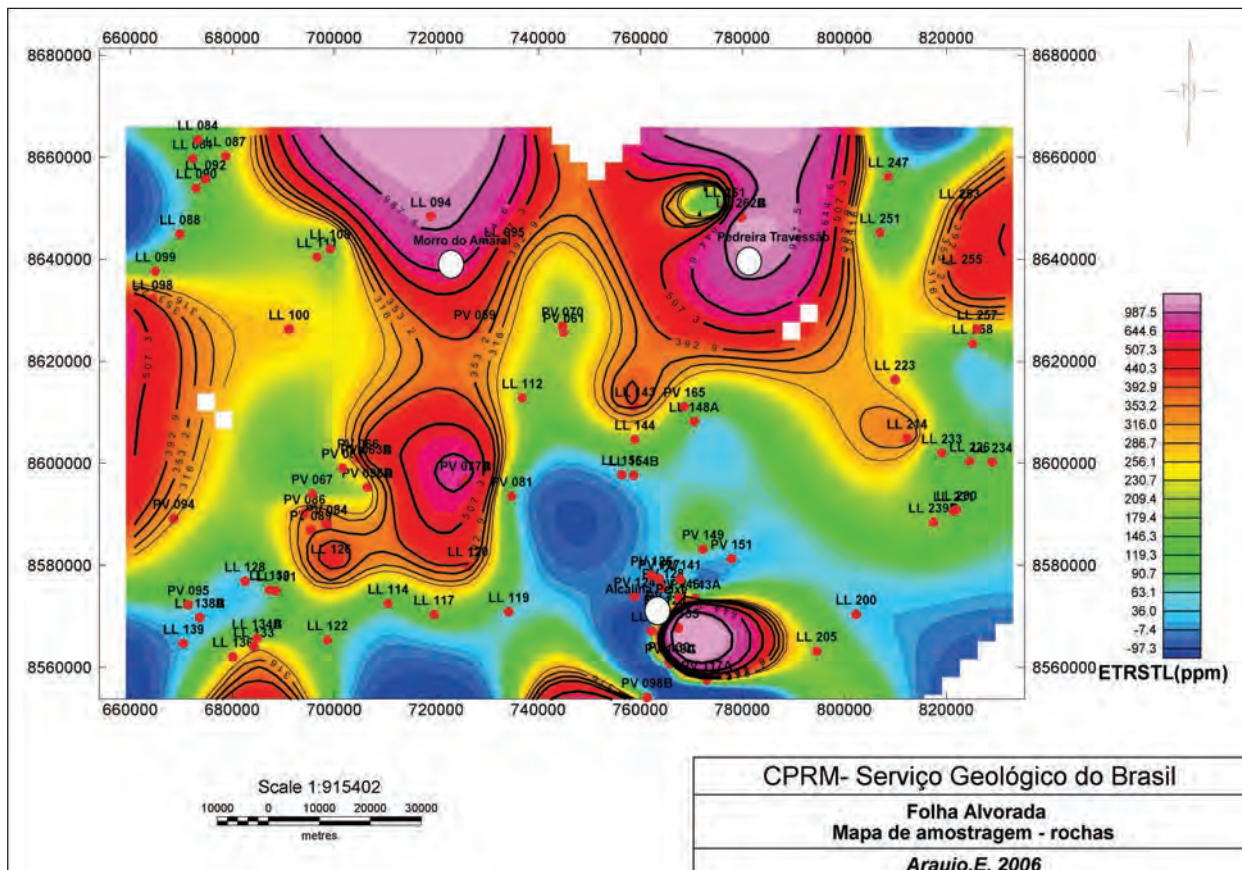


Figura 7.10 – Mapa de distribuição do Cério em rocha. Os valores mais elevados estão na Suíte Alcalina de Peixe, na Pedreira do Travessão e no Morro do Amaral.

Tabela 7.9 – Síntese da tipologia dos depósitos de ETR, Motta et. al. (1994), modificada.

JAZIMENTOS	AMBIENTE GEOLÓGICO	CARACTERÍSTICAS
PRINCIPAIS	1) Intrusivas alcalinas. Depósitos primários e secundários de grande porte e teores elevados. 2) Seqüências sedimentares detríticas do tipo placer.	No Brasil, as principais fontes desses elementos são os placeres costeiros e os complexos alcalinos de Minas Gerais e Goiás.
SUBORDINADOS	1) Séries granitóides calcioalcalina. 2) <b>Alcalinas especializadas, enriquecidas em ETR a partir de alterações hidrotermais tardi a pós - magmáticas.</b> 3) Zonas de cisalhamento em terrenos granito-gnaisses de alto grau metamórfico. 4) Pegmatitos granitóides mineralizados em ETR. 5) <b>Álcali granitos em zona de cisalhamento.</b>	Os jazimentos 1, 2, 3 e 4 e 5 só se formam a partir de enriquecimento supergênico.  <b>O tipo 2 é provavelmente aquele associado à alcalina de Peixe e o tipo 5 representa os jazimentos da Pedreira do Travessão e do Morro do Amaral.</b>
ALTERNATIVOS	Reservas técnicas existentes em fosforitos.	São reservas que dependem de tratamento tecnológico.

Com base nesta classificação, os dados coletados, na Folha Alvorada, sugerem que os depósitos de allanita associados às rochas sieníticas da Suíte Alcalina de Peixe estariam enquadrados como Jazimentos Subordinados do tipo 2, onde as rochas alcalinas especializadas sofreram a ação de fluidos hidrotermais tardi a pós-magmáticos.

Os jazimentos relacionados à Pedreira do Travessão e ao Morro do Amaral estão relacionados à alcaligranitos em zonas de cisalhamento e foram agrupados como pertencentes ao grupo 5 dos jazimentos subordinados.

## 7.4 - METAIS NOBRES

### 7.4.1 - Ouro

Apesar de não ter sido cadastrado, neste trabalho, nenhum jazimento de ouro (garimpo, mina, etc), constatou-se através do levantamento geoquímico por concentrado de bateia, indícios em drenagens que cortam as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis, com até 75 pintas de ouro por amostra e concentrações menores associadas aos Lineamentos Brasileiros, nas áreas de ocorrências dos tonalitos do Arco Mágmatóide de Goiás, nos granitóides da Suíte Aurumina. A figura 7.11 mostra a localização dos indícios de ouro em concentrado de bateia.

## 7.5 - GEMAS

O Estado do Tocantins possui três polos de produção de pedras para lapidação: o Polo de Cristal de Rocha da Região de Duerê-Cristalândia-Pium, o Polo de Gemas da Região de São Valério da

Natividade e o Polo Pegmatítico da Região de Jaú-Palmeirópolis. A região sudeste do estado, onde se insere a Folha Alvorada, destaca-se principalmente pela produção de granada gemológica, hoje produzida em escala industrial e exportada quase que exclusivamente para a Índia e secundariamente turmalina, zircão e cianita.

### 7.5.1 - Granadas

Os jazimentos de granada gemológica da região de São Valério da Natividade são conhecidos há pelos menos quatro décadas e ocorrem principalmente no âmbito das Folhas Alvorada e Gurupi, distribuídos em uma série de garimpos e pequenas ocorrências.

Durante a execução deste projeto foram catalogados os principais jazimentos de granada almandina com características gemológicas e industriais encontrados no extremo nordeste da Folha Alvorada, e prosseguem para a Folha Gurupi nesta região.

Frasca e Lima (2005) propuseram a denominação Província Gemológica de São Valério da Natividade para agrupar estes jazimentos minerais com características gemológicas, que ocorrem na região, ao longo de um *trend* NE-SW, segundo a estruturação regional N15°-20°E, com aproximadamente cinco quilômetros de largura e que pode ser seguida por dezenas de quilômetros, ultrapassando o limite entre as folhas Alvorada e Gurupi. Este conjunto de jazidas produz ao redor de duas toneladas de granada por mês.

Estes jazimentos encontram-se encaixados em biotita granodioritos e biotita tonalitos, em zonas de cisalhamento. A granada está associada a

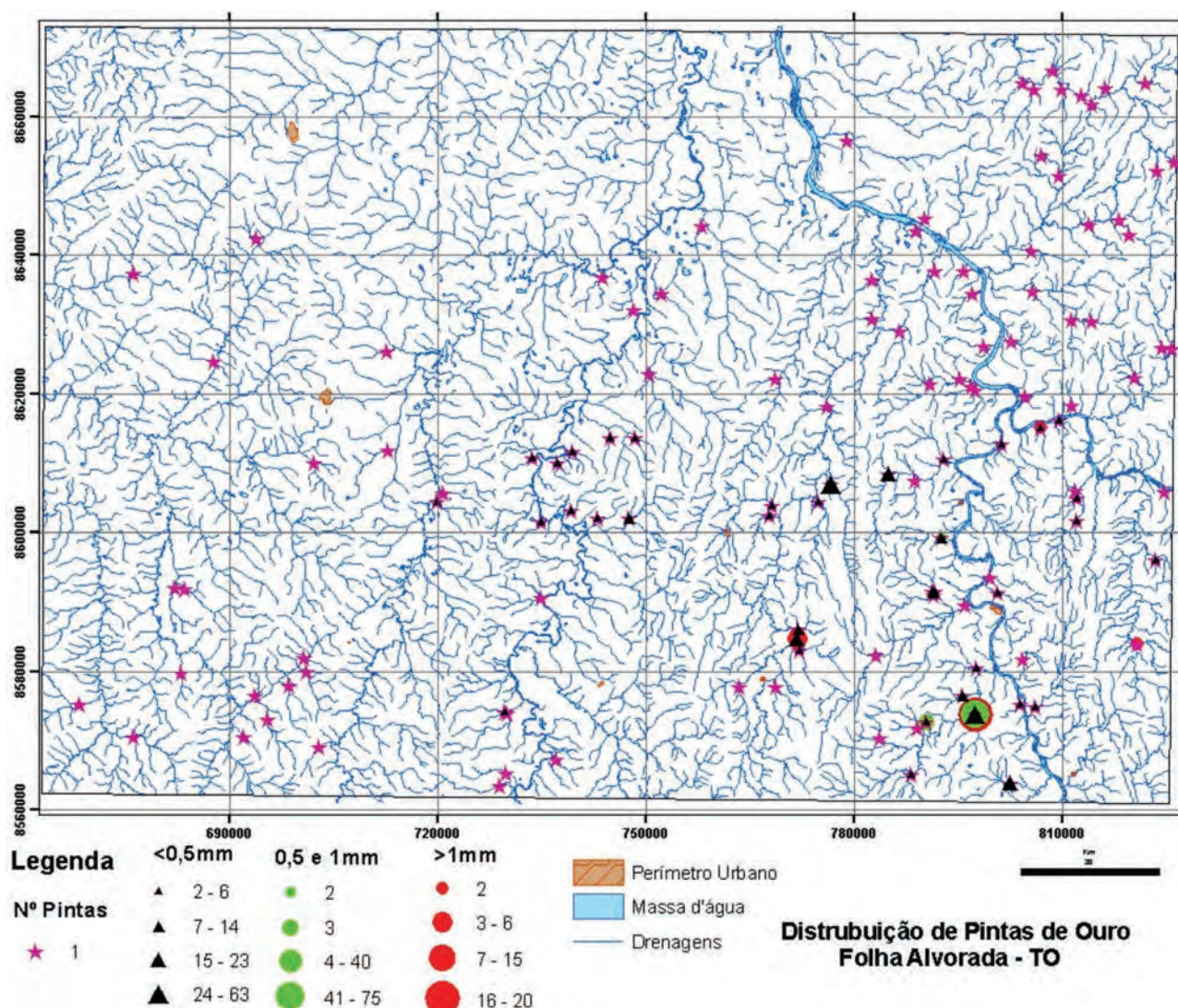


Figura 7.11 – Mapa de distribuição de Pintas de Ouro da Folha Alvorada.

processos de alteração hidrotermal potássica. São exploradas a céu aberto, em rocha intemperizada, através do sistema de lavra garimpeira semi-mecanizada, com destaque para os garimpos do Schneider e do Gabi, e através de lavra industrial. A gênese dessas jazidas está relacionada aos granitos da Suíte Mata Azul (fotografia 7.8 de (a) a (f)).

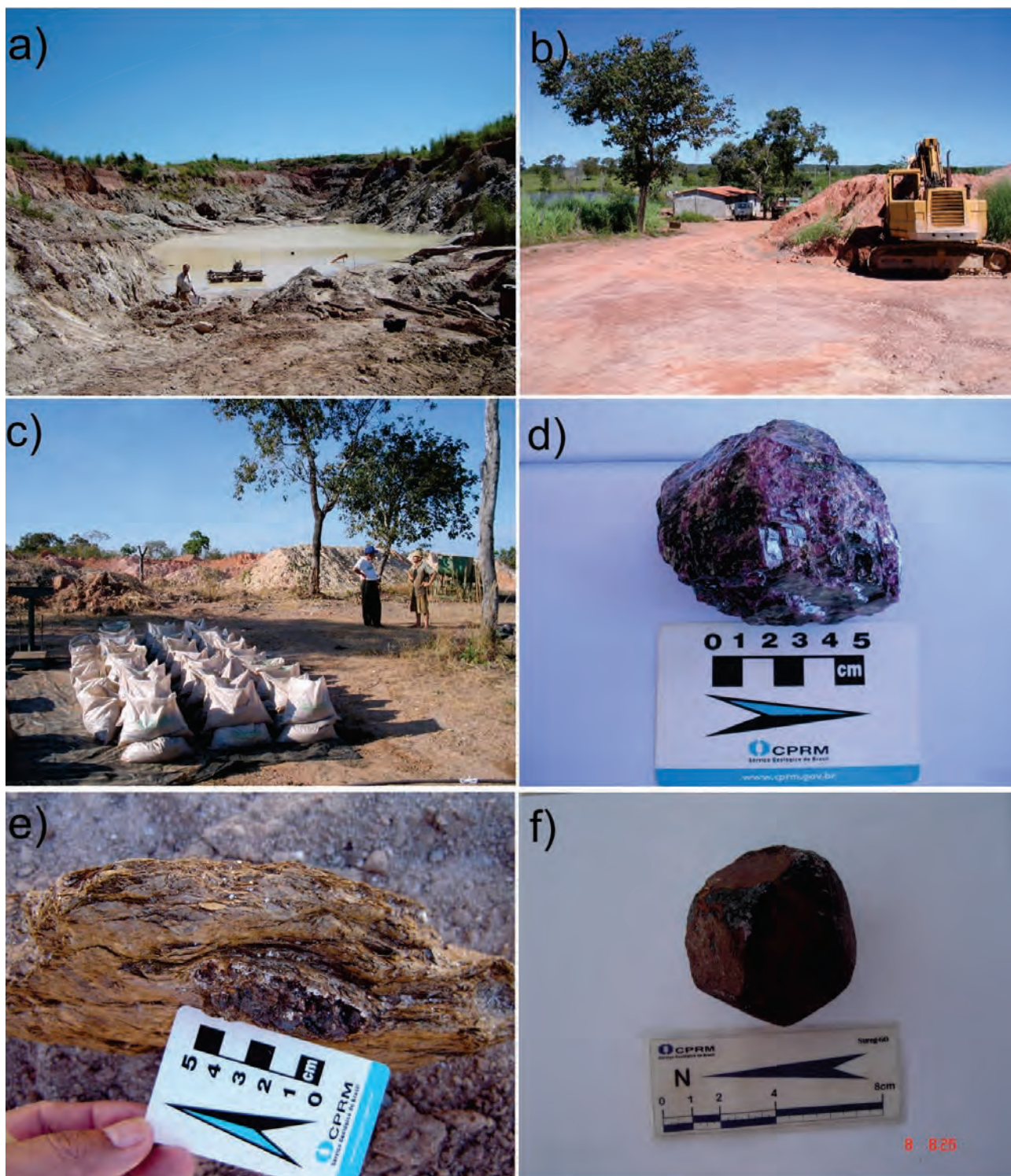
As granadas de São Valério da Natividade possuem dimensões que variam de 2cm a 15cm. As amostras extraídas para lapidação possuem em média 5 cm. A maioria apresenta-se bem cristalizada, com hábito dodecaédrico pentagonal ou localmente deformadas, evidenciando o caráter sim a pós-deformacional da mineralização.

A quantidade de inclusões, assim como o grau de fraturamento identificados nas granadas da região de São Valério da Natividade variam de garimpo para garimpo. Alguns garimpos foram abandonados em função da quantidade de inclusões e/ou do formato das granadas. Nas principais jazidas exploradas

(Schneider, Gabi, Zé Doido e Nivaldo), as granadas apresentam poucas inclusões e elevado grau de fraturamento que, se não chega a comprometer totalmente o seu uso gemológico, certamente limita este aproveitamento.

Em alguns garimpos, a exemplo do garimpo do Justino do Coco, as granadas são tão mal formadas e ricas em inclusões de quartzo e muscovita (fotografia 7.9) que impossibilitam o seu aproveitamento. As inclusões identificadas são geralmente de quartzo e se apresentam em cristais alongados sob a forma de esteiras de cristais (fotomicrografia 7.9b).

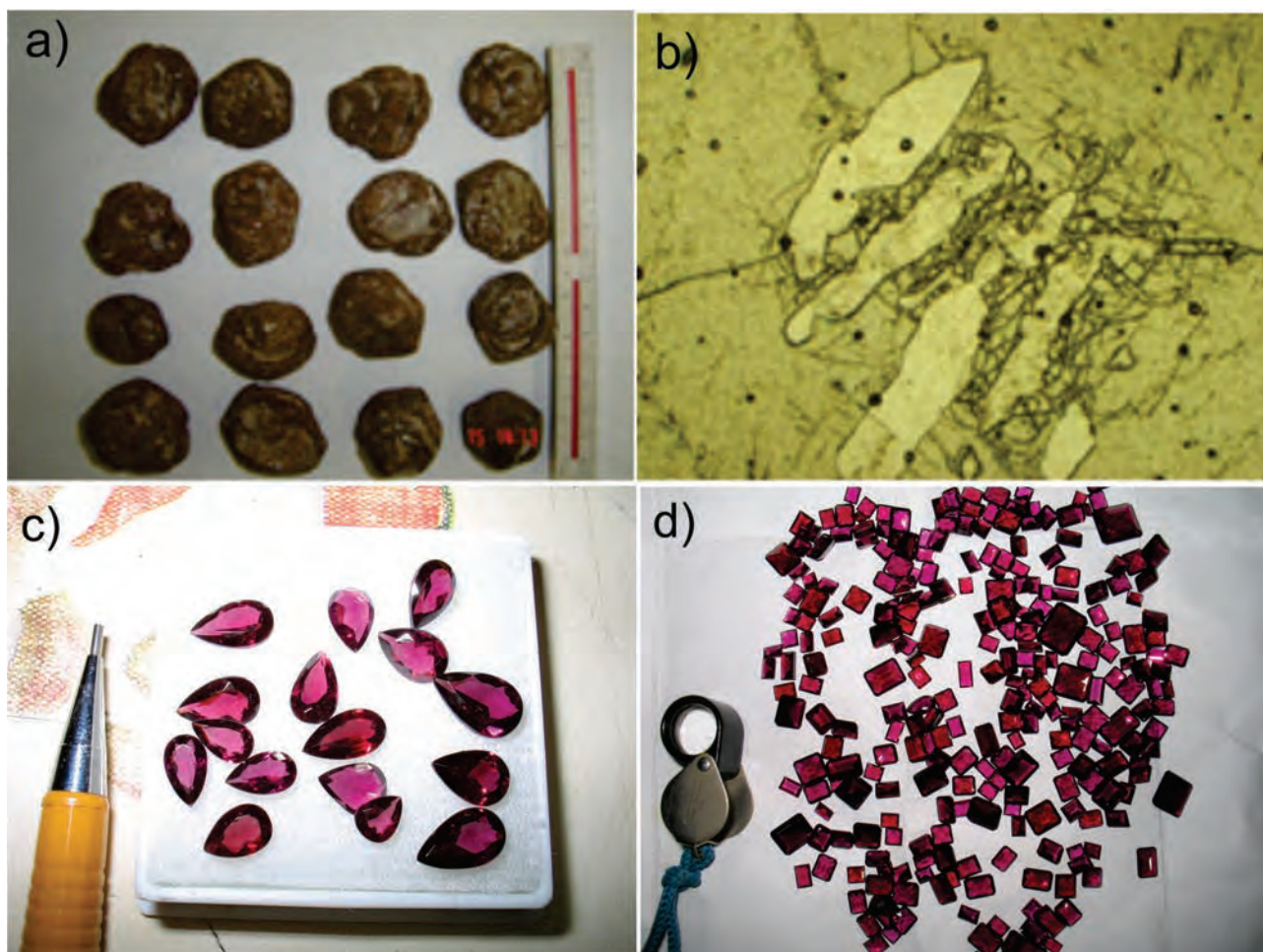
Duas amostras de granada do Garimpo do Schneider, lapidadas no laboratório de gemologia da METAGO em Anápolis, indicaram um aproveitamento abaixo de 50%. Entretanto, a grande quantidade de amostras lapidadas por produtores da região de São Valério da Natividade demonstra que as pedras, exibem rara beleza e podem ser exploradas como gemas (fotografias 7.9 d e d).



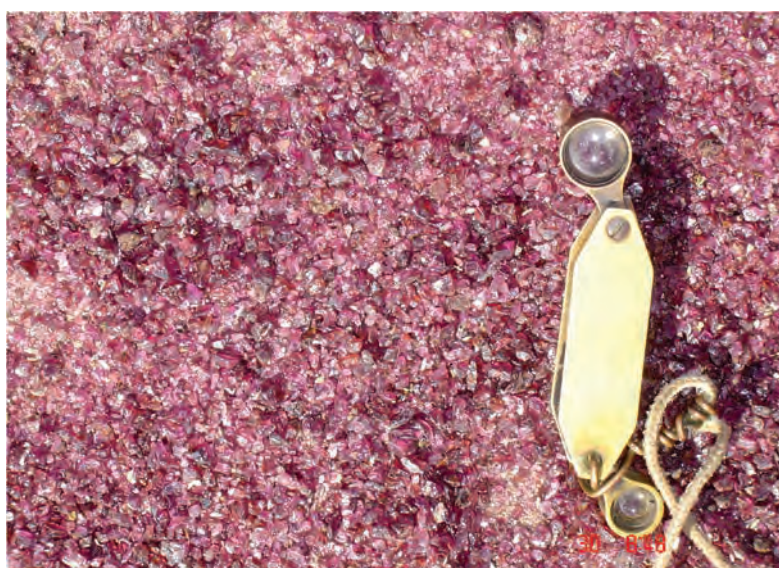
Fotografia 7.8 – a) Vista geral da cava principal do garimpo do Scheneider, localizado no limite entre as folhas Gurupi e Alvorada e b) Equipamento utilizado na lavra semi-mecanizada do garimpo do Scheneider; c) Sacos de granada almandina do Garimpo do Scheneider, evidenciando a grande quantidade produzida; d) Detalhe da dimensão da granada almandina produzida neste garimpo; e) Aspecto da granada almandina sindeformacional, encaixada em milonito de biotita granodiorito alterado; f) Granada almandina bem cristalizada com hábito dodecaédrico pentagonal.

Além das granadas com características gemológicas, uma grande quantidade desses minerais apresenta potencial para utilização como mineral industrial (fotografia 7.10), na indústria de abrasivos e na indústria de bijuterias.

Estudos executados pela Universidade de Brasília (MOURA et al., 2000) e da CPRM - Serviço Geológico do Brasil (FRASCA et al., 2005), permitiram avanços na caracterização destas gemas e estão sumarizados nas tabelas 7.10 a 7.12.



Fotografia 7.9 – a) Pseudomorfo de granadas com inclusões de quartzo e muscovita, b) Fotomicrografia mostrando as inclusões de quartzo na granada almandina do garimpo do Scheneider, c) e d) granada lapidada da região de São Valério da Natividade.



Fotografia 7.10 – Detalhe de uma pilha de rejeito do garimpo do Scheneider, composta por fragmentos de granada industrial, subproduto da lavra de granada gemológica.

Estas granadas possuem idade  $551 \pm 14$  Ma com  $\epsilon Nd(t) = -7,8$ , obtida pelo método de lixiviação de cristal, (FRASCA et al., 2005) o que significa que

a mineralização é neoproterozóica, relacionada ao Ciclo Brasileiro. Os dados geocronológicos estão expressos na tabela 7.13 e na figura 7.12.



Tabela 7.10 – Caracterização das granadas da região de São Valério da Natividade (MOURA et al., 2000; FRASCA et al., 2005).

Tamanho	Varia de 2 a 15cm, com tamanho médio das granadas para lapidação em torno de 5cm.
Cor	Vermelho a roxo escuro. Quando alteradas apresentam cor marrom escuro. Quando lapidadas apresentam cores vermelhas.
Hábito	Dodecaédrico pentagonal.
Brilho	Vítreo
Fratura	Conchóide
Inclusões	Geralmente reduzido número de inclusões. Em alguns locais apresentam inclusões de quartzo e muscovita que impossibilitam seu aproveitamento (Garimpo do Justino do Coco).
Deformação	Predominantemente não deformadas. Localmente deformada ao longo do plano da foliação milonítica.
Peso Específico	4,116 a 4,120
Índice de Refração	1,794 a 1,798
Anisotropia	Forte
Composição e Fórmula	Almandina-72, piropo -18, espersartita -05, Fe(2,1), MgO(54); MnO(16); CaO(09); AL(1,9); Si (3,1); O(12).
Idade Sm-Nd	551,9 ± 4,1

Tabela 7.11 – Análise química por microsonda eletrônica de amostras degranadas do Garimpo do Schneider (MOURA et al., 2000).

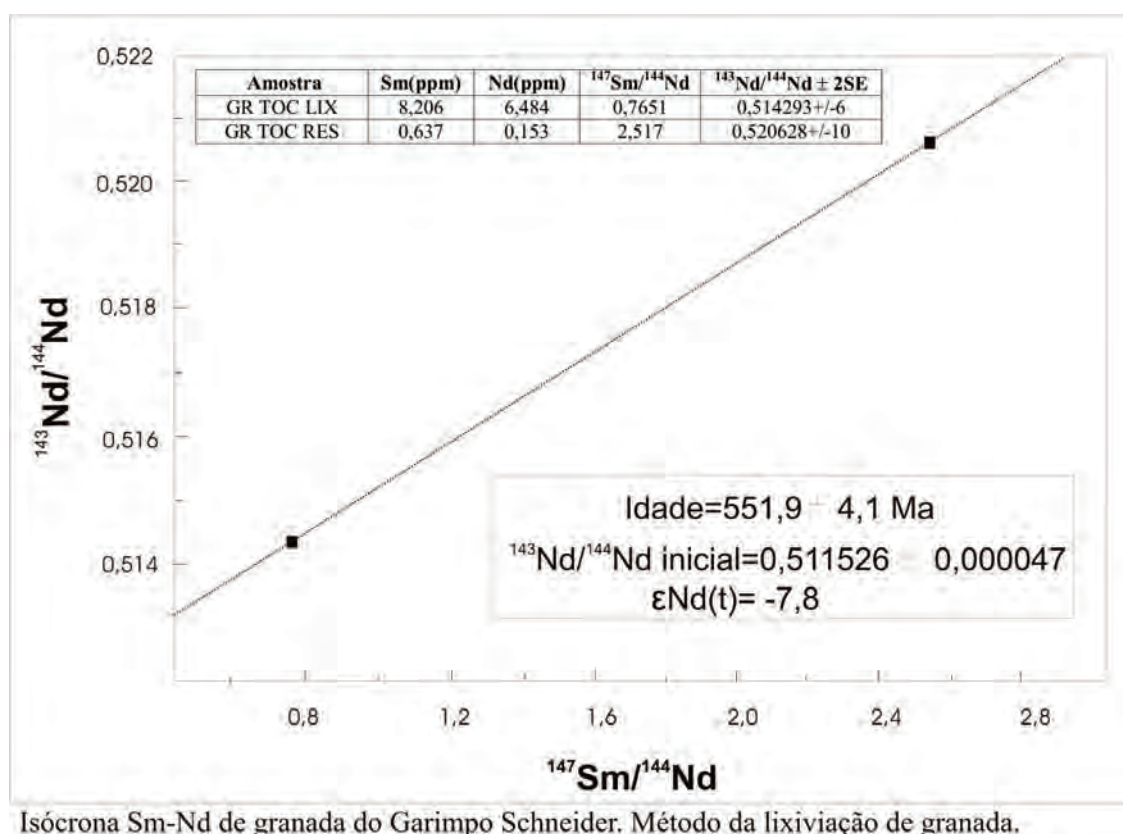
	S1B	S1B	S1A	S1A	S1E	S1E	S1C	S1C
SiO <sub>2</sub>	38,00	37,86	38,78	38,66	37,98	38,17	37,57	37,54
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,33	21,13	21,21	21,38	21,00	21,30	21,22	21,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	6,08	5,29	6,52	6,97	5,11	5,63	4,64	4,62
CaO	0,62	0,88	0,41	0,54	0,76	0,64	1,10	1,01
MnO	0,91	2,49	0,48	0,15	4,79	3,34	5,65	5,53
FeO	32,17	31,56	33,27	31,72	29,42	30,61	29,94	30,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,01	0,01
Total	99,13	99,26	100,75	99,46	99,21	99,79	100,15	100,21

Tabela 7.12 – Análise química de amostras de granada do Garimpo do Schneider. Elementos maiores (%) e terras raras (ppm) (FRASCA et al., 2005).

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
40,43	0,05	20,66	0,006	32,35	2,41	4,62	1,1	0,02	0,04	0,22			
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0,06	3	0,62	4,7	5,3	1,48	18	4,49	26,8	5,07	13,59	2,08	13,02	1,68

Tabela 7.13 – Dados isotópicos da granada do Garimpo do Schneider.

AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ± 2SE
GR TOC LIX	8,206	6,484	0,7651	0,514293 ± 6
GR TOC RES	0,637	0,153	2,517	0,520628 ± 10



Isócrona Sm-Nd de granada do Garimpo Schneider. Método da lixiviação de granada.

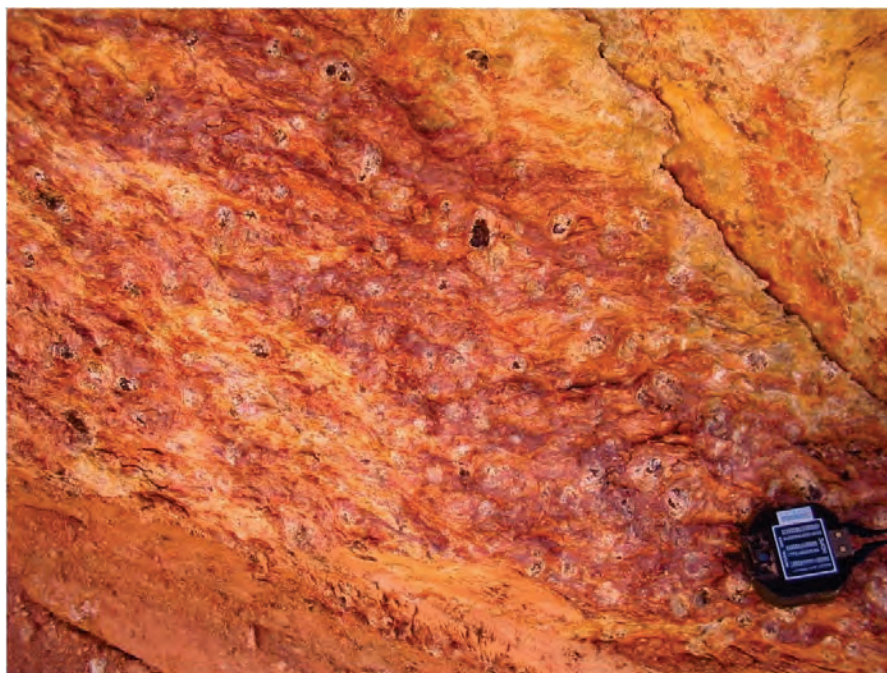
Figura 7.12 – Isócrona Sm-Nd da granada do Garimpo Schneider, pelo método de lixiviação de cristal.

Uma análise química destas granadas indicou tratar-se de uma solução sólida com a seguinte composição aproximada: almandina (72%), piropo (18%) e espessartita (05%).

Dentre os depósitos em exploração na região de São Valério da Natividade os mais importantes são: Gabi (799448/8666270), Schneider (795976/8663642) e Zé Doido (799430/8667964), estão associados à biotita granodiorito / tonalito, em zonas de cisalhamento com maior enriquecimento relacionado às zonas

com hidrotermalismo potássico, mais ricas em biotita (fotografia 7.11).

As jazidas de granada estão comumente em granodioritos e tonalitos, mas também podem estar associadas à biotita-clorita-quartzo xisto, granada-biotita xisto, quartzitos e, anfibolitos (metabasaltos), dioritos e gabros. As granadas associadas às rochas supracrustais ocorrem em grande quantidade, mas possuem tamanho médio ao redor de 2 cm de diâmetro, podendo ser destinadas para a indústria (fotografias 7.12 a e b).



Fotografia 7.11 – Cristais euédricos de granada, distribuídos preferencialmente em porções com maior enriquecimento em biotita. Garimpo do Schneider (UTM - 796045/8663680).



Fotografia 7.12 – a) Granada anfibolito (UTM - 821633/8688886); b) Solo proveniente da alteração das supracrustais, evidenciando a grande quantidade de granada (UTM - 821633/8688886).

Os principais depósitos de granada gemológica de São Valério da Natividade estão em terrenos paleoproterozoicos, compostos por hornblenda-biotita granodiorito e hornblenda biotita tonalito protomiloníticos a gnáissicos, calcioalcalinos de baixo potássio, peraluminosos a metaluminosos, com relictos de supracrustais (metassedimentos e metavulcânicas), agrupadas sob a denominação de Complexo Almas-Cavalcante e/ou Suíte Aurumina.

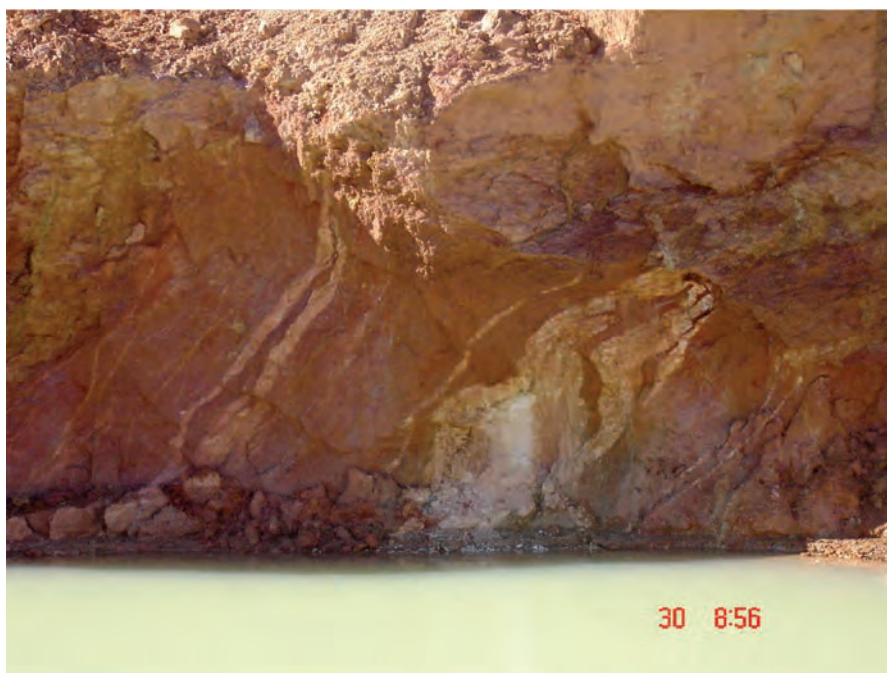
Este embasamento é cortado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes dextrais de médio a alto ângulo, de direção N25°-30°E. Associada a estas zonas de cisalhamento ocorre uma série de intrusões graníticas alongadas, de idade neoproterozoica, constituídas por granada-mus-

covita-biotita granodiorito/tonalito e muscovita-biotita granito, com bolsões pegmatíticos.

Estas intrusões graníticas teriam fornecido as soluções que migraram através das zonas de cisalhamento e se concentraram nas porções mais enriquecidas em biotita formando os depósitos de granada. No Garimpo do Schneider foram identificadas apófises graníticas que penetraram através das zonas de cisalhamento e fazem parte do sistema mineralizador (fotografia 7.13).

#### 7.5.2 - Mineralizações Associadas a Pegmatitos

A Província Pegmatítica Palmeirópolis-Jaú se destaca pelos jazimentos de turmalina e berilo.



Fotografia 7.13 – Apófises graníticas alojado em milonito grandífero. Garimpo do Schneider.

Os pegmatitos estão localizados tanto em cúpulas graníticas (proximais), quanto nas encaixantes (distais) inseridas nos grupos Serra da Mesa e Água Suja relacionados geneticamente à Suíte Mata Azul.

Os principais jazimentos associados a estes pegmatitos são de coríndon azulado (garimpo de Novo Horizonte), encaixado em rochas sieníticas da Suíte Alcalina de Peixe, turmalina (Garimpo do Mocambo), água-marinha (Garimpo da Pindoba), cianita (Garimpo do Japonês) e lepidolita (Garimpo da Fazenda Jatai). Entre os garimpos de turmalina destaca-se o Garimpo do Marimbondó e de berilo, o Garimpo da Pindoba, de onde foram extraídos cristais com até 20 cm de comprimento.

Estes jazimentos de pedras preciosas são conhecidos há algumas décadas e apesar de terem contribuído, nas décadas de 1970 e 1980, com expressiva produção de pedras coradas e possuem ambiente geológico favorável para conter importantes reservas desses bens minerais, o Estado do Tocantins não consta nas estatísticas oficiais em termos de produção ou reserva desses bens minerais, a produção não é registrada.

Alguns trabalhos de cunho regional citam a ocorrência desses jazimentos pegmatíticos na porção sul do Estado do Tocantins, a exemplo do Projeto Brasília (BARBOSA et al., 1969), onde estão citados os pegmatitos com berilo das regiões de Mata Azul, Formoso e Trombas, e os jazimentos de zircão, coríndon e ilmenita associadas à Suíte Alcalina de Peixe.

Os primeiros trabalhos de detalhe a respeito desses jazimentos, datam da década de 1980 (MARTINS, 1981). Mais recentemente Kitajima (2002) e

Rocha (2003), entre outros, efetuaram estudos mais específicos na tentativa de elucidar a origem dos jazimentos relacionadas à Suíte Alcalina de Peixe.

A primeira tentativa de sistematização dos pegmatitos encontrados na porção sul do Estado do Tocantins, deve-se a Martins (1981), que cartografou quase uma centena de pequenos corpos na região da Suíte Alcalina de Peixe, agrupando-os em pegmatitos graníticos e pegmatitos sieníticos. Estes grupos por sua vez foram subdivididos em tipos, de acordo com a composição mineralógica e as características morfométricas, evidenciando o zoneamento dos pegmatitos graníticos em relação à área fonte. Estes dados estão sumarizados na tabela 7.14 e nas figuras 7.13 e 7.14.

A partir dos dados coletados, o autor enumera uma série de conclusões que serão discutidas à luz dos dados levantados pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins, levando em conta o mapeamento regional (escala 1:250.000) e a evolução geotectônica proposta para a área.

Durante a execução deste projeto, foram selecionados e descritos os pegmatitos mais representativos dos principais tipos conhecidos na região, considerando a escala de mapeamento. Os grupos graníticos e sieníticos podem ser agrupados como de tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo) e caracterizados pela abundância de gemas e de minerais industriais da região.

A coleta dos dados ficou bastante prejudicada, uma vez que boa parcela dos garimpos visitados encontrava-se desativados e a maioria dos *shafts*, galerias e trincheiras, desmoronados.

Tabela 7.14 – Classificação dos pegmatitos da região da Suíte Alcalina de Peixe (MARTINS, 1981, modificado).

GRUPOS	TIPOS	CARACTERÍSTICAS
S I E N Í T I C O S	1) Pegmatitos com plagioclásio, k-feldspato e biotita.	São os mais abundantes, com espessura <0,5m e pouco zonados. Apresentam evidência de deformação mecânica. Distribuem-se em todo o Complexo Alcalino de Peixe, em nefelina sienitos. Apresentam formato predominantemente tabular, alinhados meridianamente.
	2) Pegmatitos com plagioclásio, k-feldspato, biotita e ilmenita.	Ocorrem dominantemente em forma de bolsões irregulares e raramente como lentes alongadas, com poucos metros de largura e algumas dezenas de metros de comprimento. Tem ocorrência restrita à porção norte do Complexo Alcalino de Peixe, encaixados em nefelina sienitos. Apresentam-se zonados, com granulação fina nas bordas e grosseira no centro e são enriquecidos em coríndon
	3) Pegmatitos com plagioclásio, k-feldspato, biotita, alanita e monazita.	Economicamente são os mais importantes. Alinham-se na direção NS com mergulhos que variam entre 30° a 89°, tanto para leste quanto para oeste. As dimensões variam de 30 cm a 2m de espessura e apresentam-se ramificados. São caracteristicamente bem zonados, textural e mineralogicamente. <b>Na zona central aparecem cristais com até 30cm, onde ocorrem as maiores concentrações de alanita e monazita. São exploradas intermitentemente por garimpeiros.</b>
G R A N Í T I C O S	1) Pegmatitos com k-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio (arfeverdsonita).	Encontram-se encaixados nos granitos pegmatóides e no Complexo Alcalino de Peixe. Apresentam forma tabular, 1m a 3m de largura e 20m a 100m de comprimento. Ocorrem nas direções N-S e E-W. Apresentam zoneamento textural e mineralógico: zona marginal fina (10-30cm); zona intermediária grosseira (1m); <b>zona central composta de quartzo leitoso com grandes cristais de anfibólio com até 20cm de espessura.</b>
	2) Pegmatitos com k-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada.	Atingem até 10m de espessura e 10 a 200m de comprimento e ocorrem sob a forma de bolsões e lentes. São zonados: zona marginal com granulação milimétrica e <b>intercrescimento gráfico quartzo feldspático</b> ; zona intermediária com textura centimétrica é a mais espessa; zona central mede 1m e caracteriza-se por uma textura muito grossa e núcleos de quartzo associados a grandes cristais de perita e biotita. A granada chega a 10 cm de diâmetro. <b>Aparecimento de nódulos de grafita.</b>
	3) Pegmatitos com k-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita, turmalina preta e berilo.	Espessura de 3 a 10m e comprimento de centenas de metros. Aparecimento de turmalina, berilo, topázio e tantalita-columbita como acessório. Zoneamento muito bem definido: <u>zona de borda</u> – milimétrica com 5cm de espessura (quartzo, muscovita, turmalina preta); <u>zona de parede</u> – granulação milimétrica a centimétrica, espessura 10-15cm, <b>minerais perpendiculares à borda do corpo</b> (quartzo, microclina, plagioclásio, berilo e rara turmalina); <u>zona intermediária</u> – zona mais espessa, em média 70% do corpo pegmatítico. Granulação grossa (até 0,5m), predomínio de álcali-feldspato e muscovita em grandes concentrações. <b>Núcleo de quartzo – zona mais central, com até 1m de espessura. Imersos nessa massa de quartzo, ocorrem berilos esverdeados e azulados.</b>

Não foi notificada nenhuma empresa formal trabalhando nestes pegmatitos. Todavia, todos os trabalhos de garimpagem foram desenvolvidos sobre rocha muito alterada, restando intactos pegma-

titos não alterados, de grandes dimensões, como é o caso daqueles encontrados nos garimpos do Boanerges (PS-60) e da fazenda Jataí (PS-59), (fotografia 7.14 de a - d).

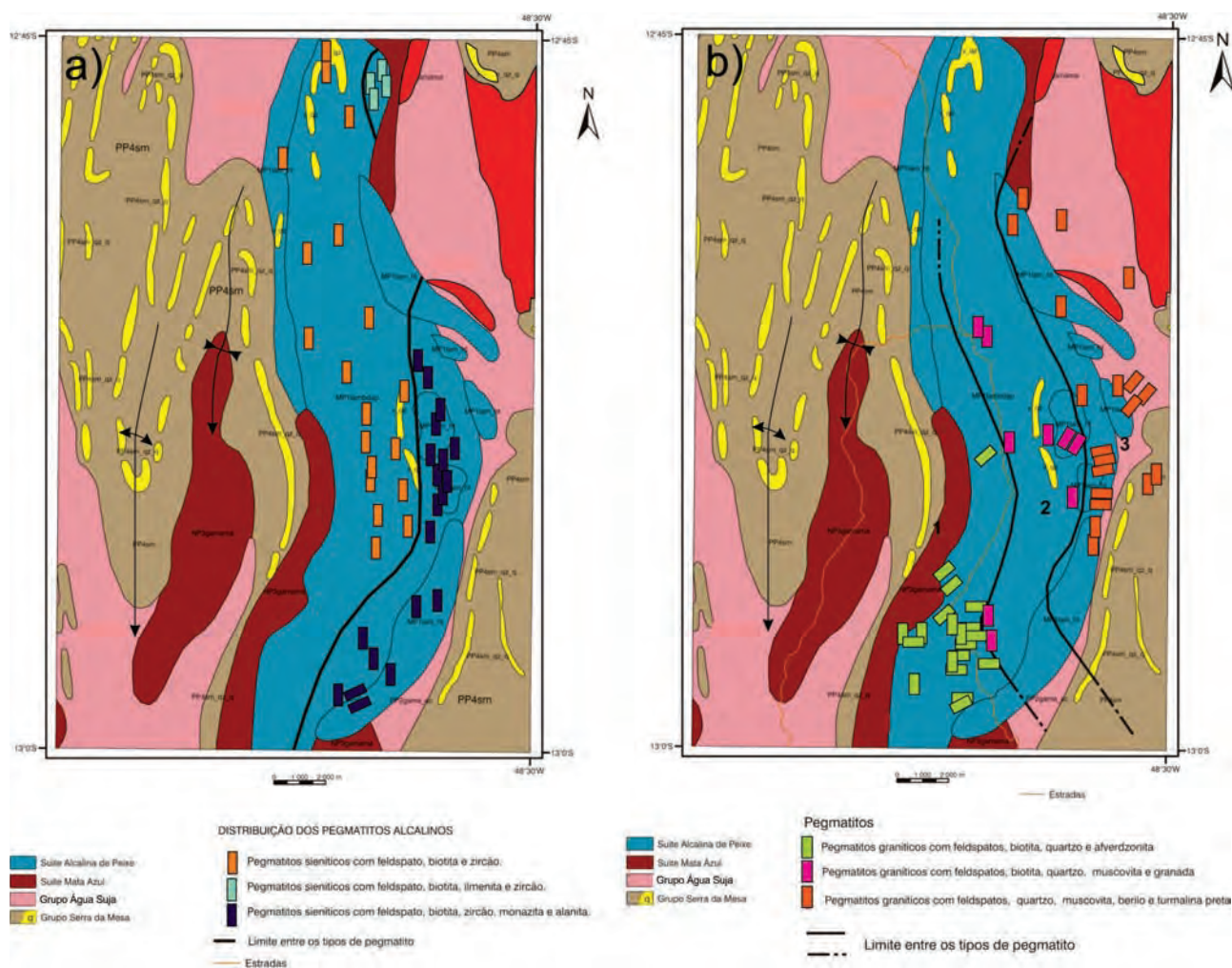


Figura 7.13 – a) Esboço geológico com a localização dos pegmatitos sieníticos do Complexo Alcalino de Peixe e b) dos pegmatitos graníticos.

#### 7.5.2.1 - Pegmatitos com Coríndon

Jazimentos de coríndon, tanto primários quanto secundários, relacionadas à Suíte Alcalina de Peixe, foram descritos detalhadamente por Martins (1981) e Kitajima (2002) e foram contemplados no item desse relatório, referente às rochas e minerais industriais.

O único pegmatito explorado para coríndon, descrito pela equipe deste projeto está encaixado em rochas de composição sienítica, na porção noroeste da Suíte Alcalina de Peixe, próximo à localidade de Novo Horizonte (PS-43-UTM 761838/8584398), conhecido regionalmente e na literatura geológica como pegmatito de Novo Horizonte (ANDRADE;GASPAR, 1992).

O corpo pegmatítico tem forma tabular, 50m de comprimento, 4m de espessura e foi explorado até a profundidade de 2m. O garimpo encontra-se abandonado, mas percebe-se que a direção da cava é a mesma do corpo pegmatítico e acompanha o *trend* regional (N20-30E).

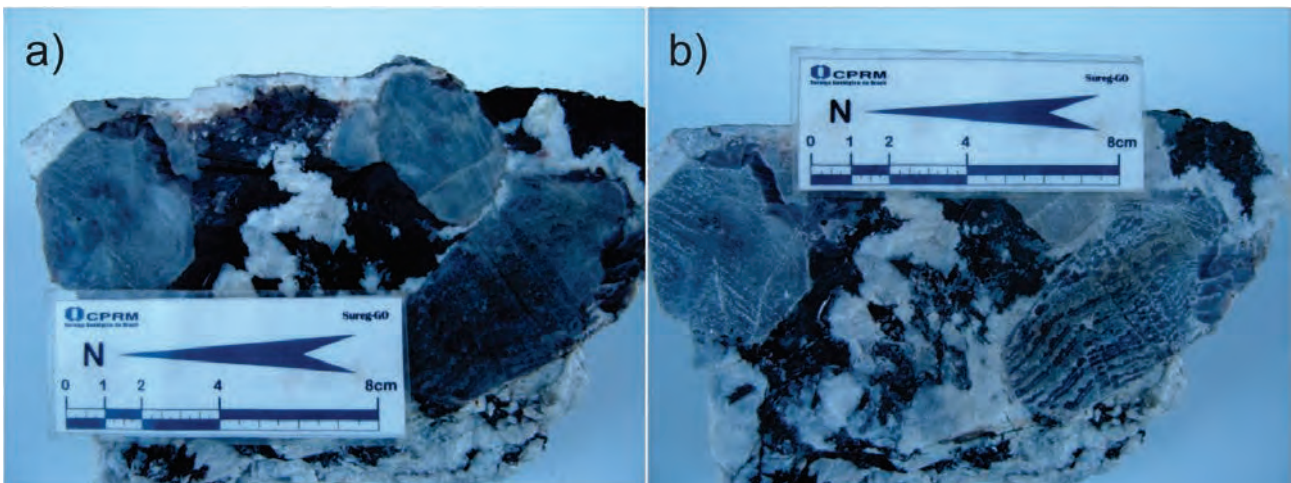
O pegmatito possui granulação que varia de milímetros até 20 cm, com os cristais formando

massas irregulares. A mineralogia essencial é plagioclásio branco leitoso, em cristais de até 20cm, em quantidade estimada em 60% a 70% da rocha, biotita ao redor de 10% a15% e Coríndon, 10% a 15%. O Coríndon distribui-se aleatoriamente na massa de feldspato sob forma de cristais centimétricos de até 15 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro, tem cor predominantemente cinza azulada, hábito prismático, tabular ou sob forma de barril. Alguns cristais de coríndon apresentam bandamento milimétrico com bandas mais escuras e bandas mais claras. Este bandamento foi estudado por Kitajima (2002) com auxílio de análises em microsonda eletrônica que demonstrou que as bandas mais escuras possuem um maior enriquecimento em Fe e Ti, conforme pode ser observado na fotografia 7.15 a e b.

Andrade e Gaspar (1992), estudaram detalhadamente o pegmatito de Novo Horizonte e propuseram para o mesmo a seguinte composição mineralógica: oligoclásio (75%), biotita (10%), coríndon (10%), anfibólio (2%), muscovita (1%) e zircão, monazita e allanita que somados perfazem 2%, além de raro quartzo.



Fotografia 7.14 – a) Afloramento de um pegmatito mineralizado à turmalina do Garimpo do Boanerges; b) Detalhe do afloramento mostrado na fotografia anterior, evidenciando cristal e turmalina superior a 20 cm; c) Lajeiro de pegmatito fresco da Fazenda Jataí; d) Detalhe do afloramento da fotografia anterior evidenciando os cristais de turmalina.



Fotografia 7.15 – a) Arranjo dos cristais de coríndon em relação a massa formada por feldspato e biotita. Garimpo de Novo Horizonte; b) Mesma fotografia anterior, evidenciando o bandamento dos cristais de coríndon com bandas mais escuras ricas em Fe e Ti.

Os fluidos responsáveis pela formação do pegmatito, preencheram os espaços ao longo das zonas de cisalhamento associadas à estruturação regional, de direção nordeste. Entretanto, algumas estruturas de crescimento de cristais de feldspatos, identificadas em blocos do pegmatito, sugerem o

preenchimento de fraturas extensionais (fotografia 7.16).

Apesar dos inúmeros trabalhos desenvolvidos, não ficou muito clara a origem do pegmatito de Novo Horizonte, entretanto, uma datação realizada por Kitajima (2001) pelo método U-Pb em dois zircões



Fotografia 7.16 – Estrutura em pente, sugerindo a existência de fratura extensional.

inclusos em coríndon do pegmatito, revelaram idades  $557 \pm 15$  e  $559 \pm 7$  Ma.

Análises químicas realizadas em cristais de coríndon que ocorrem associadas à Suíte Alcalina de Peixe e em amostras de coríndon de pegmatito, revelaram diferenças significativas no que se refere aos teores de Fe e Ti. O coríndon dos nefelina sienitos, possui teores elevados de Fe (7.000 ppm) e Ti (3.500 ppm), em relação aos baixos teores de Fe (3.000 ppm) e Ti (1.000 ppm) encontrados no coríndon associado ao pegmatito de Novo Horizonte. Estes dados, associados à presença de quartzo, mesmo que em pequenas quantidades, encontrados no pegmatito de Novo Horizonte, sugerem a contribuição de magma granítico (neoproterozóico) na formação daquele pegmatito.

Segundo informação de um garimpeiro que trabalhou no garimpo de Novo Horizontes foram coletados, naquele garimpo, algumas pedras de cor azul safira, com boa qualidade gemológica.

#### 7.5.2.2 - Pegmatitos com Turmalina

A porção sul da Folha Alvorada foi grande produtora de turmalina nas décadas de 1970 e 1980, predominantemente preta e subordinadamente verde e rosa, associadas aos pegmatitos. Durante a execução do Projeto Sudeste do Tocantins, alguns dos principais jazimentos de turmalina foram descritos.

##### 7.5.2.2.1 - Garimpo do Marimbondo

Trata-se do maior garimpo de turmalina da região (fotografia 7.17 de (a) a (c)). Encontra-se

paralisado por questões de litígio entre o proprietário da área, os garimpeiros e o Departamento Nacional da Produção Mineral. O Garimpo do Marimbondo chegou a empregar ao redor de 5000 garimpeiros fixos em torno da frente de lavra, por dois períodos intermitentes de 5 anos, com grande produção de turmalina preta, predominantemente, e turmalina rósea e verde, secundariamente, além de berilo e cristais de quartzo fumê e hialino.

O corpo pegmatítico tem a forma de um bolsão e ocupa uma área com diâmetro estimado em 400 m à meia encosta de uma serra, encaixado em mica xisto (fotografia 7.17d).

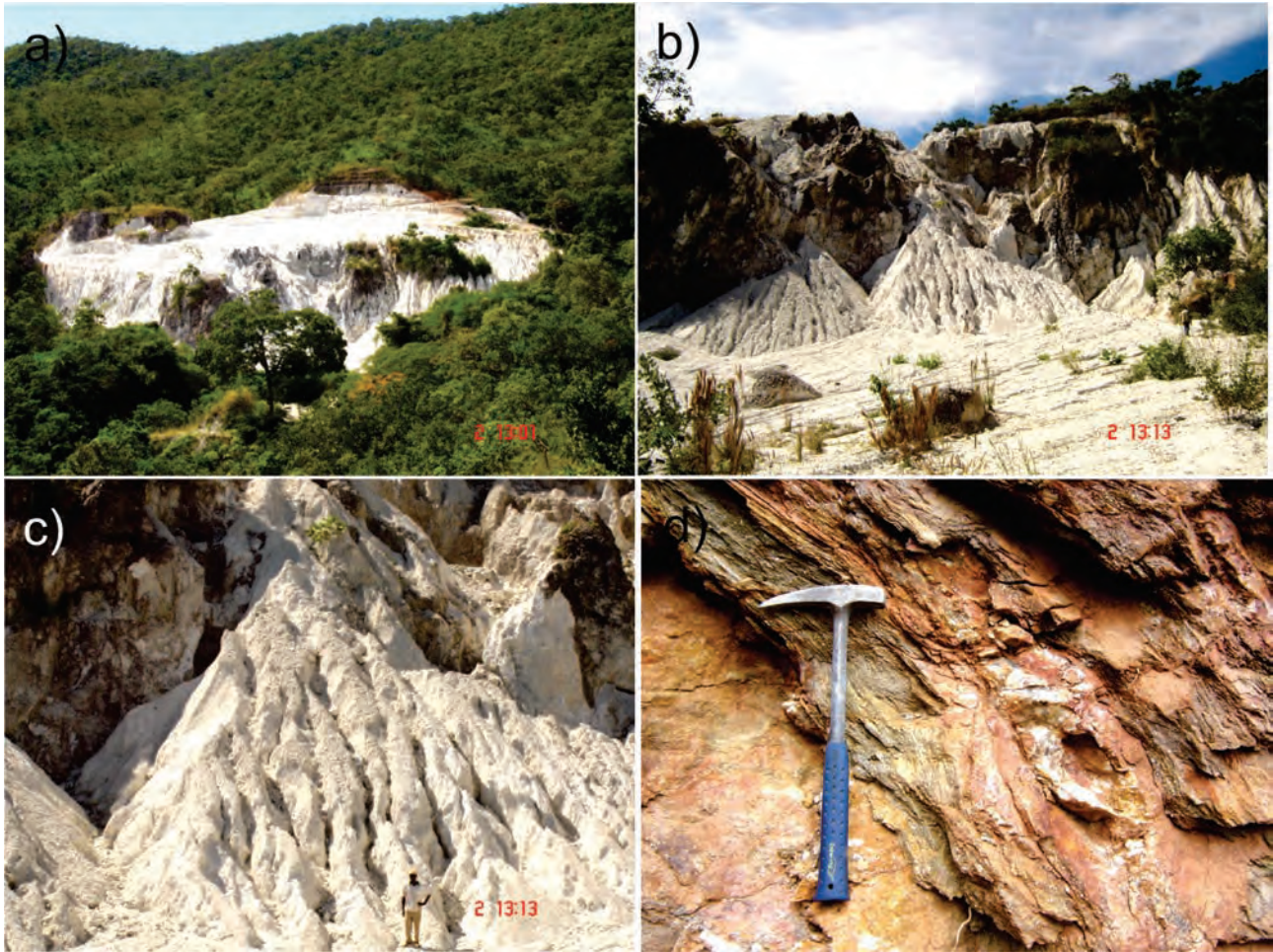
A grande atividade garimpeira através do desmonte da rocha alterada e através de galerias dificulta a caracterização do pegmatito. Entretanto, se observa algumas estruturas indicativas da atividade pneumatólitica-hidrotermal que caracteriza a rocha. A porção de borda do pegmatito é formada essencialmente por plagioclásio de granulação média a grossa, com mega-cristais centimétricos, dispostos perpendicularmente ao contato com o xisto encaixante (fotografias 7.18 (a) e (b)).

A porção intermediária do pegmatito é caracterizada por intercrescimento gráfico quartzo-feldspático (fotografia 7.19a) e pelo aparecimento de “bolhas” formadas por pulsos tardios de fluidos sob alta pressão, que fraturaram o pegmatito e permitiram o crescimento de cristais centimétricos de turmalina preta, dispostas de forma radial em relação ao núcleo da bolha de fluidos (fotografia 7.19b). O núcleo do pegmatito é formado por quartzo e micas. A turmalina ocorre sob as mais variadas formas e tamanhos dentro do pegmatito: sob a forma



de megacristais com até 20 cm de comprimento, em bolsões, juntamente com o quartzo e mica verde (fotografia 7.19c). Subordinadamente aparece turmalina verde e turmalina rosa, algumas com

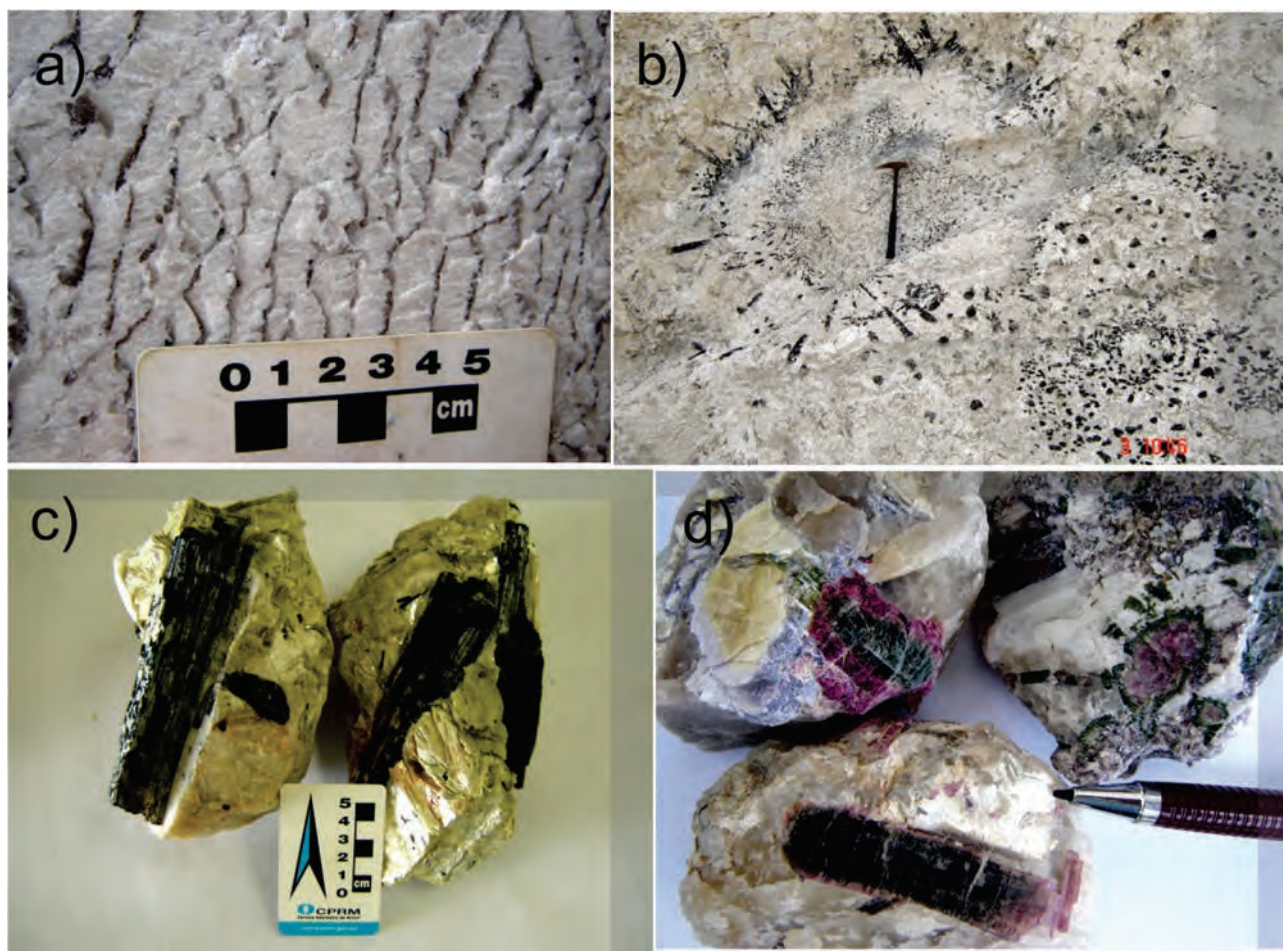
o núcleo rosa e as bordas verdes, chamada pelos garimpeiros de “melancia”. As turmalinas rosa e bicolor acompanham uma mica lilás, provavelmente zinnwaldita (fotografia 7.19d).



Fotografia 7.17 – a) Vista panorâmica do Garimpo do Marimbondo. Ao fundo, serra composta pelos micaxistos do Grupo Serra da Mesa, encaixante do pegmatito. Fotografia tirada a uma distância de aproximadamente 1 km do garimpo; b) Vista geral da frente de garimpagem. Garimpo do Marimbondo; c) Detalhe da fotografia anterior, evidenciando as grandes dimensões do garimpo do Marimbondo; d) Mica xisto encaixante do pegmatito do Garimpo do Marimbondo.



Fotografia 7.18 – Contato entre o bolsão pegmatito e o mica-xisto encaixante. Garimpo do Marimbondo; b) Detalhe da foto anterior evidenciando os mega-cristais de plagioclásio.



Fotografia 7.19 – Aspecto de rocha e gemas do Garimpo do Marimbondo. a) Intercrescimento gráfico quartzo-feldspático; b) Estrutura circular originada a partir da pressão de gases tardios no interior do pegmatito, com fraturamento radial onde percolaram os voláteis responsáveis pela formação dos mega cristais de turmalina; c) Megacristais e turmalina preta, associados a plagioclásio, d) Turmalinas bicolores (verdes e rosas).

A maioria dos cristais de turmalina apresenta-se fraturados perpendicularmente ao eixo maior, com aproveitamento muito baixo para gemas. Entretanto, ainda é abundante a quantidade de exemplares para coleção. O pegmatito pode ser lavrado por simples desmonte hidráulico, uma vez que se encontra muito caulinizado.

O pegmatito é maciço, mas apresenta um sistema de fraturamento N70E/30SE, preenchido por quartzo e mica branca esverdeada. Está encaixada em mica-xisto esverdeada a marrom avermelhada (quando alterado) com vênulas de quartzo, em forma de *boudins*, acompanhando a foliação. Acículas de turmalina preta encontram-se ao longo dos planos da foliação, dispostos em direções variadas. O xisto tem foliação N-S com mergulhos fortes variáveis, tanto para leste quanto para oeste.

O garimpo foi explorado a céu aberto e através de shafts e galerias, somente na rocha alterada. O pegmatito do marimbondo possui características de um pegmatito mais distal e pode ser enquadrado no grupo 3 dos pegmatitos graníticos de Martins (1981), (tabela 7.14)

#### 7.5.2.2.2 - Garimpo da Fazenda Jataí

O garimpo da Fazenda Jataí está inserido no mesmo alinhamento e contexto dos Garimpos do Boanerges e do Índio, mas será tratado separadamente por apresentar dois tipos de mineralização.

No Garimpo da Fazenda Jataí, os pegmatitos com turmalina encontram-se alojados tanto na cúpula do granito (PS-38 - UTM 779809/8598684), quanto nos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa (PS-59 - UTM 780125/8598814).

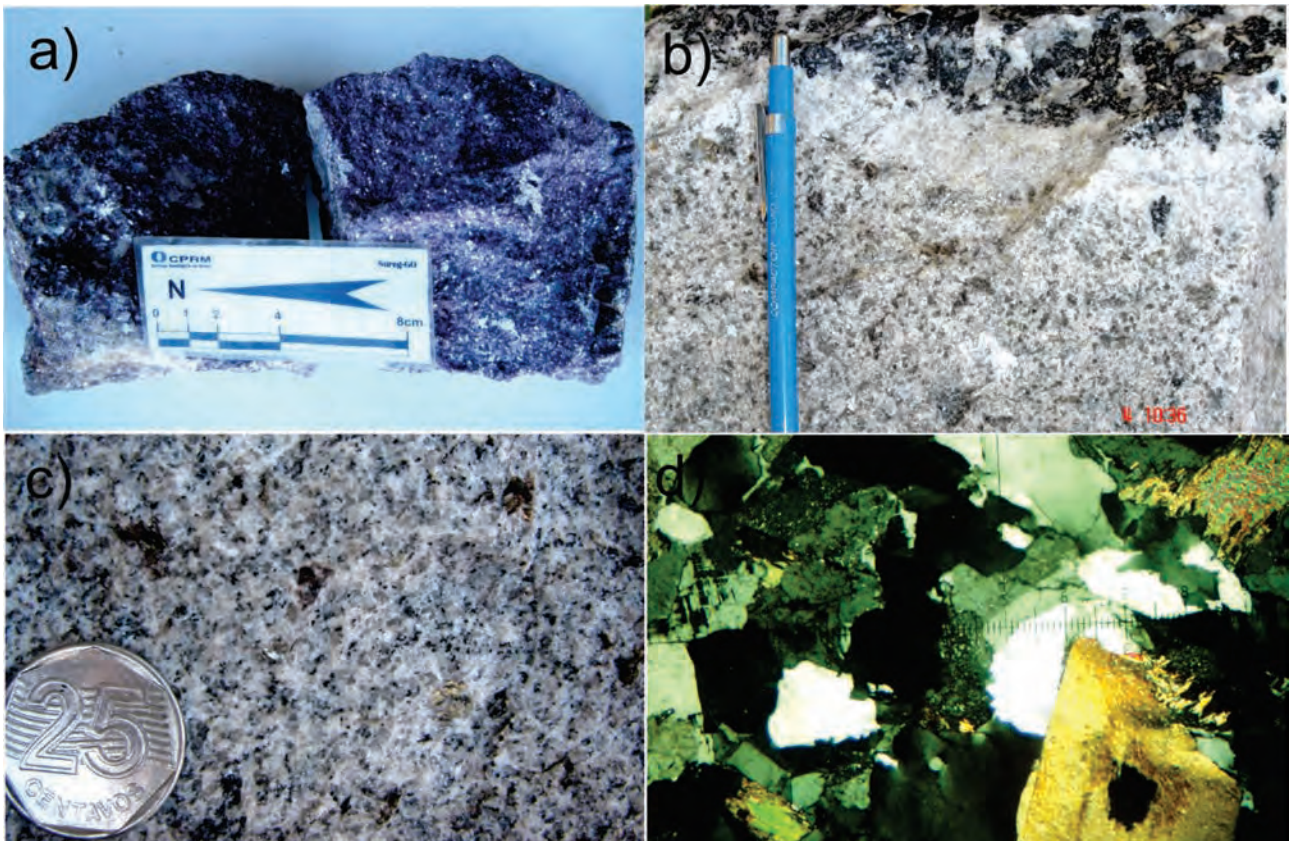
No ponto PS-38 (UTM 779809/8598684), o pegmatito localiza-se na meia encosta de uma serra, encaixado no próprio granito ao qual está relacionado. O pegmatito foi explorado através de uma galeria escavada no pegmatito alterado (fotografia 7.20a). A galeria está obstruída e não dá para ver a morfologia do pegmatito. As amostras para análise e as informações dessa porção do garimpo, foram coletadas em uma pilha de rejeito que se encontra próximo à entrada da galeria escavada pelos garimpeiros (Fotografia 7.20b).

O pegmatito tem forma tabular e espessura estimada em dois metros, é composto por uma massa de cristais centimétricos (até 0,5m) de feldspato branco e quartzo, com mica lilás, provavelmente zinnwaldita (fotografia 7.21a). Alguns blocos demonstram o zoneamento do pegmatito com uma zona muito fina, provavelmente de borda

e uma zona mais grossa no centro (fotografia 7.21b). O muscovita-biotita granito ao qual está relacionada à mineralização e em cuja cúpula se aloja o pegmatito é uma rocha de cor cinza claro, granulação média, estrutura maciça (fotografia 7.21c). Microscopicamente foi descrita como uma rocha de granulação média, incipientemente



Fotografia 7.20 – a) Trincheira de acesso à galeria (obstruída) de exploração do garimpo proximal da Fazenda Jataí; b) Pilha de rejeito do pegmatito proximal e blocos de feldspato, mica liláz e quartzo.



Fotografia 7.21 – a) Aglomerado de mica lilás encontrado no garimpo proximal da fazenda Jataí; b) Amostra do pegmatito proximal da Fazenda Jataí, evidenciando o zoneamento formado a partir do granito encaixante da mineralização, uma estreita zona de borda de granulação fina composta predominantemente por plagioclásio e o núcleo composto por turmalina preta e plagioclásio e zinnwaldita; c) Aspecto textural do granito encaixante da mineralização proximal e d) Fotomicrografia 7.4 – Aspecto microscópico do muscovita-biotita granito encaixante da mineralização proximal. Textura granular alotriomórfica; quartzo e feldspato em cristais irregulares (cinza); muscovita (amarelada, abaixo) e biotita (mais escuro e tamanho mais reduzido, acima). Obj. 2,5x; L.P.

deformada, textura granular alotriomórfica, composta de plagioclásio (35-40%), microclínio (30-35%), quartzo (30-35%), biotita (01-03%), muscovita (1%) e acessórios representados pela titanita, apatita e opacos (fotomicrografia 7.21d).

No ponto PS-59, o pegmatito é distal, tem forma tabular, direção sub-meridiana, mede aproximadamente 10m de espessura e 50 m de comprimento e aloja-se em uma fratura com mergulho para leste, truncando a foliação milonítica (figura 7.14).

A fotografia 7.22a mostra o contato entre o pegmatito e o xisto calcissilicático encaixante. O pegmatito foi explorado a céu aberto e através de galerias que acompanham o mergulho do pegmatito (fotografias 7.22b). O trabalho de garimpagem desenvolveu-se exclusivamente sobre a rocha alterada, e produziu somente turmalina preta. Alguns bolsões de pegmatito fresco encontram-se intactos (fotografias 7.23c). A encaixante do pegmatito é uma rocha cinza escuro com porções esverdeadas, granulação média e estrutura irregularmente bandada. Apresentam textura variável entre lepidogranoblástica nos litótipos onde predomina a biotita e granonematoblástica naqueles em que predominam os anfibólios e, localmente, poiquiloblástica. A rocha é composta essencialmente de quartzo (70%-75%) com variação nas proporções de biotita que chega a 15% em alguns litótipos e anfibólio que chega a 20% em outros. Duas amostras analisadas petrograficamente

mostraram as variações mineralógicas que constam na tabela 7.15.

É possível que pelo menos parte das rochas calcissilicáticas tenha se formado a partir do metamorfismo de contato dos fluidos graníticos com a encaixante composta por sedimentos clastoquímicos.

No garimpo no qual o pegmatito encontra-se alojado na cúpula granítica (PS-38), observa-se a presença de zinnwaldita, o que não se observa no pegmatito mais distal, encaixado nos metassedimentos (PS-59), o que significa que o zoneamento do pegmatito é caracterizado pela distribuição de alguns elementos como o lítio. Outro fato a ser observado é que as turmalinas coloridas estão associadas às zonas ricas em micas coloridas, nas porções mais proximais.

#### 7.5.2.2.3 - Garimpo da Japonesa

No garimpo da Japonesa (desativado), o pegmatito está encaixado em uma zona de cisalhamento, acompanhando a foliação milonítica N15°E/65°NW. Em alguns blocos (fotografia 7.23) é possível observar que as soluções mineralizantes preenchem fraturas extensionais que cortam a foliação milonítica. No local existe um muscovita-biotita granito, de granulação fina a média, isótopo a levemente foliado, ao qual está sendo atribuída a origem dos fluidos mineralizantes. A rocha encaixante da mineralização tem o aspecto de um biotita muscovita gnaise, muito foliado.

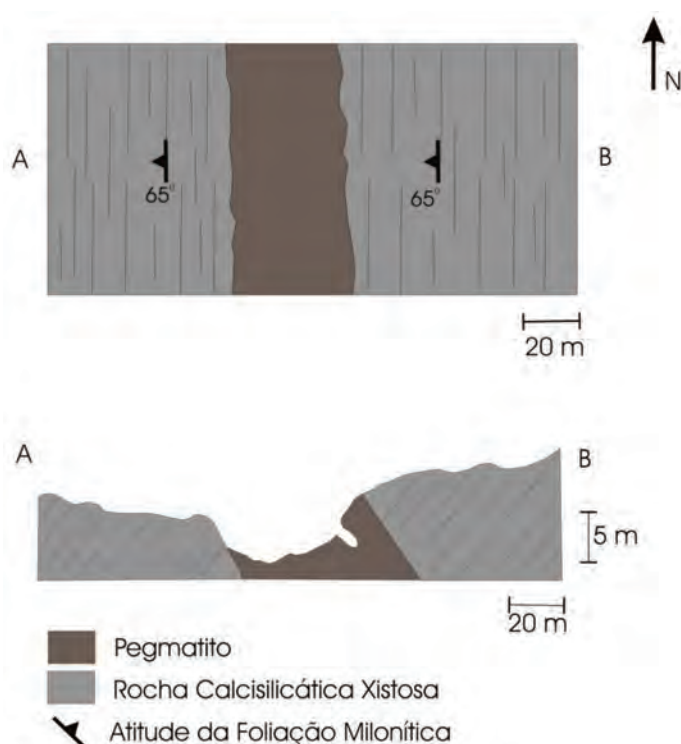


Figura 7.14 – Esboço geológico do garimpo distal da Fazenda Jataí, mostrando as relações do pegmatito com a encaixante calcissilicática.



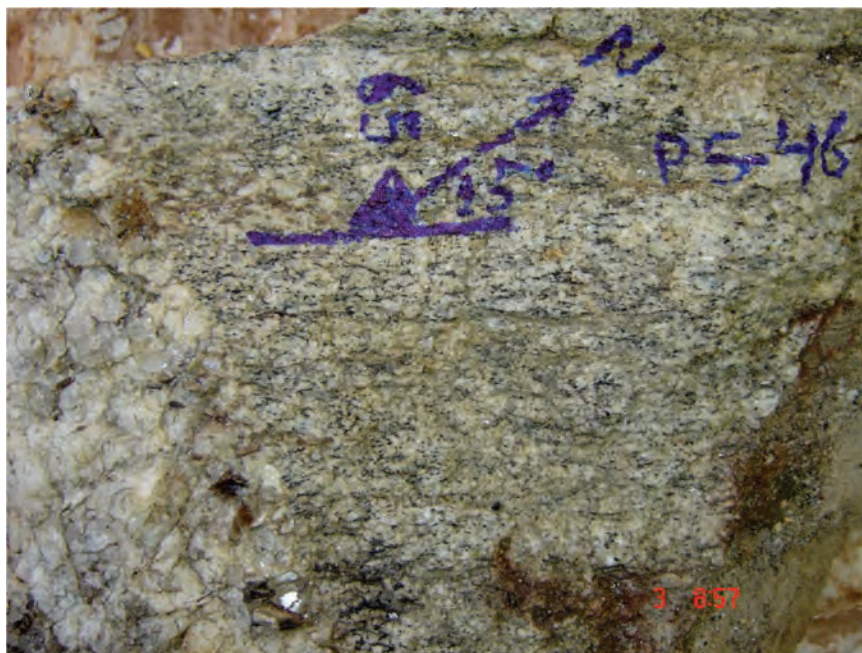
Fotografia 7.22 – a) Contato entre o xisto calcissilicático e o pegmatito distal; b) Vista da trincheira onde se desenvolveu o garimpo distal da Fazenda Jataí. Na parede lateral direita podem-se observar as galerias utilizadas para a extração das turmalinas; c) Detalhe da fotografia anterior evidenciando as galerias utilizadas para a exploração do garimpo.

Tabela 7.15 – Composição mineralógica de duas amostras das rochas encaixantes do pegmatito do garimpo da Fazenda Jataí.

Amostra	quartzo	biotita	anfíbólio	piroxênio	Plag.	epidoto	carbonato
PS-59	70-75	10-15	03-05	05-10	05-10	01	01
PS-59B	70-75	0	15-20	<1	01-03	01	01

As informações foram coletadas nas pilhas de rejeito e na parede das cavas que se encontram inundadas. Os principais minerais formadores de pegma-

tito são o plagioclásio e uma mica branca esverdeada. O garimpo foi explorado para turmalina verde, com a produção de pedra de excelente qualidade.



Fotografia 7.23 – Amostra de rocha evidenciando o aspecto estrutural do pegmatito distal do garimpo da Japonesa. As soluções mineralizantes penetraram fraturas que truncam a foliação milonítica.

#### 7.5.2.2.4 - Garimpos do Boanerges e do Índio

Esta região garimpeira contempla jazimentos pegmatíticos, alguns inexplorados, que se alinham na direção N-S, com destaque para os garimpos da Fazenda Jataí (já descrito), do Boanerges e do Índio, onde a atividade garimpeira foi mais intensa. Os três principais garimpos alinham-se por uma distância de aproximadamente 10 km, na direção N-S, bordejando o contato entre o Suíte Mata Azul e o Grupo Serra da Mesa. Os pegmatitos alojam-se tanto na cúpula do granito, quanto nos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa.

O Garimpo do Boanerges (fotografia 7.24a) ocupa uma área de 300m a 400m de diâmetro e desenvolveu-se a céu aberto e através de *shaft's* (fotografia 7.24b) e galerias (fotografia 7.24c), principalmente sobre a rocha alterada e secundariamente em rocha semi-alterada, onde foram utilizados explosivos em um *shaft* com aproximadamente 10m de profundidade. O garimpo foi explorado principalmente para turmalina preta e secundariamente para turmalina verde e rosa. Estas últimas aparecem quase que invariavelmente associadas à zinvaldita. A turmalina preta é geralmente muito fraturada.

No Garimpo do Boanerges aflora um corpo tabular pegmatítico, fresco, de direção N-S, com aproximadamente 20m de comprimento e 5m de largura, composto essencialmente por megacristais de plagioclásio com tamanho médio de 10 cm e grandes cristais de turmalina preta (fotografias 7.14a e b).

A rocha encaixante do pegmatito tem cor cinza esverdeada, granulação média e estrutura bem orientada e bandada com alternância de níveis claros e níveis ligeiramente mais escuros (fotografia 7.25).

Em lâmina delgada a rocha apresenta textura nematoblástica caracterizada pela presença de prismas irregulares de piroxênio e anfibólio intercalados com agregados orientados de feldspato e quartzo.

O piroxênio (diopsídio) e o anfibólio (tremolita/actinolita), provavelmente produto de transformação do primeiro, encontram-se associados, perfazendo 70-75% da rocha. Os feldspatos estão representados por plagioclásio e microclínio e juntos com o quartzo representam 15-25% da rocha (fotomicrografia 7.3). A rocha foi classificada petrograficamente como calcissilicática, proveniente, provavelmente, do metamorfismo de contato dos fluidos do granito ao qual está relacionado o pegmatito, com metassedimentos do Grupo Serra da Mesa.

O Garimpo do Índio (PS-61 - UTM 780506/8593058) localiza-se na meia encosta de uma serra, foi explorado sob a forma de bancada a céu aberto e em galerias, ocupando uma área de aproximadamente 200m de diâmetro. Na parede da principal frente de lavra, observa-se que o corpo pegmatítico é tabular, concordante com a foliação milonítica com apófises discordantes (figura 7.15). A encaixante do pegmatito é uma rocha de cor cinza claro, esverdeada, granulação média e estrutura finamente bandada, evidenciada pela alternância de níveis delgados (<1 mm) mais claros e níveis mais espessos (1 a 3mm), de tonalidade mais escura (fotografia 7.26a e b).

A rocha apresenta textura granolepidoblástica (prismas de piroxênio intercalados com lamelas de mica), composta predominantemente de diopsídio incolor (80% a 85%), biotita ou flogopita (10% a 15%), plagioclásio (02% a 05%) e carbonato (02% a 05%). Trata-se de uma rocha calcissilicática, formada provavelmente a partir de metamorfismo de contato entre o granito, ao qual está associado, o pegmatito e os metassedimentos pelito-carbonáticos do Grupo Serra da Mesa. No local ocorre também uma rocha

de estrutura fibrosa, cor cinza esverdeada, composta quase que exclusivamente de anfibólio (tremolita – 90 a 95%), feldspato (03 a 08%) e carbonato (>1%), classificada como anfibólio xisto, interpretada como produto de alteração da rocha descrita acima. (fotomicrografias 7.4a e b).

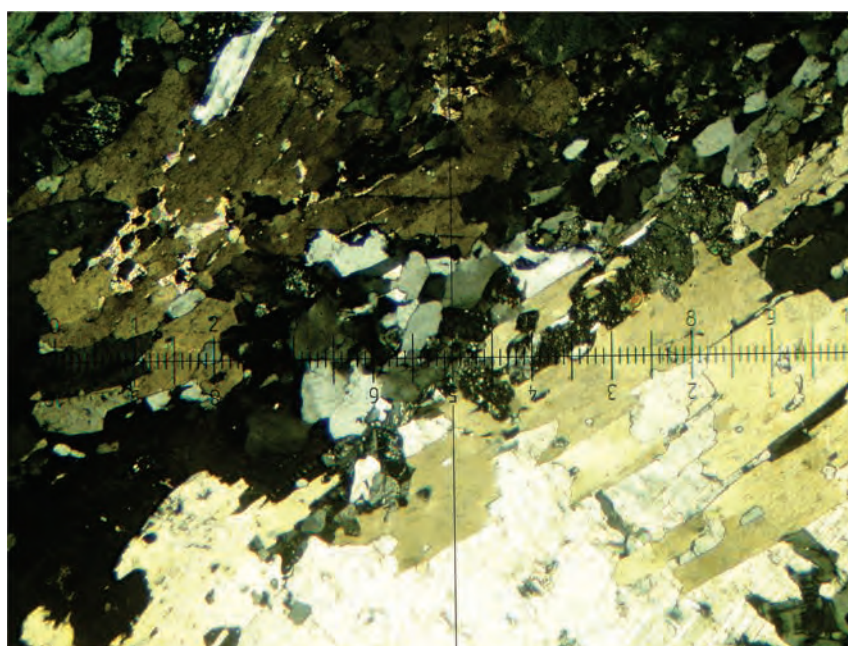
Entre os garimpos do Boanerges e do Índio, no local de coordenadas UTM 780730/8592552, ocorre um pegmatito inalterado, alinhado segundo a foliação milonítica. A rocha encaixante encontra-



Fotografia 7.24 – a) Vista geral do garimpo do Boanerges (PS-60 – UTM 780592/8591824); b) Entrada do shaft onde foram utilizados explosivos para a exploração de turmalina; c) Sistema de galerias abertas em rocha semi-alterada para a exploração de turmalina.



Fotografia 7.25 – Rocha calcissilicática encaixante do pegmatito do garimpo do Boanerges.



Fotomicrografia 7.3 – Rocha encaixante do pegmatito do Garimpo do Boanerges. Textura nematoblástica. Clinopiroxênio (amarelo escuro) e anfibólio em prismas alongados e orientados, intercalados com quartzo e feldspato granulares. Obj. 2,5x; L.P = Luz Polarizada ou Nicóis Cruzados.

se foliada e dobrada, o que facilitou a penetração dos fluidos mineralizantes. No ponto de coordenada 780641/8592642, o eixo dessas dobras tem direção N20-30W, com mergulho de 10° para SE.

#### 7.5.2.2.5 - Garimpo do Cruzeiro

Na região do Garimpo do Cruzeiro foram cartografados jazimentos de quartzo rosa e de turmalina. O jazimento de quartzo rosa com turmalina preta (fotografia 7.27a), ocorre em uma

porção arrasada do terreno distribuída por um raio de aproximadamente 300m com inúmeras escavações a céu aberto com até 10m de comprimento, 5m de largura e 5m de profundidade.

Além do quartzo rosa o garimpo foi explorado também para turmalina preta (fotografias 7.27b e c), que ocorre de forma subordinada, associada tanto ao quartzo quanto aos megacristais de feldspato branco leitoso.

O núcleo do pegmatito é formado por quartzo leitoso, predominante, e subordinadamente quartzo



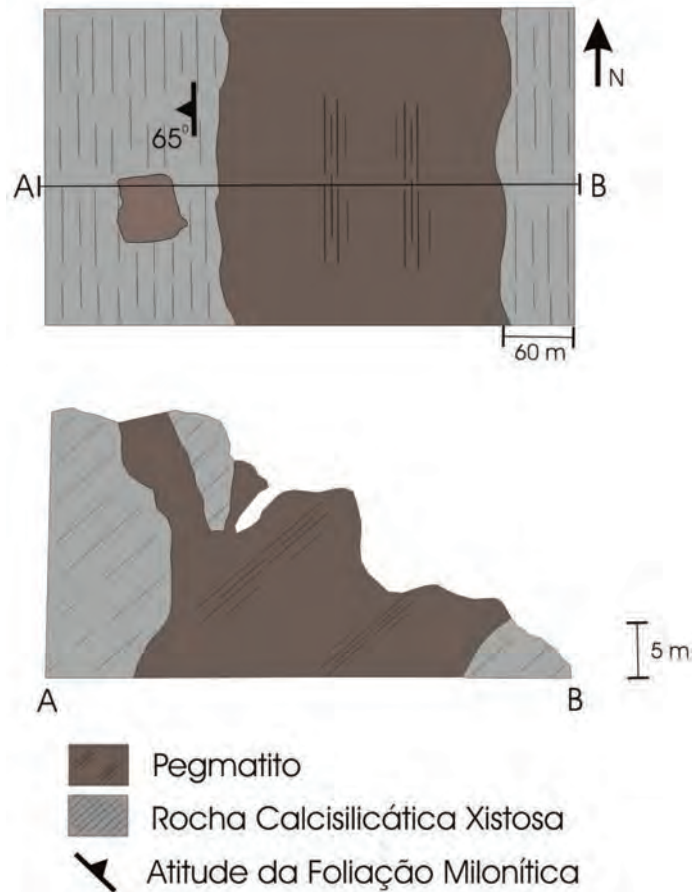
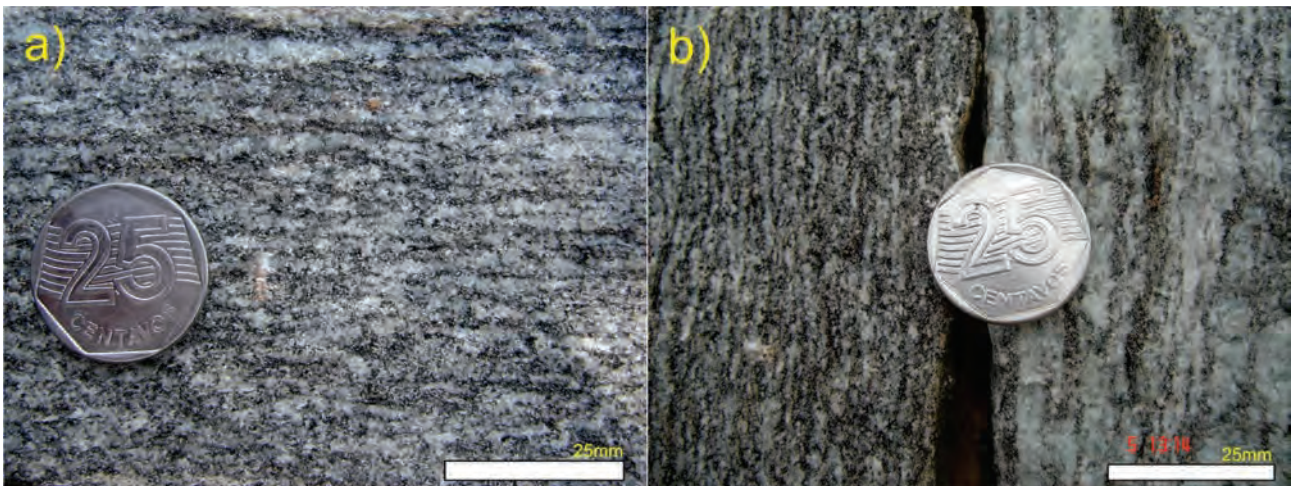


Figura 7.15 – Mapa e perfil esquemáticos do garimpo do Boanerges, mostrando as relações do pegmatito com a rocha encaixante.

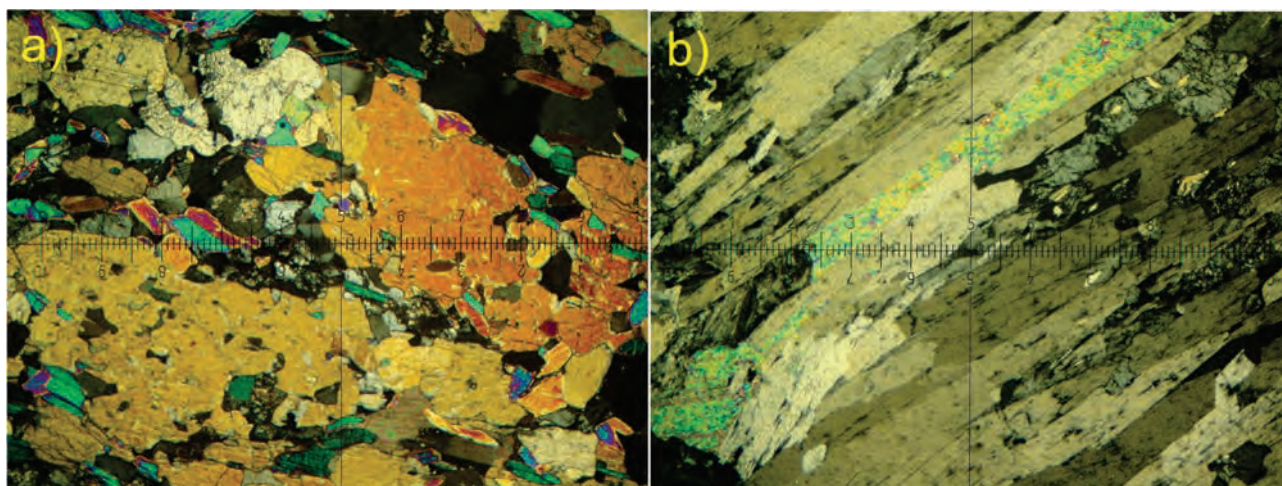


Fotografia 7.26 – a) Rocha encaixante do pegmatito do Garimpo do Índio; b) Outro aspecto da rocha calcissilicática encaixante do pegmatito do garimpo do Índio mudança de textura e granulometria.

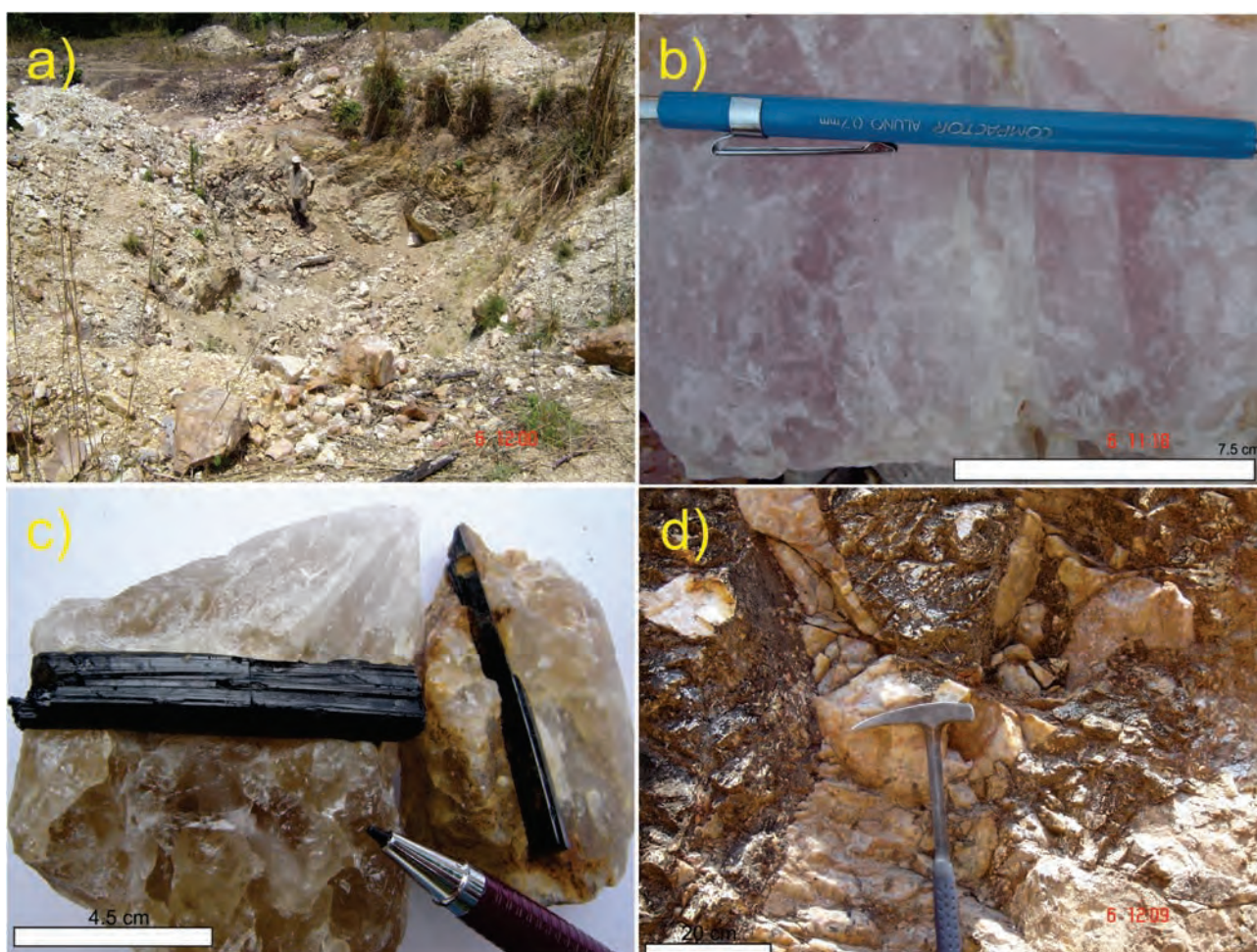
rosa e citrino. O núcleo de quartzo apresenta-se de forma e espessura variada, com até 1m e podem aparecer ramificados e contendo turmalina preta centimétrica (até 15 cm de comprimento), muito fraturada (fotografia 7.27d).

Os pegmatitos lavrados para turmalina desenvolveram-se a céu aberto e através de um conjunto de galerias no alto da serra. A rocha encaixante do pegmatito é um quartzito de cor

branca, granulação média e estrutura maciça, textura granoblástica, composto de quartzo (98% a 100%), sericita (01% a 02 %) e traços de zircão e opacos. A morfologia das cavas do garimpo alinham-se na direção N10-15°E e tem um aspecto de canoas, indicando que a mineralização encontra-se em bolsões sob a forma de *boudins*. Os pegmatitos estão alojados ao longo da foliação milonítica, na porção apical das dobras e nas fraturas.



Fotomicrografia 7.4 – a) Rocha calcissilicática encaixante do pegmatito do Garimpo do Índio. Textura nematoblástica evidenciada pela orientação preferencial do anfibólio; agregados alongados de carbonato (colorido) e de feldspato. Obj. 2,5x; L.P = Luz Polarizada ou Nicóis Cruzados. b) Rocha calcissilicática encaixante do pegmatito do Garimpo do Índio. Textura granolepidoblástica, cristais irregulares de piroxênio (amarelo), intercalados com faixas micáceas (coloridas), descontínuas. Agregados de feldspato são raros. Obj. 2,5x; L.P = Luz Polarizada.



Fotografia 7.27 – a) Vista panorâmica de uma das frentes de lavra de quartzo róseo do Garimpo do Cruzeiro; b) Quartzo róseo produzido no Garimpo do Cruzeiro; c) Cristais de turmalina preta associadas a quartzo citrino; d) Veio de quartzo leitoso ramificado, ocupando a porção central do Garimpo do Cruzeiro.

O pegmatito é formado por megacristais de plagioclásio e quartzo leitoso. Foi explorado para turmalina preta e vermelha e encontra-se atualmente

abandonado. Segundo informações dos garimpeiros da região o garimpo produziu as melhores gemas vermelhas com cristais de até 4 kg.

## 7.5.3 - Berilo

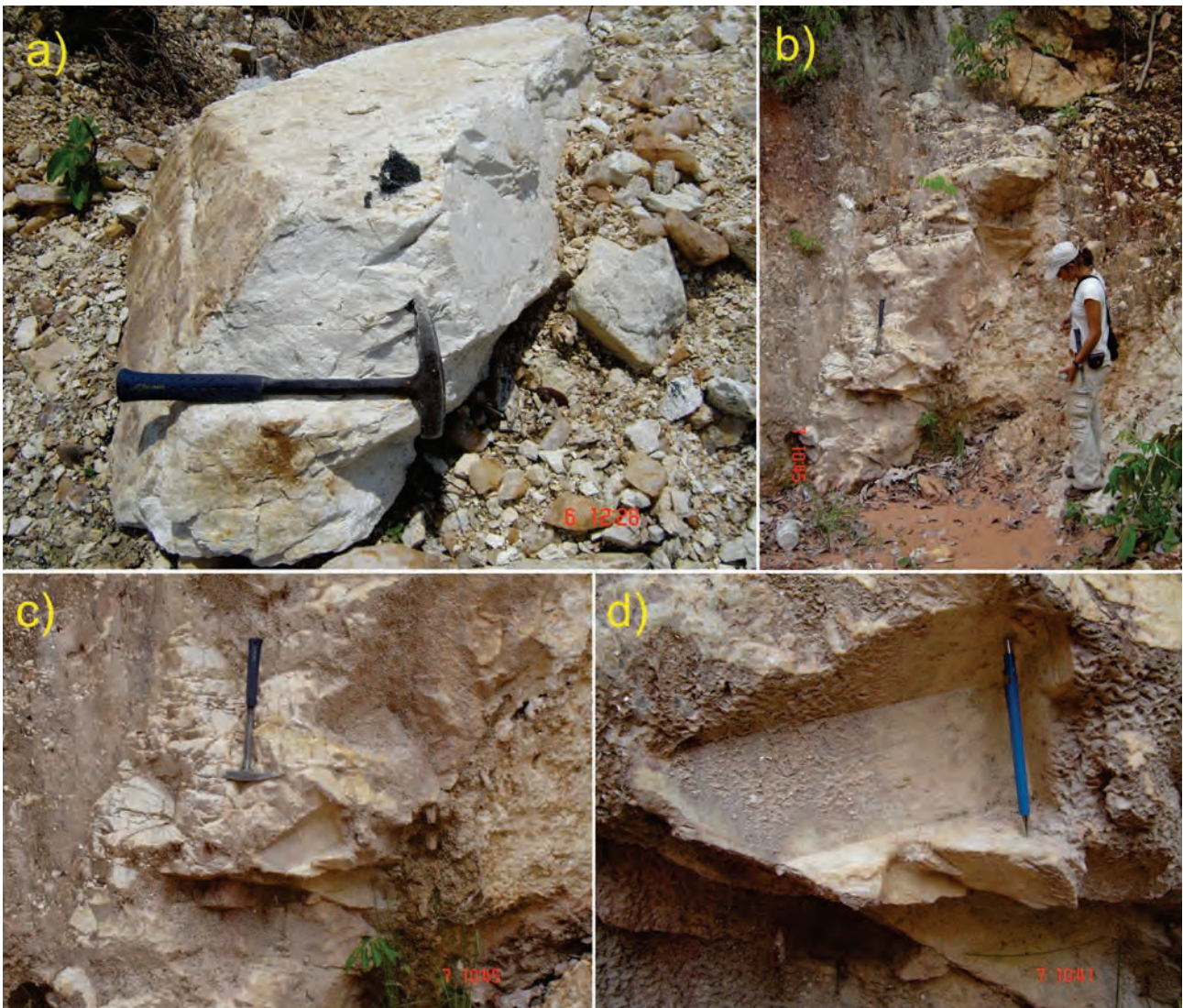
## 7.5.3.1 - Garimpo da Pindoba

O Garimpo da Pindoba desenvolveu-se a céu aberto em duas cavas principais, com aproximadamente 10 a 15 metros de diâmetro e aproximadamente 5m de profundidade (fotografia 7.28a e b). Apesar de estar desativado há pouco tempo, a desagregação provocada pela atividade garimpeira dificulta uma avaliação mais precisa do local. Entretanto, percebe-se que o pegmatito é zonado, com uma zona externa formada predominantemente por feldspato branco leitoso em cristais que medem até dezenas de centímetro com aglomerado de mica branca e com núcleo central formado por quartzo leitoso com até 1m de espessura, onde se desenvolveram os cristais de berilo com até

10 cm de face e 20 cm de comprimento, conforme pode ser visto em molde (fotografias 7.28c e d). A encaixante é uma rocha foliada, muito alterada, composta essencialmente por mica e quartzo. O solo é marrom avermelhado.

## 7.5.3.2 - Garimpo do São Júlio

Garimpo a céu aberto em uma cava alongada na direção N-S com 50m de comprimento, 10m de largura e 5m de profundidade, a partir da qual foi aberta uma trincheira de direção E-W, com 80m de comprimento, 2m de largura máxima e 6,5m de profundidade (Figura 7.16). O pegmatito tem a forma de um bolsão e, a trincheira foi aberta em solo marrom avermelhado, onde aparecem apófises e bolsões centimétricos pegmatíticos (fotografia 7.29a e b). Na cava maior, onde se



Fotografia 7.28 – a) Megacrystal de feldspato branco leitoso. Garimpo da Pindoba; b) Vista do núcleo de quartzo leitoso mineralizado à água marinha na porção central do pegmatito do Garimpo; c) Detalhe da fotografia anterior evidenciando um molde de berilo; d) Detalhe da fotografia anterior, evidenciando as dimensões do molde de berilo em veio de quartzo leitoso na porção central do pegmatito do Garimpo da Pindoba.

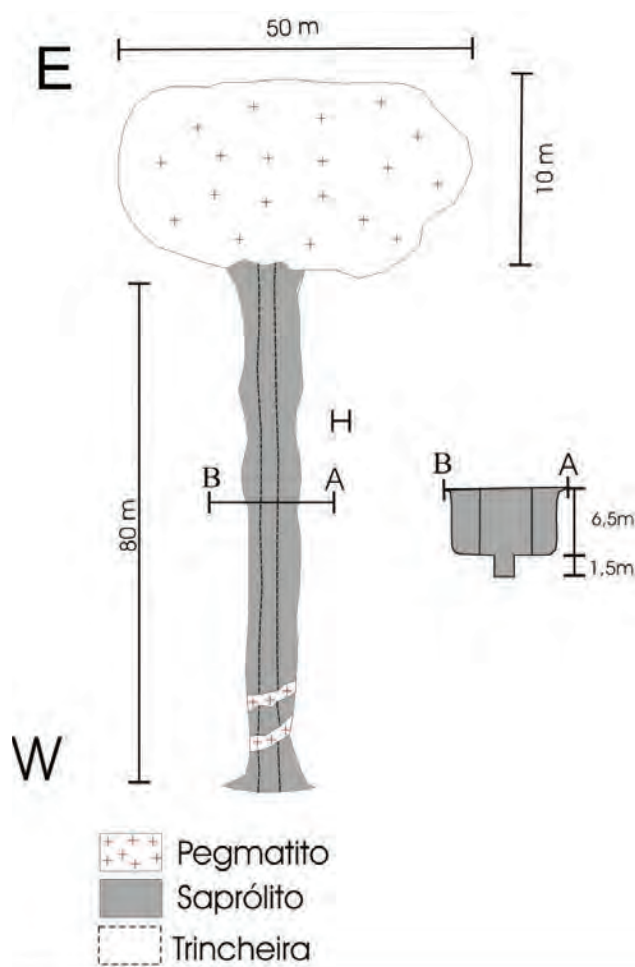


Figura 7.16 – Mapa esquemático onde se observa a frente de exploração do Garimpo do São Júlio e a trincheira exploratória aberta com auxílio de retroescavadeira.

desenvolveu o garimpo, apesar da destruição provocada pela lavra garimpeira dá para perceber que o pegmatito é formado por uma zona externa, onde ocorre uma rocha de granulação média, formada por intercrescimento gráfico quartzo-feldspato (fotografia 7.29c). A porção intermediária é composta por bolsões pegmatíticos, com grandes cristais de plagioclásio, k-feldspato róseo, aglomerados e placas de muscovita. No núcleo central do pegmatito predomina quartzo leitoso, ao qual estão associados os cristais de berilo verde azulado.

O berilo tem a cor verde clara e, apresenta-se bastante fraturado. Segundo informações de garimpeiros que trabalharam no garimpo, foram extraídos exemplares de água marinha de boa qualidade gemológica, embora a maioria seja de qualidade inferior (fotografia 7.29d). O pegmatito encontra-se próximo ao contato do granito da Suíte Mata Azul com os micaxistos do Grupo Serra da Mesa.

### 7.5.3.3 - Garimpo do Negão

O pegmatito aflora em superfície e, conforme mostra a figura 7.17, é formado por uma fração mais externa, composta por plagioclásio em cristais centimétricos com aglomerados e placas de mica branca. O garimpo desenvolveu-se no núcleo do pegmatito composto por quartzo leitoso, ao qual está associado a berilo. O núcleo de quartzo tem forma tabular, espessura de 1m, direção N-S, mergulhando 55° para oeste e uma ramificação verticalizada de 0,5m de espessura e direção N60°E. O *shaft* encontra-se paralisado, aparentemente por não ter atingido o veio em subsuperfície. O pegmatito encontra-se no contato do granito da Suíte Mata Azul com os micaxistos do Grupo Serra da Mesa.

### 7.5.4 - Quartzo Rosa

Foram cartografados dois garimpos de quartzo rosa, ambos desativados. No Morro Pelado (PS-47 - UTM 777817/8581434) o garimpo foi desenvolvido em pequenas cavas de 2 a 3m de comprimento, 2 a 3m de largura e 1 a 2m de profundidade, alinhadas na direção N30E. O quartzo ocupa o núcleo de um pegmatito com cristais centimétricos de plagioclásio, com predominância de quartzo leitoso e translúcido em relação ao quartzo rosa. Secundariamente o garimpo foi explorado para turmalina preta que ocorre associada ao núcleo de quartzo.

O outro jazimento de quartzo rosa localiza-se no garimpo da região do Cruzeiro e foi descrito juntamente com o garimpo de turmalina.

### 7.5.5 - Quartzo com Anfibólio

O garimpo desativado de quartzo com anfibólio é conhecido na região como garimpo de quartzo grafitado localiza-se na Fazenda Fortaleza. O pegmatito é tabular, tem 100m de comprimento e largura variável entre 2 e 3m. Ocorre na direção E-W. Apresenta uma zona extensa, com espessura em torno de 1m, de granulação grossa, constituída de plagioclásio (predominante) em cristais centimétricos, quartzo, biotita e anfibólio, A zona central é composta por quartzo leitoso com cristais de anfibólio de tamanhos centimétricos, desde poucos milímetros até 25 cm, podendo aparecer como inclusões aciculares (fotografias 7.30a a c). O pegmatito aloja-se em fratura de direção E-W. A encaixante alcalina apresenta foliação N25-30E/55SE. O quartzo com anfibólio tem sido explorado como amostra de coleção.



Fotografia 7.29 – a) Fotografia tirada de oeste para leste, mostrando uma visão geral da trincheira exploratória, e tendo ao fundo, no extremo leste, a cava principal do garimpo do São Júlio; b) Detalhe de uma porção da trincheira mostrada na fotografia anterior, evidenciando as apófises e bolsões pegmatíticos; c) Intercrecimento gráfico quartzo-feldspático; d) Cristais de berilo água marinha.

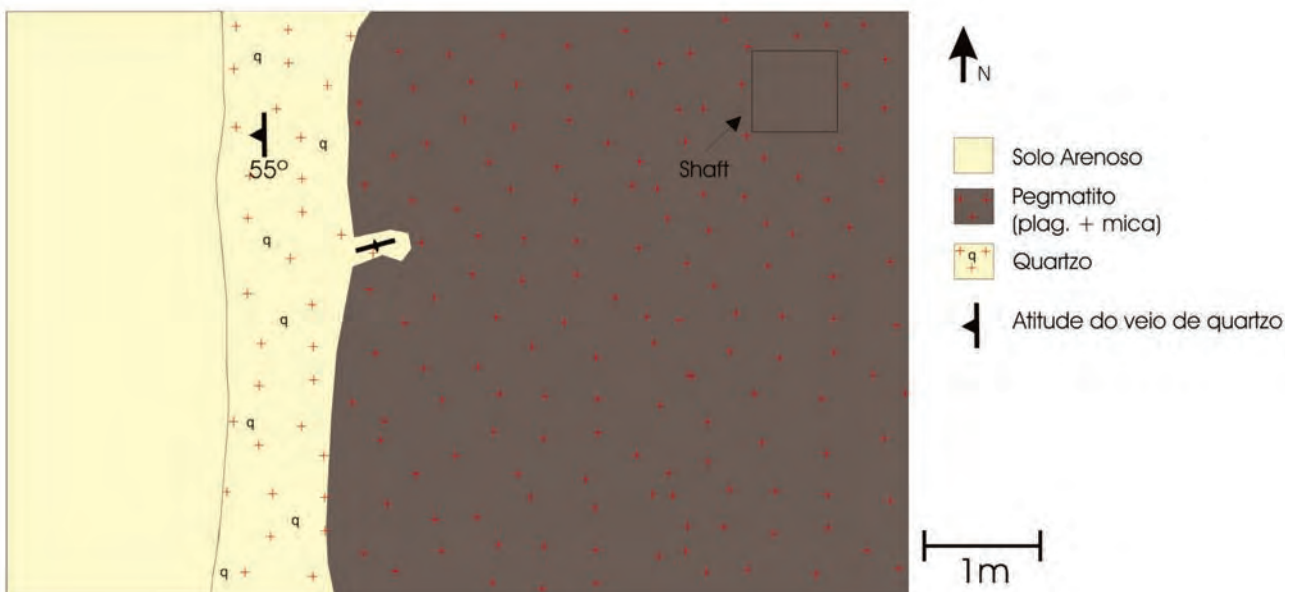


Figura 7.17 – Mapa esquemático do pegmatito do Garimpo do Negão.



Fotografia 7.30 – a) Vista geral do Garimpo de Quartzo da Fazenda Fortaleza; b) Uma das cavas do Garimpo da Fazenda Fortaleza; c) Quartzo com cristais de anfibólio da Fazenda Fortaleza.

#### 7.5.6 - Tantalita

Foi catalogado apenas um jazimento de tantalita. Trata-se de um garimpo abandonado há cerca de 10 anos. O buraco aberto para a extração do minério encontra-se entulhado, de forma que não é possível observar as relações do pegmatito com a encaixante. Segundo informações do garimpeiro que trabalhou no local, ali teriam sido produzidos aproximadamente 500 kg de tantalita, que juntamente com turmalina preta e berilo, estariam associados ao quartzo, provavelmente no núcleo do pegmatito. A tantalita coletada no local, sobre o solo, tem tamanho milimétrico, com tamanho máximo da ordem de 1cm. A encaixante do pegmatito é um granitóide pouco deformado, mas muito alterado, provavelmente pertencente à Suíte Mata Azul.

#### 7.5.7 - Zirconita/Coríndon

A zirconita é a principal fonte de zircônio, elemento utilizado principalmente no revestimento de reatores nucleares, como aditivo em aços de alta resistência e em ligas com o níquel na indústria química devido a sua resistência a corrosão.

No Brasil, a maioria das reservas desse elemento está relacionada à zirconita e os maiores jazimentos encontram-se associados a depósitos de areia monazítica em plácemes costeiros. De acordo com o Sumário Mineral Brasileiro (DNPM, 2006) as reservas brasileiras oficiais de zirconita somam 2,6 milhões de toneladas, o que representa 3,8% das reservas mundiais. A quase totalidade das reservas mundiais (87%) encontra-se na Austrália (52%) e África do Sul (35%). No Brasil apenas duas empresas se destacam como produtoras de concentrado de zircônio, sendo que uma delas, localizada no Estado da Paraíba, é responsável por 80% da produção nacional (DNPM, 2006).

O Estado do Tocantins consta nos dados oficiais como um estado produtor, mas sua produção é tão pequena que não contribui para as

estatísticas, embora a zirconita seja explorada há aproximadamente meio século (IWANUCH; SVISERO, 1985).

Os jazimentos de zirconita conhecidos na Folha Alvorada estão associados à Suíte Alcalina de Peixe. Estes jazimentos foram estudados ao longo das três últimas décadas, principalmente as décadas de 1970 e 1980, quando houve um significativo aumento da atividade garimpeira na região. A maioria dos estudos são de cunho acadêmico, dentre os quais se destacam os de Fuck e Marini (1979), Marini et al. (1974, 1979), Martins (1981), Iwanuch (1984) e mais recentemente Kitajima (2002).

Os depósitos detríticos de coríndon apesar de não serem explorados, foram incluídos neste capítulo em razão da sua associação com os depósitos de zirconita. Os rejeitos originados da exploração das jazidas de zirconita são compostos por uma grande quantidade de coríndon com características industriais. Não se tem notícia da exploração sistemática dos depósitos detríticos de coríndon com fins gemológicos, entretanto, existe um pegmatito às margens da estrada que liga Palmeirópolis-TO a Jaú-TO, próximo ao povoado Novo Horizonte que foi explorado por garimpeiros, com esta finalidade. Este jazimento encontra-se descrito no capítulo referente aos pegmatitos.

A zirconita é explorada somente com fins industriais, embora algumas amostras encontradas durante o processo de exploração possuam características gemológicas. Estes minerais distribuem-se como acessórios em todo Suíte Alcalina do Peixe, podendo apresentar, localmente, concentrações primárias expressivas.

As primeiras descrições detalhadas sobre os jazimentos primários de zircão e coríndon associados a Suíte Alcalina do Peixe foram feitas por Martins (1981). A figura 7.18 mostra as áreas de ocorrência desses jazimentos, identificadas pela equipe do projeto, além daquelas identificadas pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins. Os jazimentos primários formam duas zonas alongadas principais, ladeadas por zonas secundárias, todas orientadas

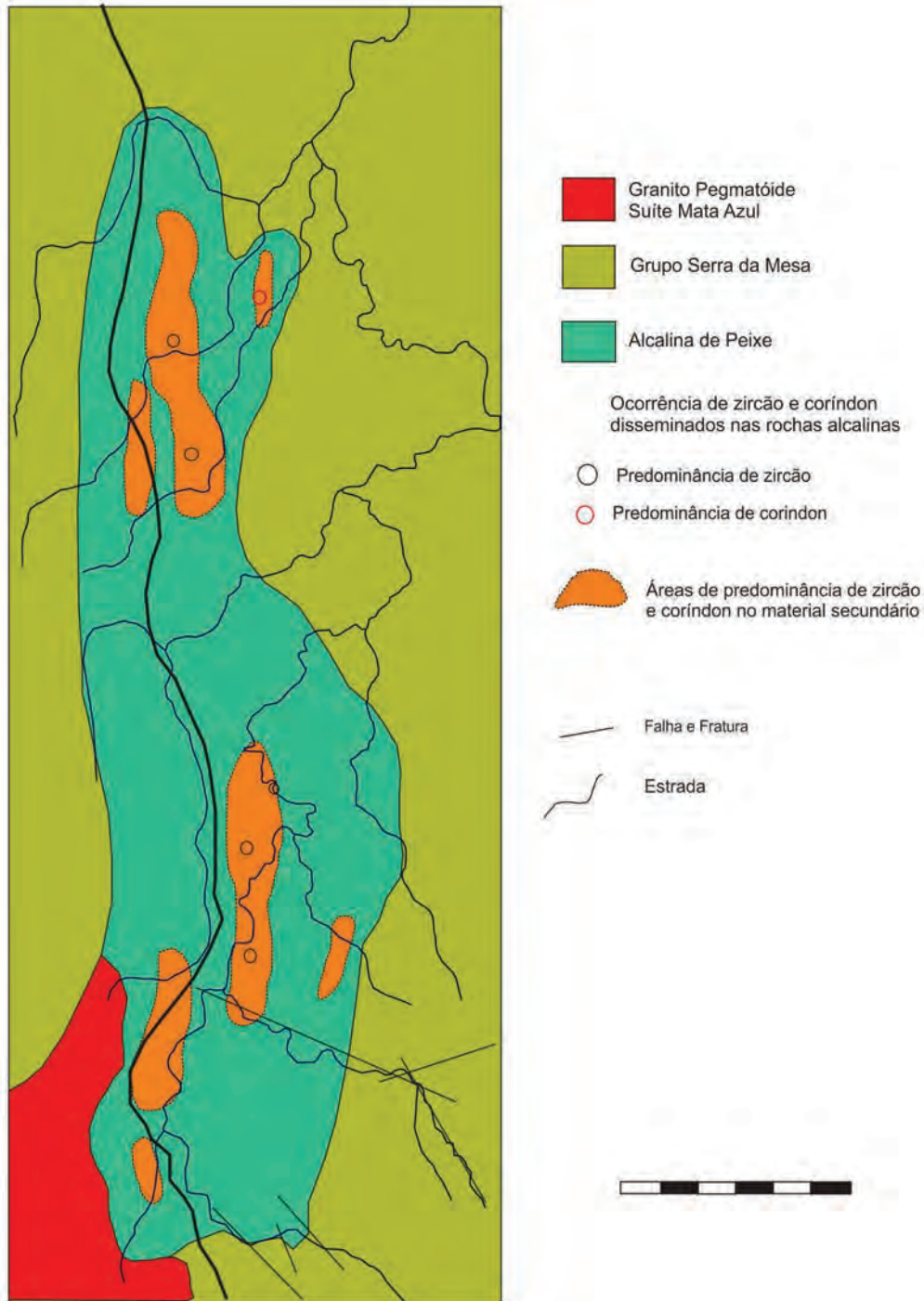


Figura 7.18 – Esboço geológico da alcalina de Peixe com as áreas de ocorrência de zirconita e coríndon, conforme Martins (1981).

concordantemente com a foliação das rochas, de direção N/NE. Os teores de zircão e coríndon são bastante variáveis, chegando a atingir 5% da rocha, com predominância das concentrações de zircão sobre as concentrações de coríndon.

Os cristais de coríndon são euédricos a subédricos e apresentam hábito sob a forma de bastão, barrica e, predominantemente placóide. A cor predominante é o cinza azulado, localmente com tonalidades mais intensas de azul safira. Os zircões são geralmente bipiramidais tetragonais,

predominantemente milimétricos, atingindo até 3 cm (fotografia 7.31).

A coloração predominante é o marrom avermelhado com tons variados. Em apenas um local, entre os córregos Angelim e Porteira há predominância de coríndon, com até 10% da rocha total. Segundo Martins (op.cit.), não se observa um nítido controle litológico ou estrutural das mineralizações, que aparecem disseminadas nos mais variados tipos litológicos. Entretanto, a distribuição da mineralização em faixas longitudinais,

acompanhando a estruturação regional, é um indicativo de que, apesar da mineralização ser predominantemente disseminada, apresenta também controle estrutural e/ou magmático. Os depósitos secundários elúvio-coluvionares guardam uma relação espacial com as concentrações primárias.

Iwanuch (1984) sugere que as maiores concentrações de zircão detrítico estariam associadas aos *litchfielditos*, mariupolitos e principalmente aos campos de pegmatitos, o que sugere também um controle litológico. Os depósitos secundários foram descritos por Martins (1981) e mais detalhadamente por Iwanuch et al. (1984). É consenso entre estes autores que a fonte primária desses depósitos é principalmente a rocha alcalina e secundariamente o pegmatito sieníticos e graníticos, e que se formaram a partir da decomposição e enriquecimento supergênico dessas rochas, originando os depósitos coluvionares, eluvionares e aluvionares.

O trabalho mais recente de caracterização da zirconita e do coríndon que ocorrem na Suíte Alcalina do Peixe, deve-se a Kitajima (2002) que, além da caracterização morfológica desses minerais, realizou um minucioso estudo de química mineral, objetivando a caracterização do zircão associado ao Complexo Alcalino de Peixe e do zircão incluso em coríndon de um pegmatito granítico, além de tentar caracterizar os diversos tipos de jazimentos de coríndon que ocorrem no Complexo.

Datação geocronológica U-Pb em mega-cristais de zircão da Suíte Alcalina do Peixe, revelaram idade  $1.470 \pm 8$  Ma e datações geocronológicas em dois zircões inclusos em coríndon de um pegmatito

diorítico encaixada na Suíte Alcalina do Peixe, também pelo método U-Pb revelaram idades bem mais jovens, de  $557 \pm 15$  Ma e  $559 \pm 7$  Ma, (KITAJIMA, 2002) A idade mesoproterozoica para a Suíte Alcalina do Peixe, confirma a idade de  $1.503 \pm 5$  Ma, obtida por Rossi et al. (1996) pelo método  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  em zircão. Entretanto, a datação neoproterozoica obtida em zircões inclusos em coríndons de pegmatito granítico, levanta dúvida quanto à origem desses minerais. Kitajima (2002) realizou uma série de estudos morfológicos e de química mineral na tentativa de elucidar as possíveis origens do coríndon e do zircão que ocorrem no âmbito da Suíte Alcalina do Peixe. Os resultados dos estudos realizados por aquele autor estão sumarizados nas tabelas (7.16 e 7.17) e mostram um conjunto de diferenças marcantes entre os minerais associados aos sienitos e os minerais dos pegmatitos graníticos.

Até o momento, estão sendo lavrados os depósitos detríticos de zirconita. Os números sobre as reservas e teores são muitos controversos: Martins (1981) cita a ocorrência de depósitos secundários com teores muito elevados, da ordem de 30% a 40% de zircão + coríndon. Iwanuch (1984) descreve os jazimentos de zirconita como depósitos de pequenas dimensões, mas muito ricos, com teores que alcançam  $300 \text{ kg/m}^3$  em fundos de vales irregulares, onde os concentradores naturais como depressões, travessões, blocos e matações propiciaram as maiores acumulações localizadas desse minério.

A lavra dos depósitos de zirconita iniciou-se na década de 1960, de forma rudimentar através do sistema de garimpagem e consistia no desmonte do colúvio, elúvio ou alúvio, com o auxílio de picaretas para remoção manual dos blocos e seixos maiores,



Fotografia 7.31 – Morfometria dos zircões da Suíte Alcalina do Peixe.



Tabela 7.16 – Comparação entre as características do zircão da alcalina e os característicos do zircão do pegmatito (KITAJIMA, 2002).

Características	Z I R C ã O	
	ROCHA ALCALINA	PEGMATITO GRANÍTICO
$\epsilon_{Nd}$	0,67	-17
Idade	1,5Ga	0,6Ga
Química	Os teores médios são: ZrO <sub>2</sub> (65,60%); HfO <sub>2</sub> (1,02%); Zn/Hf(76,30%); U (177ppm); Th (745ppm); Th/U (0,42).	Os teores médios são: ZrO <sub>2</sub> (65,26%); HfO <sub>2</sub> (2,10%);Zr/Hf (31,07); U (3047ppm); Th(261ppm); Th/U (0,1)
Cor	Claro a marrom escuro, raramente branco leitoso, cor de mel. Algumas amostras são incolores, mas não se enquadram como gemas por causa das inclusões.	-
Tamanho	1mm a 5cm (até 50kg – informação de garimpeiros).	2mm (eixo c).
Hábito	80% bipira midal, 20% prismático.	Prismático.

Tabela 7.17 – Comparação entre as características do coríndon de rocha alcalina e do coríndon de pegmatito granítico (KITAJIMA, 2002).

Características	C O R I N D O N	
	ROCHA ALCALINA	PEGMATITO GRANÍTICO
$\epsilon_{Nd}$	0,6,7	-17
Idade	1,5 Ga	0,6Ga
Química	- Altas concentrações de Fe (7000 ppm) e Ti (3500 ppm). Valores médios de Fe (3977 ppm), Ti (1324 ppm). - Ga (110 a 200 ppm). - Ni e Cr – ausentes.	- Baixas concentrações de Fe (3000 ppm) e Ti (1000 ppm). Valores médios de Fe (1438 ppm) e Ti (259 ppm). - Ga (110-200 ppm). - Valores pontuais de Ni (1000 ppm) e Cr (700 ppm).
Cor	Preto a azul escuro.	Branco a azul claro ou cinza.
Tamanho	Geralmente milimétrico.	Predominantemente centimétrico.
Forma de Ocorrência	Geralmente disseminado.	Isolado ou em agregados de cristal.
Ambiente de Cristalização	2,2 Kb/775°C.	2,2 Kb/775°C.

lavagem e peneiramento, com descarte da fração maior que uma polegada. A fração abaixo de uma polegada era lavada e separada manualmente com a retirada da ganga composta essencialmente de coríndon, fragmento de rocha e quartzo.

Com o decorrer do tempo, a garimpagem foi totalmente substituída pela mineração mecanizada. Atualmente o minério secundário de zirconita é explorado por duas mineradoras e toda a produção é transportada para o Estado de São Paulo por via terrestre, onde é quase que totalmente absorvida pela indústria cerâmica.

Durante o trabalho de campo foram visitados alguns depósitos em fase de avaliação, algumas jazidas em exploração e alguns locais onde as jazidas já foram totalmente exauridas. As jazidas atualmente em exploração são todas secundárias. São depósitos colúvio/eluvionares, originados a partir

do enriquecimento supergênico dos jazimentos primários da rocha alcalina, pela decomposição, transporte e concentração gravimétrica natural.

A prospecção, avaliação e cubagem dos depósitos são extremamente simples, uma vez que são depósitos superficiais de fácil identificação. A cubagem é feita utilizando uma malha de furos de trados e/ou poços.

As áreas onde as jazidas já foram totalmente exploradas apresentam um aspecto desolador, uma vez que nestes depósitos o minério concentra-se sempre próximo ao *bedrock* e a lavra remove toda a camada superficial, expondo a rocha semi-alterada ou fresca. (fotografia 7.32a).

As jazidas apresentam dimensões variadas com área média estimada em 30.000 m<sup>2</sup> a 50.000 m<sup>2</sup> e profundidade variável com média ao redor de 1m e máxima 2m (fotografia 7.32b).



Fotografia 7.32 – a) Área onde a jazida colúvio-eluvionar de zirconita foi exaurida, evidenciando o aspecto desolador da degradação, uma vez que a vegetação, juntamente com a camada de solo que continha o minério, foi totalmente removida. b) Características da jazida colúvio-eluvionar de zirconita da Suíte Alcalina do Peixe, com destaque para a morfometria do depósito c) Aspecto da lavra de zirconita no depósito colúvio-eluvionar da Suíte Alcalina do Peixe, destacando o método simples de lavra; d) Alimentação da planta de beneficiamento de minério de zirconita; e) Lavagem do minério e peneiramento para alimentação dos jig's concentradores; f) Planta de beneficiamento para concentração do minério de zirconita através de sistema de jigs; g) Detalhe da planta de beneficiamento de minério onde se observa o jig e a correia transportadora de rejeito da lavagem primária do minério; h) Minério de zirconita pronto para o transporte para as indústrias cerâmicas de São Paulo.

O método de lavra é extremamente simples e consiste na remoção da vegetação e blocos soltos, por um trator de esteira. Em seguida, uma retro-escavadeira retira o minério que é colocado em caçambas com auxílio de uma pá carregadeira (fotografia 7.32c) O minério é transportado até uma pequena usina onde é empilhado para beneficiamento. As fotografias (7.32d a 7.32h) mostram a sequência da lavra.

Durante o processo de beneficiamento, blocos de rocha são separados manualmente e o minério é transportado até uma moenga para lavagem (fotografia 7.32d) e separação da fração menor que

uma polegada que vai para o processo de concentração gravimétrica em jig's. O material acima de uma polegada é transferido em correia transportadora para uma pilha de rejeito (fotografias 7.32e a 7.32g).

O minério abaixo de uma polegada passa por um processo de concentração em jig com cama de coríndon, e o concentrado proveniente dos jig's é secado ao sol e depois ensacado para transporte (fotografia 7.32h). Toda a água utilizada para a lavagem vai para lagoas de decantação e retorna para o circuito (fotografia 7.33). A tabela 7.18 apresenta uma síntese das principais características da zirconita do Complexo Alcalino de Peixe.



Fotografia 7.33 – Tanque de decantação dos resíduos sólidos e reciclagem da água da usina de beneficiamento de zirconita.

Tabela 7.18 – Principais características da zirconita de Peixe (tabela elaborada a partir dos dados de MARTINS, 1981; IWANUCH, 1984; KITAJIMA, 2002).

PARÂMETROS	CARACTERÍSTICAS
<b>Associação</b>	Principalmente com rochas alcalinas, subordinadamente com pegmatitos.
<b>Cor</b>	Marrom, com tonalidades variadas de amarelo, mel, vermelho, bordô, castanho e cinza claro. Subordinadamente ocorrem alaranjadas, transparentes e incolores.
<b>Densidade</b>	4,492 a 4,545
<b>Hábito</b>	Cristais predominantemente bi piramidais tetragonais nas alcalinas e prismáticos nos pegmatitos graníticos. De uma forma geral 80% dos cristais são bi piramidais.
<b>Cristalografia</b>	Índice de refração entre $n_{\omega}$ 1,97 e $n_{\epsilon}$ 1,93. São incolores ao microscópio polarizado com cristais uniaxiais positivos, recobertos por uma película vermelha de óxido de ferro.
<b>Composição média dos principais elementos</b>	ZrO <sub>2</sub> (64,51%), SiO <sub>2</sub> (32,57%), Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (0,36%), MgO (0,03).
<b>Presença de impurezas e defeitos</b>	Fraturas, zoneamento interno, inclusões, cavidades, rugosidade e sulcos superficiais.
<b>Principais utilizações</b>	No início da exploração a zirconita era destinada indústria metalúrgica e siderúrgica para a fabricação de ligas metálicas do tipo Fe-Si-Zr. Atualmente, a produção é destinada principalmente à indústria cerâmica de São Paulo. A utilização como gema é limitada pelos defeitos que as pedras apresentam.
<b><math>\epsilon_{Nd}</math></b>	- Zircões das rochas alcalinas +6,7 - Zircões dos pegmatitos -17
<b>Idade</b>	- Nos zircões das rochas alcalinas – 1500Ma. - Nos zircões em pegmatitos graníticos – 557 a 559 Ma.
<b>Modo de ocorrência</b>	- Primária – disseminados em rochas alcalinas ou pegmatitos graníticos e sieníticas com teores de até 5% . - Secundária – único tipo de depósito em exploração, concentrado em teores de até 300 kg/m <sup>3</sup> em elúvios, colúvios e alúvios.

### 7.5.8 - Grafita

A grafita foi explorada a céu aberto em sistema de garimpagem, em um conjunto de cavas que pode ser seguido por aproximadamente 200m. As cavas tem aproximadamente 50m de comprimento, 10m de largura e 5m de profundidade, e se alinham na direção N80W, acompanhando a estruturação local da rocha encaixante. A lavra encontra-se desativada há muitos anos, de forma que não é possível verificar o modo primário de ocorrência da mineralização. A grafita encontra-se em aglomerados centimétricos sobre o solo. A mineralização está associada, ao que tudo indica a um pegmatito alojado em uma fratura secundária de direção N80W. Foram observados no local, placas centimétricas de mica preta (fotografia 7.34).

A rocha encaixante é um granitóide composto de plagioclásio, k-feldspato, biotita e quartzo, cisalhado e muito alterado, com segregações de k-feldspato e vênulas de quartzo em contato com as rochas paraderivadas do Grupo Água Suja, ou Formação Ticunzal, ou Grupo Serra da Mesa.

## 7.6 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

### 7.6.1 - Rochas Ornamentais

Segundo o Sumário Mineral Brasileiro, DNPM (2015), a China é o maior produtor de rochas ornamentais, com 31% da produção mundial. O Brasil, a despeito do grande potencial que possui, ocupa o quarto lugar com 7%. Entre os anos de 1996 e 2014 o setor de rochas ornamentais apresentou um crescimento de 300%. O destaque ficou por conta da



Fotografia 7.34 – Placas centimétricas de biotita, encontradas no garimpo de grafita.

Turquia que cresceu quase 1300%, seguida pela Índia (630%), China (570% e Brasil que cresceu 430%).

O potencial do Estado do Tocantins para rochas ornamentais é bastante significativo devido à abundância e diversidade de tipos litológicos. No âmbito da Folha Alvorada observou-se a predominância de rochas graníticas e mármore calcissilicáticos.

Granitos cinza a rosados, com fácies pegmatóides pertencentes à Suíte Mata Azul, Granito São José Pequeno e granito Córrego das Lages, afloram sob a forma de serras nas porções norte e noroeste da Folha Alvorada. Nas porções nordeste e sudeste, ocorrem imensos jazimentos de rochas carbonáticas e calcissilicáticas sob a forma de serras com até 150 metros de desnível, com potencial para utilização como rocha para revestimento, alguns em exploração, classificados como de excelente qualidade e exportados para a Espanha (informação do minerador). Durante o mapeamento da Folha Alvorada, foram catalogados quatro jazimentos de rochas ornamentais.

As rochas calcissilicáticas da região de Palmeirópolis são fitadas de cor cinza com tonalidades rosada e esverdeada, granulação fina a média e estrutura bem orientada. A despeito das dificuldades para a exploração e beneficiamento dessas rochas devido à precária infraestrutura, e distância dos principais centros consumidores e exportadores, em função da rara beleza, os gnaisses calcissilicáticos vem sendo explorados intermitentemente.

#### 7.6.1.1 - Mármore e Rochas Calcissilicáticas

Apesar do enorme potencial para produção de rochas ornamentais, principalmente carbonáticas e calcossilicáticas, o Estado do Tocantins não figura nas estatísticas oficiais como um produtor desses bens minerais. Os estados do Espírito Santo e Minas Gerais são responsáveis por 70% da produção nacional. Nas porções nordeste e sudeste da Folha Alvorada, foram catalogados 4 jazimentos de rochas calcissilicáticas, passíveis de serem utilizadas como pedra ornamental.

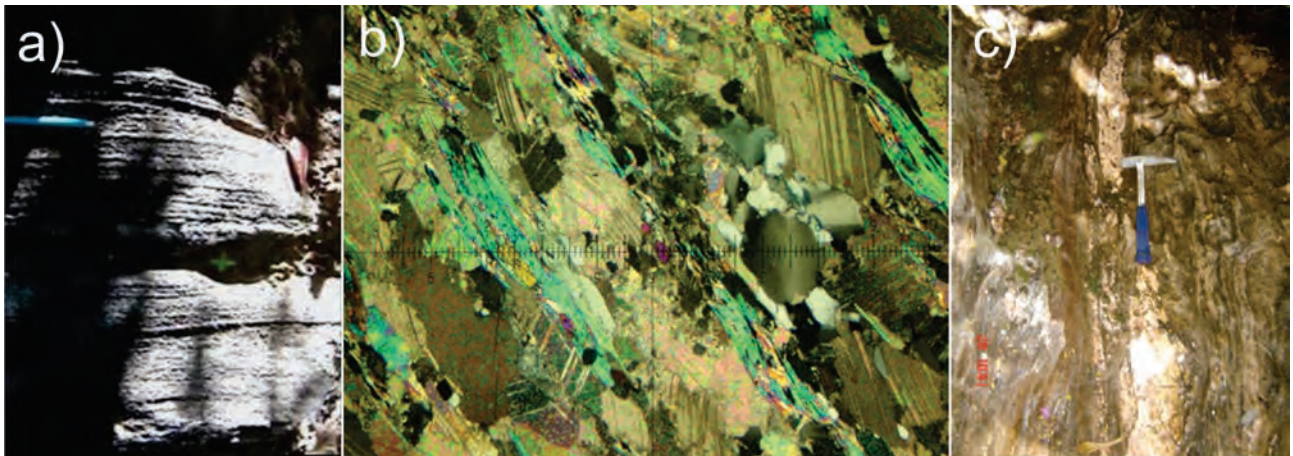
Dois jazimentos localizados na porção nordeste (PS-35 e PS-36), estão associados aos metassedimentos do Grupo Arai, representados por lentes de calcissilicática que afloram sob a forma de blocos métricos (fotografia 7.35a) e lajeiros, em serras alinhadas segundo a estruturação regional N15-25E. Estas serras representam acidentes destacados na re-

gião e recebem denominações locais como Serra de São João, Serra do Tamboril e Serra de Santana. São rochas de cor cinza com suave tonalidade rosada, granulação fina a média e estrutura bem orientada, laminados, estratificados, compostos basicamente por carbonato (80 a 90%) e porções variáveis de quartzo (05 a 10%), muscovita (05 a 10%) e epidoto (01 a 02%). Apresentam textura lepidogranoblástica com carbonato em cristais granulares e bem alongados, intercalados com faixas descontínuas de muscovita associada com epidoto. O quartzo apresenta-se em cristais irregulares com forte extinção ondulante associado aos carbonatos (fotografia 7.35b)

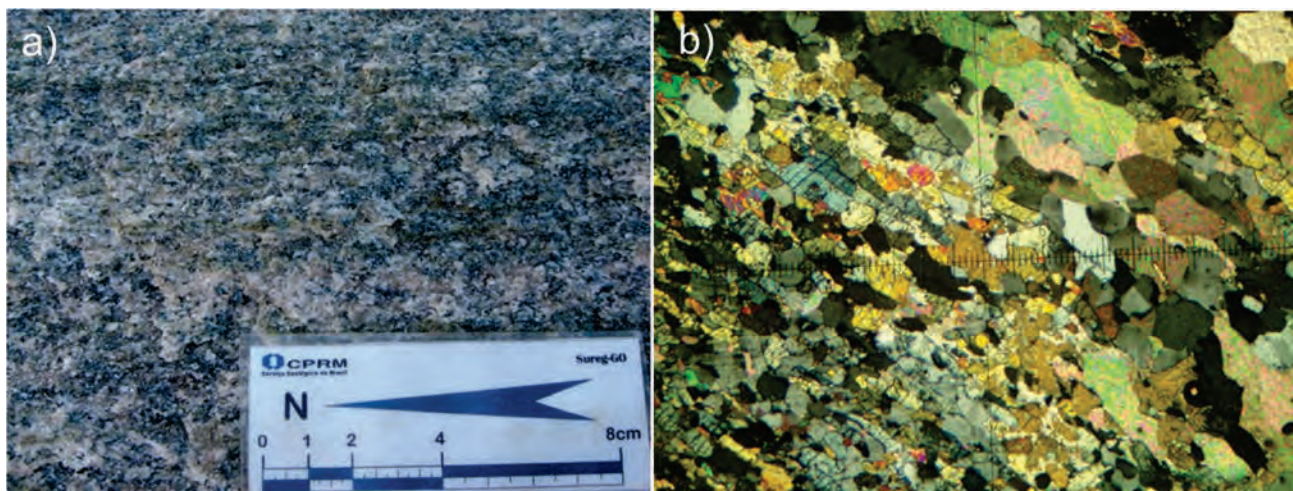
Em alguns locais da Serra de São João, a segregação de carbonato de cálcio formou bolsões de calcita, predominantemente branca, com cristais que chegam a medir em torno de 10 cm. Na Serra do Tamboril ocorrem veios de calcita rosa alojados em fraturas que acompanham a estruturação regional

(fotografia 7.35c). Em termos de exploração e localização, as jazidas estão estrategicamente bem situadas à meia encosta da serra, nas proximidades da estrada que liga os municípios de São Valério da Natividade-TO a Paranã-TO.

Na porção sudeste da Folha Alvorada foram catalogados dois jazimentos de rocha para revestimento. Um em exploração por uma empresa do estado do Espírito Santo (PS-42) e outro localizado pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins (PS-57). Ocorrem sob a forma de lajeiros e grandes blocos em forma de charutos, em serras de direção NE. Na jazida em exploração (PS-42) são produzidos dois tipos de rocha ornamental. O tipo predominante é uma rocha de cor cinza com tons esverdeados em consequência da presença do epidoto, com porções levemente rosadas, granulação média e estrutura irregularmente bandada (fotografia 7.36a). A rocha apresenta textura gra-



Fotografia 7.35 – a) Afloramento de rocha calcissilicática (PS-35); b) Fotomicrografia de rocha calcissilicática de textura granolepidoblástica com cristais granulares de carbonato intercalados com lamelas orientadas de muscovita. Quartzo e epidoto aparecem disseminados. Obj. 2,5x; L.P. (PS-35); c) Calcissilicática bandada com segregação de calcita.

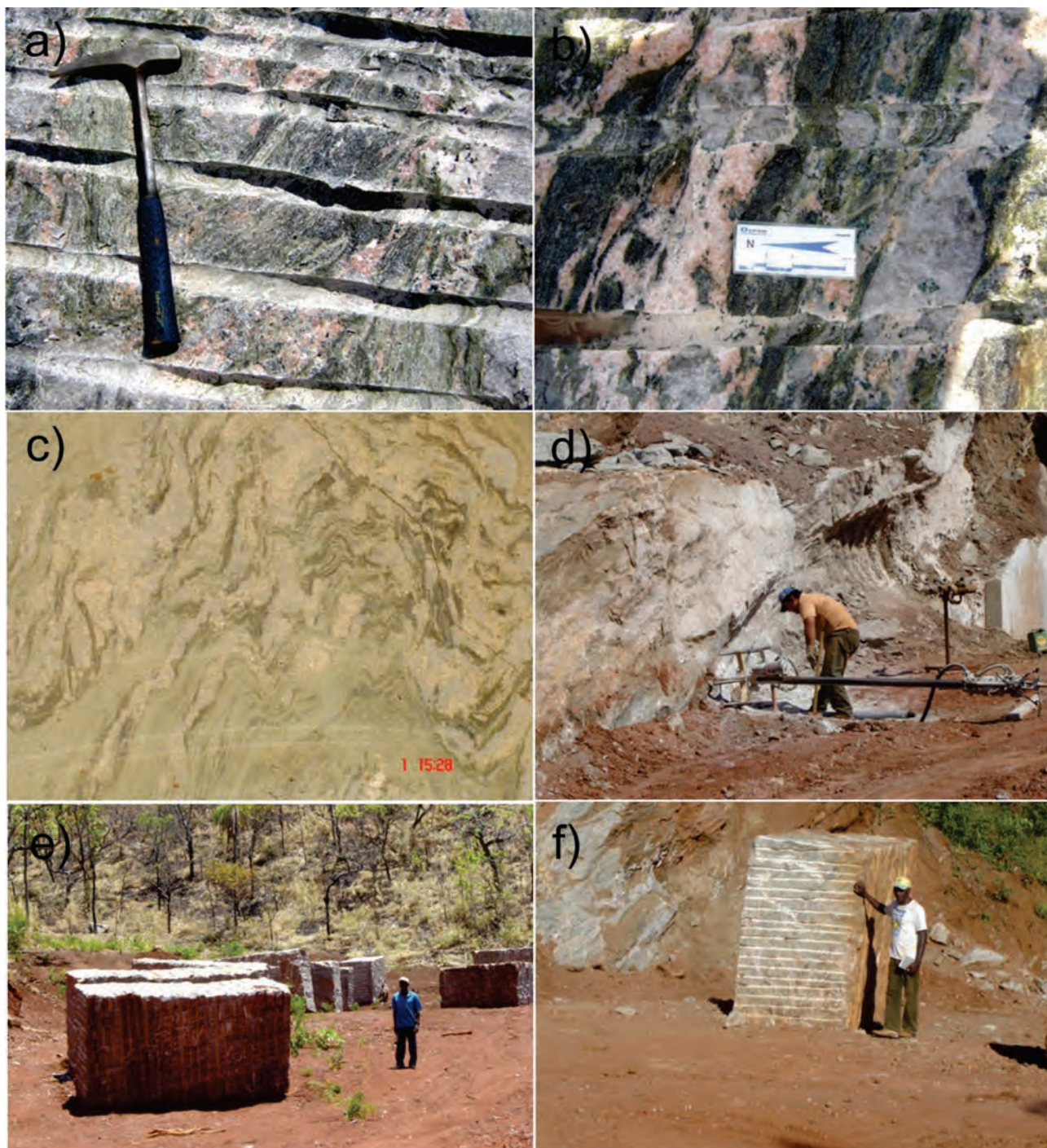


Fotografia 7.36 – a) Rocha calcissilicática esverdeada (diopsídio) com tons rosados (calcita). PS-42; b) Fotomicrografia de rocha calcissilicática, Textura granonematoblástica; bandamento caracterizado pela alternância de níveis irregulares de carbonato (canto direito superior) e de piroxênio + epidoto (centro e lado esquerdo), quartzo e feldspato (cinza) restritos. Obj. 2,5x; L.P.

nonematoblástica caracterizada pela presença de cristais de feldspato, quartzo e carbonato intercalados com prismas orientados de epidoto e piroxênio. Observa-se um bandamento marcado pela alternância de níveis de composição mineralógica ligeiramente diversa. A composição da rocha é: epidoto (30 a 35%), feldspato (microclínio mais plagioclásio – 25 a 30%), biotita (05 a 10%), carbo-

nato (10 a 15 %), quartzo (05 a 10%), piroxênio (05 a 10%), além de titanita, turmalina e apatita como acessórios (fotografia 7.36b).

O outro tipo, de jazimento, mais restrito, é formado por uma rocha com bandas centimétricas coloridas compostas por quartzo translúcido, biotita, epidoto e calcita branca e rósea (fotografias 7.37a e 7.37b). Em alguns locais ocorrem concentrações



Fotografia 7.37 – a) Rocha calcissilicática bandada, com bandas esverdeadas compostas predominantemente por epidoto, bandas compostas por calcita rósea e bandas mais claras compostas por quartzo. PS-42; b) Rocha com as mesmas características da rocha anterior; c) Rocha calcissilicática apresentando dobras parasíticas. Perfil perpendicular ao eixo das dobras. PS-42; d) Perfuração da rocha calcissilicática para colocação de fita diamantada para serragem dos blocos. PS-42; e) blocos de rocha calcissilicática pronto para a exportação. PS-42; f) Detalhe de um dos blocos, evidenciando as dimensões do mesmo.

centimétricas de biotita e quartzo. Em função do tom esverdeado a rocha é denominada pelos mineradores de Mármore Verde ou Marismar. A rocha apresenta um sistema de dobras parasíticas complexas associadas a grandes dobras (fotografia 7.37c), cujos eixos mergulham 25 graus para N5W. A rocha bandada, de melhor qualidade, tem ocorrência restrita sob a forma de grandes “charutos”.

A jazida localiza-se na encosta de uma serra a uma altura de aproximadamente 150 metros, o que facilita o processo de lavra. Para a extração dos blocos é utilizada uma perfuratriz pneumática (fotografia 7.37d 3.9), uma serra-fita diamantada, explosivos e uma pá-carregadeira de grande porte. Os blocos de mármore com aproximadamente 30 toneladas (fotografias 7.37e e 7.37f), são transportados por via terrestre até o Estado do Espírito Santo. A calcissilicática bandada, de melhor qualidade, é exportada para a Espanha, sob a forma de blocos, onde é beneficiada e comercializada, segundo informações do encarregado de produção da jazida, por 250 a 300 dólares o metro quadrado.

O jazimento identificado pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins (PS-57 - 771746/8597604), localiza-se na porção sudeste da folha e assemelha-se àquele que se encontra em lavra. Os afloramentos visitados estão localizados em uma serra com centenas de metros de comprimento e ocorrem sob a forma de blocos métricos e lajeiros, da meia encosta até o topo da serra (fotografias 7.38a e 7.38b). Predomina calcissilicática esverdeada. Trata-se de uma rocha de cor cinza esverdeada, granulação média e estrutura orientada, irregularmente bandada, composta predominantemente por carbonato (85 a 90%), com quantidades variáveis de quartzo (5% a 10%), epidoto (2% a 05%), biotita

(1% a 2%), piroxênio (1% a 2%) e feldspato, titanita e zircão em quantidades acessórias. A rocha apresenta textura granoblástica, formada predominantemente por carbonato, em cristais irregulares ligeiramente alongados. O epidoto se apresenta em prismas alongados e orientados.

Observa-se um bandamento pouco desenvolvido caracterizado pela alternância de níveis de composição mineralógica ligeiramente diversa (Fotografia 7.39a). Nos afloramentos, os finos níveis com predominância de epidoto, representam ressaltos formados pela erosão diferencial em relação aos níveis carbonáticos (fotografia 7.39b).

Foi localizado um afloramento sob a forma de bloco métrico rolado, composto de mármore bandado de alta qualidade, semelhante àquele da jazida que se encontra em exploração.

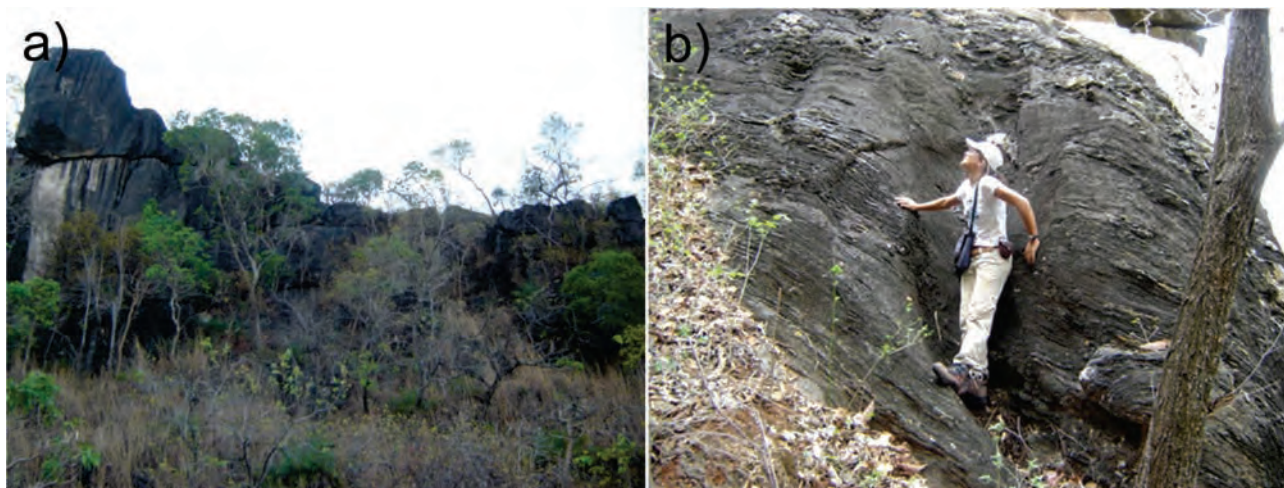
## 7.7 - MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL

### 7.7.1 - Areia, Argila e Cascalho

Estes materiais, de emprego imediato na construção civil, são abundantes e seus principais depósitos ocorrem nas aluviões dos rios Tocantins, Paraná, Santa Teresa, Cana Brava, Pau Seco e Escuro, onde predominam lentes de areia média a grossa, intercaladas com níveis de cascalho e argila. A produção concentra-se nas imediações das cidades de Peixe e São Salvador. Argilas e saibros também são extraídos em áreas com regolitos de rochas graníticas.

### 7.8 - ÁGUA TERMAL

No município de Jaú do Tocantins foi documentada uma fonte surgente de água termal localizada em terras da fazenda Poços de Caldas (PS-



Fotografia 7.38 – a) Morfologia dos afloramentos de calcissilicática do ponto PS-57, identificado pela equipe do Projeto Sudeste do Tocantins; b) detalhe do afloramento de calcissilicática evidenciando a estruturação da rocha. PS-57.

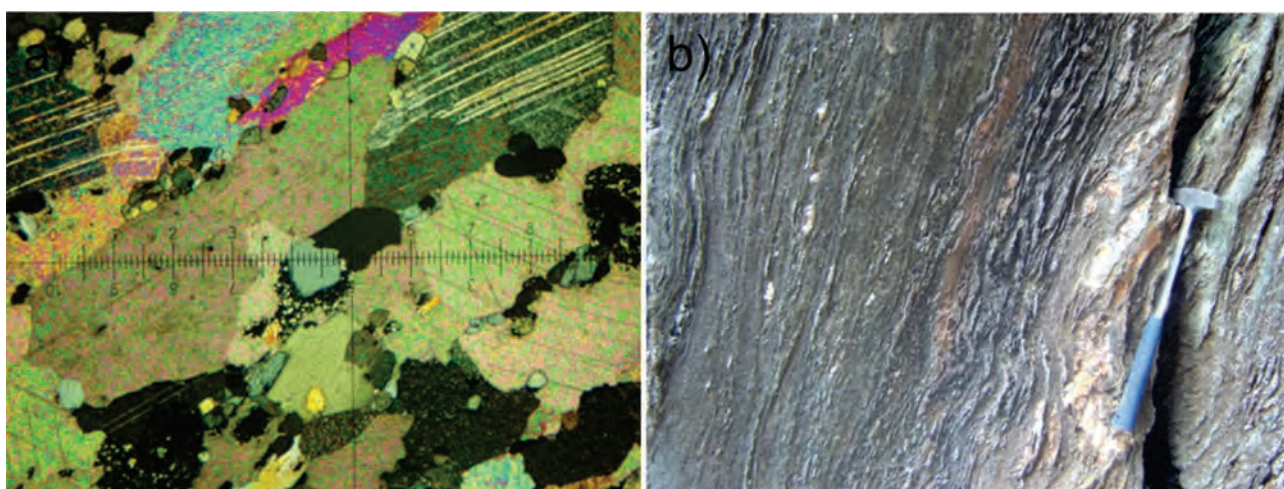
37 - UTM 751300/8592770). A fonte está associada a uma zona de falha de atitude N10E/65NW em quartzito do Grupo Serra da Mesa. O reservatório é num quartzito de coloração rosada, granulação média e estrutura maciça, composto quase que exclusivamente por quartzo (98 a 100%) em cristais de tamanhos variados, levemente estirados, de contornos muito irregulares e intensa extinção ondulante com muscovita, turmalina, opacos, biotita e apatita como acessórios (fotografia 7.40).

Em um raio de aproximadamente 50 metros ocorre um conjunto de pequenas nascentes que se juntam em uma ravina de 60 cm de largura e 10 cm de profundidade. A vazão do somatório de todas

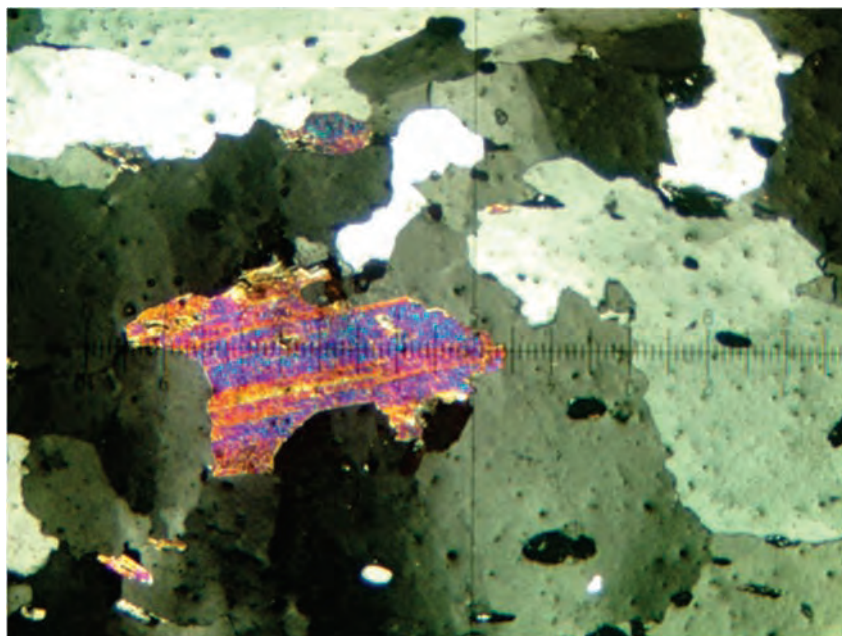
as nascentes foi estimada em aproximadamente 50 m<sup>3</sup>/h. A temperatura da água é de aproximadamente 38 a 40 graus. No local foi construído um pequeno balneário com estrutura muito rústica e uma pequena piscina (fotografias 7.41a 7.41e).

## 7.9 - RECURSOS ENERGÉTICOS

A área abrangida pelo Projeto Sudeste do Tocantins foi contemplada com duas usinas hidrelétricas de grande porte no rio Tocantins, uma na Folha Gurupi, a UHE de Peixe e outra na Folha Alvorada, a usina de São Salvador, localizada próximo a sede do município que lhe empresta o nome.



Fotografia 7.39 – a) Calcissilicática de Textura granoblástica. Cristais granulares (parcialmente poligonizados) de carbonato, com biotita, muscovita, epidoto e quartzo, subordinados. Obj. 2,5x; L.P; b) afloramento de mármore, evidenciando os ressaltos compostos de quartzo e epidoto, deixados pela erosão diferencial da calcita que é o mineral predominante na rocha.



Fotografia 7.40 – Fotomicrografia de Quartzito do Grupo Serra da Mesa que serve como reservatório para a água termal de jaú do Tocantins.





Fotografia 7.41 – a) Vista geral da fonte de água termal de Jaú-TO; b) Tanque de captação da água termal da nascentes principal da fonte de Jaú-TO; c) Detalhe do tanque de captação da água termal de Jaú-TO, evidenciando os quartzitos encaixantes do jazimento; d) Detalhe do sistema de fraturamento através do qual surge a água termal do aquífero de Jaú do Tocantins; e) Nascente secundária que faz parte do sistema de surgências do aquífero termal de Jaú do Tocantins.

## **8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

### 8.1 - CONCLUSÃO DO CONTEXTO GEOECONÔMICO

Os resultados mais relevantes do levantamento geológico e de recursos minerais da Folha Alvorada é o ponto geoeconômico. Com um contexto geológico complexo e heterogêneo, em termos de ambientações geotectônicas, torna esta área assaz favorável a diversos tipos de ocorrência minerais e hospedeiros de depósitos de metálicos e não metálicos. Os trabalhos de cadastramento mineral e das áreas de garimpo indicaram a existência de mais de 50 jazimentos minerais cadastrados, muitos deles com viabilidade econômica e/ou em exploração.

As ocorrências atendem aos indicadores prospectivos, tais como apresentar terrenos potenciais, condições de favorabilidade de infraestrutura, condições fisiográficas adequadas e de mercado pela proximidade de grandes centros consumidores (Gurupi, Porto Nacional, Palmas). Estes fatores configuram de forma propícia o desenvolvimento de atividades mineiras. Os resultados alcançados na cartografia geológica da Folha Alvorada forneceram melhorias substanciais no conhecimento geológico da porção centro sul do estado de Tocantins.

A identificação de importantes anomalias geoquímicas e geofísicas associado ao trabalho efetivo de campo e cadastramento de ocorrências permitiu o reconhecimento de áreas potencialmente favoráveis para substâncias de valor econômico como ouro, Cu-Pb-Zn, ETRs-allanita, La-Ce, grafite, gemas (granadas, turmalina, quartzo), cassiterita, zircão, muscovita, coríndon, cianita, calcário, rochas ornamentais, água termal, materiais de construção civil argila, brita, o que torna esta área com apta a formar uma província mineral ou área de relevante interesse mineral.

Todavia e por mais contraditório que pareça, pouco da produção efetiva de recursos minerais da região sul do estado do Tocantins constam oficialmente das estatísticas oficiais, seja do próprio estado e/ou da união. Desde o planejamento do Projeto Sudeste do Tocantins esta área carecia de estudos criteriosos e atualizados de geologia para embasar a prospecção das ocorrências minerais, com vistas a estabelecer sua real potencialidade e escolha das áreas mais favoráveis ao interesse econômico, social e de investidores.

O contexto das gemas, principalmente das granadas, turmalinas, berilos e outras na região

chama muito a atenção, tanto pela ampla área de ocorrência, quanto pela formação três polos de produção para lapidação: o Polo de cristal de rocha da Região de Duerê-Cristalândia-Pium, o Polo de Gemas da Região de São Valério da Natividade e o Polo Pegmatítico da Região de Jaú-Palmeirópolis.

Estas considerações já haviam sido identificadas por Frasca e Lima (2010) onde esta área foi nomeada de Província Gemológica de São Valério da Natividade-Mata Azul estendida desde a região norte de Goiás, até o sudeste da Folha Gurupi, cobrindo uma área de aproximadamente 200 km de comprimento por 30 km de largura, num *trend* N25°-30°E, com prolongamento mais evidente para sul, abrangendo boa parcela da Folha Alvorada.

Verifica-se que o contexto das mineralizações gemológicas é caracterizado por apófises, stocks e veios discordantes múltiplos, principalmente associados às fácies pegmatíticas e hidrotermais relacionadas ao Granito Mata Azul, de idade de 556 Ma, controladas pelo Lineamento Transbrasiliano. As mineralizações estão hospedadas em diferentes unidades, tais como o embasamento granito gnáissico paleoproterozoico Almas-Cavalcante, Aurumina e Grupo Serra da Mesa.

Os indícios de ouro encontrados em rocha, sedimento de corrente e concentrados de bateia nas áreas associadas aos Lineamentos Transbrasilianos, nas áreas de ocorrências dos tonalitos de arco magmático e nos granitóides de embasamento da Suíte Aurumina, apesar de não ter sido cadastrado nenhum jazimento deste recurso, abre uma nova perspectiva a uma investigação prospectiva de maior detalhe.

A ocorrência de ETRs associados às rochas sieníticas da Suíte Alcalina do Peixe, relacionados a processos de alteração hidrotermal tardi à pós-magmáticos, aos granitos peraluminosos da Suíte Mata Azul (na Pedreira do Travessão), e nos granitóides alcalinos do Morro do Amaral, abrem também novas expectativas à prospecção.

### 8.2 - CONCLUSÃO DO CONTEXTO GEOLÓGICO

As principais propostas de avanço com relação à área da Folha Alvorada relacionam-se à evolução geodinâmica do Orógeno Brasília e seu embasamento.

O modelo conceitual e a concepção em blocos apresentada por Fuck et al. (2014) é avaliada na Folha Alvorada na porção setentrional do Orógeno Brasília. As informações geológicas-estruturais,

geofísicas, geoquímicas, os dados isotópicos de Sm-Nd, TDM e datações U-Pb corroboram com esta proposta de compartimentação, onde observa-se: o **i) Bloco Crustal Natividade-Cavalcante** que forma um terreno siálico paleoproterozoico, embasamento mais antigo da folha; **ii) a presença do Maciço de Goiás** que compõe na área um segundo segmento muito estreito do embasamento, localizado entre o Bloco Natividade-Cavalcante e o Arco Magmático de Goiás. **iii) Terrenos neoproterozoicos** formados em ambientes de **Arcos Magmáticos**, divididos em um setor juvenil oriental pertencente a um arco insular e outra, parte juvenil e parte crustal, mais nova e oriunda de ambiente de margem continental; além de **iv) parte do embasamento do orógeno Araguaia**, um magmatismo plutônico neoproterozoico e rochas metassedimentares geradas em um ambiente de margem passiva. Com base nestas observações enumera-se as seguintes considerações:

**a)** A principal unidade estratigráfica que representa este bloco é a Suíte Aurumina. É formada na área por duas fácies **PP2y2au3** e **PP2y2au4** ambas geradas em um arco magmático de margem continental maturo com tendência a um ambiente de colisão continental. A fácies PP2y2au3 com tendência mais primitiva na evolução tectônica, mostrando uma propensão aos campos de geração em arcos sin a pós-colisão e a fácies PP2y2au4 um caráter mais alcalino e mais evoluído, ambas formadas entre 2.12 Ga a 2.17 Ga, e com  $T_{DM}$  entre 2.4 Ga e 2.6 Ga, valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre -1 e -3. Botelho et al. (2006);

**b)** Em discordância sobre este embasamento assenta-se o Grupo Araí que representa uma associação de *rift* continental, e compreendem depósitos continentais fluviais, planícies deltáicas e sedimentação eólica associada a basaltos alcalinos, dacitos, riolitos e ignimbritos, seguido por um ambiente de deposição pós-*rift*, com transgressão marinha rasa da Formação Traíras. Atribui-se idade deposicional em torno de 1750 Ma, com base nos dados geocronológicos U-Pb em zircão, obtidos em datação U-Pb em zircão nas rochas metavulcânicas ácidas da Formação Arraias com  $1771 \pm 2$  Ma, Pimentel et al. (1991);

**c) O Embasamento do Orógeno Araguaia:** seguem-se neste relatório por concordância de ideias as mesmas considerações feitas por Ribeiro e Alves (2017) onde citam: “É possível propor que o embasamento desta porção da Faixa Araguaia evoluiu no intervalo de aproximadamente 100 Ma (de 2170 Ma a 2070 Ma)... Os tonalitos e granodioritos do Complexo Rio dos Mangues e do Complexo Granulítico Porto Nacional reforçam a ideia de que estes complexos fazem parte de uma mesma evolução.” Admite-se, ainda mais, que além destas ponderações propõem-se baseado nos dados

litológicos, químicos, isotópicos e geocronológicos que a Suíte Aurumina faça parte deste contexto evolutivo fechando um quadro orogenético colisional no Riachiano/Orosiriano e que estes blocos fragmentaram-se e foram separados em algum momento do mesoproterozoico;

**e) O Maciço de Goiás** forma um bloco muito heterogêneo em relação a ambientes e idades e infere-se seu comportamento como bloco alóctone apenas em relação ao Neoproterozoico, pois dentro deste setor ocorrem unidades que apresentam correlação temporal, química e litológica com as rochas do bloco Natividade-Cavalcante;

**d) O Grupo Água Suja** apresenta considerável semelhança composicional com as sequências pertencentes ao **Bloco Crustal Natividade-Cavalcante**, em especial ao **Grupo Riachão do Ouro** e a **Formação Ticunzal**. A presença de rochas vulcânicas máficas, *BIFs* e as ocorrências e depósitos de grafite, as idades TDM e fonte  $\epsilon Nd$  com valores equivalentes, justificam uma correlação inicial. O que justifica considerar a correlação entre os blocos e que ao algum momento no *Riachiano* estas bacias poderiam estar unificadas ou ser uma bacia única e que foram desmembrados por eventos tectônicos posteriores;

**f) O Grupo Serra da Mesa** representa uma sequência pós-*rift* marinha e transgressiva (DARDENNE et al., 1997, 1999), depositada em ambiente plataformal raso entre 1,6 e 1,47 Ga, Dardenne (2000). A deposição do Grupo Serra da Mesa e sua idade mínima é balizada pela intrusão das rochas alcalinas do Peixe de idade U-Pb em zircão de  $1.503 \pm 5$  Ma e 1.47 Ga (KITAJIMA, 2002; ROSSI et al., 1996), respectivamente, e do granito Serra Dourada U-Pb 1574 Ma, Pimentel et al. (1991b) e 1578 Ma U-Pb em zircão, Rossi et al. (1992). Estes eventos provavelmente ocorreram enquanto o bloco do **Maciço de Goiás** mantinha relações de adjacência ao **Bloco Natividade-Cavalcante**, pois há intrusões comuns de idade 1.57 Ga posicionadas em ambos blocos e separadas por descontinuidades crustais marcadas na geofísica. Infere-se que o maciço tenha se afastado em algum momento do *Ectasiano* e novamente colidido durante o *Criogeniano*;

**g)** A Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis marca um dos principais períodos desta ruptura e ensaio de processo de oceanização, com o afastamento inicial dos blocos, acompanhada ainda, mais tardiamente, no setor oriental do **Bloco Natividade-Cavalcante** de sedimentação plataformal representada pelo Grupo Paranoá;

**h)** O Sistema *Toniano* marca a quebra do regime extensional e início do período de convergências com subducção e conseqüentemente

a formação de arcos magmáticos com acresções em seus primórdios juvenis tendendo conforme sua maturidade a ter influencia cada vez mais crustal. É o registro do desmonte do paleocontinente de *Rodínia* e a junção para formação do *W-Gondwana*;

**i)** É reconhecida na área dos arcos e dentro do LTB uma assembleia petrotectônica que marca acresções com fontes juvenis típicas de arcos de ilhas e relacionadas ao Arco de Mara Rosa, operando entre 900 e 800 Ma. Esta zona hoje é marcada pela junção da Falha Rio dos Bois com o setor oriental do Lineamento Transbrasiliano e sugere uma primeira zona de sutura entre arco e seu embasamento;

**j)** O arco intraoceânico caracteriza-se por rochas calci-alcálicas intermediária a ácidas, metaluminosas e com valores de SiO<sub>2</sub> baixos em torno de 59.67% e valores de CaO acima de 6.00% e de baixos teores em K<sub>2</sub>O de 1.17%, com razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O com valores próximos de 0.28, baixo LILE e HFSE. Apresentam padrões de ETR com baixos a moderados valores em ETRL e depletadas em ETRP com baixo fracionamento, sem dispersão nos valores de ETRP, mostrando uma fonte geradora comum. Idades de cristalização são de 848 Ma e 810 Ma, com TDM de 1480 a 910 Ma e εNd(T840) com valores de +1.56 a +5.14, indicando fontes juvenis;

**k)** Uma segunda fase acrescionária sugere o desenvolvimento inicial de margem continental ativa em 660 Ma, relacionado à evolução de um novo arco, marcado no aumento de fontes mistas, juvenis e crustais. O principal evento na região estudada é de magmatismo ediacarano, que se iniciaram em torno de 590 Ma, estendendo-se até 540 Ma. Estão representados pelo Complexo Porangatu e formam um arco magmático de margem ativa até sua maturidade. Este arco é entendido como a continuidade e coalescência tectônica do Arco de Santa Terezinha de Goiás situado em posição mais ocidental. A concepção é de que esta fase magmática tardia configure apenas uma parcela evolutiva de um único arco, representando a aglutinação final e fechamento dos orógenos Brasília e Araguaia entre os crátons Amazônico e São Francisco. Esta concepção estenderia a idade do Arco Santa Terezinha de Goiás até 540 Ma;

**l)** O estágio de margem continental ativa apresenta os isótopos de εNd e TDM compatíveis aos dados químicos. Exibem TDM com distribuição ampla e características de fontes mistas e heterogêneas, com rochas de derivação crustal e TDM sugestiva de alta residência crustal, de 2610 a 970 Ma e εNd entre -25.44 a -0.60, sugerindo a presença de crostas arqueanas a neoproterozoicas recicladas. Rochas com fontes juvenis possuem TDM menor e variável de 1400 Ma a 760 Ma. Apresentam valores de εNd entre +0.01 e +8.01;

**m)** O papel do Lineamento Transbrasiliano é fundamental na montagem e desenvolvimento destes arcos. Nos primeiros estágios de sua evolução é responsável pela acresção do arco insular e *docking* por meio de uma subducção oblíqua a uma porção continental. A deformação nesta etapa é principalmente marcada pelo forte encurtamento crustal submetido às rochas do arco intraoceânico contra a sua plataforma/bloco crustal onde se ancorou, materializada na falha do Rio dos Bois e sua continuidade para norte. Este acomodou grande parte da deformação ao longo desta sutura e dos limites destes terrenos;

**n)** Em estágio 130 Ma posterior, ao longo de uma zona de subducção monta-se um arco continental e dura até a fase colisional. Este estágio passa de um sistema oblíquo a cada vez mais longitudinal, com a formação de falhas reversas de baixo ângulo nas bordas, com escape lateral e ajustando grande parte da deformação ao longo de sua posição meridiana de alto ângulo e transcorrente;

**o)** Nesta fase instalam-se as grandes movimentações de massa, estiramento e embaralhamento tectônico dos compartimentos envolvidos após sua completa acresção. O limite do arco continental mais jovem a oeste coincide com uma lasca de embasamento de idade 2.1 Ga, e marca a junção que estabelece os limites dos orógenos Araguaia e Brasília;

**p)** A porção central dos compartimentos magmáticos fica balizada em campo pelas zonas granulíticas de Porangatu e Porto Nacional a norte, que representam a infracrosta alçada e exumada entre 590 Ma e 540 Ma. Os granulitos marcam uma zona de sutura na parte central do Lineamento Transbrasiliano, realçada por expressivas zonas de cisalhamento e identificada por importantes discontinuidades magnéticas. Os deslocamentos direcionais tardios e de alto ângulo serão os responsáveis por esconder ou mascarar alguns sistemas de falhas iniciais e as zonas de suturas;

**q)** Neste sentido o Lineamento Transbrasiliano corresponde também há várias zonas de suturas internas do *W-Gondwana* em um modelo tipo “*pop up*” ou *flor positiva*;

**r)** Os últimos registros geológicos na Folha Alvorada só ocorrem no Cambriano com extensões localizadas, falhas normais e ingresso de diques e *sills* máficos de direção aproximada norte-sul que cortam as unidades geológicas e marcam também etapa extensional final ou colapso do orógeno.

### 8.3 - RECOMENDAÇÕES DO PROJETO

Expõem-se as indicações e aconselhamentos a estudos e pesquisas futuras:

a) Recomenda-se o prosseguimento do levantamento geológico básico e ou sua integração na

escala 1.250.000 da Folha Porangatu imediatamente a sul. Indica-se também a necessidade de estudos de detalhes nas áreas mineralizadas de gemas seus veios pegmatitos, alterações hidrotermais e intempéricas dos depósitos e sua associação às zonas de cisalhamento e controle estrutural.

**b)** Recomendam-se estudos de maior detalhe para ETRs na borda leste da Suíte Alcalina do Peixe nos pegmatitos sieníticos e pegmatitos graníticos da Suíte Mata Azul e as interações entre os dois sistemas mineralizantes.

**c)** Aprofundar estudos das áreas com sulfetos e ouro, associação metalogenética relacionada a arco magmático neoproterozoico (*Orogenic Gold*), granitoides miloníticos hidrotermalizados e corpos máficos, suas interações com sistemas transcorrentes transbrasilianos, controle estrutural, origem hidrotermal com a distribuição de anomalia de ouro em concentrados de bateia.

**d)** Realizar *follow-up* nas anomalias geoquímicas de ouro em sedimento de corrente e concentrado de bateia, associados às rochas dos grupos Água Suja, Araí e Paranoá a leste e sul da Folha Alvorada.

**e)** Realizar *follow-up* e estudos das anomalias geoquímicas de cassiterita em concentrado de bateia, associados às rochas das Suítes Aurumina e Santa Teresa.

**f)** Estudos químicos para determinação de ambientação geotectônica, estudos isotópicos para determinação de fonte e origem, estudos geocronológicos para obter a idade das mineralizações de Cu-Pb-Zn. É necessário à luz de conceitos

atualizados compreender em maior detalhe os depósitos das áreas de patrimônio mineral da CPRM na Sequência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis, para entendimento da bacia e de sua mineralização.

**g)** Propõem-se também a criação de um projeto específico de geologia estrutural e recursos minerais para estudo da Zona de Transcorrência Transbrasiliana e estruturas associadas, com o objetivo de pesquisar em maior detalhe a geometria desta zona e sua correlação com as inúmeras e diversas ocorrências minerais observadas e foco em datações Ar-Ar para caracterização temporal do evento.

**h)** Sugere-se ainda a realização de datações geocronológicas Sm-Nd e U-Pb em zircão detrítico para comparação efetiva das bacias Água Suja, Riachão do Ouro e Ticunzal.

**i)** Alerta-se também o acompanhamento do Serviço Geológico do Brasil, de uma forma mais eficaz e intensa, na instalação da rede Ferroviária Norte-Sul, que terá seu eixo passando pelas folhas deste projeto, bem como assistência e ações de cunho geológico em relação às inúmeras barragens construídas e projetadas no rio Tocantins. Especificamente as barragens localizadas em áreas sismicamente ainda ativas do Lineamento Transbrasiliano.

**j)** Realizar perfis gravimétricos desde o embasamento do bloco natividade Cavalcante, até o limite oeste com as unidades do orógeno Araguaia com o objetivo de determinar zonas de sutura entre embasamentos e arcos, corredores e descontinuidades crustais, espessura de crosta e comprovar possível zona de delaminação crustal no arco.

## 9 – BIBLIOGRAFIA

- ABE, Y. Physical state of the very early Earth. **Lithos**, v.30, p.223-235, 1993.
- ABREU, A.A. Considerações a respeito de uma epistemologia da geomorfologia. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n.55, p.125-135, nov.1978.
- ABREU, F.A.M. **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai – Araguaia**. 1978. 90p. Dissertação (Mestrado) - NCGG, Universidade Federal do Pará, 1978.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. Tectônica de inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Acta...** Belém: SBG, 1994. p.1-4.
- ABREU, F.R. **Estudo das mineralizações auríferas filonianas da região da cidade de Diamantina/MG**. 85p. 1991. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 1991.
- AGUIAR, G.A. Revisão geológica da Bacia paleozóica do Maranhão. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v.3, p.113-122
- ALBUQUERQUE, O.R.; DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão. Brasil. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2., 1946, Petrópolis. **Anais...** Rio de Janeiro, 1946. v.3, p.69-109.
- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: O Cráton do São Francisco. DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (ed). **O cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p.45-62.
- ALLÈGRE, C.J.; MINSTER, J.F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. **Earth and Planetary Science Letters**, n.38, p.1-25, 1978.
- ALLEN, J.R.L. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. **Sedimentology**, v.2, p.93-114, 1963.
- ALMARAÇ, J.S.U. Determinates K-Ar na região do curso medio do rio Tocantins. **Bol. Soc. Bras. Geologia**, v.16, n.1, p.121-126, 1967.
- ALMARAÇ, J.S.U.; CORDANI, U.G. Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré-cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. **Resumo das Conferências e Comunicações**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967 (Boletim Especial, 1).
- ALMEIDA, F.F.M. Relatório Anual do Diretor – 1953. Seção de Geologia. **Divisão de Geologia e F. F. M. Mineralogia**, Rio de Janeiro, p.46-52, 1954.
- ALMEIDA, F.F.M. Traços gerais de geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA, 18., 1959, Rio de Janeiro. **Boletim...** Rio de Janeiro: [s.e.], 1959. v.1.
- ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos geológicos. In.: AZEVEDO, A. de. **Brasil, a terra e o homem**. São Paulo: Comp. Ed. Nacional, 1964a. v.1, p.55-120. (Brasiliense, Formato Especial, 1).
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, v.219, p.1- 96, 1965.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e Evolução da plataforma brasileira. In.: SEMANA de DEBATES GEOLÓGICOS, 2., 1966, Porto Alegre. **Atas...** Porto Alegre: Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, 1966. p.45-89.
- ALMEIDA, F.F.M. Observações sobre o Pré-cambriano da Região Central de Goiás. **Bol. Paranaense de Geociências**, Curitiba, n.26, p.19-22, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n.40, p.285-295, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.4, p.11-12.

- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.7, p.349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 673p. il. ISBN 8587256459. p.43-58.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASSUI, Y. (Coords). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378p. il.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. The Upper Pre-Cambrian of South America. **Bol. Hist. Geoc. USP**, n.7, p.45-80, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Sci. Rev.**, n.17, p.1-29, 1981.
- ALVARENGA, C.J.S. (Coord.) et al. **Geologia da Folha Cavalcante SD.23-V-C-V**. Escala 1:100.000: relatório final. Sistema de Informações Geográficas - SIG. rev. atual. Goiás: CPRM/UnB, 2007. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos.
- ALVARENGA, C.J.S. et al. Eventos rifte e pós rifte do final do Paleoproterozóico no embasamento da Faixa Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG - Núcleo Nordeste, 2002. v.1, p.289-290.
- ALVARENGA, C.J.S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U. G. et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.183-193. ISBN 8590148211.
- ALVARENGA, C.J.S. et al. **Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante)**: Nota Explicativa. Escala 1:100.000. Goiás, UnB/CPRM. 2006. 76 p.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.23, p.18-30, 1993.
- ANDERSON, H.E.; DAVIS, D.W. U-Pb geochronology of the Moyie sills, Purcell Supergroup, southeastern British Columbia: implications for the Mesoproterozoic geological history of the Purcell (Belt) basin. **Can. J. Earth Sci.**, n.32, p.1180-1193, 1995.
- ANDRADE, G.F.; GASPAR, J.C. Mineralogia do pegmatito peraluminoso de Novo Horizonte - TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 9-15 dez. 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG. Núcleo de São Paulo, 1992. v.2. p.4.
- ANDRADE, S.M.; DAEMON, R.F. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.2, p.129-137.
- ANTUNES, R.L.S.; ROSS, J.L.S. Interpretação das Fisionomias da Paisagem e sua Fisiologia a partir do Sensoriamento Remoto no Sul do Brasil. **Geoambiente On-line**, n.30, 2018. Disponível em: <https://www.revistas.ufg.br/geoambiente/article/view/52828>.
- ARANTES, D. et al. A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. **Boletim Informativo** - SBG-Núcleo Centro-Oeste, n.14, p.27-40, 1991.
- ARANTES, D.; OSBORNE, G.A.; BUCK, P.S. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. IN: LADEIRA, E. A. **Brazil Gold'91**. Belo Horizonte, 1991. p.221-229.
- ARAÚJO, E.S.; FRASCA, A.A.S. Projeto Sudeste do Tocantins – Prospecção Geoquímica Regional – Folha Gurupi - SD-22-Z-D. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10., 2005, Porto de Galinhas, PE. **[Trabalhos apresentados]...** Porto de Galinhas, PE: SBGq, 2005. 1 CD-ROM. Simultaneamente ao Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 2.
- ARAÚJO FILHO, J.O.; MARSHAK, S. The Pirineus Syntaxis: an example of two separate non-coaxial Brasileiro fold-thrust belts in central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.144-148, 2000.
- ARAÚJO, J.B.; CARNEIRO, R.G. **Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico**. Belém: Petrobrás-RENOR, 1977. 11p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. **Aqüífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai**

- e Uruguai: mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó.** [Curitiba]: UFPR/PETROBRÁS, 1995. 16p.
- ARAÚJO, S.M. **Petrologia e Mineralizações Sulfetadas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis-GO.** 1986. 196 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1986
- ARAUJO, S.M. **Geochemical and isotopic characteristics of alteration zones in highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits and their potential application to mineral exploration.** 1996. 210p. Unpublished Ph.D. Thesis, Department of Geology, University of Toronto, Toronto, Canada, 1996.
- ARAUJO, S.M. The Palmeiropolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State, Brazil. In: CPGG-UFBA; WORKSHOP DEPOSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS-BASE, 1998, Salvador-BA. [Anais...]. Salvador. Depositos Minerais Brasileiros de Metais-base. Salvador: CPGG-UFBA, 1998. il. v.1. p.75-79.
- ARAÚJO, S.M. The Palmeirópolis volcanogenic massive sulfide deposit, Tocantins State. In.: SILVA, M. G.; MISI, A. (Ed.). **Base metal deposits of Brazil.** Belo Horizonte: CPRM, 1999. 64-68 p. il.
- ARAUJO, S.M.; NILSON, A.A. Caracterização Petroquímica e petrotectônica dos Anfibolitos da Sequência Palmeirópolis – Goiás. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, I., Porto Alegre, 1987. **Atas...** Porto Alegre: SGBq, 1987. v.I, p.355-348.
- ARAUJO, S.M.; NILSON, A.A. Depósito de Zinco, Cobre e Chumbo de Palmeirópolis, Goiás. In. SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil: metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio.** Brasília: DNPM, 1988. v.3, p.171 -180. il.
- ARAÚJO, V.A. **Projeto Canabrava / Porto Real: Relatório Preliminar.** Goiânia: CPRM, Mapas Geológicos; Mapas Fotogeológicos. Goiânia: CPRM, 1978. Convênio CPRM/DNPM.
- ARAÚJO, V.A.; ALVES, A.C. **Projeto Canabrava-Porto Real, Relatório Final.** Goiânia, CPRM. 1979. 191 p.
- ARAÚJO, V.A; OLIVATTI, O. **Araguaína: Folha SB.22-Z-D,** Estados do Tocantins e Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1994. 103 p. il. + mapas. Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás Subprojeto Recursos Minerais. Programa Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB).
- ARCANJO, S.H.S. **Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Orógeno Araguaia-Região de Paraíso do Tocantins.** 2002. 176p. Tese (Doutorado em Geociências) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- ARCANJO, S.H.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. Magmatismo Alcalino Mesoproterozoico na Província Tocantins – Uma Evidência de Quebramento do Supercontinente Rodínia? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. CD Rom.
- ARCANJO, S.H.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. Resultados geocronológicos (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd) das unidades do embasamento da porção sul do Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...** A Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002. v.1, p.291-291.
- ARCANJO, S.H.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Orógeno Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.
- ARCANJO, S.H.S.; MOURA, C.A.V. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do Orógeno Araguaia-região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v.30, n.4, p.665-670, 2000.
- ARCANJO, S.H.S.; MOURA, C.A.V. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. **Anais: Sessões Temáticas.** Salvador: SBG. Núcleo da Bahia, 1996. v.6, p.31-34.
- ARMSTRONG, R.L. Radiogenic isotopes; the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. **Royal Society of London Philosophical Transactions,** n.301, p.443-472, 1981.
- ARTH, J.G.; HANSON, G.N. Quartz-diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depth. **Contributions to Mineralogy and Petrology,** n.37, p.164-174, 1972.



- ASSUMPÇÃO, M.S.; LIMA, T.M.; TOMÁS, L.A.R. O Sismo de Araguapaz de 14.01.1986 e o Lineamento Transbrasileiro. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Resumos e breves comunicações**. Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. p.237-240, 1986. Boletim n.1.
- ASSUMPÇÃO, M.M. et al. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophysical Journal International**, v.159, n.1, p.390-399, 2004.
- ATHERTON, M.P.; PETFORD, N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. **Nature**, n.362, p.144-146, 1993.
- ATLAS DO TOCANTINS: **Subsídios ao planejamento e gestão territorial - Secretaria de Planejamento e Meio Ambiente**, Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado do Tocantins – SEPLAN – (2003).
- BABINSKI, M. **Idades isocronicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção sul de bacia do São Francisco**. 1993. Unpubl. Ph.D. dissertation, Universidade de São Paulo, Brazil. 1993.
- BAER, A.J. Geotherms, evolution of the lithosphere and plate tectonics. **Tectonophysics**, n.72, p.203–227, 1981.
- BAETA JUNIOR, J.D.A et al. **Projeto Manganês no Centro-Sul de Goiás**. Relatório Final – Etapa II Goiânia: MME/DNPM/CPRM, 7v. 1978.
- BAETA JUNIOR, J.D.A.; FIGUEIREDO, A.N.; SOUZA, E.P. **Projeto Goianésia / Barro Alto**: Relatório final. Goiânia: CPRM, 1972. v.3.
- BAETA JUNIOR, J.D.A; MORETON, L.C.; SOUZA, J.O. **Sanclerlândia Folha SE.22-X-A-II, Morro Agudo de Goiás. Folha SD.22-Z-C-II, Goiás. Folha SD.22-Z-C-V**: Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM, 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB).
- BALDWIN, J.A.; BROWN, M. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis-Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U-Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. **Journal of Metamorphic Geology**, v.26, n. 2, p.213–233, 2008.
- BARBOSA, G.V. O significado da estrutura geológica para o mapeamento de Minas Gerais. **Bol. Min. Geogr.**, v.12, n.37-58, 1966.
- BARBOSA, O. et al. Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do Projeto Araguaia. **Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro n.19, p.1-94, 1966.
- BARBOSA, O. et al. **Projeto Brasília-Goiás**. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais. Goiânia. PROSPEC/DNPM. 1969. 225p.
- BARBOSA, O. et al. **Projeto Goiânia** - Relatório Preliminar. Goiânia: DNPM/PROSPEC, 1970. 75p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
- BARBOSA, O.; COSTA, L.A.M. **Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco Letos**: Fase IV - Mapeamento Sistemático. 2ª Etapa de Campo. Texto. Rio de Janeiro: CPRM, 1973.v. 1 A. 219 p. il. color. Convênio DNPM/CPRM; Executado pela PROSPEC. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2028).
- BARKER, F.; ARTH, J.G. Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. **Geology**, n.4, p.596-600, 1976.
- BARNES, C.G. et al. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.123, n.1, p.40-60,
- BARRADAS, J. A.S. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção Centro Sul do Estado de Tocantins (Região de Porto Nacional Monte do Carmo)**. Belém, 1994. 69p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.
- BARRADAS, J.A.S; LAFON, J.M.I; KOTSCHOUBEY, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. novos resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 9-15 dez. 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**: Sessões Temáticas. São Paulo: SBG. Núcleo de São Paulo, 1992. v.2. p.182-183.
- BARREIRA, C.F. **Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área do Rio do Coco, Paraíso do Norte-GO**. Brasília, 1980. 158f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade Federal do Pará. Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 1979.
- BARREIRA, C.F.; DARDENE, M.A. Sequência vulcanoscandimntar do Rio do Coco. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 25-31 out.1981,

- Goiânia. **Ata...** Goiânia: SBG Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.241-264.
- BARRETT, T.J.; MACLEAN, W.H., Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area, Exploration and Mining. **Geology**, v.3, n.131-160, 1994.
- BARROS, G.S. **Petrografia, geoquímica e geocronologia dos metagabros da região de Xambioá-Araguanã - TO**. 2010. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.
- BARROS, M.A.S. et al. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – Um Granito Tipo A de 1,88 Ga – SE do Cráton Amazônico, Mato Grosso/Brasil. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.11, n.1, p.75-93. 2011.
- BARROS, M.A.S. et al. Geoquímica e Dados Isotópicos das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Mato Grosso – Área Xingu – Província Amazônia Central – Sul do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Atas...** Foz do Iguaçu: SBG, 2008.
- BARROS, M.A.S. et al. Grupo Iriri e Granito Rio Dourado, magmatismo paleoproterozóico do sul da área Xingu-Iricoumé, nordeste do Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio-RJ. **Atas...** Cabo Frio-RJ: SBG, 2005.
- BARROS, T.P. de; BRESSAN, S.R. Pesquisa de cobre em rochas calcossilicatada em Paraíso do Norte, TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.5, p.171-187.
- BARTH, M.G.; JENNER, G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.64, p.933–938, 2000.
- BARTON, C. Marie Tharp, oceanographic cartographer, and her contributions to the revolution in the Earth sciences. **Geological Society**, London, Special Publications, v.192, n.1, p.215–228, 2002.
- BASEI, M.A.S. et al. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, n.183, p.112–144, 2010.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, n.48, p.43-55, 1985.
- BATTILANI, G. A. et al. Datação U-PB pelo método SHRIMP em rochas alcalinas da suíte Monte Santo, Estado de Tocantins/Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 12., Pirenópolis, 2011. **Resumos...** [Goiânia]: SBG-Núcleo Centro-Oeste. 1 DVD.
- BEBERT, C.O. Complexo Basal Goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camburiu, 1980. **Anais...** Camburiu: SGB, 1980. v.5, p.2837-2849.
- BEURLEN, K. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.37, n.1, p.61-67, 1965.
- BEURLEN, K.; MABESOONE, J.M. Novas observações sobre o devoniano do Piauí. **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.41, n.2, p.199-210, 1969.
- BEZERRA, P.E.L. et al. Associação Plutonovulcânica de Ipueiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Ata...** Goiânia: SBG, 1981. p.363-375.
- BHATIA, M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. **The Journal of Geology**, p.611- 627, 1983.
- BHATIA, M.R. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. **Sedimentary Geology**, n.45, p.97-113, 1985.
- BHATIA, M.R.; CROOK, K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.92, p.181-193, 1986.
- BILAL, E. et al. Geochemistry of two Proterozoic A-type granites of Goiás State, Brazil: possible links with rapakivi series. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.69, n.3, p.349-365, 1997.
- BIZZI, L.A. et al. (ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2003. 692p. + 1 DVD com texto e 4 mapas. ISBN 85-230-0790-3.
- BLEIN, O.; LAFLÈCHE, M.R.; CORRIVEAU, L. Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: 1.4Ga arc in the central metasedimentary belt,

- Grenville province, Canada. **Precambrian Research**, n.120, p.193-217, 2003.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPELL, B.W. The role of magma sources, oxidation state and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. **Earth Sciences**, n.83, p.305-316, 1992.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPELL, B.W. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt Australia: The metallogeny of I and S types granites. **Economic Geology**, v.90, p.1604-1619, 1995.
- BLICHERT-TOFT, J.; ARNDT, N.T.; LUDDEN, J.N. Precambrian alkaline magmatism. **Lithos**, v.37, p.97-111, 1996.
- BLUMENFELD, P.; BOUCHEZ, J. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. **Journal of structural Geology**, v.10, n.4, p.361-372, 1988.
- BONIN, B. et al. Alkaline-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, n.45, p.45-70, 1998.
- BOTELHO, N.F. A anomalia do Índio (In) relacionada aos granitos estaníferos de Goiás e aos Metarriolitos do Grupo Espinhaço na Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992a, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. p.217-218.
- BOTELHO, N.F. Caracterização de duas famílias de granitos subalcalinos a peraluminosos na Subprovincia Estanífera do Paranã: Consequências sobre a geologia, a petrologia e a metalogenia dos granitos estaníferos de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 9-15 dez. 1992, São Paulo, SP. **Boletim de Resumos Expandidos: Sessões Temáticas**. São Paulo: SBG. Núcleo de São Paulo, 1992. v.1. p.360-361.
- BOTELHO, N.F. et al. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. In: Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas. **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, p.5-8, 1993.
- BOTELHO, N.F. et al. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos Paleoproterozoicos, Peraluminosos e Sintectônicos na Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7.; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 1999, Brasília.
- Resumos...** Brasília: SBG – Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.17.
- BOTELHO, N.F. et al. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins: whole rock geochemistry and Sm–Nd isotopic constraints. In: ALKMIM, F.F.; NOCE, C.M. (Eds.). **The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton**. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil, Field guide & Abstracts. 2006. 114p. Disponível em: [http://earth.geology.yale.edu/igcp509/documents/IGCP509\\_Fieldtrip%20guide2006.pdf](http://earth.geology.yale.edu/igcp509/documents/IGCP509_Fieldtrip%20guide2006.pdf). Acesso em: 5mai2008.
- BOTELHO, N.F.; BARBOSA, L.O.; CORDEIRO, P.F.O. Petrografia e geoquímica da Formação Ticunzal e da Suíte Aurumina na região do Morro do Moleque, Cavalcante, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. v.1. p.192-192.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. **Journal of South America Earth Science**, v.11, n.5, p.427-438, 1998.
- BOTELHO, N.F.; PIMENTEL, M.M. **Rb-Sr geochronology of intrusive phases from granitic Massif of Pedra Branca, stanniferous province from Goiás**. 1993. Disponível em: [http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/\\_Public/25/027/25027375.pdf?r=1](http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/_Public/25/027/25027375.pdf?r=1)
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. HENDERSON, P. Ed. **Rare-Earth Elements Geochemistry**. Elsevier: Amsterdam, p.63-114, 1984.
- BRANCO, P.M. **Guia de redação para a área de geociências**. Porto Alegre: Sagra DC – Luzzatto, 1993. 176p.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22 - Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974.v. 4. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BRAUN O.P.G. Contribuição à geologia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 01-07 set. 1968, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1968. p.155-166.
- BRAUN O.P.G. Uma discussão sobre alguns aspectos geotectônicos e estratigráficos das sequências Pré-Cambrianas do centro-leste de Goiás. In:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v.1.
- BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B. Considerações sobre a Geologia Pré-cambriana da Região Sudeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil. In.: REUNIAO PREPARATÓRIA SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1978. **Anais...** Salvador: SBG, 1978. p.225-350. (Publicação Especial, 3).
- BRITO NEVES, B.B. et al. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, v.22, n.3, 1999.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, n.47, p.72-89, 2013.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v.44, n.3, p.493-518, 2014.
- BROWN, G.C. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. S. (ed.). **Orogenic Andesites and Related Rocks**. London: Wiley, 1982. p.437-61.
- BROWN, G.C. et al. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal of the Geological Society**, n.141, p.413-426, 1 May 1984, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **J Geol Soc Lond**, n.141, p.413-426, 1984.
- BRUGUIER, O. et al. U–Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia: evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications. **Contrib. Mineral. Petrol.**, n.136, p.258–272, 1999.
- BÜHN, B. et al. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.81, p.99-114, 2009.
- CABY, R. Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. **European Journal of Mineralogy**, n.6, p.235–244, 1994.
- CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, S.O. Relatório preliminar sobre a geologia da bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo**, Rio de Janeiro, n.1, 160p., 1949.
- CAMPBELL, I.H.; GRIFFITHS, R.W.; HILL, R.I. Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. **Nature**, v.339, p.697-698, 1989.
- CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. **Precambrian Research**, n.97, p.3-26, 1999.
- CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 566f. Tese (Doutorado em Filosofia e Geologia) - University of California, Santa Barbara, California, 1984.
- CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 28 out. - 04 nov. 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, 1984. 12v., v.2. p. 740-753.
- CAPUTO, M.V. et al. Evolução tectônica da bacia do Parnaíba, qual é a influência das orogenias? In.: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 9., 19-23 mar., 2006. Belém/Pará. **Anais...** Conhecer para desenvolver. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- CARMINATI, M.G.; MARONGONI, Y.R.; CORREA, C.T. Modelagem gravimétrica do Complexo de Cana Brava e Seqüência de Palmeirópolis, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.33, n.3, p.245-254, 2003.
- CARNEIRO, C.D. (Coord). **Projeção estereográfica para análise de estruturas**. São Paulo: UNICAMP/CPRM/IPT, 1994.
- CAROZZI, A. V. et al. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1975. 48p. il. (Seção: Exploração de Petróleo, 7).

- CASQUET, C. et al. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. **Geoscience Frontiers**, v.3, n.2, p.137-145, 2012.
- CASTILLO, P.R. Adakite petrogenesis. **Lithos**, n.134, p.304–316, 2012.
- CASTILLO, P.R. An overview of adakite petrogenesis. **Chinese Science Bulletin**, p.51, p.258–268, 2006.
- CASTILLO, P.R.; JANNEY, P.E.; SOLIDUM, R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.134, p.33–51, 1999.
- CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. **Geologische Rundschau**, v.76, n.1, p.101-124, 1987.
- CAWOOD, P.A. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. **Earth-Science Reviews**, v.69, n.3-4, p.249-279, 2005.
- CAWOOD, P.A.; BUCHAN, C. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. **Earth-Science Reviews**, n.82, p.217–256, 2007.
- CAWOOD, P.A.; HAWKESWORTH, C.J.; DHUIME, B. The continental record and the generation of continental crust. **Geological Society of America Bulletin**, n.125, p.14–32, 2013.
- CHAMPION, D.C.; SMITHIES, R.H. Archaean granites of the Ylgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: CASSIDY, K.F.; DUNPHY, J. M.; KRANENDONK, V.A.N. (Eds.). **INTERNATL. ARCHAEOAN SYMP.**, 4., 2001, **Extended Abs.**. AGSO Geosciences Australia, p.134-136, 2001.
- CHAMPION, D.C.; SMITHIES, R.H. Archaean granites. In: M. BLEVIN, Johnes; CHAPPELL, B. (Eds.). **Magma to mineralization, the Ishihara Symposium**. Australia: Geoscience, 2003. p.19-24.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geol.**, v.8, p.173-174, 1974.
- CHAVES, C.L.; GORAYEB, P.S. S.; MOURA, C.A.V. Geocronologia Idade Modelo Sm-Nd (TDM) de Granitos Neoproterozoicos da Região de Lajeado-Palmas-Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...** A Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002.
- CHAVES, C.L.; GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.38, n.2, p.366-378, jun. 2008. Disponível em: <<http://pgegeo.igc.usp.br/pdf/rbg/v38n2/v38n2a12.pdf>>. Acesso em: 19 mar. 2015.
- CHIARINI, M.F.N. **Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas colisionais e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil central**. 2007. 1 CD-ROM. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- CHUNG, S.L. et al. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. **Geology**, n.31, p.1021–1024, 2003.
- CLOUD, P.; DARDENNE, M. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, n.84, p.1673-1676, 1973.
- COBBING, J. Granites – an overview. **Episodes**, v.19, n.4, p.103-106, 1996.
- COBBING, J.; MALLICK, D.I.J. A new approach to mapping granites. **Episodes**, n.3, p.10-14. 1983,
- COLEMAN, J.M. **Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration**: Continuing Education Publ. Co. Champaign: IL (now available from Burgess Publishing Co., Minneapolis, MN), 1976. 102p.
- COLLINS, W.J. et al. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.80, p.189-200, 1982.
- CONDIE, K.C. **Plate Tectonics and Crustal Evolution**. 4 ed. Oxford: Butterworth Heinemann, 1997. 286 p. il. ISBN 0750633867.
- CONDIE, K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? **Earth and Planetary Science Letters**, n.163, p.97–108, 1998.
- CONDIE, K.C. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. **Tectonophysics**, n.322, p.153–162, 2000.

- CONDIE, K.C. **Mantle Plumes and their record in Earth History**. Cambridge University Press, 2001.
- CONDIE, K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v.4, n.1, p.1-28, 2003.
- CONDIE, K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? **Lithos**, n.79, p.491-504, 2005.
- CONDIE, K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? **Lithos**, v.80, n.1-4, p.33-44, 2005.
- CONDIE, K.C. Accretionary orogens in space and time. **Geological Society of America Memoirs**, n.200, p.145-158, 2007.
- CONDIE, K.C. **Earth as an Evolving Planetary System**. 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2011. 574 p. il. ISBN 9780123852274.
- CONDIE, K.C. Growth of continental crust: a balance between preservation and recycling. **Mineral. Mag.**, n.78, p.623-637, 2014.
- CONDIE, K.C. Changing tectonic setting through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. **Precambrian Research**, n.266, p.587-591, 2015.
- CORDANI, U.G. The role of the earth sciences in a sustainable world. **Episodes**, v.33, n.3, p.155 – 160, 2000.
- CORDANI, U.G. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of the Grenvillian-type age in South America: a discussion. **Journal of South American Earth Sciences**, n.29, p.143-159, 2010.
- CORDANI, U.G. et al. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G. et al. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.19-40. ISBN 8590148211.
- CORDANI, U.G. et al. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**, n.15, p.396-407, 2009.
- CORDANI, U.G. et al. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Braz. J. Geol.**, São Paulo, v.43, n.3, p.583-597, 2013.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, n.1-3, p.78-88, 1982.
- CORDANI, U.G.; HASUI, Y. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. **Carta Geológica Brasil Milionésimo – SD.22**. Brasília: DNPM, 1975.
- CORDANI, U.G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. **Episodes**, v.22, n.3, p.167-173, 1999.
- CORDEIRO, A.A.C.; McCANDLESS, G. Maciço Ultramáfico de Quatipuru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v.3, p.9-15.
- CORREA, L.W.C.; MACAMBIRA, M.J.B. Evolução da região de Santana do Araguaia (PA) com base na geologia e geocronologia Pb-Pb em zircão de granitoides. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.14, n.2, p.45-66, Junho 2014.
- CORREIA FILHO, F.C.L.; SÁ, A.M. **Projeto Natividade**. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1980. 6v.
- CORREIA FILHO, F.C.L.; SÁ, A.M. **Projeto Ouro no Centro-Oeste Brasileiro**. Relatório da Etapa I. Goiânia: CPRM, 1980. 2v.
- CORREIA, C.T. EstAsian Mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcanosedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for high grade metamorphic rocks of Barro Alto stratform igneous complex, Goiás State, central Brazil. **SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY**, 2., 1999, Cordoba-Argentina. **Actas**. Cordoba: SEGEMAR, 1999. 582p.
- CÔRTEZ, I.M.A.; SIQUEIRA, D.P.L.; SÁ, J.A.G. **Mapa Geológico do Estado de Goiás**. Fanerozoico Compilação - Escala 1:1.000.000. Brasília: DNPM/SME, 1987.
- COSTA, J.B.S. **Evolução geológica da Região de Colméia**. Belém, 1980. 71 p. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia)- Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.
- COSTA, J.B.S. **Aspectos Litoestruturais e Evolução Crustal da Região Centro-Norte de Goiás**. 1985. 209p. Tese (Doutorado) – Núcleo de Geociências

- Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém. Belém, 1985.
- COSTA, J.B.S. et al. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém: MEC; UFPA; CVRD, 1983. 125p. il.p.
- COSTA, J.B.S. et al. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. Belém: UFBA, 1982. il.104p. Conv. DNPM/UFPA.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Aspectos do Lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. **Anais**. Belém: SBG, 1988. v.5. p.2208-2216.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P.S.S. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v.5, p.2187-2196.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no Centro-Norte de Goiás. In: 35 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1988, Belém. **Anais**. Belém: SBG, 1988. p.2197-2207.
- COSTA, H.F.; SOARES, A.L.; MAGALHÃES, L.F. **Projeto Rochas Sedimentares – Geologia da Frente Mineiros/Portelândia**. Goiânia: METAGO, 1981. Relatório de Etapa. p. 35
- COSTA, L. A. M. et al. **Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco**. Relatório Final. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1976.
- COSTA, L.A.M. et al. **Projeto Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco-Geologia estratigráfica, estrutural e econômica**. DNPM-CPRM-PROSPEC,1975.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G. Zonas Tectônicas do Geossinclinal Pré-Cambriano do Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Res. Conf....** Brasília: SBG-Núcleo Centro-Oeste,1970. p.164-166.
- COSTA, M.T.; BRANCO, J.J.R. Introdução. In: Branco J.J.R. (ed.) Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 14., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG,1961. p.1-119.
- COURTILLOT, V. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. **Earth Planet. Sci. Lett.**, n.205, p.295–308, 2003.
- COX, K. G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The interpretation of Igneous Rocks**. London: Allen and Unwin, 1987. 450p.
- COX, S.F. et al. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. **Ore Geol. Rev.**, n.2, p.65-86, 1987.
- CRUZ, E.L.C.C. da; KUYUMJIAN, R.M. Chemical Characterization of Metabasalts and Granitoids from the Almas–Dianópolis Granite-Greenstone Terrane, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. **Extended Abstracts...** Brasília: SBG, 1996. p.53-54.
- CRUZ, E.L.C.C. et al. Paleoproterozoic U-Pb SHRIMP ages of low-and high-Al low-k calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In.: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings Abstracts...** Rio de Janeiro: [SGB], 2000. CD Rom.
- CRUZ, E.L.C.C. **Geologia e mineralizações auríferas do terreno Granitóide-Greenstone de Almas – Dianópolis, Tocantins**. 152p. 1993. Tese. (Dissertação de Mestrado)–Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1993.
- CRUZ, E.L.C.C.; KUYUMJIAN, R.M. Geochronology, isotopic signature and metallogenetic model for the Córrego Paiol gold deposit, Tocantins state, central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.36, (1-Suplemento) p.152-156, 2006.
- CRUZ, E.L.C.C.; KUYUMJIAN, R.M. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas – Dianópolis region, Tocantins state, central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.28, n.2, p.173-182,1998.
- CRUZ, E.L.C.C.; KUYUMJIAN, R.M.; BOAVENTURA, G.R. Low-K Calc-Alkaline granitic series of southeastern Tocantins State: Chemical evidence for two sources for the granite-gneissic complexes in the peoleoproterozoic Almas-Dianópolis terraine. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.33, n.2, p.125-136, 2003.
- CRUZ, J.V. et al. Chemistry of waters from Furnas volcano, São Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, n.92, p.151-167, 1999.
- CRUZ, L.M.; JUNIOR, J.P.F.; RODRIGUES, S.C. Abordagem Cartográfica da Fragilidade Ambiental na Bacia Hidrográfica do Glória – MG. **Revista**

- Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, v.03, n.62 p.505-516, Out. 2001. [http://www.rbc.ufrj.br/\\_pdf\\_62\\_2010/62\\_03\\_5.pdf](http://www.rbc.ufrj.br/_pdf_62_2010/62_03_5.pdf)
- CRUZ, W. B. et al. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba**: Relatório de Progresso das Etapas II e III. Recife: CPRM, 1973. v.2. 3v.
- CULLERS, R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. **Lithos**, n.51, p.181-203, 2000.
- CUNHA, B.C.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.22 - Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- D'EL REY SILVA, L.J.H. et al. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. **Gondwana Research**, v.13, n.3, p.352-374, 2008.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites. Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos**, n.46, p.431-462, 1999.
- DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B.; PICHAVANT, M. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. **Journal of Petrology**, n.40, p.1673-1698, 1999.
- DALLAGNOL, R. et al. Petrologia dos Gnaisses e Micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. p.1-9.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás. Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, n.93, p.215-233. 2007.
- DALZIEL, I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. **Geology**, n.19, 598-601, 1991.
- DALZIEL, I.W.D.; SOPER, N.J. Neoproterozoic extension on the Scottish Promontory of Laurentia; paleogeographic and tectonic implications. **Journal of Geology**, n.109, p.299-317, 2001.
- DALZIEL, I.W.D.; LAWVER, L.A.; MURPHY, J.B. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. **Earth and Planetary Science Letters**, v.178, n.1-2, 15 May, p.1-11, 2000.
- DAMBRÓS, L.A. et al. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos: estudo fitogeográfico. In: RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais: folha SD.22, Goiás. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia, 1981. p.509-560.
- DANNI, J.C.M. et al. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. **Geolog. Rund.**, n.71, p.291-317, 1982.
- DANNI, J.C.M. Os Greenstones Belts da Província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.18, n.4, p.381-390, 1988.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A. Unidades Tectono-Estratigráficas do Embasamento das Faixas Dobradas da Margem Ocidental do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1981. p.130-139.
- DANNI, J.C.M.; KUYUMJIAN, R.M. 1984. A origem dos anfíbolitos basais da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: CONOR. BRAS. GEOL., 34., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v.9, p.4126-4136.
- DANNI, J.M.C. et al. Geologia da Extremidade Sudoeste da Serra Dourada (Goiás, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.3, n.3, p.160-180, 1973.
- DANTAS, E.L. et al. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, p.329-334. 2001.
- DANTAS, E.L. et al. Isótopos de Nd na Determinação de Blocos Crustais na Região de Porangatu-GO. 2006. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG - Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. v.1, p.127.
- DANTAS, E.L. et al. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB). **Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-X-D-I Porangatu, Estado de Goiás**. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.



- DANTAS, E.L. et al. **Geologia da Folha Porangatu** (SD.22-X-D-I) 1:100.000. Brasília: CPRM, 2007. Sistema de Informações Geográficas – SIG.
- DANTAS, E.L. et al. Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins. In.: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, SNET, 14., 19-23 maio 2013, Chapada dos Guimarães, MT. **Anais...** Chapada dos Guimarães, MT: SBG, 2013. 1 CD-ROM Simultaneamente International Symposium on Tectonics, 8.
- DARDENNE, K. et al. Identification and characterization of sorbed lutetium Surface speciation of yttrium and rare earth elements on oxides 3977 species on 2-line ferrihydrite by sorption data modeling, TRIFS and EXAFS. **Radiochim. Acta**, n.89, p.469–479, 2001.
- DARDENNE, M.A. et al. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jeiquitaí, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília Belt. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p.47-49.
- DARDENNE, M.A. et al. A Seqüência Sedimentar do Grupo Araí na Região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 14-17 nov. 1999, Brasília-DF. **Boletim de Resumos**: Programa. Brasília: SBG. Núcleo Centro-Oeste, 1999. 100p. il...
- DARDENNE, M.A. et al. Depósito de fosfato de Rochinha e Lagamar, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROS, E.T.; COELHO, C.E.S. (coords). **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CPRM, 1997. p.113-122.
- DARDENNE, M.A. et al. Geologia da região de Goiás-GO, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 1972. p.97-98.
- DARDENNE, M.A. **Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central**. 1979. 251p. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 1979.
- DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., nov. 1978, Recife. **Anais**. Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1978. v.2, p.597–610.
- DARDENNE, M.A. The Brasília fold Belt. In.: CORDANNI, U. G. et al. **Tectonic Evolution of South América**. Rio de Janeiro: 31<sup>o</sup> International Geological Congress, 2000. p.231-263. ISBN 8590148211.
- DARDENNE, M.A. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v.1, p.299-308.
- DARDENNE, M.A. et al. Estromatólitos colunares no Sumidouro do córrego Carrapato, Lagamar, MG, In: WINGE, Manfredo (Ed.) et al. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Brasília: CPRM, 2009. v.2. p.311–320p. il. color. ISBN 857499077-4.
- DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A. Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada, GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981, **Anais...** Goiânia, SBG, 1981. p.664-681.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: CPRM/UnB, 2001. 392p.
- DAVIDSON, J. Late Paleozoic accretionary complexes on Gondwana margin of Southern Chile: Evidence from the Chonos Archipelago. In: Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics (McKenzie, G.D., Ed.). American Geophysical Union. **Geophysical Monograph**, n.40, p.221-227, 1987.
- DAVIES, G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the earth. **Lithos**, v.30, p.281-189, 1993.
- DAVIS JR., R.A. **A Genetic Approach to Sedimentary Geology**. New Jersey: Prentice-Hall, Inc., 1983. 661p.
- DE LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p.183-210, 1980.
- DE LA ROCHE, H. La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent-application aux roches ignées. **Chemical Geology**, n.21, p.63-87, 1980.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical classification of common plutonic rocks and associations. **Earth and Planetary Science**, n.73, p.135-149, 1983.
- DEFANT, M. J.; DRUMMOND, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, n.347, p.662-665, 1991.

- DEFANT, M.J.; DRUMMOND, M.S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. **Geology**, n.21, p.547-550, 1993.
- DEL'ARCO, J.O.; TARAPANOFF, I.; BEZERRA, P.E.L. As formações detríticas e detrito-lateríticas cenozóicas da porção meridional da depressão do Araguaia. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte; SBG, 1998. p.71.
- DELGADO, I.M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps e GIS]. Brasília: CPRM, 2003. p.227-334. il. ISBN 8523007903.
- DELGADO, I.M. et al. Província Tocantins. In: BIZZI, L.A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps e GIS]. Brasília: CPRM, 2003. p.281-292. il. ISBN 8523007903.
- DELLA FÁVERA, J.C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. 243p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DELLA GIUSTINA, M.E.S. et al. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, v.172, n.1-2, p.67-79, 2009.
- DEMPSTER, T.J.; JENKIN, G.R.T.; ROGERS, G. The Origin of Rapakivi Texture. **Journal of Petrology**, v.35, Part 4, p.363-381, 1994.
- DEPAOLO, D.I. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. **Springer, Minerals and rocks**, n.20, 187p., 1988.
- DEPAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal of Geophysical Research**, n.86, 1981.
- DEWEY, J.F. The secular evolution of plate tectonics and the continental crust: an outline. **Geological Society of America Memoir**, n.200, p.1-7, 2007.
- DEWEY, J.F.; BIRD, J.M. Mountain belts and the new global tectonics. **J. geophys. Res.**, n.75, p.2625-47, 1970.
- DICKINSON, W.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Bulletin of the Geological Society of America**, n.94, p.222-235, 1983.
- DICKINSON, W.R.; SUCZEK, C.A. Plate tectonics and sandstone compositions. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n.63, p.2164-2182, 1979.
- DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Anuário Mineral Brasileiro – AMB 2006**. Brasília: MME/DNPM, v.34, 763p., 2006.
- DOKUZ, A.; TANYOLU, E.; GENÇ, S. A mantle and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. **International Journal of Earth Sciences**, n.95, p.370-394, 2006.
- DRAGO, N., et al. Osservazioni faunistiche sul bentos dell'isola di Capraia. **Ann. del Mus. Civico Storia Nat.**, Genova, n.82, p.72-77, 1980.
- DRAGO, V.A. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.22 Goiás: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: MME, 1981. p.31-299. v.25., il., color + 5 mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- DRAGO, V.A. et al. Contribuição ao estudo geológico do vale do Rio Araguaia. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiania. **Resumos: Geologia do pré-cambriano**. Goiania: SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.404-421.
- DRUMMOND, M.S.; DEFANT, M.J. A model from trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. **Journal of Geophysical Research**, v.95, p.21503-21521, 1990.
- DRUMMOND, M.S.; DEFANT, M.J.; KEPEZHINSKAS, P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite tonalite-dacite/adakite magmas. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences**, n.87, p.205-215, 1996.
- DRURY, S.A. The geochemistry of precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. **Chemical Geology**, Elsevier Amsterdam, n.11, p.163-188, 1973.

- DRYSDALL, A.R. et al. Rare element mineralization related to Precambrian alkali granites in the Arabian Shield. **Economic Geology**, v.79, p.1366-1377, 1984.
- DUCHESNE, J.C. et al. The variscan post-collisional volcanism in late carboniferous – Permian sequences of ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): A synthesis. **Lithos**, v.45, n.1-4, p.281-304, 1998.
- DYER, K.R. Current velocity profiles in a tidal channel. **Geophys. J. R. Astron. Sot.**, n.22, p.153-161, 1970.
- EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. **Geology**, n.20, p.641- 644, 1992.
- EBY, G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, n.26, p.115-134, 1990.
- ERICHSEN, A.I.; MIRANDA, J. Terreno devoniano em Goyaz. **Estudos do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, v.5, Notas Preliminares e Estudos, p.10-12, 1936.
- ERNST, R.E., BUCHAN, K.L., Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes; evidence from large igneous provinces. In: CONDIE KENT, C. et al. (Eds.) **Superplume Events in Earth History**; Causes and Effects. Oxford: Pergamon Press, United Kingdom. 2002.
- ERNST, W.G. Speculations on evolution of the terrestrial lithosphere-asthenosphere system - Plumes and plates. **Gondwana Research**, n.11, p.38–49, 2007.
- EVANS, D.A.D. A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in earth's glacial style? **Tectonophysics**, n.375, p.353–385, 2003.
- EVANS, D.A.D. Supercontinental cycles and true polar wander. In: BIRD, R. et al. (Eds.) **The Assembly and Breakup of Rodinia**; Proceedings of a Workshop. **Abstracts**. Sydney: Geological, 1998. p.34–35.
- EVANS, J.P. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. **Journal of Structural Geology**, v.10, n.5, p.437-443, 1988.
- FAN, W.M. et al. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen. **Chem. Geol.**, n.209, p.27–48, 2004.
- FARACO, M.T.L. et al. Folha SC.22 - Tocantins. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.
- FARIA A. **Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás**. 1995. 199f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- FARIA, A. de et al. Geologia da Região de São Domingos-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.861-875.
- FARIA, A. et al. Mapa geológico da região de Iporá, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., São Paulo, 1970. **Boletim de Resumos...** São Paulo, SBG. p.120-121. 1970.
- FARIA, A.; DARDENNE, M.A. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás – São João D'Aliança – GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5., 1995, Goiânia. **Boletim**. Goiânia: SBG, 1995., p.75-77.
- FEDO, C.M.; ERIKSSON, K.A.; KROGSTAD, E.J. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.60, p.1751-1763, 1996.
- FEDO, C.M.; NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, n.23, p.921-924, 1995.
- FENG, M.; VAN DER LEE, S.; ASSUMPÇÃO, M. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. **J. geophys. Res.**, v.112, n.B04312, 16p., 2007.
- FERNANDES, P.E.C.A. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.23 Brasília**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: MME, 1982. v.29. p.27-204. il., color + 5 mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 29).
- FERREIRA FILHO, C. et al. The Layered Mafic-Ultramafic Complexes of the Tocantins State, Central Brazil:

- Recently Discovered Large Proterozoic Intrusions with Favorable Potential to Host PGE Deposits. In.: INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 9., 2002. INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 9., 2002. **Extended Abstracts Billings**, Montana, 2002. p.141-143.
- FERREIRA FILHO, C.F. et al. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of the magmatism and high grade metamorphism. **Precambrian Research**, v.68, p.241-255, 1994.
- FERREIRA FILHO, C.F. **The Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, North Goiás, Brazil: petrology and potential for PGE ore deposits**. 270p. 1994. Tese (Doutorado). University of Toronto, Toronto, 1994.
- FERREIRA FILHO, C.F.; PIMENTEL, M.M. ETR e isótopos Sm-Nd em rochas da série acamadada superior do Complexo de Niquelândia, Goiás: Implicações geocronológicas. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7.; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 14-17 nov. 1999, Brasília-DF. **Boletim de resumos**: Programa. Brasília: SBG. Núcleo Centro-Oeste, 1999. p.85.
- FETTER, A.H. et al. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v.6, n.2, p.265-273, 2003.
- FIGUEIREDO J.A. de; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. Depósito de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis – GO. In: SIMPOSIO D E GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 25-31 out. 1981, Goiânia. **Ata**. Goiânia: SBG Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.422-441.
- FIGUEIREDO, A.M. de. Pesquisas em áreas de anomalias aerogeofísicas na região de Paraisópolis do Norte, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Resumo das Comunicações...** Recife: SBG, 1978. Boletim 1, p.236.
- FIGUEIREDO, A.M.F. et al. Recôncavo basin, Brazil: a prolific intracontinental rift basin. **The American Association of Petroleum Geologists Memoir**, n.59, p.157-203, 1994.
- FIGUEIREDO, J.A.; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis, Go. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Goiânia. **Atas...** Goiânia SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.422-441.
- FITZSIMONS, I.C.W. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica. In: YOSHIDA, M.; WINDLEY, B.F.; DASGUPTA, S. (Eds.), **Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup**. London: Special Publications, Geological Society, 2003. p.93-130.
- FLOYD, P.; LEVERIDGE, B. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. **Journal of the Geological Society**, v.144, n.4, p.531, 1987.
- FOLEY, S. Potassic and ultrapotassic magma and their origin. **Lithos**, n.28, p.181-186, 1992.
- FOLEY, S.F.; TIEPOLO, M.; VANNUCCI, R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. **Nature**, n.417, p.637-640, 2002.
- FONSECA, M.A. **Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília**. 172p. 1996. Tese. (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1996.
- FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A. Compartimentação estrutural de parte da zona externa da Faixa Brasília ao norte da inflexão dos Pirineus. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p.181-183
- FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A.; UHLEIN, A.A. Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, n.4, p.267-278, 1995.
- FORSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. **Lithos**, n.40, p.261-293, 1997.
- FOSTER, D.A.; GRAY, D.R. Paleozoic crustal growth, structure, strain rate, and metallogeny in the Lachlan orogen, eastern Australia. In.: SPENCER, J.E.; TITLEY, S.R. eds. **Ores and Orogens: Circum-Pacific Tectonics, Geological Evolution, and Ore Deposits**: Arizona Geological Society Digest, v.22, p.213-225, 2008.
- FRASCA, A.A.S (Org.) et al. **Geologia e Recursos minerais da folha Gurupi: SC.22-Z-D**, estado de

- Tocantins. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1: 250.000. Cartografia da Amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.
- FRASCA, A.A.S. **Amálgamas do W-Gondwana na província Tocantins**. Orientador: Elton Luiz Dantas. Brasília, 2015. 1 DVD. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.
- FRASCA, A.A.S.; MORAES, L.L.; VILLAS BOAS, P.F. A Província Gemológica São Valério da Natividade-Mata Azul. Controle, relação estrutural e geocronologia das mineralizações. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 2006. 381p.
- FRASCA, A.A.S.; LIMA, H.A.F.; BRITO, R.S.C. Caracterização Geológica da Granada Neoproterozóica da Província Gemológica de São Valério da Natividade - TO. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., Geologia e mineração no Centro-Oeste. **Anais**. Goiânia: SBG - Núcleo Centro-Oeste, 2005. 228 p. il.
- FRASCA, A.A.S.; ARAUJO, V.A. **Palmas, Folha SD.22-Z-B, Estado do Tocantins**. Brasília: CPRM, 2001. 52 p. il. + 2 mapas; Escala 1:250.000. Projeto Hidrogeologia no Tocantins; Programa Levantamentos Hidrológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- FRASCA, A.A.S.; LIMA, H.A.F. Levantamentos geológicos básicos - Folha Gurupi - 1:250.000. Aspectos, caracterização petrográfica e litoquímica do plutonismo tonalítico-granodiorítico neoproterozóico da Suíte Aliança, Faixas Brasília-Araguaia. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9, 2005, Goiânia. [Trabalhos apresentados].Goiânia: SBG Núcleo Centro Oeste, 2005. p.33-35.
- FREITAS-SILVA, F.H. **Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG**. Brasília, 1996. 338p. Tese(Doutorado em Geociências)-Departamento de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, 1981.
- FRIEND, C.R.L. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga. Karnataka. south India. In: ATHERTON, M.; GRIBBLE, C.D. (Eds.). **Migmatites, Melting, Metamorphism**. Nantwich: Shiva Press., 1983. p.264-276.
- FRITZ, H.M. et al. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. **Journal of African Earth Sciences**, n.86, p.65–106, 2013.
- FROST, B.R. et al. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, n.42, p.2033-2048, 2001.
- FRY, N.. **The field description of metamorphic rocks**. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series)
- FUCK, R.A. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p.184-187.
- FUCK, R.A. Dobramentos neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton do São Francisco. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p.290.
- FUCK, R.A. et al. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (Ed.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p.161-185.
- FUCK, R.A. et al. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. **Precambrian Research**, n.244, p.53–74, 2014.
- FUCK, R.A. et al. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 2005. p.26-27
- FUCK, R.A. et al. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1994. v.1, p.215-216.
- FUCK, R.A. et al. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Orógeno Brasília: novos dados Sm-Nd U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. **Anais...** Recife: SBG, 2002. v.1. p.308-308.
- FUCK, R.A. et al. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliano, geometria, idade e significado, In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, SNET, 14.; SIMULTANEAMENTE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 8., 19-23 maio 2013,

- Chapada dos Guimarães, MT. **Anais**. Chapada dos Guimarães, MT: SBG, 2013. 1 CD-ROM.
- FUCK, R.A. et al. Geogronologia Rb-Sr no Completo Barro Alto, Goiás: Evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. **Geochim. Brasiliensis**, v.3, n.2, p.125-140, 1989.
- FUCK, R.A. et al. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In.: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001, Pucón - Chile. **Extended Abstracts...** Santiago: Serviço Nacional de Geologia y Minería/Universidad de Chile, 2001. p.141-144. CD Rom.
- FUCK, R.A. et al. Nd Isotopes, U-Pb Single Grain and SHRIMP Zircon Ages From Basement Rocks of the Tocantins Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Pucón, Chile: SSAGI, 2002.
- FUCK, R.A. et al. O Paleoproterozóico na Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 26 set. - 01 out. 2010, Belém. **Programa Oficial: Desenvolvimento e mudanças globais: a importancia das geociências**. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2010.
- FUCK, R.A. et al. The Santa Terezinha Sequence, Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., abr. 2006, Punta del Este, URU. **Anais...** Punta del Este, URU: SASIG, abr. 2006.
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B., SCHOBENHAUS, C. Rodinia Descendants. South America. **Precambrian Research**, n.160, p.108–126, 2008.
- FUCK, R.A. et al. Nd isotopes. U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., Pucón, Chile. **Proceedings**, 2001. p.311-313.
- FUCK, R.A. et al. Rb-Sr measurements on metamorphic rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, Brazil. In.: INTERNATIONAL CONFERENCE GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE CONTINENTAL CRUST, Poços de Caldas, 1988. p.131-138.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. Granitos Estaníferos no Centro-Leste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Resumos**. Recife: SBG, 1978. p.311-312.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1. Salvador, 1981, **Anais...** Salvador, SBG, 1981. p.118-130.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. **Projeto São Félix. Geologia da folha Córrego São Bento**. Conv. FUB-ELETRONORTE, Brasília. 1979.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.F. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review. In.: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS – ISGAM, 1987, Salvador. **Extend Abstracts...** Salvador: SGM, 1987. p.53-59.
- FUJIMAKI, H.; TATSUMOTO, M.; AOKI, K. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmass. **Journal of Geophysical Research**, n.89, p.662-672, 1984.
- GAÁL, G. Global proterozoic tectonic cycles and early and early proterozoic metallogeny. **South African Journal of Geology**, v.95, n.3, p.79-87, 1992.
- GAMA JR., J.M. **Braquiópodes da Formação Pimenteiras (Devoniano Médio/Superior), na região sudoeste da bacia do Parnaíba, Município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil**. Brasília, 2008, 64p. Dissertação (Mestrado). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 2008.
- GAO, S. et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n.62, p.1959–1975, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00121-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00121-5) acessado em 12.10.2017.
- GAO, S. et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton. **Nature**, n.432, p.892–897, 2004.
- GARNERO, E.J. A new paradigm for Earth's core-mantle boundary. **Science**, n.304, 2004. DOI: 10.1126/science.1097849 acessado em 12.10.2017.
- GAST, P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. **Geochim. Cosmochim Acta**, n.32, p.1057-1086, 1968.
- GIOIA, S.M.C.L.; PIMENTEL, M.M. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.72, n.2, p.219–245, 2000.
- GIRARDI, V.A.V. et al. Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a

- partir de dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, nov. 1978, Recife. **Resumo das comunicações**. Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1978. v.1, p.337-348.
- GÓES, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. São Paulo, 171p. 1995. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, São Paulo – SP., 1995.
- GÓES, A.M.; FEIJÓ, F.J., Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.57-67, 1994.
- GOES, A.M.O.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio Exploratório e Perspectiva petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, n.4, p.55-64, 1990.
- GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba: Reativação da bacia e perspectivas exploratórias**. Belém: Petrobrás, 1992. (Relatório Interno).
- GOLDFARB, R.J.; BRADLEY, D.C.; LEACH, D.L. Secular variation in economic geology. **Economic Geology**, v.105, p.459–465, 2010.
- GORAYEB, P.S.S. A Faixa Granulítica de Porangatu - TO: Caracterização Lito-Estrutural e Tectono-Metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p.303-305.
- GORAYEB, P.S.S. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro – Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.19, p.51-62, 1989.
- GORAYEB, P.S.S. et al. Idades Paleoproterozóicas em Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belem, 2001. **Resumos Expandidos**. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001.
- GORAYEB, P.S.S. et al. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. **Journal of South American Earth Sciences**, v.45, p.278–292, 2013.
- GORAYEB, P.S.S. et al. **Projeto Natividade-Almas**. Belém: UFPA; CVRD, 1984. 123p. il. (Relatório inédito).
- GORAYEB, P.S.S. **Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO)**. 1981. 100p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará/Belém, Belém, 1981.
- GORAYEB, P.S.S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional (TO)**. 1996. 262p. Tese. (Doutorado). Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- GORAYEB, P.S.S.; LAFON, J.M. Resultados Geocronológicos Rb-Sr como Indicadores do Metamorfismo Granulítico de Porto Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p.300-302.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V. Idade modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...**: a Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002. v.1. p.309-309.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; BARROS, G.R. *Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil*. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 2000. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10973/10427>
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; BARROS, G.R. Pb-Pbzircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.215-224, 2000.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Orógeno Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 17-22 out. 2004, Araxá. **Anais...** Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico. Araxá, MG: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004. p.35.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CHAVES, C.L. A Granitogênese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Implicações para a redefinição da Suíte Lajeado. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos**. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. p.11-14.
- GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. **Palynology**, v.16, p.35-61, 1992.

- GRAY, D.R. et al. A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. **Geological Society**, London, Special Publications v.294; p.257-278, 2008. DOI:10.1144/SP294.14.
- GREEN, D.H.; RINGWOOD, A.E. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and its petrological applications. **Geochem. Cosmochim. Acta**, n.31, p.767-838, 1967.
- GU, X.X.; LIU, J.M.; ZHENG, M.H. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. **Journal of Sedimentary Research**, v.72, n.3, p.393-407, 2002.
- GUERREIRO, M.G.S.; SILVA, J.M.R. **Projeto Guarafé-Conceição**. Belém: UFPa, 1976.
- GUO, F.; FAN, W.; LI, C. Geochemistry of late mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens. **Geological Magazine**, v.143, p.1-13, 2006.
- GUO, Q. et al. Provenance and tectonic settings of Permian turbidites from the Beishan Mountains, NW China: implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altaids. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.49, p.54-68, 2012.
- GUO, Z.; WILSON, M.; LIU, J. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. **ScienceDirect**, p.205-224, 2007.
- GUTTENBERG, M.; OLIVEIRA, E.P. Petrogenese dos ortognaisses Cipó e implicações para evolução crustal durante o paleoproterozoico no domínio Ceará Central da Província Borborema. **Revista de Geologia**, v.23, n.1, p.61-77, 2010.
- HAAPALA, I.; RÄMÖ, O.T. Petrogenesis of the rapakivi granites of Finland. In: Stein. H.J., Hannah, J.L. (Eds.). **Orebearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes. Special Paper-Geological Society of America**, v.246, p.275-286, 1990.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. The Gravimetric Information and the Archean-Proterozoic Structural Framework. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, p.160-166, 1982.
- HARMS, J.C. et al. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. **Soc. Econ. Paleont. and Mineral.**, Short Course n.2 , Lecture Notes, 1975. 161p.
- HAROLD, A.; TAYLOR, J.R. Manganese minerals. In: CARR, Donald D. (Ed.). **Industrial minerals and rocks**. 6ed. Littleton, Co: Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 1994. il. p.655-660. ISBN 0873351037.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, A.G.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (eds). **Collision Tectonics**. London: The Geological Society, 1986. p.67-81. (Geological Society Special publication, 19).
- HASUI, Y. A grande colisão Pré-cambriana do sudeste Brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v.29, n.2, p.141-169, 2010.
- HASUI, Y. et al. Considerações sobre a geologia da região de Porto Nacional e Ipueiras, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, n.3, p.295-301, 1987.
- HASUI, Y. et al. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú-SC, **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.2542-2550.
- HASUI, Y. et al. **Geologia do Brasil**. São Paulo:Ed. Beca, 2012. p.118.
- HASUI, Y. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1966. Monografia no. 19, p.[91]-94.
- HASUI, Y. et al. Idades K/Ar e Rb/Sr do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v.5. p.2659-2676.
- HASUI, Y. et al. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. **Engineering Geology**, v.69, Issues 1-2. p.99-108. 2003.
- HASUI, Y. et al. Província Tocantins. In.: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Precambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p.187-203.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; RANGEL, J.M.R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro norte do Brasil. **Bol. Inst. Geoc. - USP**, v.8, p.107-118, 1977.



- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F. Geocronologia do Centro Oeste brasileiro. **Boletim Soc. Bras. Geol.**, v.19, n.1, p.6-26, 1970.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. A faixa de dobramentos Uruaçu no Brasil Central. In.: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 3., UNAM, México. **Anais...** México: UNAM, 1976.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. Evolução Estrutural da Região de Colméia, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1980. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.1648-2658.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. Província Tocantins - Setor setentrional. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru (Coord.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1984. p.187-204.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; HARALYI, N.L.E. Estrutura em Quilha Brasil Central, uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.13, n.2, p.463-467, 1994.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. Idades potássio-argônio do precambriano da Região Centro - Norte do Brasil. **Boletim IG / USP**, v.6, p.77-83, 1975.
- HASUI, Y.; MATTA, M.A.S. As estruturas geológicas do maciço rochoso de fundação da UHE Tucuruí, Rio Tocantins (PA). In: HASUI, Y; MIOTO, J.A. (Org.). **Geologia Estrutural Aplicada**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1992. p.245-260.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2., 1978, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE, p.331-338, 1978.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; RANGEL, J.M.R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro-norte do Brasil. **Bol. Inst.Geoc.**, n.8, p.107-118 1977.
- HASUI, Y. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. **An Acad Bras Ci**, v.47, p.431-438, 1975.
- HAWKESWORTH, C.J. et al. The generation and evolution of the continental crust. **Journal of the Geological Society of London**, v.167, p.229-248, 2010.
- HELMBERGER, D. et al. Seismic evidence for ultralow-velocity zones beneath Africa and eastern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v.105, n.B10, p.23865-23878, 2000.
- HERZ, N. The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-African cycle (550 Ma) geosuture. **Precambrian Research**, v.42, p.371-386, 1989.
- HESS, H.H. History of ocean basins. In.: BUDDINGTON, A.F. **Petrologic Studies: a volume to honor**. Princeton: Princeton University, 1962. p.599-620.
- HILL, R.I. Mantle plumes and continental tectonics. **Lithos**, v.30, p.193-206, 1993.
- HINE, R. et al. Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith. **Journal of Geological Society of Australia**, n.25, p.219-234, 1978.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. **An outline of structural geology**. New York: John Wiley; Sons, 1976. 571p.
- HOFFMAN, P.F. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. **Journal of African Earth Sciences**, v.28, p.17-33, 1999.
- HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. **Terra Nova**, n.14, p.129-155, 2002.
- HOFMANN, A.W. et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, n.79, p.33-45, 1986.
- HOU, M.L. et al. Contrasting origin of Late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination. **Geological Magazine**, v.144, p.619-631, 2007.
- HUANG, F. et al. High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: implications for foundering mechanism of lower continental crust. **Chemical Geology**, v.255, p.1-13, 2008.
- HUGHES, C.J. **Igneous Petrology**. Amsterdam: Elsevier, 1982. 551p. (Developments in Petrology, 7).
- HUTTON, D. H. W. The space problem in the emplacement of granites. **Episodes**, v.19, n.4, p.114-119, 1996.

- IANHEZ, A.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto **RADAMBRASIL. Folha SE. 22 Goiania:** geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 764p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo de 2014. Base de informações por setor censitário.** Disponível em [http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2014/estimativa\\_dou.shtm](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2014/estimativa_dou.shtm). Acesso em 19 nov. 2014.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acessos entre: 2004-2006.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. 1971. **Canadian Journal of Earth Science**, v.8, n.5, p.523-548, 1971. Disponível em: <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- IRVING, A.J.; FREY, F.A. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.42, p.771–787, 1978.
- ISHIHARA, S. Origin of the Cenozoic–Mesozoic magnetite-series and ilmenite-series granitoids in East Asia. **Gondwana Research**, v.11, p.247-260, 2007.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. **Economic Geology**, v.75, p.454-484, 1981.
- ISHIHARA, S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Min. Geol.**, v.27, p.293-305, 1977.
- IWANUCH, W. **Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do estado de Tocantins.** 1991. 202f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- IWANUCH, W.; SVISERO, D.P. Morfologia do zircão do Complexo Alcalino do Peixe, Goiás.. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 37., 1985, Natal. Brasília: SBPC, 1985. p.628-628.
- JACKSON, S.E. et al. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**, v.211, p.47-69, 2004.
- JANOUSEK, V.; FARROW, G.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v.47, n.6, p.1255–1259, 2006.
- JAYANANDA, M. et al. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking, Western Dharwar craton (India): tectonic, geochronologic and geochemical constraints. **Precambrian Research**, v.150, p.1-26, 2006.
- JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. **Ontario Div. Mines. Miscellaneous Papers**, Toronto, v.66, p.1-22, 1976.
- JOHANSSON, Å. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model - A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. **Precambrian Research**, v.244, p.226–235, 2014.
- JOHNSON, K.; BARNES, C.G.; MILLER, C.A. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon. **Journal of Petrology**, v.38, p.1585-1611, 1997.
- JOPLIN, G. A. The Shoshonite Association: a review. **J. Geol. Soc. Aust.**, n.15, v.2, p.275-294, 1968.
- JOST, H. Goiás greenstone belts: Archean or Paleoproterozoic. In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., São Paulo, 2010. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. CD-ROM. p.PAP33.
- JOST, H. et al. Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.47, p.201-212, 2013.
- JUNGES, S.L. et al. U-Pb-ICPMS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY - SSAGI, 6., 13-17 apr., 2008, San Carlos de Bariloche, Argentina. **Proceedings...** San Carlos de Bariloche: Asociación Geológica Argentina, 2008. 1 CD-ROM.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; MORAES, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, v.117, n.1-2, p.101-108, 2002.
- JUNGES, S. L. et al. Idades U-Pb de granitos sin a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002a. p.312.
- JUNQUEIRA-BROD, T.C. et al. Sequência Vulcânica da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 26 set. - 01 out. 2010, Belém. **Anais:** Desenvolvimento e mudanças globais; a importância das geociências. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2010.
- KARSLI, O. et al. Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. **Lithos**, v.127, p.354-372, 2011.
- KEGEL, W. **Contribuição para o estudo do Devoniano da Baía do Parnaíba. Ministério da Agricultura.** Rio de Janeiro:Departamento Nacional da Produção mineral. 1953. (Divisão de Geologia e Mineralogia, 48 p. Boletim 141).
- KEGEL, W. Lamelibrânquios da formação Poti (carbonífero inferior) do Piauí. **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, DNPM, n.88, 18f., 1954.
- KEMP, A.I.S.; HAWKESWORTH, C.J. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. In: HOLLAND, H.D.; TUREKIAN, K.K. (Eds.). **Treatise on geochemistry: V.3 - the crust.** Oxford, UK: Elsevier Pergamon, 2004. v.3. p.349-410.
- KING, L.C.A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro v.15, n.2, p.147-265, Abr/Jun. 1956.
- KITAJIMA, L.F.M et al. Uranium-Lead ages of zircon megacrysts and zircon included in corundum from Peixe Alkaline Complex (Brazil). In: **SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA**, 3., Puro (Chile), 2001.
- KITAJIMA, L.F.W. **A mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe - Tocantins.** Brasília: UnB, 2002. 358p. Tese (Doutorado em Geociências)- Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 2002.
- KLUND, O. et al. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. **Lithos**, n.45, p.87-108, 1998.
- KNUDSEN, T.-L.; ANDERSEN, T. Petrology and geochemistry of the Tromøy gneiss complex, south Norway, an alleged example of Proterozoic depleted lower continental crust. **Journal of Petrology**, v.40, p.909-933, 1999.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG. v.6, p.22-25.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; ALBUQUERQUE, C.A.R. Disrupted peridotites ad basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? **Journal of South American Earth Sciences**, n.20, p.211-230, 2005.
- KRÖNER, A. Precambrian plate tectonics. In: KRÖNER, A. (Ed.). **Precambrian Plate Tectonics.** Amsterdam: Elsevier, 1981. p.57-90.
- KRÖNER, U.; CORDANI, U.G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v.375, n.1-4, p.325-352, 2003.
- KRONER, U.; ROMER, R.L. Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. **Gondwana Research**, v.24, p.298-329, 2013.
- KUSTER, D.; HARMS, U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. **Lithos**, n.45, p.177-196, 1998. (An International Journal of Minealogy, Petrology and Geochemistry).
- KUYUMJIAN, R.M. Geoquímica e Significado do Posicionamento Geotectônico de Rochas Plutônicas da Região de Chapada, Goiás, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2., 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGq, 1989. p.195-201.
- KUYUMJIAN, R.M.; CRUZ, E.L.C.C. Paleoproterozoic U-Pb ages of low - and high-Al low-k calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings Abstracts...** CD Rom
- KUYUMJIAN, R.M.; DANNI, J.C.M. Geoquímica de anfíbolitos da seqüência de Juscelândia, Goiás: implicações geotectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.21, n.3, p.218-223, 1991.

- KUYMJIAN, R.M. et al. Geologia do limite entre os Terrenos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada - Campinorte, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.34, n.3, p.329, 2004.
- LACERDA FILHO, J.V. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso**: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Escala 1:1.000.000. Goiânia: CPRM, 2004. CPRM/SICME-MT, 225p. il. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- LACERDA FILHO, J.V.; REZENDE, A.; SILVA, A. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500.000. Goiânia, CPRM/METAGOSA/UnB, 1999. 176p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- LAMARÃO, C.N. et al. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v.119, p.189-223, 2002.
- LAMARÃO, C.N.; KOTSCHOUBEY, B. Granitoides Santa Luzia, registro do magmatismo granítico Brasileiro do Orógeno Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.26, p.277-288, 1996.
- LAMEYRE, J. Granites and evolution of the crust. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, p.349-359, 1987.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, n.14, p.169-186, 1982.
- LAUX, J.H. **Evolução do Arco magmático de Goiás com base em dados Geocronológicos U-Pb e Sm-Nd**. 2004. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2004.
- LAUX, J.H. et al. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.18, n.2, p.183-198, 2005.
- LE BAS, M.J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v.27, p.745-750, 1986.
- LE MAITRE, R.W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v.56, p.181-189, 1976.
- LE MAITRE, R.W. et al. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Blackwell: Oxford, 1989. 193p.
- LEÃO NETO, R.; OLIVATTI, O. **Projeto Palmeirópolis**: etapa preliminar. Goiânia: CPRM, 1983.
- LEÃO NETO, R.; OLIVEIRA, I.W.B.; DRAGO, V.A. Aspectos da geologia, evoluções e mineralizações da Sequência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis (Grupo Palmeirópolis). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 12 - 19 out. 1986, Goiânia. Roteiro das Excursões Técnico-Científicas. Goiânia: SBG, 1986. p.7-24.
- LEMONS, R.L. **Petrologia do maciço alcalino de Peixe - Goiás**. Belém, 1983. 169p. Dissertação (Mestrado em Ciências)-Universidade Federal do Pará. Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 1979.
- LEMONS, R.L.; ALBUQUERQUE, C.A.R. Petrologia do Complexo Alcalino de Peixe, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., out. 1980, Balneario de Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG. Núcleo RS/SC, 1980. v.2. p.373.
- LENA, L.O.F. **A evolução do arco magmático neoproterozoico São Gabriel, porção sul da Província Mantiqueira, baseado em idades U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS e valores  $\delta^{18}O$  em zircões detriticos**. 2013. 85p. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Porto Alegre, 2013.
- LEONARDOS, O.H. Concheiros naturais e sambaquis. **Avulsos**, Publicações do Serviço de Fomento da Produção Mineral - DNPM, Rio de Janeiro, n.37, 1938.
- LEONARDOS, O.H.; DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. As seqüências granulítica, anortosítica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., nov. 1978, Recife. **Resumos**. Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1978. p.45.
- LEONARDOS, O.H.; DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: The Niquelândia Complex, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGIC CONGRESS, 26., 1980, Paris. **Abstracts...** Paris: International Geologic Congress, 1980. v.1. p.35.

- LESSA SOBRINHO, M.; ANDRADE, R.S. **Projeto Jussara: geologia das quadrículas de Britânia, Santa Fé, Araguapaz e Jussara, Estado de Goiás.** Goiânia: CPRM, 1971. v.2. il.
- LI, Z.X.; CHO, M.; LI, X.H. Precambrian tectonics of East Asia and relevance to supercontinent evolution. **Precambrian Res.**, n.122, p.1-6, 2003.
- LI, Z.X.; EVANS, D.A.D.; ZHANG, S. A 90° spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v.220, p.409-421, 2004.
- Li, Z.X. et al. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? **Earth Planet. Sci. Lett.**, v.173, p.171-181, 1999.
- Li, Z.X. et al. Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: A synthesis. **Precambrian Research**, v.160, p.179-210, 2008.
- LIÉGEOIS, J. et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and ahsoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides. The use of slifing normalization. **Lithos**, v.45, n.1-4, p.1-28, 1998. Disponível em <http://www.elsevier.com/gej-ng/10/30/36/44/24/24/Abstract>. Html acessado em 22/10/01.
- LIMA FILHO, E.A.M.; LEITE, J.F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III.** Recife: CPRM, 1978. 212 p.
- LIMA, E.A.M. **Petrografia, química mineral e geocronologia U-Pb LA-ICPMS de minerais acessórios da localidade de Príncipe, Bloco Natividade-Cavalcante, Tocantins.** 2014. xiii, 86 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2014.
- LIMA, H.A.F. **Geologia, Petrologia e Geocronologia das Intrusões Acamadadas Máficas-Ultramáficas de Porto Nacional, Tocantins, Brasil.** 49p. 2007. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília Instituto de Geociências, 2007.
- LIMA, H.A.F. et al. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions of the Porto Nacional area, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.26, p.300-317, 2008.
- LIMA, J.E.F.W.; CARVALHO, N.O.; SILVA, E.M. **Fluxo de sedimentos em suspensão na bacia Araguaia-Tocantins.** [S.L.]: Embrapa Cerrados-Fôlder/Folheto/Cartilha (INFOTECA-E), 2003.
- LINDENMAYER, D.H. **Relatório anual da seção de Geologia e Mineralogia, Projeto Níquelândia.** Goiânia: DNPM, p.8-36 (unpubl.) 1970.
- LISBOA, M.A.R. The permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, New Haven, Ser. 4, v.37, n.221, p.425-443, may. 1914.
- LIU, S. et al. Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts. **Geological Magazine**, v.145, p.463-474, 2008.
- LOBATO, G.; BORGHI, L. **Análise estratigráfica de alta resolução do limite formacional Longá/Poti, Bacia do Parnaíba: Um caso de investigação de possíveis corpos isolados de arenito.** Campinas: 4ª PDPetro, 2007. 10p.
- LUCAS, F.R.A.; MOURA, C.A.V. **Estudo de proveniência sedimentar em quartzitos do Cinturão Araguaia na região de Colméia-Pequizeiro Tocantins.** [s.l.]: [s.e.], 2006. (Apresentação de Trabalho/Seminário).
- LUDWIG, K.R. PBDAT- A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. **USGS Open File Report**, n.88-542, 1993. 34p.
- MACAMBIRA, J.B. **Geologia e ocorrências minerais na Braquianticlinal do Lontra (GO).** 1983. 108p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- MACAMBIRA, M.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; ARMSTRONG, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p.105-108. 1 CD-ROM.
- MACHADO, E.C. et al. **Projeto Porangatu - Relatório Final.** Goiânia: DNPM/CPRM, 1981.
- MACHADO, E.C. et al. **Projeto Porangatu.** Etapa II. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1981. 4v.
- MACHADO, E.C. Novas Considerações e Integração Geológica na Região de Pilar/Crixás/Mara Rosa/ Porangatu. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1,, 1981, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1981. p.300-309.

- MAMEDE, L.; ROSS, J.L.S.; SANTOS, L.M. Geomorfologia In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.** Rio de Janeiro: DNPM, 1981. il. v.22. p.21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Bulletin of the American Geological Society**, v.101, p.635-643, 1989.
- MANTESSO-NETO, V. et al. (eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. 673 p. il. ISBN 8587256459.
- MARINI, L.; ACCORNERO, M. Prediction of the thermodynamic properties of metal-arsenate and metal-arsenite aqueous complexes to high temperatures and pressures and some geological consequences. **Environmental geology**, v.52, n.7, p.1343-1363, 2007.
- MARINI, O.; BOTELHO, N.F. A Província de Granitos Estaniíferos de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.16, n.1, p.119-131, 1986.
- MARINI, O.J. et al. Contribuição a Geologia da Porção Central de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v.7, p.304-324, 1977.
- MARINI, O.J. et al. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu Embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador. **Anais.** Salvador: SME - Serviço Geológico do Brasil/SBG/NBASE, 1981. p.100-115.
- MARINI, O.J. et al. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço mediano de Goiás. In.: SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil.** Brasília: DNPM, 1984. p.251-303.
- MARINI, O.J. et al. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.7, n.4, p.304-324, 1977.
- MARINI, O.J. et al.. Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 1978, Salvador. **Pub. Especial...** Salvador: SBG, 1978. v.3, p.155-204.
- MARINI, O.J. et al. Geotectônica da Faixa Móvel Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1979, Salvador, **Resumos...** Salvador: SBG, 1979. p.52-54.
- MARINI, O.J. et al. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.) **O Pré-cambriano do Brasil.** São Paulo: Edgar Blücher, 1984. p.205-264.
- MARQUES, G.C. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins.** 2009. 122f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Universidade de Brasília, Brasília, 2009.
- MARQUES, VJ.; MARQUES, M.T.G. Ambiente geológica-geotectônica da seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis (GO) - guias e controle das mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985, **Anais.** Goiânia, SBG. p.208-324.
- MARTEL, S.J. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. **Journal of Structural Geology**, v.12, n.7, p.869-882, 1990.
- MARTIN, H. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemitite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos**, v.79, n.1-2, p.1-24, 2005.
- MARTIN, H. Petrogenesis of Archaean trondhjemitites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. **Journal of Petrology**, n.28, v.5, p.921-953. 1987.
- MARTIN, H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. **Lithos**, v.46, n.3, p.411-429, 1999.
- MARTIN, H. The mechanisms of petrogenesis of the archaean continental crust – Comparison with modern processes. **Lithos**, v.30, p.373-388, 1993.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B.M. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of granodioritic Archaean rocks from eastern Finland. **Precambrian Research**, v.21, p.159-180, 1983.
- MARTIN, H.; MOYEN, J-F. Secular changes in tonalite-trondhjemitite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. **Geology**, v.30, p.319-322, 2002.
- MARTINS, E.G.; SCISLEWSKI, G. **Projeto Alvorada Fase I.** Goiânia: CPRM, 1983. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/5962>

- MARTINS, E.G; SOUZA, J.O. Mapas Geoóxicos das Folhas Alvorada e Figueirópolis – escala. 1:100.000. In: MARTINS, E. G.; SCISLEWSKI, Gilberto. **Projeto Alvorada Fase I: Relatório Final**. Goiânia: CPRM, 1983. 1v.
- MARTINS, F.A.L. **Análise faciológica e estratigráfica do paleomesoproterozóico: Seqüência Araí no Parque Nacional da chapada dos Veadeiros, Goiás**. 1999. 137p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 1999.
- MARTINS, J.P.; LEMOS, R.L. Contribuição à Geologia do Centro Oeste de Goiás, na Área do Complexo Alcalino de Peixe. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Resumos: Geologia do pré-cambriano**. Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.565-570.
- MARTINS, J.P.A. **Pegmatitos do complexo alcalino de Peixe - Goiás**. Belém, 1981. 102 p. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade Federal do Pará. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 1981.
- MARUYAMA, S.; SANTOSH, M.; ZHAO, D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. **Gondwana Research**, v.11, p.7-37, 2007.
- MATTA, M.A.S.; HASUI, Y. A falha de Tucuruí, In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, v.1, 1984. p.1729-1742.
- MATTEINI, M. et al. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.118, p.205-228, 2002.
- MATTEINI, M. et al. In situ zircon U Pb and Lu Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. **Gondwana Research**, v.17, p.1-12, 2010.
- MCCULLOCH, M.T.; BENNETT, V.C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.4717-4738, 1994.
- MCDONOUGH, W.F.; SUN, S.S. The composition of the Earth. **Chemical geology**, v.120, n.3-4, p.223-253, 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- MCKENZIE, D.P.; PARKER, R.L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. **Nature**, v.216, p.1276-80, 1967.
- MCLENNAN, S. et al. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.54, p.2015-2050, 1990.
- MCLENNAN, S. et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. **Geological Society of America Special Papers**, v.284, p.21-40, 1993.
- MCLENNAN, S.; TAYLOR, S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. **Journal of Geology**, v.8, p.1-21, 1991.
- McMENAMIN, M. A. S.; McMENAMIN, D.S. **The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough**. Columbia University Press, 1990. ISBN 0-231-06646-5.
- McNAMARA, A.K. et al. West African proximity of the Avalon terrane in the latest Precambrian. **Geological Society of America Bulletin**, September, v.113; n.9, p.1161-1170. 2001.
- McQUEEN, K.G. The nature and origin of a granitoid – Related Gold Depósitos at Darque's Reef, Major's Creek, New South Wales. **Economic Geology**, v.90, p.1646-1652, 1995.
- MEHNERT, K.R. **Migmatites and the origin of granitic rocks**. 2ed. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1971. 405p. (Developments in Petrology, 1).
- MELLO, I.S.C.; CABRAL JR, M.; MOTTA, J.F.M. Terras raras no Estado de São Paulo: avaliação da potencialidade geológica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.24, n.4, p.203-222, 1994.
- MELO, J. H.G.; LOBOZIAK, S. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, n.112, 2000, p.147-165.
- MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S. Devonian–Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, n.124, p.31-202, 2003.

- MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S; STREEL, M. Latest Devonian to Early Late Carboniferous Biostirgrpahy of Northern Brazil: na update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration production**, Pau, v.22, p.13-33, 1998.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chem. Geol.**, v.16, p.207-218, 1986.
- MESNER, J.C; WOOLDRIDGE, L. C. Paul. Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins North Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, Belém, v.48, n.9, p.1475-1512, 1964.
- MESQUITA, M.J.M. **Controle estrutural e alteração hidrotermal nos depósitos de ouro da Região de Porto Nacional - TO**. 1996. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre, 1996.
- MESQUITA, M.J.M. et al. Dados preliminares sobre as mineralizações de ouro relacionadas a zona de cisalhamento em granitoides. Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 9-15 dez. 1992, São Paulo, SP. **Boletim de Resumos Expandidos: Sessões Temáticas**. São Paulo: SBG - Núcleo de São Paulo, 1992. v.2, p.273-274.
- MIALL, A.D.A. **Review of the Braided - River depositional environment**. Amsterdam: Elsevier, 1977. 63p.
- MIDDLEMOST, Eric AK. **Magma and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology**. London: Longman, 1985. 266p.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. **American Journal Science**, v.274, p.322-355, 1974.
- MIYASHIRO, A. **Metamorphism and metamorphic belts**. 2 ed. Londres: George Allen et Unwin, 1975. 492p.
- MONTALVÃO, R.M.G. Esboço Geológico-Tectônico do Cráton Guianês. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.6, n.4, p.230-245, 1976.
- MONTALVÃO, R.M.G. **Litoestratigrafia do Grupo Xambioá (Grupo Araxá)**. Belém: Projeto RadamBrasil, 1977. 15p (Relatório Interno RadamBrasil, 135-G).
- MONTALVÃO, R.M.G.; CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T. **Contribuição a Geologia da Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins na porção Leste da Quadrícula SC.22-X-B**. Goiânia: Projeto RadamBrasil, 1979. 14p (Relatório Interno RadamBrasil, 233-G).
- MONTALVÃO, R.M.G. de. Revisão litoestratigráfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: SIMPOSIO GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., mai. 1985, Goiânia. **Resumo...** Goiânia: SBG - Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1985. p.282-290.
- MOOKHERJEE, A,. Ores and metamorphism: temporam and genetic relationships. In.: WOLF, K.H. Ed. **Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976. p.203–260.
- MOORES, E.M. Pre-1 Ga (pre-Rodinian) ophiolites: their tectonic and environmental implications. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.114, p.80-95, 2002.
- MOORES, E.M. Southwest U.S. East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. **Geology**, v.19, p.425-428, 1991.
- MOORES, E.M.; TWISS, R.J. **Tectonics**. Nova York: New York: W. H. Freeman. 1995. 415p. ISBN 0 7167 2437 5.
- MORAES REGO, L.F. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, n.9, p.271-288, 1933.
- MORAES REGO, L.F. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. **Anais da Escola de Minas de Ouro Preto**, n.24, p.31-84. 1933.
- MORAES, L.L.; FRASCA, A.A.S. Geologia Preliminar da Porção ocidental da folha Alvorada SD.22-X-B - Projeto Sudeste do Tocantins. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, 2006, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 2006.
- MORAES, R. et al. Geochemistry and Sm–Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. **Precambrian Research**, v.125, p.317–336, 2003.
- MORANGONI, Y.R.; GAGO, M.D.; LOBIANCO, M.C. Mapas Gravimétricos de Goiás e Distrito Federal. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 5., 1997, São Paulo. **Resumos Expandidos...** São Paulo: SBGq, 1997. v.2.



- MOREIRA, M.L.O. et al (Orgs.). **Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal**: texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM; SIC - FUNMINERAL, 2008. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil (PGB); Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás.
- MORRISON, G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. **Lithos**, n.13, p.98-108, 1980.
- MOURA, C.A.V et al. Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo-Araguaia Supergroup: constraints on the paleogeographic evolution of the Araguaia belt and assembly of West Gondwana. GONDWANA 12 - GEOLOGICAL AND BIOLOGICAL HERITAGE OF GONDWANA, 12., Mendoza (Argentina), 6 - 11 de novembro, 2005. **Abstracts...** Mendoza, 2005. p.260.
- MOURA, C.A.V. et al. Estudo Geocronológico Multimétodo do Granito Serrote na Região de Paraisópolis do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003, Belém-PA. **Resumos...** Belém: SBQ, 2003. p.444-446.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: implication for Gondwana evolution: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v.1, p.316-317.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. Zircon ages of the basement orthogneiss of the Araguaia Belt, north-central Brazil. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Actas...** Brasília: SBQ, 1993. p.232-235.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. Zircon ages of the basement Orthogneisses from the Northern Segment of the Araguaia Belt, Brazil. In.: SINHA, A. K. **Basement Tectonic**. 13ed. Holanda: Kluwer Academic Publishers, 1999. p.155-178.
- MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. Investigation of magmatic event in the Tocantins Province- northern Brazil using Sm-Nd TDM ages and Pb-evaporation zircon ages of granitic rocks. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 13-17 apr. 2008, San Carlos de Bariloche, Argentina. **Proceedings...** San Carlos de Bariloche: Asociacion Geologica Argentina, 2008. 1 CD-ROM. v.1. p.161.
- MOURA, C.A.V.; SOUSA, C.S. Idades Pb-Pb em zircão do Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese Brasileira tardi-tectônica no Orógeno Araguaia (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p.500
- MOURA, C.A.V.; SOUZA, S.H.P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Orógeno Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34.
- MOURA, C.V.A. **Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil**. 236p. 1992. (Doutorado). University of New Hampshire, [s.l.].
- MOURA, M.A. et al. Caracterização mineralógica de granadas gemológicas de Tocantins. In: I SIMPÓSIO BRASILEIRO DE TRATAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DE GEMAS, 2000, Ouro Preto. **Anais...** 2000. p.52.
- MOYEN, J.F. et al. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). **Precambrian Research**, v.127, 103-123, 2003.
- MOYEN, J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. **Lithos**, v.112, p.556-574, 2009.
- MUIR, R.J. et al. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. **Journal of the Geological Society of London**, v.152, p.689-701, 1995.
- MÜLLER, H. **Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão**. Salvador: Petrobrás, 1962. (Relatório no. 500).
- MURPHY, J.B.; NANCE, R.D. Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm-Nd isotopic evidence. **Geology**, v.31, p.873-876, 2003.
- NABELEK, P.I.; BARTLETT, C.D. Petrologic and geological links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks. **Lithos**, n.45, p.71-86, 1998.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.38, n.5, p.757-775, 1974.
- NANCE, R.D.; MURPHY, J.B. Origins of the supercontinent cycle. **Geoscience Frontiers**, n.4, p.439-448, 2013.

- NANCE, R.D.; MURPHY, J.B.; SANTOSH, M. 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. **Gondwana Research**, n.25, p.4-29.
- NANCE, R.D.; WORSLEY, T.R.; MOODY, J.B. Post Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. **Geology**, v.14, p.524-1518, 1986.
- NELSON, D.R. **Compilation of Geochronology Data, 1998**. Western Australia Geological Survey, Record 1999/2. 1999. 222p.
- NESBITT, H.W.; MARKOVICS, G. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.44, n.11, p.1659-1666, 1980.
- NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F.; FERREIRA FILHO, C.F. Riftingamento Crustal Meso-proterozóico no Centro-Norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Resumos Expandidos...** Camboriú: SBG, 1994. v.1, p.258-259.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MÜLHMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.12, n.3, p.291-346, 1969.
- O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **US Geological Survey Professional Paper**, n.525, p.79-84, 1965.
- OLIVEIRA, A.B. et al. Recursos Minerais. In.: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. v. 22. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 22). Em anexo 6 mapas: geológico, geomorfológico, exploratório de solos, vegetação, uso potencial da terra e subsídios ao planejamento regional.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. **Geologia do Brasil**. 2 ed. Rio de Janeiro: Min. Agric., 1943. 813p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro: 1940. 472p.
- OLIVEIRA, C.G. de et al. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB). **Carta Geológica - escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I – Campinorte**. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- OLIVEIRA, C.G. de; SINTIA, A.V.; BARBOSA, I.O. Influência da deformação transcorrente - NS na mineralização aurífera na seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., 1997, Cuiabá. **Ata...** Cuiabá: SBG, 1997. p.59-61.
- OLIVEIRA, I.W.B. **Projeto Palmeirópolis: relatório final de pesquisa, áreas GO-58-84 e GO-02-86, DNPM 861.408/85 e 860.165/86, alvarás 1650 e 1653, D.O.U. de 29/04/91**. 1994.
- OLIVEIRA, I.W.B. **Zinco, chumbo e cobre de Palmeirópolis - Estado do Tocantins**. - Goiânia: CPRM, 2000. 1v.; il - (Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais - Exame Atualizado de Projeto, n.º 10).
- OLIVEIRA, I.W.B.; ANDRIOTTI, J.L.S. **Características geológico-econômicas dos depósitos de sulfeto maciço (VHMS) - Zn, Pb, Cu de Palmeirópolis – revisão**. [Goiania]: [CPRM], 1996.
- OMRANI, J. et al. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. **Lithos**, v.106, p.380-398, 2008.
- OSBORNE, G.A. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. **VII SGA V8**, Santarem-PA, 2013.
- PADILHA, J.L. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás - Projeto Pindorama – DOCEGEO. In: ENCONTRO REGIONAL DO OURO DE GOIÁS, 1., Goiânia. **Anais...** Goiânia: SGB - Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p.78-92.
- PADILHA, R.A.; BARROS, M.A.S. Petrologia e Geoquímica das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, Borda Sudeste do Cráton Amazônico (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.38, n.4, p.642-653, 2008.
- PAIKARAY, S.; BANERJEE, S.; MUKHERJI, S. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: implications on provenance, tectonics and paleoweathering. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.32, n.1, p.34-48, 2008.
- PAIVA, G.; MIRANDA, J. Carvão mineral do Piauí. **Boletim no Serviço de Fomento da Produção Mineral**, DNPM, Rio de Janeiro – RJ, n.20, 1937. 92p.
- PAIXÃO, M.A.P. **Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil**. Brasília. 2009. 118p. Tese (Doutorado).

- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília- UnB, 2009;
- PAIXÃO, M.A.P.; NILSON, A.A.; DANTAS, E.L. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. **Society Geological of London**, Special Publications, v.294; p.297-318, 2008. doi: 10.1144/SP294
- PALERMO, N. **Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás**. 1988. 139p. Dissertação (mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Rio de Janeiro-UFRJ, 1988.
- PALERMO, N. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa – GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG – Núcleo Bahia-Sergipe, 1996. v.2, p.219-222.
- PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. Porphyroclast system as kinematic indicators. **Journal of Structural Geology**, v.8, p. 831-843, 1986.
- PATERSON, S.; FOWLER JR., K. Re-examining pluton emplacement processes. **Journal of structural Geology**, v.15, n.2, p.191-206, 1993.
- PAULSSON, O.; ANDREASSON, P.-G. Attempted break-up of Rodinia at 850 Ma: geochronological evidence from the Seve-Kalak superterrane, Scandinavian Caledonides. **J. Geol. Soc.** (Lond.), n.159, p.751-761, 2002.
- PEACOCK, M. A. Classification of igneous rock series. **J. Geol. Chicago**, n.39, p.54-67, 1931.
- PEACOCK, S.M.; RUSHMER, T.; THOMPSON, A.B. Partial melting of subducting oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters**, v.121, n.1-2, p.227-244, 1994.
- PEARCE, J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKES WORTH, C.J., NORRY, M.J. (Eds.) **Continental Basalt and Mantle Xenoliths**. Shiva Pub. Ltd., 1983. p.230-249.
- PEARCE, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.) **Andesites**. New York: John Wiley of Sons, 1982. p.525-548.
- PEARCE, J.A.; CANN, JR. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, earth planet. **Sci. Lett**, n.19, p.290-300, 1973.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granite Rocks. **J. Petrology**, v.25, Part 4, p.956-983, 1984.
- PEARCE, J.A.; PEATE, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. **Annu. Rev. Earth and Planetary Science**, n.23, p.251-285, 1995.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C., The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, n.36, p.121-132, 1977.
- PECCERILLO, A. Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis and geological significance. **Episodes**, n.15, p.243-251, 1992.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, n.58, p.63-81, 1976.
- PEDREIRA, A.J. et al. Bacia Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. **BIZZI**, Luiz Augusto (Ed.) et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003.
- PENA, G.S. et al. **Projeto Goiânia II - Relatório Final**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 5V.
- PEREIRA, A.B. **Caracterização dos granitos e pegmatitos peraluminosos, mineralizados em Sn-Ta, de Monte Alegre de Goiás**. 2001. 57f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2001.
- PETFORD, N.; ATHERTON, M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. **Journal of Petrology**, n.37, p.1491-1521, 1996.
- PETRASCHECK, W.E. Typical features of metallogenic provinces. **Economic Geology**, v.60, p.1620 – 1634, 1965.
- PETTERSON, S.R.; VERNON, R.H.; HOBISCH, T.A. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, v.11, n.3, p.349-363, 1989.

- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. New York: Springer-Verlag, 1972. p.158.
- PIMENTEL, M.M. **Late Proterozoic Crustal Evolution of the Tocantins Province in central Brazil: an Isotopic and Geochemical Study**. 1991. 248p. (PhD Thesis), University of Oxford. 1991.
- PIMENTEL, M.M. Reajuste do Sistema Isotópico Sm-Nd Durante o Neoproterozóico em Gnaisses do Oeste de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.22, n.3, p.262-268, 1992.
- PIMENTEL, M.M. et al. Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa; implicações para a época de mineralização do ouro e para a evolução tectônica Neoproterozóica no Centro-Oeste. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 4., 1993, Brasília. **Resumos Expandidos...** Brasília: SBGq, 1993. p.255-258.
- PIMENTEL, M.M. et al. Shrimp and conventional U-Pb age, Sm-Nd isotopic characteristics and tectonic significance of the K-rich Itapuranga suite in Goiás, Central Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, Rio de Janeiro, v.75, n.1, 2003.
- PIMENTEL, M.M. et al. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In.: CORDANNI, U.G. et al. **Tectonic Evolution of South América**. Rio de Janeiro: 31<sup>o</sup> International Geological Congress, 2000. p.195-229.
- PIMENTEL, M.M. et al. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. **Precambrian Research**, n.81, p.299-310, 1997.
- PIMENTEL, M.M. et al. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, n.31, p.345-357, 2011.
- PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.E. Sr and Nd Isotopic Characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás Province, Central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.73, n.2, p.263-276, 2001.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. **Chemical Geology**, n.86, p.123-138, 1991. (Isotope Geoscience Section).
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Origin of orthogneiss and metavolnic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. **Geochim. Brasil.**, n.5, p.133-152, 1991.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v.20, n.4, p.375-379. 1992.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, n.46, p.463-483, 1999.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; GIOIA, S.M.C. Novos Dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p.39
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; GIOIA, S.M.C.L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.35-39, 2000.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, n.52, p.321-335, 1991.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; SILVA, L.J.H.D. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.26, p.61-70, 1996.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.4, n.94, p.295-305. 1991.
- PIMENTEL, M.M.; JOST, H.; FUCK, R.A. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás, In: MANTESSO NETO, V. et al. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. p.355-368.
- PINHEIRO, B.L. et al. Proveniência das rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. **Revista brasileira de Geociências**, São Paulo, n.41, v.2, p.304-318, 2011.

- PINHEIRO, B.L.S. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações em idades modelo Sm-Nd em rocha total e datação Pb-Pb em zircão.** 2005. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- PIPER, J.D.A. Evidência paleomagnética para um supercontinente proterozoico tardio. Sociedade Real de Londres **Filosófica Transações**, Série A n.280, p.469-490, 1976.
- PITCHER, W.S. **Granite type and tectonic environment.** Mountain: Building Process – Academic Press, 1982. p.19-40.
- PIUZANA, D. et al. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of the new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, n.125, p.245-273, 2003.
- PLUMMER, F.B. **Bacia do Parnaíba.** Rio de Janeiro:[s.e.], 1946. p.87-134. (Relatório do Conselho Nacional do Petróleo).
- PLUMMER, F.B. Estados do Maranhão e Piauí. In: BRASIL. **Relatório de 1946 do Conselho Nacional do Petróleo**, 1948. p.87-134.
- POLAT, A.; HOFMANN, A.W.; ROSING, M.T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. **Chemical Geology**, v.184, p.231-254, 2002.
- POLAT, A.; HOFMANN, A.W.; ROSING, M.T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. **Chemical Geology**, v.184, p.231-254, 2002.
- POLLARD, P.J.; WILLIAMS, P. The Olympic dam Cu-Au-REE deposits. In: POLLARD, P.; WILLIAMS, P.J. (eds.) **Short course on FE oxide - copper-gold deposits** (The Candelaria - Ernest Henry - Olympic Dam Family). London: 21 Aug, 1999. (Parte E., E-1 a E-9).
- PONCIANO, L.C.M.O.; DELLA FÁVERA, J.C. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model to Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.81, n.4, p.769-780, 2009.
- PRAVE, A.R. Tale of three cratons: tectonostratigraphic anatomy of the Damara orogen in northwestern Namibia and the assembly of Gondwana. **Geology**, n.24, p.1115–1118, 1996.
- PRAXEDES, I.F. **Lineamento Transbrasiliano, Contribuição Aerogeofísica, Tectônica e Geocronológica no Setor Nordeste da Faixa Brasília.** 2014. 84p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2014.
- PSHENICHNY, C.A.; GRIGORIEV, S.I. Late Mesozoic post-collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, Far east of Russia. **Lithos**, n.45, p.457-468, 1998.
- PUTY, C.O.F et al. **Projeto Marabá, relatório integrado.** Belém: DNPM/CPRM, 1972. 12v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM).
- QU, X.M.; HOU, Z.Q.; LI, Y.G. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. **Lithos**, n.74, p.131–148, 2004.
- QUARESMA, E.C.; KOTSCHOUBEY, B. Caracterização preliminar de Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. Resumos... Belém: SBG, 2002.
- QUARESMA, E.C.; KOTSCHOUBEY, B. Petrologia e geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém:SBG, 2001. p.35-37
- QUEIROZ, J.P.C.; KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J.M.; Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. **Anais...** Manaus: SBG, 1999. p.574-576.
- RAMOS, J.R.A. **Folha Geológica da Nova Capital.** Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1956. p.55-58. (Relatório Anual do Diretor, 1956).
- RAMOS, V.A. Late Proterozoic-early Paleozoic of south America – A collisional history. **Episodes**, v.11, n.3, p.168-174, 1988
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology.** London: Academic Press, 1987. 307p.

- RAPELA, C.W. et al. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Cordoba. In: PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W. (eds.). **The proto-Andean Margin of Gondwana**. London: Geological Society of London, 1998. p.181-217. Special Publication, 142.
- RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. **Trans. R. Soc. Edinburgh: earth sci.**, v.87,1996. p.193-203.
- RAPP, R.P.; WATSON, E.B.; MILLER, C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. **Precambrian Research**, n.51, p.1–25, 1991.
- READING, H.G. **Sedimentary environments and Facies**. 2ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 615p.
- REGINIUSSEN, H.; RAVNA, E.J.K.; BERGLUND, K. Mafic Dykes from Oksfjord, Seiland Igneous Province Northern Norway—geochemistry and paleotectonic significance. **Geol. Mag.**, n.132, p.667–681, 1995.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. **Depositional Sedimentary Environments**. New York: Springer-Verlag, 1980. 551p.
- REINECK, H.-E.; SINGH, I.B. **Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics**. 5nd Edition. Corrected Reprint of the First Edition. New York: Springer Verlag, 1973. ISBN 3-540-07377-9
- REYMER, A.; SCHUBERT, G. Rapid growth of some major segments of continental crust. **Geology**, v.14, p.299-302, 1986.
- RIBEIRO FILHO, E.; TEIXEIRA, N.A. Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. **Boletim Informativo**. Núcleo Centro-Oeste, n.10, p.157-177, 1981.
- RIBEIRO FILHO, W. et al. **Projeto de Geologia da Região Pilar-Mara Rosa**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. 150p. (Relatório interno).
- RIBEIRO FILHO, W.; TEIXEIRA, N.A. Sequência Vulcanossedimentar da Borda Oeste dos Complexos de Niquelândia e Canabrava. **Bol. Inform.** SBG-Núcleo Centro-Oeste, n.10, p.57-177, 1981.
- RIBEIRO, P.S.E.; ALVES, C.L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A**: estado do Tocantins. Goiânia: CPRM, 2017. il. + mapas + DVD
- RICKWOOD, P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, n.2, p.247-263, 1989.
- ROCHA, E.B. **Caracterização radiométrica das rochas alcalinas e corpos pegmatíticos mineralizados em Terras Raras e Zircônio do Complexo Alcalino de Peixe (TO)**. Inédito, 2003 (Relatório de Auxílio FAPESP).
- RODRIGUES, J.B. et al. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.29, p.512-521, 2010.
- RODRIGUES, R. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da bacia do Parnaíba: Geologia do sudoeste de Carolina**. Belém: Petrobrás, 1967. 61p. il. (Relatório Técnico, n. 273).
- ROGERS, J.J. ; GREENBERG, J.K. Trace-elements in continental-margin magmatism: part III. Alkali granites and their relationships to carbonization. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.92, n.1, p.6-9, 1981.
- ROGERS, J.J.W. A history of continents in the past 3 billion years. **J. Geol.**, n.104, p.91–107, 1996.
- ROGERS, J.J.W.; SANTOSH, M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. **Gondwana Research**, n.5, p.5–22, 2002.
- ROGERS,, J.J.W.; SANTOSH, M. **Continents and Supercontinents**. Oxford University Press, New York. 2004.
- ROLLINSON; H.R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. England: Longman Group, 1993. 352p. (Geochemistry series). ISBN 0582067014.
- ROSER, B., KORSCH, R., Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. **Journal of Geology**, v.94, n.5, p.635-650, 1986.
- ROSSI, P.; ANDRADE, G.F.; GASPAR, J.C. The Peixe (Tocantins, Brazil). Mesoproterozoic Corundum-Bearing Syenite Pegmatite Complex: Age, considerations on its origin and regional significance.

- In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador:
- RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. **Chem. Geol.**, p.184, p.123-138, 2002.
- RUDNICK, R.L.; GAO, S. Composition of the continental crust. In: HOLLAND, H.D.; TUREKIAN, K.K. (Eds.) **Treatise on geochemistry**, 3. Oxford: Elsevier, 2003. p.1-64.
- RUGGIERO, A.; OLIVEIRA, E.P. Caracterização de vulcânicas adakíticas e cálcio-alcálicas no *greenstone belt* do rio Itapicuru, Bahia: Petrogênese e implicações geodinâmicas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.40, n.1, p.1-18, 2010.
- SÁ, E.F.J. Revisão sobre análise estrutural – Parte I – Conceituação básica e aplicações. **Ciências da Terra**, n.5, p.24-35, 1982.
- SÁ, E.F.J. Revisão sobre análise estrutural – Parte II – Algumas aplicações e tópicos adicionais. **Ciências da Terra**, n.8, p.7-16, 1983.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Datações Geocronológicas do Norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Bol. Resumos...** Camboriú:SBG, 1980. p. 401.
- SABÓIA, A. M. et al. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11., 2009, Manaus. **Resumos...** Manaus: SBG, 2009. CD-ROM.
- SABÓIA, A.M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e Litoestratigrafia do Grupo Natividade, Estado de Tocantins**. 2010. 71f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2010.
- SABÓIA, A.M.; DARDENNE, M.A.; JUNQUEIRA-BROD, T.C. O Vulcanismo na Região de Monte do Carmo - Tocantins, Geologia, Geocronologia, Geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010.
- SABÓIA, A.M.; MENEGHINI, P.F.V.B. **Geologia e recursos minerais da Folha SC.23-Y-C Dianópolis e carta geológica** – preliminar. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2014. 1 mapa, color. (no prelo).
- SACHETT, C.R. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da região Monte do Carmo - TO**. Belém. UFPA. 1996. 92f. Centro de geociências – Dissertação de Mestrado 1996.
- SACHETT, C.R.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p.264-267.
- SADOWSKI, G.R.; CAMPANHA, G.A.C. Grandes Falhas no Brasil Continental. In.: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo: Beca, 2004. p.407-421. ISBN 8587256459.
- SAJONA, F.G. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. **Geology**, n.21, p.1007–1010, 1993.
- SAMPAIO, J.A. et al. Manganês. In.: LUZ, A.B; LINS, F.A.F. (Ed.). **Rochas e minerais industriais: usos e especificações**. Rio de Janeiro: CETEM; MCT, 2005. p.515-530. ISBN 8572272178. Disponível em <http://www.cetem.gov.br/files/docs/livros/2005/Livro%20Rochas%20e%20Min.%20Ind.%201a.pdf>, acessado em 19 de março de 2015.
- SANKARAN, A.V. **The supercontinent medley**: Recent views. **Current Science**, v.85, n.8, p.1121-1123, 2003.
- SANTOS, J.O.S. et al. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research**, n.3, p.453-488, 2000.
- SANTOS, J.O.S. et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v.13, p.73-109, 2004.
- SANTOS, J.O.S. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L. A. (Ed.) et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. p.169-226. il. ISBN 852300790-3.
- SANTOS, M.E.C.M.; CARVALHO, M.S.S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas**. 2ed. Rio de Janeiro:

- CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.
- SANTOS, M.M. **Contribuição à geologia e à geoquímica do depósito Pontal, Tocantins**. São Paulo, 1989. 143p. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, Brasília, 1989.
- SANTOS, R.F.; ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí, MG: História deformacional e significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.39, n.1, p.81-100, 2007.
- SANTOS, W.P. **Petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitos presidente Kennedy e barrolândia, noroeste do tocantins - Orógeno Araguaia**. 2011. 100p. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, UFPA, Belém, 2011.
- SANTOSH, M. Assembling North China Craton within the Columbia supercontinent: the role of double-sided subduction. **Precambrian Research**, n.178, p.149-167, 2010a.
- SANTOSH, M.; ZHAO, G. (Eds.) Supercontinent Dynamics. **Gondwana Research**, n.15, p.225–470, 2009.
- SANTOSH, M. A synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment. **Journal of Geodynamics**, n.50, p.116–133, 2010.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (coords.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 1997. v.1, p.91-142.
- SATO, K; **Evolução Crustal da Plataforma Sul Americana com base na Geoquímica Isotópica Sm-Nd**. Tese Doutorado em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) Universidade de São Paulo, USP, Brasil. 1998.
- SCANDOLARA, J.E. et al. Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suite and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n.45, p.166-193, 2013.
- SCANDOLARA, J.E. **Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas, Aguapeí, Centro-Leste de Rondônia, SW do Craton Amazônico**. Brasília: UNB, 2006. (Tese) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- SCHANDL, E.S.; GORTON, M.P. Application of high-field-strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. **Economic Geology**, v.97, n.3, p.629-642, 2002.
- SCHIEBER, J. A combined petrographical–geochemical provenance study of the Newland Formation, Mid-Proterozoic of Montana. **Geological Magazine**, v.129, n.2, p.223-237, 1992.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiânia - SE.22**. Brasília: DNPM/CPRM, 1975. 74p.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiás (SD.22)**. Brasília: DNPM, 1975. 114p.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Brasília - SD.23**. Brasília: DNPM, 1976. 162p.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984.
- SCHOBENHAUS, C. et al. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, chapada Diamantina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, 1994. **Anais...** Balneário Camboriú: SBG-DNPM-CPRM. v.2, 1994. p.397-399.
- SCHOBENHAUS, C. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. 1993. 116p. Tese (Doutorado), Univ. Albert-Ludwig, Freiburg, Alemanha, 1993.
- SCHUBERT, G. Superplumes or plume clusters? **Phys Earth Planet. Inter.**, n.146, p.147–162, 2004.
- SHAHABPOUR, J. Relationships among the tectonic components of the islands arcs and their plate tectonic implications. **Journal Geodynamics**, v.23, n.2, p.79-93, 1997.
- SHAND, S.J. **Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore**



- Deposits, with a chapter on Meteorites, 2 ed. Rev. New York: Hafner Publishing Co., 1943. 444p.
- SILLITOE, R.H. Granites and metal deposits. **Episodes**, v.19, n.4, p.126-133, 1996.
- SILVA, A.J.P. et al. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores. In: BIZZI, Luiz Augusto (Ed.) et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. p.55-85. il. ISBN 852300790-3.
- SILVA, G.G. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento da Produção Mineral. **Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. v.4. p.22-131. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, L.J.H.D. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: Controles estruturais e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., out. 1990, Natal. **Anais**. Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. v.6, p.2520-2534.
- SIMS, K.W.W.; DEPAOLO, D.J. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.61, n.4, p.765-784, 1997.
- SIQUEIRA, D.P.L.B.; CORTÊS, I.M.A.; SÁ, J.A.G. Mapa Geológico do Estado de Goiás. Pré-Cambriano Compilação - Escala 1:1.000.000. Brasília: DNPM/SME, 1987.
- SISSON, T.W. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. **Chemical Geology**, n.117, p.331-344, 1994.
- SLEEP, N.H.; WINDLEY, B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences. **Journal of Geology**, v.90, p.363-379, 1982.
- SMALL, H.L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Rio de Janeiro: Inspetoria Federal de Obras contra as Secas, 1914. 186p. (Série 1-D, publ. 32).
- SMITHIES, R.H.; VAN KRANENDONK, M.J.; CHAMPION, D.C. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. **Gondwana Research**, n.11, p.50-68, 2007.
- SOARES, J.E. P.; FUCK, R.A.; BERROCAL, J.A. Estrutura da crosta do Brasil central: implicações na formação da Província Tocantins. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 23-25 out. 2005, Goiânia-GO. **Anais**: Geologia e mineração no Centro-Oeste. Goiânia: SBG. Núcleo Centro-Oeste, 2005. v.1. p.128-129.
- SOARES, J.E.P. et al. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. **Journal of Geophysical Research**, USA, v.111, n.b12302, p.1029-1060, 2003.
- SOARES, J.E.P.; FUCK, R.A.; BERROCAL, J.A. Geophysical signature of the lithosphere at the western border of São Francisco plate. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais**. Salvador: CBPM, 2005. 1 CD Rom. v.1 p.48-51.
- SOUZA, J.O.; MORETON, L.C. **Xambioá: Folha SB.22-Z-B**. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 1 v. Projeto Especial. Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais. Programa Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB).
- SOUZA, J.O.; MORETON, L.C.; CAMARGO, M.A. Geologia das Sequências Metavulcano sedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambioá (NW do Tocantins); Ocorrência de Metabasaltos com Pillow Lavas. **Boletim Geoc. do Centro Oeste**, v.18, n.1/2, 1995.
- SOUZA, S.H.P.; MOURA, C.A.V. Considerações Estratigráficas, com base em Datações Geocronológicas, para as Rochas Graníticas de Paraíso do Tocantins (To). In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5., 1996, Belém. **Boletim de resumos e guia de excursões**. Belém: SBG. Núcleo Norte, 1996. 427p.
- SOUZA, S.H.P.; MOURA, C.A.V. Idades Pb-Pb em Zircões das Rochas do Embasamento do Orógeno Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., nov. 1995, Gramado. **Boletim de resumos expandidos**. Gramado: SBG, 1995. 445 p. il. p.95-97.
- SPARREMBERGER, I.; TASSINARI, C.C.G. Subprovíncia do Rio Paranã-GO: Um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.29, n.3, p.405-414, 1999.
- STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage

- Model. **Earth and Planetary Science Letters**, v.26, n.2, p.207-221, 1975.
- STEIN, M.; GOLDSTEIN, S.L. From plume head to continental lithosphere in the Arabian–Nubian shield. **Nature**, n.382, p.773-778, 1996.
- STERN, C.R.; KILLIAN, R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the genesis of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.123, p.263–281, 1996.
- STERN, R.J. Arc Assembly and Continental Collision in the Neoproterozoic East-African Orogen - implications for the consolidation of Gondwanaland. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, n.22, p.319-351, 1994.
- STERN, R.J.; JOHNSON, P.R. Continental lithosphere of the Arabian Plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis. **Earth-Science Reviews**, n.101, p.29-67, 2010.
- STRECKEISEN, A.L. Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geol. Rundschau**, v.63, n.2, p.773-786. 1974.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, n.12, p.1-33, 1976.
- STROPPER, J.L. et al. Proveniência das rochas metassedimentares da sequencia Fazenda Santa Fé no nordeste do Mato Grosso. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 21-26 set. 2014, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG-Núcleo Bahia, 2014. 1 CD-ROM.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. (Eds.). **Magmatism in the Ocean Basins**. London: Geological Society, 1989. p.313-345. Special Publication, 42.
- SUN, W.D. et al. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.72, p.3542-3549, 2008.
- SUN, W.D. et al. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China). **Precambrian Research**, v.167, n.1–2, p.213-236, 2008.
- SYLVESTER, A.G. Strike-slip faults. **Geological Society of American Bulletin**, v.100, p.1666-1703, 1988.
- SYLVESTER, P.J. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology**, n.97, p.261-280, 1989.
- SYLVESTER, P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites. **Lithos**, n. 45, p.1-28, 1998.
- TAO, H. et al. Provenance and tectonic setting of Late Carboniferous clastic rocks in West Junggar, Xinjiang, China: A case from the Hala-alat Mountains. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.64, p.210-222, 2013.
- TASSINARI, C.C.G. **Estudo geocronológico pelos métodos Rb/Sr e K/Ar em rochas da Folha SE.21 Corumbá**. Goiânia: RadamBrasil, 1981. 20p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 408-G).
- TASSINARI, C.C.G. et al. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G. et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. 854p. ISBN 8590148211.
- TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da serra do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.2744-2751.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 673p. il. ISBN 8587256459.
- TATSUMI, Y. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. **GSA Today**, n.15, p.4-10, 2005.
- TATSUMI, Y.; EGGINS, S. **Subduction zone magmatism**. Boston: Blackwell Science, 1995. 211p.
- TAUSON, L.V. Geochemistry and metallogeny of the Latitic series. **Inter. Geol. Rev.**, n.25, p.125-135, 1983.
- TAYLOR, S.R; MCLENNAN, S.C. **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford: BlackWell Scientific Publications, 1985. 312p. il. ISBN 0-632-01148-3.
- TEIXEIRA, L.M. **Caracterização de Minerais Portadores de Terras Raras e sua Aplicação**. 2002. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2002.
- TEIXEIRA, N. Assoalho oceânico no complexo ultramáfico do Quatipuru (PA). Implicações Geotectônicas para a faixa móvel Araguaia. In.:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., set. 1996, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG, 1996. v.3. p.117-120.
- TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C.; FERREIRA, M.C.B. Contribuição à Geologia e Petrologia da Região de São Domingos-GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.12, n.4, p.562-571, 1982.
- THARP, M.B.; HEEZEN, C.; EWING, M. **The Floors of the Ocean**. New York: Geological Society of America, 1959. Geological Society of America Special Paper 65.
- THIÉBLEMONT, D.; CABANIS B. Utilisation d'un diagramme (Rb/100) – Tb -Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. **Bull. Soc. Geól. France**, v.8, p.23 – 35, 1990.
- THIÉBLEMONT, D.; TEGYEY, M. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. **C.R. Acad. Sci**, Paris, n° 319, II, p.87-94.
- THOMPSON, R.N., Magmatism of British Tertiary volcanic province. **Scottish Journal of Geology**, n.18, p.49-107. 1982.
- THORKELSON, D.J. Geologia e ocorrências minerais das áreas de Slats Creek, Fairchild Lake e "Dolores Creek" nas Montanhas Wernecke, Yukon (106D / 16, 106C / 13, 106C / 14). **Divisão dos Serviços Indígena e do Norte do Canadá, Exploração e Serviços Geológicos**, Boletim 10, 73p., 2000.
- THORKELSON, D.J.; BREITSPRECHER, K. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. **Lithos**, v.79, n.1–2, p.25–41, 2005.
- THORPE, R.S.; BROWN, G.C. **The field description of Igneous Rocks**. New York: Open University Press, 1985. 154p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TITLEY, S.R.; BEANE, R.E., 1981, Porphyry copper deposits - Part I: Geologic settings, petrology, and tectogenesis. **Economic Geology**, 75th anniversary volume, p.214-235.
- TOBISCH, O.T.; PATERSON, S.R. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. **Journal of structural geology**, v.10, n.7, p.745-754, 1988.
- TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e Meio Ambiente. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico. **Atlas digital do Tocantins: subsídios ao planejamento da gestão territorial**. Palmas: SEPLAN, 2003.
- TOHVER, E. et al. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. **Precambrian Research**, v.147, p.193-222, 2006.
- TORSVIK, T.H. The Rodinia jigsaw puzzle. **Science**, n. 300, p.1379-1381, 2003.
- TOURIGNY, G.; TRENBLAY, A. Origin and incremental evolution of brittle / ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. **Jour. Of Struct. Geology**, v.19, n.1, p.15-27, 1997.
- TRINDADE, C.R. et al. Estrutura crustal do Brasil central. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA DA LÍNGUA PORTUGUESA, 2., Porto, 2014. **Anais...** Porto: Universidade do Porto, 2014. p.76.
- TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa** (translated by A.V.Carozzi, Univ.of Illinois, USA) Hardcover: CRC Press, 1994. 364p. ISBN 9789054101659.
- TROUW, R.A.J. et al. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Resumo dos trabalhos...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 1976. p.20-31.
- TUCKER, M.E. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. New York: John Wiley & Sons, 1982. 112p. Geological Society of London Handbook Series, n.2.
- TUCKER, M.E. **The field description of Sedimentary Rocks**. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W. HEILBRON, M. Tectonic and magmatic evolution of the Ribeira Belt in the Highlands of the Rio de Janeiro State, Brazil, from Neoproterozoic to Lower Paleozoic. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v.35, n.2, p.40-151, 2012. ISSN 0101-9759
- TURNER, F.D.; VERHODGEN, D. **Igneous and metamorphic petrology**. New York: MacGraw-Hill Book Co., 1960. 649p.

- UNRUG, R. The supercontinental cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and the timing of suturing events. **Journal of Geodynamics**, n.16, p.215-240. 1992.
- VALENTE, C.R.; VENEZIANI, P. Análise do controle tectônico das mineralizações da região de Minaçu-Palmeirópolis, através de produtos de sensores remotos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SGB, 1992. v.1. p.141-142.
- VALENTE, C.R. **Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da bacia do rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 156f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2007.
- VALENTINE J.W.; MOORES, E.M. Plate tectonic regulation of faunal diversity and sea level. **Nature**, n.228, p.657-659, 1970.
- VALERIANO, C.M. et al. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo: Beca, 2004. p.575-592. ISBN 8587256459.
- VALERIANO, C.M. et al. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society Special Publication**, v.294, p.197-210, 2008.
- VASQUEZ, M.L. et al. Datação por evaporação de Pb em zircão de ortognaisses e granitoides da região de Santana do Araguaia – Sudeste do Pará. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., Porto Velho, 2007. **Resumos Expandidos...** Porto Velho: SGB – Núcleo Norte, 2007. CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L. et al. Domínios tectônicos do Pré-cambriano do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SGB, 2008.
- VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. da (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil.
- VAUCHEZ, A.E.; NICOLAS, A. Mountain building: strike parallel motion and mantle anisotropy. **Tectonophysics**, n.185, p.183-201, 1991.
- VAZ, P.T. et al. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, maio/nov.2007.
- VENTURA, D.B.R. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.41, n.1, p.130-140, 2011.
- VIANA, M.G. et al. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.25, n.2, p.111-123, 1995.
- VIANA, R.R. et al. Novos dados isotópicos U-PB para rochas do Orógeno Araguaia na região de Monte Santo, Estado de Tocantins. In.: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 12., 16-19 out. 2011, Pirenópolis. **Resumos Expandidos**. Brasília: SGB-Núcleo Brasília, 2011.
- WANG, K. et al. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. **Journal of Geophysical Research**, n.107, p.5-21, 2002.
- WANG, Q. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. **Geology**, n.33, p.465-468, 2005.
- WANG, Q. et al. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan – Hongzhen area of east China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent. **Geochemical Journal**, n.38, p.417-434, 2004.
- WANG, Q. et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. **Journal of Petrology**, n.47, p.119-144, 2006.
- WATSON, E.B.; HARRISON, T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, n.64, p.295-304, 1983.
- WERNICK, E. A type granites and post-collisional rapakivi granites. In: BETTENCOURT, J. S. et al. (eds.). WORKSHOP GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF THE – ART, **Extended abstract...** São Paulo: University of São Paulo, 2001.156p.
- WERNICK, E. et al. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.20-24, 2000.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granite: geochemical characteristics. discrimination

- and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.95, p.407-419, 1987.
- WHITE, W.M. **Geochemistry**. New York: WileyBlackwell, 2001. p.265-317.
- WILSON, J.T. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, n.258, p.145-167, 1965.
- WINGE, M. **Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central**. 1995. 140p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1995.
- WINGE, M.; DANNI, J.C.M. Evolução dos cinturões granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Goiás. In.: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Atas...** Gramado: SBG, 1995. p.109-111.
- WINKLER, H.G.F. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. New York: Ed. Springer Verlag, 1997. 334p.
- WINTER, J.D. **Uma introdução à petrologia ígnea e metamórfica**. Upper Saddle River: Prentice Hall Inc., 2001.
- WIT, M.J.; HART, R.A. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. **Lithos**, v.30, p.309-335, 1993.
- WOODCOCK, N.H. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. **Phil. Trans. R. Soc. Lond**, A317, p.13-29, 1986.
- WORSLEY, T.R.; NANCE, R.D.; MOODY, J.B. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. **Marine Geology**, n.58, p.373-400, 1984.
- WORSLEY, T.R.; NANCE, R.D.; MOODY, J.B. Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic "Pangeas". **Eos, Transactions of the American Geophysical Union**, v.65, n.45, p.1104, 1982.
- WRIGHT, J.B.A. A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis. **Geology Magazine**, n.106, p.370-384, 1969.
- WYBORN, L.A.I. et al. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. **Trans, R. Soc. Edinburgh Earth Sci.**, v.83. p.201-209, 1992.
- XU, H.; MA, C.; ZHANG, J. Generation of Early Cretaceous high-Mg adakitic host and enclaves by magma mixing, Dabie orogen, Eastern China. **Lithos**, n.142-143, p.182-200, 2012.
- XU, W.-L. et al. Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou–Suzhou area, eastern China: evidence for partial melting of delaminated lower continental crust. **Journal of Asian Earth Sciences**, n.27, p.230-240, 2006.
- YOSHIDA, M.; SANTOSH, M. Supercontinents, mantle dynamics and plate tectonics: a perspective based on conceptual vs. numerical models. **Earth-Science Reviews**, n.105, p.1-24, 2011a

A elaboração do Projeto Sudeste do Tocantins, Geologia e Recursos Minerais da Folha ALVORADA – SD.22-X-B, na escala 1:250.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência Regional de Goiânia, do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

Conta com levantamentos e análises de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos, isotópicos e aerogeofísicos de alta resolução (magnetometria, gamaespectrometria) importantíssimos em áreas da Amazônia Legal, isoladas, de difícil acesso e de operações onerosas.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado do Tocantins e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

O conhecimento geológico e a divulgação de áreas potencialmente favoráveis para a presença de substâncias minerais de valor econômico (Ouro, turmalina, granada, berilo, alanita, zirconita, sulfetos (Cu-Pb-Zn), muscovita, mármore, calcário, água termal, brita, pedras coradas, além de novos indícios químicos efetivamente comprovados de ETR.) deverão atrair investimentos por parte de empresas de prospecção e pesquisa mineral, com vistas a contribuir e alavancar a atividade de mineração no país e para o melhor entendimento da evolução geológica das regiões da Amazônia Legal.

## PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALVORADA – SD.22-X-B

Escala: 1:250.000

### ESTADO DO TOCANTINS



[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)

**PAC**

#### SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897  
E-mail: seus@cprm.gov.br

#### OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495  
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br