



## GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO ARAGUARI – NA.22-Y-B

Escala: 1:250.000

### ESTADO DO AMAPÁ



### FOLHA RIO ARAGUARI – NA.22-Y-B

NOVEMBRO DE 2014



[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)

A elaboração do Projeto Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, escala 1:250.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia. Esse empreendimento, inserido no “Projeto Cartografia da Amazônia”, é coordenado pelo Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia – CENSIPAM, e executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Marinha e Aeronáutica) e pela CPRM. O objetivo do projeto é o de registrar novas informações no chamado *Vazio Cartográfico da Amazônia*, com ênfase nas cartografias terrestre, náutica e geológica, insumos estratégicos e de suporte ao planejamento de políticas públicas, defesa nacional e execução de projetos de infraestrutura a serem desenvolvidos na região.

O produto foi executado pela Superintendência Regional de Belém, no âmbito do Programa Geologia do Brasil. Conta com levantamentos e análises de dados geológicos, petrográficos, químicos, isotópicos e aerogeofísicos de alta resolução (magnetometria, gamaespectrometria) importantíssimos em áreas cobertas pela floresta Amazônica, isoladas, de difícil acesso e de operações onerosas.

Esse projeto deverá auxiliar os órgãos de planejamento das esferas de governo federal, estadual e municipal, em especial ao governo do estado do Amapá e seus respectivos municípios, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que serve de base para novos estudos mais detalhados de prospecção e exploração mineral, além de subsidiar estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território.

O conhecimento geológico e a divulgação de áreas potencialmente favoráveis para a presença de substâncias minerais de valor econômico 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 do Escudo das Guianas e do Cráton Amazônico.

**SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS**  
Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897  
E-mail: seus@cprm.gov.br

**OUIDORIA**  
Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495  
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br



Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Ministério de Minas e Energia



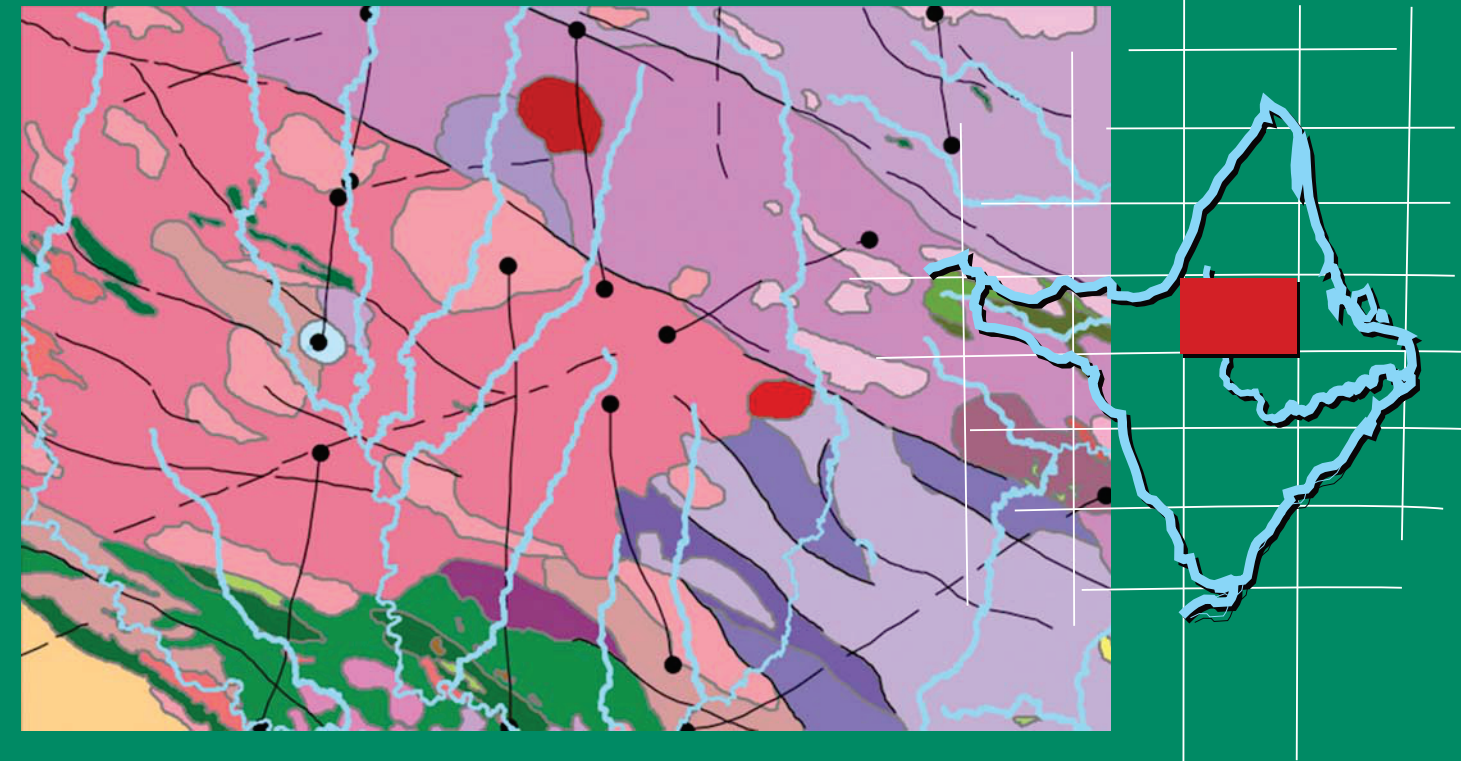
NA.22-Y-B

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO ARAGUARI

## Cartografia da Amazônia Levantamentos Geológicos Básicos



# GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO ARAGUARI – NA.22-Y-B



Programa Geologia do Brasil

Escala: 1:250.000  
2014



PAÍS RICO É PAÍS SEM POBREZA

# **MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM

## **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO ARAGUARI – NA.22-Y-B ESTADO DO AMAPÁ ESCALA: 1:250.000**

### **AUTORES**

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cesar Lisboa Chaves

Evandro Luiz Klein



BELÉM, 2014

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA  
FOLHA RIO ARAGUARI – NA.22-Y-B  
ESTADO DO AMAPÁ  
ESCALA: 1:250.000**

Programa Geologia do Brasil (PGB)  
Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil

**Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
CPRM-Serviço Geológico do Brasil  
Biblioteca Regional de Belém**

---

M114g Rosa-Costa, Lúcia Travassos da.

Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00 / Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Cesar Lisboa Chaves, Evandro Luiz Klein – Belém: CPRM

Serviço Geológico do Brasil, 2014.

159 p. : il. Color.

Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil.

ISBN: 978-85-7499-211-2

1. Geologia Regional - Pará. 2. Recursos Minerais - Pará. I.. Título

---

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

EDISON LOBÃO

*Ministro*

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

CARLOS NOGUEIRA DA COSTA JUNIOR

*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL**

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

*Diretor Presidente*

ROBERTO VENTURA DOS SANTOS

*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

REGINALDO ALVES DOS SANTOS

*Chefe do Departamento de Geologia*

FRANCISCO VALDIR DA SILVEIRA

*Chefe do Departamento de Recursos Minerais*

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS

*Chefe da Divisão de Geologia Básica*

THALES DE QUEIROZ SAMPAIO

*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

ANTONIO CARLOS BACELAR NUNES

*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

EDUARDO SANTA HELENA DA SILVA

*Diretor de Administração e Finanças*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM**

MANFREDO XIMENES PONTE

*Superintendente*

LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA

*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

CÉSAR LISBOA CHAVES

CINTIA MARIA GAIA DA SILVA

*Supervisores de Geologia e Recursos Minerais*

TOMAZ DE AQUINO MASSOUD LOBATO

*Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

CRISTIANE SILVA DE SOUSA

MARCELO LACERDA VASQUEZ

*Supervisores de Relações Institucionais e  
Desenvolvimento*

JOÃO BATISTA MARCELO DE LIMA

*Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial*

CÍCERO VIERA DE MENEZES

*Gerente de Administração e Finanças*



# CRÉDITOS DE AUTORIA

## NOTA EXPLICATIVA

### Organizadores

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cesar Lisboa Chaves

Evandro Luiz Klein

### AUTORIA POR CAPÍTULO

#### 1 – INTRODUÇÃO

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 4 – LITOGEOQUÍMICA

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cesar Lisboa Chaves

#### 5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 6 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Cesar Lisboa Chaves

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 7 – RECURSOS MINERAIS

Evandro Luiz Klein

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### 8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Evandro Luiz Klein

### MAPAS E SIG

#### MAPA GEOLÓGICO

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cintia Maria Gaia da Silva

Jaime dos Passos de Oliveira Barbosa

Manoel Correa da Costa Neto

#### MAPA GEOQUÍMICO

Cesar Lisboa Chaves

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cintia Maria Gaia da Silva

#### SIG GEOLÓGICO

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Cintia Maria Gaia da Silva

Cristiane Silva de Sousa

### APOIO TÉCNICO

#### TRABALHOS DE CAMPO

Almir Araújo Pacheco

Avelino Alves de Moares

Edilberto R. Lisboa Leão

João Inácio dos Santos Filho

Raimundo Garcia (*in memoriam*)

Raimundo Lourenço Cardoso

Sebastião Gouvea Benjamin

#### LABORATÓRIO

Denise Correa Lobato

Joseneusa Brilhante Rodrigues

#### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nelma Fabrícia da P. Ribeiro

#### ESTAGIÁRIO

Rafael Estumano Leal

#### REVISÃO FINAL

Edilton José dos Santos (DIGEOB)

# APRESENTAÇÃO

---

O **Programa Geologia do Brasil – PGB** é desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, empresa vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, e é responsável pela retomada dos levantamentos geológicos básicos em todo país. O PGB tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios técnicos para atrair novos investimentos em pesquisa mineral, visando a descoberta de novos depósitos. Adicionalmente, dada importância do conhecimento geológico como fonte primordial de conhecimento do meio físico, os levantamentos geológicos são ferramentas importantes para gestores públicos, federais, estaduais e municipais, no desenvolvimento de projetos de ordenamento e gestão territorial.

Com objetivo de obter informações geológicas e cartográficas na Região Amazônica, o governo brasileiro desenvolve desde 2008 o **Projeto Cartografia da Amazônia**, coordenado pelo CENSIPAN – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia, e executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Força Aérea e Marinha) e pelo Serviço Geológico do Brasil. Este projeto tem por objetivo levantar informações no chamado “vazio cartográfico” da Amazônia e é composto por subprojetos, que envolvem as cartografias terrestre, náutica e geológica (geologia e aerogeofísica), que visam a geração de informações estratégicas para o monitoramento regional, segurança e defesa nacional, e para o planejamento de projetos de infraestrutura na região.

O Projeto Geologia da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B) foi realizado no âmbito do **Programa Geologia do Brasil** e do **Projeto Cartografia da Amazônia**, e executado pela Superintendência Regional de Belém da CPRM. A Folha Rio Araguari está localizada no sudeste do Escudo das Guianas, porção setentrional do Cráton Amazônico, na região central do estado do Amapá, que representa um dos setores geologicamente menos conhecidos do território brasileiro, o que reveste de este projeto de especial relevância.

O Projeto Geologia da Folha Rio Araguari visou principalmente a cartografia geológica compatível com a escala 1:250.000, fundamentada pela integração geológico-geofísica, subsidiada por trabalhos de campo, análises laboratoriais, além do levantamento e consistência de informações geológicas pré-existentes. Os dados obtidos neste projeto estão sintetizados em uma Nota Explicativa e ordenados em ambiente SIG – Sistemas de Informações Geográficas, vinculado ao GEOBANK, banco de dados corporativo da CPRM, que pode ser acessado através do site [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

**MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO**

Diretor-Presidente da CPRM –  
Serviço Geológico do Brasil

**ROBERTO VENTURA SANTOS**

Diretor de Geologia e Recursos Minerais



# SUMÁRIO

---

<b>APRESENTAÇÃO</b> .....	5
<b>SUMÁRIO</b> .....	7
<b>RESUMO</b> .....	11
<b>ABSTRACT</b> .....	13
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	15
1.1 LOCALIZAÇÃO, ACESSOS E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	15
1.2 PRINCIPAIS FONTES DE CONSULTA .....	17
1.3 ATIVIDADES, MÉTODOS E DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO .....	18
<b>2.CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL</b> .....	19
2.1 BLOCO AMAPÁ.....	19
2.2 DOMÍNIO LOURENÇO .....	23
<b>3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</b> .....	25
3.1. INTRODUÇÃO .....	25
3.2 FRAGMENTOS ARQUEANOS RETRABALHADOS .....	25
<b>3.2.1 Gnaise Porfírio (A2po)</b> .....	25
3.2.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	25
3.2.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	25
3.2.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	26
<b>3.2.2 Granulito Tajauí (A3tj)</b> .....	29
3.2.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	29
3.2.2.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	30
3.2.2.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	31
<b>3.2.3 Complexo Tumucumaque (A3tu)</b> .....	32
3.2.3.1 Dados históricos, idade, distribuição e assinatura aerogeofísica .....	32
<b>3.2.4 Complexo Guianense (A4gu)</b> .....	32
3.2.4.1 Dados históricos, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	32
3.2.4.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	34
3.2.4.4 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	36
<b>3.2.5 Metagranitoide Pedra do Meio (A4ypm)</b> .....	38
3.2.5.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	38
3.2.5.2 Aspectos de campo, características mesoscópicas e petrográficas .....	38
3.2.5.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	39
3.3 SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES .....	39
<b>3.3.1 Grupo Vila Nova (PP2vn)</b> .....	39

3.3.1.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica .....	39
3.3.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	42
3.3.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	45
<b>3.3.2 Grupo Tartarugalzinho</b> .....	46
3.3.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	46
3.2.3.2 Aspectos gerais .....	50
<b>3.3.3 Anfibolito Rio Mururé (PP2rm)</b> .....	50
3.3.3.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	50
3.3.3.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	51
3.3.3.3 Assinatura isotópica do Nd.....	51
3.4 MAGMATISMO OROGÊNICO .....	52
<b>3.4.1 Diorito Rio Santo Antônio (PP2ysa)</b> .....	52
3.4.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	52
3.4.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	52
3.4.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	52
<b>3.4.2 Suíte Intrusiva Flexal (PP2yfx)</b> .....	55
3.4.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	55
3.4.2.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	55
3.4.2.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	56
<b>3.4.3 Tonalito Papa Vento (PP2ypv)</b> .....	59
3.4.3.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica .....	59
3.4.3.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	61
3.4.3.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	62
<b>3.4.4 Metagranito Sucuriçu (PP2ysu)</b> .....	62
3.4.4.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	62
3.4.4.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	64
3.4.4.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	64
<b>3.4.5 Complexo Araguari (PP2ag)</b> .....	64
3.4.5.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	64
3.4.5.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	67
3.4.5.3 Idade e Assinatura Isotópica do Nd .....	67
<b>3.4.6 Complexo Tartarugal Grande (PP2tg)</b> .....	71
3.4.6.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	71
3.4.6.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	72
3.4.6.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	75
<b>3.4.7 Granitoides Indiferenciados (PP23yg)</b> .....	79
3.4.7.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	79
3.4.7.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	79
3.4.7.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	79
<b>3.4.8 Granito Vila Bom Jesus (PP2ybj)</b> .....	81
3.4.8.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	81
3.4.8.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	81
3.4.8.3 Idade e Assinatura Isotópica do Nd .....	81
<b>3.4.9 Granito Cigana (PP2yci)</b> .....	83
3.4.9.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica .....	83
3.4.9.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	83



3.4.9.3 Idade .....	84
<b>3.4.10 Granito Carrapatinho (PP23γca)</b> .....	84
3.4.10.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	84
3.4.10.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	84
3.4.10.3 Idade e assinatura isotópica do Nd .....	84
3.5 MAGMATISMO TARDI- A PÓS-OROGÊNICO .....	85
<b>3.5.1 Granito Tauari (PP23γta)</b> .....	85
3.5.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	85
3.5.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	85
3.5.1.3 Idade .....	86
<b>3.5.2 Granito Mutum (PP23γmu)</b> .....	86
3.5.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	86
3.6 MAGMATISMO MÁFICO .....	89
<b>3.6.1 Rochas Máficas Indiferenciadas (PP34δmi)</b> .....	89
3.6.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	89
3.6.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	89
3.7 MAGMATISMO MÁFICO DE MARGEM DIVERGENTE .....	90
<b>3.7.1 Diabásio Cassiporé (T3J1δc)</b> .....	90
3.7.1.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica.....	90
3.7.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas .....	90
3.7.1.3 Idade.....	93
3.8 COBERTURAS SUPERFICIAIS.....	93
<b>3.8.1 Coberturas Detrito-Lateríticas (Edl)</b> .....	93
<b>3.8.2 Sedimentos Aluviais e Coluviais (N3ac)</b> .....	93
<b>3.8.3 Depósitos Aluvionares (N4a)</b> .....	93
<b>4. LITOQUÍMICA</b> .....	95
4.1 MAGMATISMO OROGÊNICO CÁLCIO-ALCALINO .....	95
<b>4.1.1 Síntese do magmatismo cálcio-alcálico</b> .....	101
4.2 MAGMATISMO GRANÍTICO PERALUMINOSO.....	101
4.3 MAGMATISMO MÁFICO TOLEÍTICO RELACIONADO À BACIA METAVULCANOSSEDIMENTAR .....	102
4.4 MAGMATISMO MÁFICO TOLEÍTICO DE MARGEM DIVERGENTE .....	106
<b>5.GEOLOGIA ESTRUTURAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO</b> .....	123
5.1 TECTÔNICA COMPRESSIONAL .....	123
5.2 TECTÔNICA TRANSCORRENTE .....	125
5.3 TECTONISMO RÚPTIL .....	128
<b>6.GEOQUÍMICA PROSPECTIVA</b> .....	131
6.1 INTRODUÇÃO .....	131
6.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	132
6.3 TRATAMENTO DOS DADOS E RESULTADOS.....	132
<b>6.3.1 Sedimentos de corrente</b> .....	132
<b>6.3.2 Concentrados de bateia</b> .....	139
6.4 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	140
6.5 SÍNTESE DOS DADOS OBTIDOS .....	140
<b>7.RECURSOS MINERAIS</b> .....	141
7.1 FERRO .....	141
7.2 OURO.....	145

7.3 ESTANHO E TÂNTALO .....	145
7.4 TORIANITA .....	145
7.5 MATERIAIS PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL.....	146
7.6 OUTROS INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÃO .....	146
<b>8.CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>149</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>153</b>
<b>ANEXO.....</b>	<b>159</b>

## RESUMO

---

A Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B) está localizada na porção central do estado do Amapá, é limitada pelos paralelos 1°00'N e 2°00'N e meridianos 51°00'W e 52°30'W, e representa uma Folha com corte padrão internacional na escala 1:250.000, abrangendo uma área de aproximadamente 18.000 km<sup>2</sup>.

Este relatório sintetiza os dados obtidos através da cartografia geológica, fundamentada pela integração geológico-geofísica, levantamentos de campo e análises laboratoriais. O mapeamento geológico foi acompanhado pela prospecção geoquímica regional, através da coleta de sedimentos ativos de corrente e concentrados bateia, e pela avaliação de recursos minerais presentes na área.

A Folha Rio Araguari está localizada na borda oriental do Cráton Amazônico, no sudeste do Escudo das Guianas, no contexto de uma faixa orogênica cuja evolução foi consolidada no período Riáciano. Esta Folha engloba dois domínios tectônicos distintos, denominados Bloco Amapá, um bloco continental arqueano retrabalhado na orogênese riáciana, e Domínio Lourenço, proposto neste trabalho, que representa um segmento crustal riáciano com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana, cuja evolução envolveu a formação de arcos magmáticos em margem continental ativa.

Em virtude de seu posicionamento tectônico, a Folha Rio Araguari é uma área geologicamente complexa, onde é registrada a justaposição tetônica de rochas de diferentes idades, origens e grau metamórfico, sobretudo na zona de transição entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço. Os resultados alcançados suportam uma reformulação da estratigrafia regional, que culminou com a individualização de 25 unidades litoestratigráficas.

O Arqueano é representado pelo Gnaiss Porfírio (3,49 Ga), Granulito Tajauai (2,87 Ga), Complexo Tumucumaque (2,85 Ga), Complexo Guianense (2,63 – 2,60 Ga) e Metagranitoide Pedra do Meio (2,59 Ga). Estas unidades englobam predominantemente ortognaisses migmatizados, granulitos e metagranitoides deformados. Deve-se destacar a idade de  $3485 \pm 3$  Ma obtida no Gnaiss Porfírio, que registra o mais antigo evento magmático conhecido no Cráton Amazônico.

Uma das principais contribuições à estratigrafia da Folha Rio Araguari foi a individualização de uma associação paleoproterozoica de (meta)granitoides e sequências metavulcanossedimentares, que elucidam grande parte da evolução orogênica riáciana deste segmento do Escudo das Guianas, além de apresentar grande potencial para conter jazimentos minerais importantes. Os (meta)granitoides definem as unidades Diorito Rio Santo Antônio (2,26 Ga), Suíte Intrusiva Flexal (2,20-2,18 Ga), Tonalito Papa Vento (2,14-2,13 Ga), Metagranito Sucuriju (2,12 Ga) e Complexo Rio Araguari (2,1 Ga), constituídas por rochas metaluminosas a peraluminosas, com assinatura química cálcio-alcálica, com características químicas e mineralógicas semelhante às dos granitos Tipo I. Os dados litoquímicos, geocronológicos e isotópicos obtidos nestas rochas indicam que elas se formaram em contexto de subducção, ao longo de uma *long lived* margem continental arqueana.

Neste trabalho é proposta uma nova abordagem estratigráfica para as sequências metavulcanossedimentares, que levou à redefinição do Grupo Vila Nova (>2,26 Ga), e sua individualização nas formações Jornal (rochas metamáficas-metaultramáficas) e Santa Maria do Vila Nova (rochas metassedimentares), e proposição das unidades Grupo Tartarugalzinho (< 2,20 Ga) e Anfibolito Rio Mururé. Não foram obtidos nestas unidades dados geocronológicos e litoquímicos que permitam interpretações seguras sobre a idade e o ambiente tectônico de formação. No entanto, relações de campo e o contexto geológico no qual estão inseridas indicam que estas têm idade paleoproterozoica e favorecem a hipótese de formação em margens construtivas, em bacias relacionadas a arcos magmáticos.

Na porção sudeste da Folha Rio Araguari foi redefinido o Complexo Tartarugal Grande, que inclui granulitos, leucognaisses e granitoides deformados, de origens ortoderivadas e paraderivadas, nos quais foram obtidas idades principalmente paleoproterozoicas, entre 2,13 e 2,07 Ga, embora tenham sido registradas relíquias de rochas com protólitos arqueanos, datados entre 2,67 e 2,60 Ga.

Diversos corpos graníticos tardi-orogênicos foram cartografados na Folha Rio Araguari (Vila Bom

Jesus, Cigana, Carrapatinho, Tauari e Rio Mutum), nos quais não foi possível obter dados geocronológicos robustos ou realizar estudos litoquímicos sistemáticos. Especialmente no Granito Carrapatinho foi caracterizada sua natureza química semelhante a dos granitos Tipo-S, sin- a pós-colisionais.

A unidade pré-cambriana mais jovem da Folha Rio Araguari, cuja idade paleoproterozoica foi inferida, é representada por um corpo plutônico circunscrito, incorporado à unidade informal Rochas Máficas Indiferenciadas. A individualização deste plúton foi fundamentada sobretudo pela interpretação de imagens aerogeofísicas, e este possui características que se assemelham às de intrusões alcalinas-ultramáficas, portanto, de grande interesse metalogenético.

Seccionando indistintamente as unidades pre-cambrianas, ocorre na área um conjunto de extensos diques básicos, incluídos na unidade Diabásio Cassiporé, que representa o magmatismo toleítico de alto TiO<sub>2</sub> da CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), cuja gênese está relacionada à ruptura do supercontinente Pangea e abertura do Oceano

Atlântico Equatorial, no Neojurássico-Eotriássico.

Complementando-se o quadro estratigráfico da área foram individualizadas as unidades cenozoicas, representadas pelas Coberturas Detrito-Lateríticas, Sedimentos Aluviais e Coluviais e Depósitos Aluvionares.

O ferro é o recurso mineral de maior importância econômica atual na Folha Rio Araguari, cujos depósitos estão associados às sequências metassedimentares do Grupo Vila Nova. Considerando-se o contexto tectônico da área, posicionada na zona de articulação entre domínios tectônicos, e a expressiva ocorrência de rochas metavulcanossedimentares (grupos Vila Nova e Tartarugalzinho) fortemente controladas por estruturas tectônicas, pode-se especular o elevado potencial desta área para conter depósitos orogênicos de ouro e mineralização de Cu sulfetada. Os principais destaques da prospecção geoquímica regional foram indícios de ouro, cassiterita e torianita, e anomalias geoquímicas de Ni-Co-Cr e Mn-Fe-V-S-c-Al-Ti, estas identificadas principalmente na área de ocorrência do Grupo Vila Nova.

## ABSTRACT

---

The Rio Araguari (NA.22-Y-B) sheet, located in the central portion of Amapá state, is limited by the geographic coordinates 1°00'N / 2°00'N and 51°00'W / 52°30'W, with an area of approximately 18,000 km<sup>2</sup> that corresponds to a 1:250,000 international cartographic sheets cover.

This report contains the results of geological mapping, supported by high-resolution airborne geophysics, field work, and followed laboratorial analysis. Sampling of stream sediments and pan concentrated, and the evaluation of the mineral resources of the area were also carried out.

The Rio Araguari sheet is located on the eastern border of the Amazonian Craton, southeastern Guiana Shield, in a large orogenic belt developed during Rhyacian times. It includes two distinct tectonic domains, named Amapá Block, which consists of an Archean continental block involved in the Rhyacian orogeny, and the here defined Lourenço Domain, which represents a Rhyacian domain containing reworked Archean crustal relicts, with geodynamic evolution involving subduction and magmatic arc development along an active continental margin.

Due to its tectonic position, the Rio Araguari sheet is a geologically complex area, where rocks of distinct age, origin and metamorphic grade occur as tectonically interlayered sequences. Our results support the reformulation of the regional stratigraphy and the individualization of 25 lithostratigraphic units.

The Archean units comprise the Porfírio Gneiss (3.49 Ga), Tajauá Granulite (2.87 Ga), Tumucumaque Complex (2.85 Ga), Guianense Complex (2.63 – 2.60 Ga) and Pedra do Meio Metagranitoid (2.59 Ga). These units comprise mainly migmatitic orthogneisses, granulites and deformed metagranitoids. The age of 3485 ± 3 Ma obtained for the Porfírio Gneiss records the oldest magmatic event known in the Amazonian Craton so far.

An important contribution to the regional stratigraphy of the Rio Araguari sheet concerns to the recognizing of a Paleoproterozoic association of (meta) granitoids and metavolcano-sedimentary sequences which reveal part of the Rhyacian orogenetic evolution of this portion of the Guiana Shield, and that has a high potential to contain ore deposits.

The (meta)granitoids include Rio Santo Antônio Diorite (2.26 Ga), Flexal Intrusive Suite (2.20-2.18 Ga), Papa Vento Tonalite (2.14-2.13 Ga), Sucuriju Metagranite (2.12 Ga) and Rio Araguari Complex (2.1 Ga). They are constituted by calc-alkaline, metaluminous to peraluminous rocks, having chemical and mineralogical similarities with I-Type granites. Whole-rock geochemistry, geochronological and isotopic data indicate that the origin of the granitoids involves subduction and magmatic arc development in a long-lived Archean continental margin.

In this work we propose a new stratigraphic approach to the metavolcano-sedimentary sequences, including the redefinition of the Vila Nova Group (> 2.26 Ga) - subdivided into the Jornal Formation (metamafic-metaultramafic rocks) and Santa Maria do Vila Nova Formation (metasedimentary rocks) – and the proposition of the Tartarugalzinho Group (<2.20 Ga) and Rio Mururé Amphibolite. Despite the lack of systematic geochemical and geochronological data for the metavolcano-sedimentary sequences, field data and the regional geological context suggest their Paleoproterozoic evolution along a convergent continental margin, in basins related to magmatic arc settings.

The Tartarugal Grande Complex crops out in the southeastern portion of the Rio Araguari sheet. This unit is redefined in this work and comprises ortho- and paraderived granulites, leucogneisses and deformed granitoids, which furnished mainly Paleoproterozoic ages, ranging from 2.13 to 2.07 Ga, although Archean crustal relicts have also been found, dated between 2.67 and 2.60 Ga.

Several late-orogenic granitic plutons were mapped in the Rio Araguari sheet, named Bom Jesus, Cigana, Carrapatinho, Tauari and Rio Mutum, but robust geochronological and geochemical data are still lacking for these units, except for the Carrapatinho Granite that shows chemical signature similar to that of sin- to post-collisional S-Type granites.

Based mainly on airborne geophysics, a mafic pluton, supposedly of Paleoproterozoic age, was individualized in the Rio Araguari sheet, and due to the lack of data, it was associated to an informal stratigraphic unit (Undifferentiated Mafic Rocks). This pluton has



similarities with alkaline-ultramafic intrusions, which suggest a great metallogenic potential.

Basic dikes cross cut all Precambrian units of the area and were grouped in the Cassiporé Diabase. They belong to the high-TiO<sub>2</sub> tholeiitic magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province, which is related to the break-up of the Pangea supercontinent and opening of equatorial Atlantic, during the Neojurassic-Eotriassic boundary.

Phanerozoic sedimentary units comprise lateritic and coluvial covers, besides alluvial sediments related to recent fluvial systems.

Iron is the main known mineral resource in

the study area, which is related to metasedimentary sequences of the Vila Nova Group. However, take into account the geotectonic context of the area, located in the transition zone of distinct tectonic domains, and the expressive occurrence of structurally controlled metavolcano-sedimentary belts (Vila Nova and Tartarugalzinho groups), a great metallogenic potential for orogenic gold and Cu-sulfide mineralization is expected.

The regional geochemical prospection gave indications of gold, cassiterite and thorianite, and revealed anomalous association of Ni-Co-Cr and Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti mainly related to the Vila Nova Group.

# 1. INTRODUÇÃO

O Projeto Folha Rio Araguari, desenvolvido no âmbito da Superintendência Regional de Belém, representa mais uma ação do Programa Geologia do Brasil – PGB, desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos em todo o território brasileiro, e que tem como objetivo fundamental proporcionar o incremento do conhecimento geológico e geofísico no País, fomentando novos empreendimentos no setor mineral e fornecendo subsídios para gestores públicos no ordenamento e gestão territorial.

O mapeamento da área da Folha Rio Araguari (NA. 22-Y-B) visa preencher uma lacuna no conhecimento geológico atualizado na Amazônia, o que representa um dos grandes desafios do Serviço Geológico do Brasil, com base em técnicas modernas de mapeamento e ordenamento de dados, e conceitos geológicos atuais. Este produto apresenta os resultados alcançados durante a execução do projeto, que visou principalmente a cartografia geológica compatível com a escala 1:250.000, fundamentada pela integração geológico-geofísica, subsidiada por trabalhos de campo, análises laboratoriais e levantamento de informações geológicas pré-existentes. O mapeamento geológico foi acompanhado pelo levantamento geoquímico regional e cadastramento de recursos minerais presentes na área.

Todos os dados obtidos neste projeto e compilados da literatura estão ordenados em ambiente SIG – Sistemas de Informações Geográficas, vinculado ao GEOBANK, banco de dados da CPRM. Este relatório acompanha um CD-ROM contendo o SIG do projeto, além dos arquivos de impressão com extensão pdf dos mapas Geológico e Geoquímico, e deste relatório.

## 1.1 LOCALIZAÇÃO, ACESSOS E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A Folha Rio Araguari localiza-se na porção central do estado do Amapá, é limitada pelos paralelos 1°00' e 2°00' de latitude norte, e meridianos 51°00' e 52°30' de longitude oeste de Greenwich, representa uma folha com corte cartográfico internacional na escala 1:250.000, abrangendo uma superfície de aproximadamente 18.000 km<sup>2</sup>. En-

globa parte dos municípios de Calçoene, Pedra Branca do Amapari, Amapá, Serra do Navio, Tartarugalzinho, Ferreira Gomes, Pracuúba e Porto Grande, sendo que nenhuma sede municipal localiza-se em seus domínios territoriais (Figuras 1.1 e 1.2)

A porção central e ocidental da folha, que representa mais de 70% da área, é recortada por uma expressiva rede de drenagem que compõe a bacia hidrográfica do Rio Araguari, que tem como principais afluentes os rios Amapari, Falsino, Mururé Tajauí e Mutum. Adotando-se a classificação de Boaventura e Narita (1974), esta região está inserida nas unidades morfoestruturais Colinas do Amapá e Planaltos Residuais do Amapá, sendo a primeira amplamente dominante, constituindo um relevo acidentado, dominado por colinas e serras que não ultrapassam 200 m de altitude, com ravinamentos e vales encaixados, por vezes, em estruturas tectônicas. Na porção sul da área, está representada a unidade morfoestrutural Planaltos Residuais do Amapá, por uma série de cristas com altitudes superiores a 200 m, alongadas segundo NW-SE, sob forte controle estrutural, apresentando localmente topos tabulares preservados pela presença de crosta laterítica.

Toda esta área é recoberta por floresta tropical densa, inteiramente preservada, o que requer uma logística bastante complexa para realização dos trabalhos de campo, visto que o acesso só é possível através dos rios, com abundantes cachoeiras e corredeiras, utilizando-se pequenas embarcações motorizadas (voadeiras). O levantamento geológico foi realizado ao longo dos rios da bacia do Rio Araguari, com acesso a partir de ramais não pavimentados que chegam às margens dos rios Amapari e Araguari, e que partem da rodovia BR-210, a qual liga as cidades de Ferreira Gomes e Serra do Navio, a sul e fora dos limites da folha. Menos de 100 habitantes vivem em toda esta área ([www.walmartbrasil.com.br](http://www.walmartbrasil.com.br)), em pequenos sítios localizados no baixo curso dos rios Araguari e Amapari.

Este extenso domínio de floresta primária engloba grande parte das unidades de conservação Floresta Nacional do Amapá e Parque Nacional Montanhas do Tumucumaque, ambas sob gestão do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMbio), além de uma pequena porção da Reserva Indígena Waïãpi, que adentra o limite ocidental da área da Folha Rio Araguari (Figura 1.2).

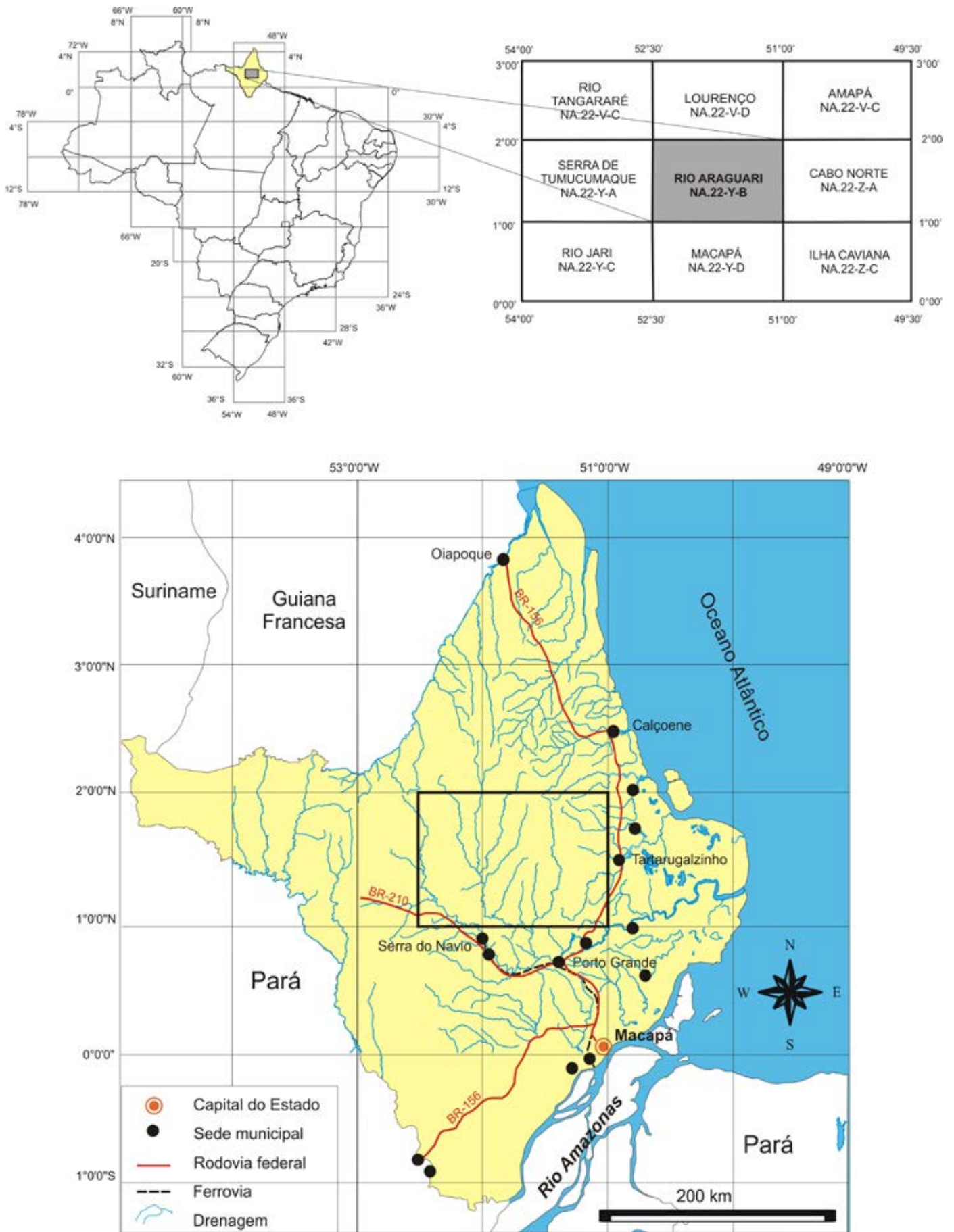


Figura 1.1 – Localização da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, na porção central do Amapá.





Alguns trabalhos de pesquisa acadêmica foram desenvolvidos principalmente em torno do eixo da BR-156 (LAFON et al., 2001; AVELAR, 2002; ENJOLVY 2004; OLIVEIRA et al., 2008), na porção sudeste da Folha, e ao longo do médio curso do Rio Araguari (BARRETO et al., 2013), com foco principal da investigação, através de estudos geocronológicos/isotópicos, na idade de formação de granitoides e/ou de processos tectono-termiais superpostos.

O Projeto GIS-BRASIL Folha Macapá NA.22 (FARACO et al., 2004) representou importante fonte de consulta, sobretudo com relação ao acervo de recursos minerais cadastrados e novos dados geocronológicos/isotópicos obtidos por ocasião daquele projeto na área em foco.

### 1.3 ATIVIDADES, MÉTODOS E DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

A sistemática de trabalho utilizada neste projeto seguiu princípios do Termo de Referência dos Levantamentos Geológicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2006) que norteia os trabalhos de mapeamento geológico nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 realizados pela CPRM, tendo sido ainda incorporados alguns procedimentos metodológicos demandados por especificidades regionais.

**Etapa preparatória** – Consistiu basicamente no levantamento e análise do acervo técnico disponível, interpretação de imagens diversas de sensores remotos (radar e satélite), inclusive imagens aerogeofísicas (gamaespectrométricas e magnetométricas), visando a elaboração de base cartográfica ajustada ao mosaico GeoCover 2000 e de um mapa geológico preliminar, para subsidiar o planejamento logístico das atividades de campo, a definição de perfis geológicos a serem realizados e a programação do levantamento geoquímico, neste último caso, a partir da definição prévia dos pontos de amostragem de amostras de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia.

**Atividades de campo** – Devido às limitações de acesso rodoviário na área, os levantamentos de campo foram realizados sobretudo ao longo dos rios, entre os meses de agosto e novembro, quando o nível das águas é mais baixo, e conseqüentemente, há maior exposição de afloramentos. Perfis geológicos efetuados ao longo dos rios Amapari, Araguari, Mururé, Tajauí, Falsino, Flexal e Tartarugal Grande, e em rios menores e igarapés navegáveis durante o período de estiagem, os rios Santo Antônio, Tucunapi e Riozinho, e igarapés Sucuriju, Primeiro Braço do Falsino e Braço do Flexal. Caminhamentos a partir destes rios foram feitos, sempre que necessário, para checar anomalias geofísicas ou expressões de relevo importantes. Especialmente na porção sudeste da área, foi realizado levantamento geológico ao longo da BR-156 e em todas as suas vicinais. Durante os trabalhos de campo foram descritos 535 afloramentos e

coletadas 666 amostras de rochas. Simultaneamente ao levantamento geológico foi executado o levantamento geoquímico regional, com a coleta de 186 amostras de concentrados de bateia e sedimentos de corrente, respectivamente.

**Análises laboratoriais** - Foram descritas 571 seções delgadas de amostras de rochas coletadas neste projeto, tendo sido realizada ainda a revisão petrográfica em 224 lâminas de projetos históricos (JORGE JOÃO et al., op. cit.; VALE et al., op. cit.). A análise petrográfica extensiva subsidiou a seleção de amostras para análises químicas e geocronológicas/isotópicas subsequentes. Análises químicas em 101 exemplares de rocha foram realizadas nos laboratórios *Acme Analytical Laboratories Ltd* e *SGS Geosol Laboratórios Ltda* para óxidos de elementos maiores, elementos menores e traços, inclusive Elementos Terras Raras. Datações pelo método de evaporação de Pb em zircão foram efetuadas em 14 amostras no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Para-Iso/UFPa), e zircões provenientes de 6 amostras foram datados pelo método U-Pb LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI/UFRGS). Adicionalmente, foi efetuada a determinação da composição isotópica de Sm e Nd em rocha total em 36 amostras, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB). Nos laboratórios comerciais *Acme Analytical Laboratories Ltd.* e *SGS Geosol Laboratórios Ltda.* foram realizadas análises químicas para elementos traço nas amostras de sedimentos de corrente, enquanto as análises mineralométricas semi-quantitativas das amostras de concentrados de bateia foram realizadas em laboratório interno da CPRM, na Superintendência Regional de Porto Alegre.

**Publicação da informação: SIG Geológico, Bases de Dados e Textos** – Novas informações obtidas neste projeto, acrescidas de dados da literatura, foram consolidadas e organizadas em ambiente SIG, segundo o *datum* WGS84, utilizando-se o *software* Arc Gis 10, e cadastradas no GEOBANK, nas bases de dados Afloramentos, Litoestratigrafia, Geocronologia, Recursos Minerais e Geoquímica. Na base Recursos Minerais 104 novos pontos foram cadastrados, os quais se referem a dados deste projeto ou compilados de fontes de consulta, e que ainda não haviam sido inseridos no GEOBANK. Também foram incorporadas ao SIG deste projeto informações anteriormente cadastradas no GEOBANK, especificamente nas bases Litoestratigrafia, Geocronologia e Recursos Minerais, após criteriosa reavaliação e consistência dos dados. Os novos dados obtidos e/ou consistidos a partir das diversas fontes consulta são apresentados neste documento, que sintetiza o estágio atual do conhecimento geológico e sobre recursos minerais na área da Folha Rio Araguari.



## 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A Folha Rio Araguaí está localizada na borda oriental do Cráton Amazônico, que é marcada por uma faixa orogênica que engloba a porção sudeste do Escudo Brasil Central (centro-leste do Pará), a parte leste e nordeste do Escudo das Guianas (Amapá e noroeste do Pará), e inflete para oeste estendendo-se pela Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela (Figura 2.1). Correlacionando-se a modelos vigentes de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias tectono-geocronológicas, esta faixa coincide aproximadamente com as províncias Maroni-Itacaiúnas (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004) e Transamazonas (SANTOS, 2003) (Figura 2.1), e em escala global, encontra correlatos nos terrenos birrimianos do oeste da África (ONSTOTT; HARGRAVES, 1981; ONSTOTT et al., 1984; LEDRU et al., 1994). Estas províncias foram concebidas como uma expressiva faixa orogênica consolidada no Riáciano, durante o Ciclo Transamazônico de orogenias, com limites assumidos entre 2,26 e 1,95 Ga, que consiste em grandes extensões de crosta juvenil paleoproterozoica e alguns remanescentes arqueanos retrabalhados.

Após Cordani et al. (1979), que propuseram originalmente a compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas baseando-se fundamentalmente em dados radiométricos obtidos pelas sistemáticas K-Ar e Rb-Sr, e que introduziram o termo Província Maroni-Itacaiúnas, alguns setores desta faixa orogênica têm sido alvos de estudos geológicos sistemáticos na última década, em geral suportados por dados geocronológicos mais robustos. Estes trabalhos propiciaram o melhor entendimento da evolução orogenética no Riáciano e das relações existentes entre rochas arqueanas e paleoproterozoicas deste segmento do Cráton Amazônico, conduzindo à caracterização de distintos domínios

Adotando-se designações ou redefinições de trabalhos anteriores (RICCI et al., 2001; SANTOS, 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006; MACAMBIRA, PINHEIRO, ARMSTRONG, 2007; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2006), é possível a individualização de cinco domínios tectônicos na Província Transamazonas em território brasileiro, denominados Bloco Amapá e domínios Carecuru, Lourenço, Bacajá e Santana do Araguaia (Figuras 2.2, 2.3). Estes domínios guardam entre si diferenças, sobretudo, em termos de associações litológicas, assinatura isotópica e

geocronológica, e história evolutiva. Em linhas gerais, os domínios Lourenço, Carecuru, Bacajá e Santana do Araguaia representam terrenos predominantemente riácianos, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana, ou até sideriana (ex. Bacajá), enquanto o Bloco Amapá representa um bloco continental arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico, durante o Ciclo Transamazônico de orogenias. Neste contexto, a Folha Rio Araguaí localiza-se no limite entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço, aqui abordados com maior detalhe.

### 2.1 BLOCO AMAPÁ

O Bloco Amapá, segundo definição de Rosa-Costa, Lafon e Delor (2006), representa o mais expressivo segmento de crosta continental arqueana do Cráton Amazônico afetado pelo Ciclo Transamazônico de orogenias, quando sofreu deformação, metamorfismo e foi seccionado por diversos corpos magmáticos em distintos estágios da evolução orogenética. O embasamento do Bloco Amapá é constituído por uma associação granulito-gnaiss-migmatito, com metamorfismo variando da fácies anfibolito a granulito, representada principalmente pelos complexos metamórficos ortoderivados Jari-Guaribas, Baixo-Mapari, Tumucumaque e Guianense (RICCI et al., 2001). Seus precursores magmáticos possuem idades neo- ou mesoarqueanas, entre 2,85 e 2,60 Ga (AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA, LAFON, DELOR, 2006), com relíquias isoladas de crosta ainda mais antiga, de idade paleoarqueana, datados em 3,32 (KLEIN; ROSA-COSTA; LAFON, 2003) e 3,49 Ga (este trabalho). Ocorrem ainda plutons charnockíticos da Suíte Intrusiva Noucuru, de 2,66-2,60 Ga (RICCI et al., 2002; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006) e granulitos paraderivados do Complexo Iratapuru, de idade ainda não definida. Idades modelo Sm-Nd(TDM) obtidas nestas unidades de embasamento demonstram que formação de crosta continental no Bloco Amapá se deu entre 2,83 e 3,37 Ga (SATO; TASSINARI 1997; PIMENTEL; FERREIRA FILHO; SPIER, 2002; AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006; ROSA-COSTA et al., 2008a).

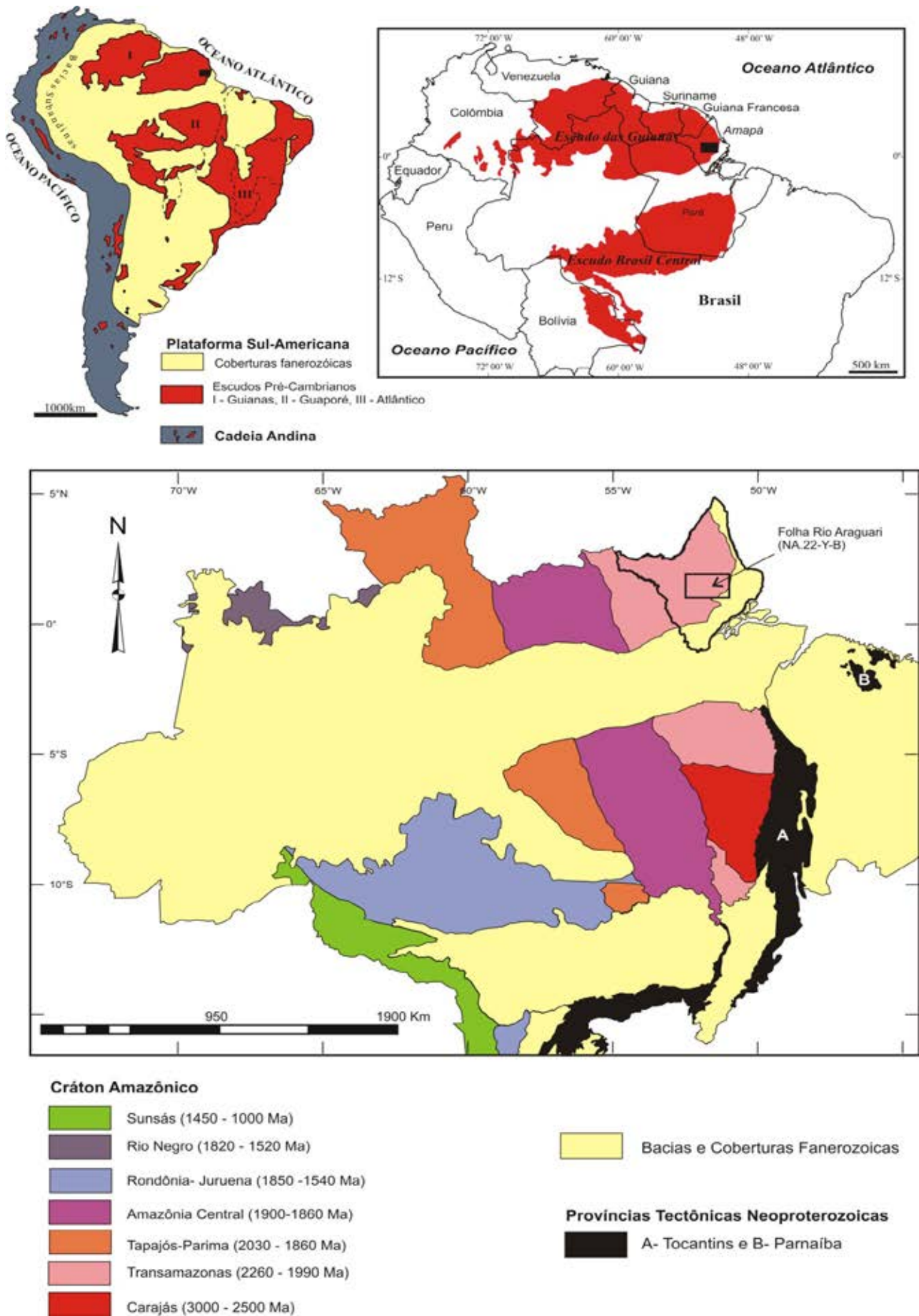


Figura 2.1 - Localização da Folha Rio Araguari no contexto da Plataforma Sul-Americana, Escudo das Guianas, e nas províncias tectônicas do Cráton Amazônico no norte do Brasil. Baseado em Almeida et al. (1981), Santos (2003) e Vasquez; Rosa-Costa (2008).

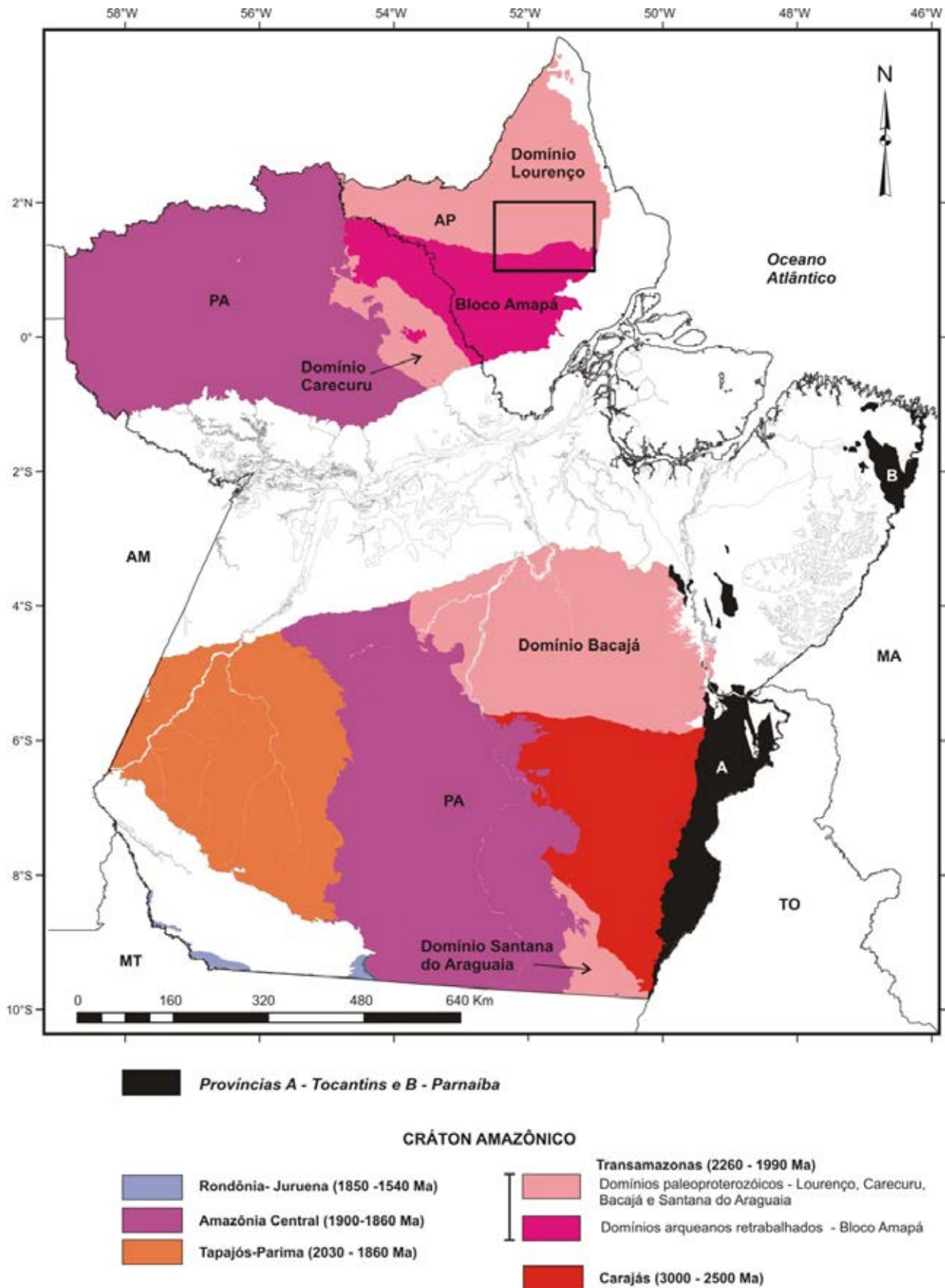


Figura 2.2 - Províncias tectônicas do Crátón Amazônico nos estados do Pará e Amapá, e domínios tectônicos na Província Transamazonas. Baseado em Santos (2003), Rosa-Costa, Lafon e Delor (2006) e Vasquez e Rosa-Costa (2008). Destaque para a localização da Folha Rio Araguari, no limite entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço.



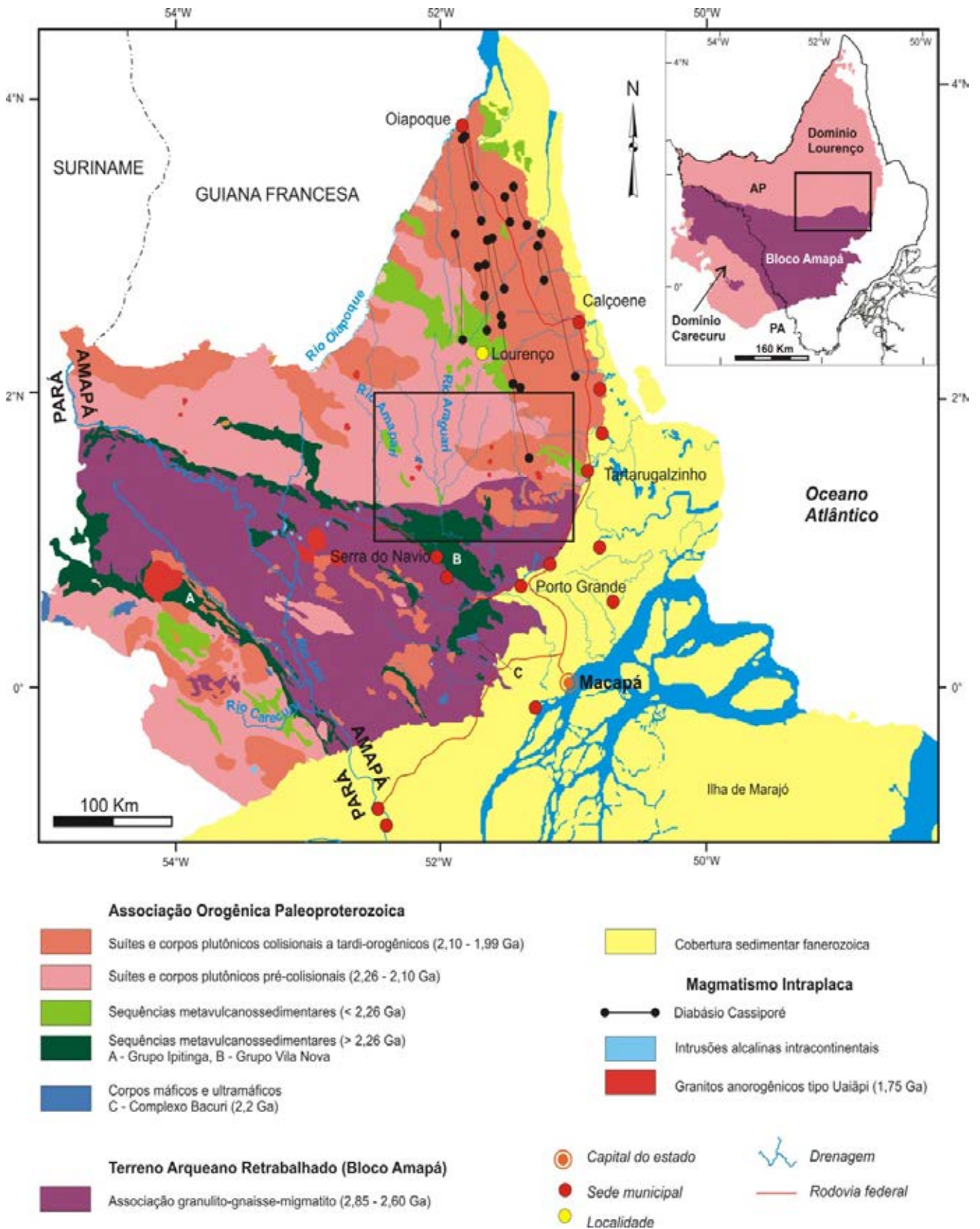


Figura 2.3 - Associações litotectônicas dos domínios Lourenço e Carecuru e Bloco Amapá. Baseado em Faraco et al. (2004) e Rosa-Costa, Lafon, Delor (2006).

Estudos geocronológicos e petroestruturais com ênfase nos granulitos dos complexos Jari Guaribas e Iratapuru, na porção central do Bloco Amapá, demonstram que o embasamento foi afetado por um evento granulítico entre 2,10 e 2,08 Ga, associado a um sistema de cavalgamento com transporte tectônico de SW para NE, marcando o estágio colisional do Ciclo Transamazônico (ROSA-COSTA et al., 2008a; ROSA-COSTA et al., 2008b; ROSA-COSTA et al., 2009). No entanto, na borda nordeste deste terreno, na região do Rio Tartarugal Grande, portanto no âmbito da Folha Rio Araguari, são descritas rochas granulíticas (suítes metamórficas Ananaí e Tartarugal Grande) desde Lima et al. (1974) e Jorge João et al. (1979), onde são conhecidas idades neoarqueanas, em torno de 2,6 Ga, para os protólitos dos granulitos (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; LAFON et al., 1998; AVELAR et al., 2003). Idades entre 2,04 e 1,98 Ga obtidas em minerais metamórficos (ENJOLVY, 2004; OLIVEIRA et al., 2008) sugerem que o evento metamórfico de alto grau neste setor do Bloco Amapá ocorreu em estágios orogênicos mais tardios.

Rochas metavulcanossedimentares com metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito, de idades paleoproterozoicas, definidas ou inferidas, ocorrem como faixas alongadas segundo NW-SE, direção de estruturação proeminente no Bloco Amapá. Estão tectonicamente aleitadas às unidades de embasamento arqueano (ex. Sequência Serra Samaúma) ou definem aproximadamente os limites setentrional e meridional deste bloco (Grupo Vila Nova, a norte, e Grupo Ipitinga, a sul). Uma isócrona Sm-Nd atribui idade de formação de 2,27 Ma para o Grupo Ipitinga (McREATH; FARACO, 2006), que coincide com a idade mínima aceita para o Grupo Vila Nova, indicada pela presença de granitoides intrusivos nesta sequência datados em até 2,26 Ga (BARRETO; LAFON; ROSA-COSTA, 2009).

Intenso magmatismo ácido afetou o embasamento arqueano deste terreno durante o Paleoproterozoico, com idades entre 2,10 e 1,99 Ga (AVELAR, 2002; BORGES; LAFON; VILLAS, 2002; ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA, LAFON, DELOR, 2006), que refletem diversos estágios evolutivos da orogênese riaciana, desde colisionais a tardi-orogênicos. Os granitoides apresentam idades modelo T(Nd)DM entre 3,05 e 2,3 Ga, com valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  predominantemente negativos, que indicam mistura entre componentes arqueanos e paleoproterozoicos na origem dos magmas (AVELAR, 2002; ROSA-COSTA, LAFON, DELOR, 2006). Magmatismo máfico-ultramáfico no Bloco Amapá é representado pelo Complexo Bacuri, onde foi obtida uma idade (erócrona Sm-Nd) de 2,22 Ga (PIMENTEL; FERREIRA FILHO; SPIER, 2002), e por outros corpos máficos, menos expressivos e menos estudados, intrusivos no embasamento arqueano, com idade paleoproterozoica inferida.

## 2.2 DOMÍNIO LOURENÇO

Designa-se Domínio Lourenço, por alusão à localidade homônima, ao segmento que ocorre a norte do Bloco Amapá, estendendo-se por toda a porção setentrional do Estado do Amapá, em direção Guiana Francesa. As informações disponíveis na literatu-

ra recente (VANDERHAEGHE et al., 1998; NOGUEIRA; BETTENCOURT; TASSINARI, 2000; AVELAR, 2002; DELOR et al., 2003; FARACO et al., 2009; FARACO; THÉVENIAUT 2011; BARRETO et al., 2013, este trabalho) indicam que neste domínio prevalece uma associação litológica paleoproterozoica tipo granitoide-*greenstone*, representada por faixas de rochas metavulcanossedimentares associadas a diversos copos de (meta)granitoides com composição variando de diorítica a granítica, assinatura química cálcio-alcalina, equilibrados em fácies xisto verde e anfíbolito, localmente granulito, e com idades que se estendem desde 2,19 a 2,09 Ga. A evolução desta associação envolve estágios de subducção de crosta oceânica em ambientes de arco magmático em margem continental, neste caso quando com participação de crosta arqueana re-trabalhada.

Na porção norte do Amapá, no âmbito da Folha Oiapoque (NA.22-V-B), Faraco e Théveniaut (2011) propuseram os complexos Camopi e Oiapoque, e a Suíte Cricou, para englobar em unidades litoestratigráficas formais os (meta)granitoides cálcio-alcalinos com idades em torno de 2,11-2,09 Ga. Com relação às sequências metavulcanossedimentares, estas têm sido coletivamente englobadas no Grupo Vila Nova (ex. FARACO et al., 2004; FARACO; THÉVENIAUT, 2011), a despeito de estarem associadas a metagranitoides cálcio-alcalinos, provavelmente coevos, e com uma larga faixa de idades, variando de 2,19 a 2,09 Ga, sendo, portanto, mais jovens que o Grupo Vila Nova, para o qual é sugerida uma idade mínima em torno de 2,26 Ga (BARRETO et al., 2013). Neste trabalho são propostas novas unidades litoestratigráficas para designar (meta)granitoides cálcio-alcalinos e sequências metavulcanossedimentares, a serem discutidas em capítulos subsequentes, na tentativa de posicioná-las cronologicamente e de caracterizar fases distintas de geração de crosta continental em ambientes de margem continental ativa.

À semelhança do Bloco Amapá, diversos corpos de granitoides, inclusive charnockíticos, são conhecidos no Domínio Lourenço, apresentando idades entre 2,10 e 2,05 Ga (LAFON et al., 2001; AVELAR, 2002; FARACO et al., 2009; FARACO; THÉVENIAUT, 2011; VIEIRA, 2007), que são reflexos de estágios colisionais até tardi-orogênicos do Ciclo Transamazônico de orogênias.

Embora não haja citações na literatura da existência de rochas arqueanas cartografadas no Domínio Lourenço, alguns autores apresentam evidências do envolvimento de crosta continental arqueana na origem das rochas paleoproterozoicas, como idades modelo T(Nd)DM arqueanas registradas em alguns granitoides paleoproterozoicos, e a presença de zircões arqueanos, herdados ou detríticos, em granitoides e rochas metassedimentares (ex. AVELAR, 2002; FARACO et al., 2009; FARACO; THÉVENIAUT, 2011). O Domínio Lourenço, coincide grosso modo com uma zona de transição, proposta por Avelar (2002), para representar a região que se estende para norte a partir do Bloco Amapá, de embasamento arqueano, em direção



aos terrenos paleoproterozoicos da Guiana Francesa e Suriname, onde a assinatura isotópica das rochas magmáticas, com idades modelo paleoproterozoicas, acompanhadas de valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  (GRUAU et al., 1985; VANDERHAEGHE et al., 1998; DELOR et al., 2003; ROEVER et al., 2003), descartam uma contribuição significativa de crosta continental arqueana.

A ausência ou presença de crosta arqueana re-trabalhada conduz à proposição de cenários tectônicos distintos na evolução do cinturão orogênico em questão. Enquanto na Guiana Francesa é evocado um

modelo de arcos de ilha em ambiente intraoceânico para explicar a origem da associação granitoide-gre-enstone (VANDERHAEGHE et al., 1998; DELOR et al., 2003), no setor mais a sudeste do Escudo das Guianas, onde são definidos os domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, e o Bloco arqueano Amapá, a evolução é proposta em termos de arcos magmáticos em margem continental arqueana (TASSINARI, 1996; ROSA-COSTA, 2006; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006; FARACO; THÉVENIAUT, 2011).

## 3. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

### 3.1. INTRODUÇÃO

A conjugação de critérios como aspectos de campo, padrões geomorfológico e aerogeofísico, idade, características petrográficas e assinatura química, conduziram à individualização de 25 unidades litoestratigráficas na Folha Rio Araguari, sendo 21 pré-cambrianas e 4 fanerozoicas.

Com relação às unidades pré-cambrianas, em alguns casos foram mantidas designações já consagradas na literatura para evitar proposições desnecessárias de nova nomenclatura estratigráfica, a exemplo dos complexos Guianense e Tumucumaque, do Grupo Vila Nova, do Tonalito Papa Vento, do Granito Cigana, e da unidade informal Granitoides Indiferenciados. Em outras situações, foram propostas redefinições de unidades já conhecidas, como o Complexo Tartarugal Grande, a partir da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (JORGE JOÃO et al. 1979). Neste projeto estão sendo propostas ainda 14 novas unidades. Na Figura 3.1 A é apresentado o mapa geológico simplificado da Folha Rio Araguari, com a distribuição espacial das diversas unidades cartografadas, e compatível com o estado atual do conhecimento geológico da área, logo, sujeito a alterações na medida em que novos dados sejam obtidos. As unidades são apresentadas em uma coluna litoestratigráfica em arranjo cronoestratigráfico (Figura 3.1 B), e agrupadas em grandes associações litológicas: Fragmentos Arqueanos Retrabalhados, Sequências Metavulcanossedimentares, Magmatismo Orogênico, Magmatismo Tardi- a Pós-Orogênico, Magmatismo Máfico, Magmatismo Máfico de Margem Divergente e Coberturas Superficiais.

As abreviações de minerais nas ilustrações são baseadas em Kretz (1983).

### 3.2 FRAGMENTOS ARQUEANOS RETRABALHADOS

#### 3.2.1 Gnaise Porfírio (A2po)

##### 3.2.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Recebe esta denominação um corpo alongado segundo NW-SE, que ocorre restritamente na porção centro-leste da Folha, aflorando em lajeiros no leito do Rio Tartarugal

Grande. Não há critérios fotogeológicos ou aerogeofísicos seguros para subsidiar a cartografia deste corpo, sendo proposta aqui de forma tentativa, em função de sua importância na evolução geológica regional.

Em imagem aerogamaespectrométrica de contagem total, caracteriza-se por valores de radiação elevados a intermediários, que contrastam suavemente com as unidades adjacentes a norte e a leste, respectivamente o Tonalito Papa Vento e o Granito Vila Bom Jesus, os quais apresentam valores mais baixos. Com o Metagranitoide Pedra do Meio, a oeste, não há contrastes evidentes na assinatura geofísica, assim como não são observadas diferenças marcantes de relevo em imagens de radar ou satélite entres estas unidades, tendo sido o contato inferido a partir de claros contrastes litológicos.

##### 3.2.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Esta unidade é representada por biotita-gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, com coloração cinza média, e granulação fina a média. Apresentam uma fábrica planar bem marcada por um bandamento fino, definido pela alternância regular de leitos leucocráticos quartzo-feldspáticos e melanocráticos, onde domina a biotita (Figura 3.2 A e B). Evidências de migmatização são principalmente leucossomas quartzo-feldspáticos que ocorrem em leitos concordantes que ressaltam o bandamento composicional. Localmente o bandamento encontra-se obliterado pela migmatização, quando observa-se mistura de porções irregulares leucossomáticas e melanossomáticas, estas últimas apresentando-se na forma de trilhas de biotita (Figura 3.2 C).

Sob o microscópio a textura é definida por um mosaico granoblástico quartzo-feldspático inequigranular, com contatos retilíneos ou lobados, entremeados por trilhas estreitas e descontínuas de biotita com notável orientação preferencial, configurando arranjos lepidoblásticos (Figura 3.2 D). A granulação varia de fina a média, com cristais apresentando entre 0,5 e 4,4 mm. A mineralogia essencial é representada por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, com biotita sendo o único mineral ferro-magnesiano. As fases acessórias são minerais opacos, zircão, apatita, titanita e allanita. Sericita, epidoto e muscovita são produtos de alteração a partir do plagioclásio, e clorita a partir da biotita.

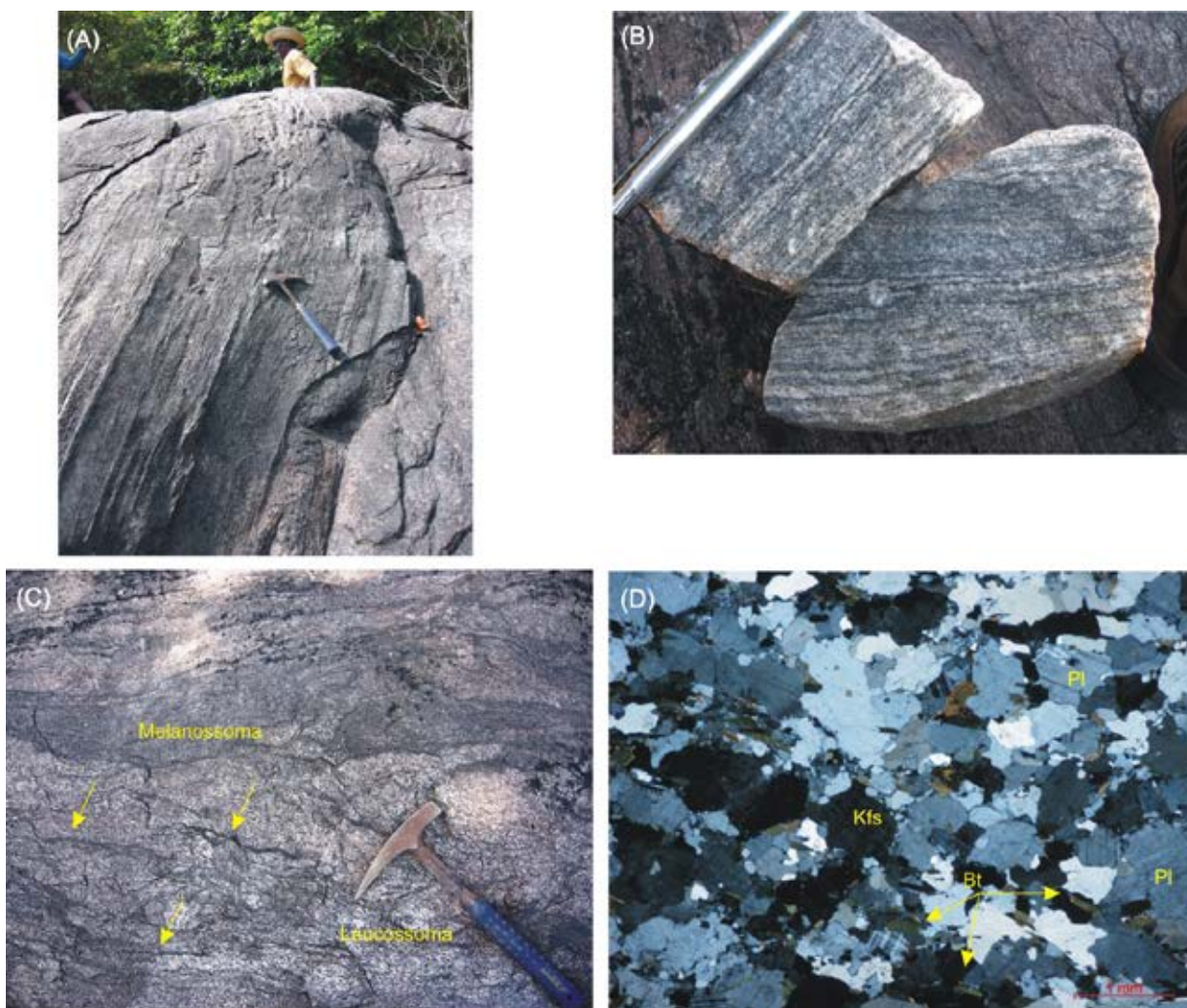


Figura 3.2 - (A) e (B) Bandamento composicional bem definido em ortognaisses; (C) Feições migmatíticas, com individualização de melanossomas e leucossomas. Notar as trilhas de biotita destacadas no leucossoma (setas); (D) Textura granolepidoblástica em biotita-gnaiss granodiorítico. NX 2,5x. Estação LT-254. O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An15) a oligoclásio.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An15) a oligoclásio cálcico (An25-30), e ocorre em cristais subautomórficos, apresentando-se por vezes com formas levemente amendoadas, com inclusões de quartzo, biotita e opacos. Tem maclamento segundo a lei da albita, e menos frequentemente tipo albita-periclina. Nota-se por vezes a ocorrência de mirmequitas em bulbos invadindo cristais de feldspato alcalino. O feldspato alcalino em geral é intersticial entre os cristais de plagioclásio e quartzo, apresenta-se em cristais subautomórficos a xenomórficos, com maclamento xadrez e moderada ocorrência de micropertitas. O quartzo ocorre em cristais xenomórficos com extinção ondulante moderada a forte, geralmente alongados segundo a foliação, ou ainda em agregados granoblásticos fitados (*quartz ribbon*), com contatos internos retos. A biotita geralmente está associada aos minerais opacos e allanita. Apresenta-se em lamelas com orientação preferencial, formando cordões, bordejando alguns cristais maiores de feldspato.

A paragênese mineral representada por plagioclásio+quartzo+feldspato alcalino+biotita, associada às feições texturais, incluindo evidências de anatexia/migmatização, sugerem que estes gnaisses derivaram de

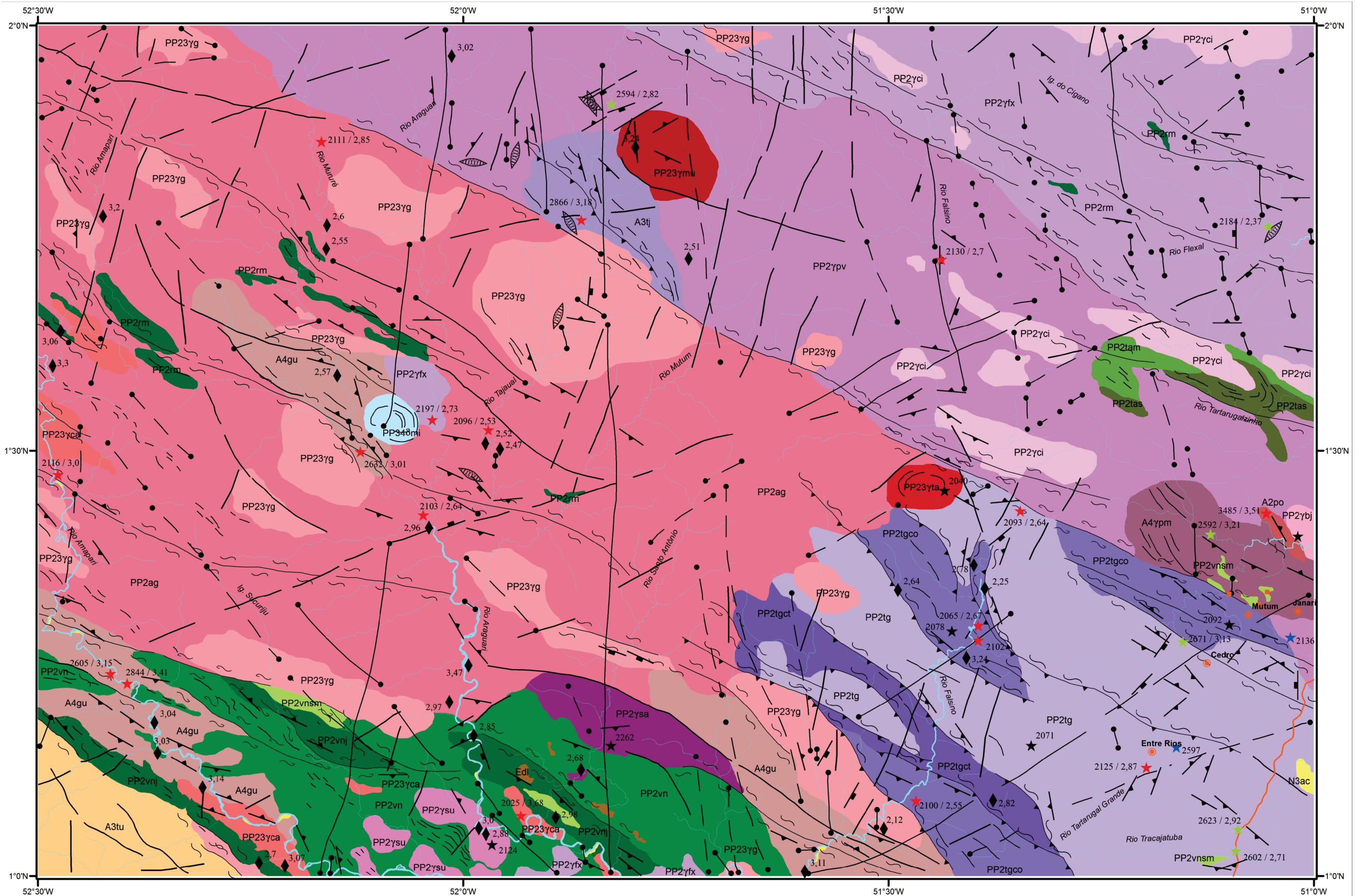
granitoides granodioríticos a tonalíticos, sob atuação de metamorfismo regional dinamo-termal compatível com a fácies anfibolito.

### 3.2.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Um biotita-gnaiss granodiorítico (amostra LT-254) foi selecionado para datação pelo método de evaporação de Pb em zircão. Dentre os 21 zircões analisados, 11 emitiram Pb em etapas de mais alta temperatura de evaporação, fornecendo idades paleoarqueanas, variando entre  $3253 \pm 2$  e  $3488 \pm 2$  Ma (Tabela 3.1). Três cristais com idades mais antigas, e que se sobrepõem dentro dos limites dos erros, forneceram uma idade média de  $3485 \pm 4$  Ma (MSWD = 6,3) (Figura 3.3).

Gaudette et al. (1998) destacam que idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão não têm como referência a curva da concórdia, utilizada para cálculo de idades U-Pb, e portanto, seriam idades menos exatas e que devem ser consideradas como idades mínimas. A idade paleoarqueana obtida poderia ser interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo do gnaiss datado.





CONVENÇÕES GEOLÓGICAS			
	Foliação com mergulho indicado		Dique
	Foliação subvertical		Dique inferido a partir de magnetometria
	Foliação com mergulho indicado		Falha ou fratura
	Fratura com mergulho indicado		Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
	Veio de quartzo		Zona de cisalhamento compressional
			Zona de cisalhamento transcorrente
			Zona de cisalhamento inferida
			Traço de superfície S

DADOS GEOCRONOLÓGICOS	
	2262 Ma Idade Pb-Pb em zircão
	2866 Ma/3,18 Ga Idade Pb-Pb em zircão / Sm-Nd Idade Modelo
	2136 Ma Idade U-Pb em zircão
	2184 Ma/2,37 Ga Idade U-Pb em zircão / Sm-Nd Idade Modelo
	2,82 Ga Sm-Nd Idade Modelo

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS	
	Drenagem
	Localidades
	Rodovia Federal

0 5 10 20 km  
ESCALA 1:500.000

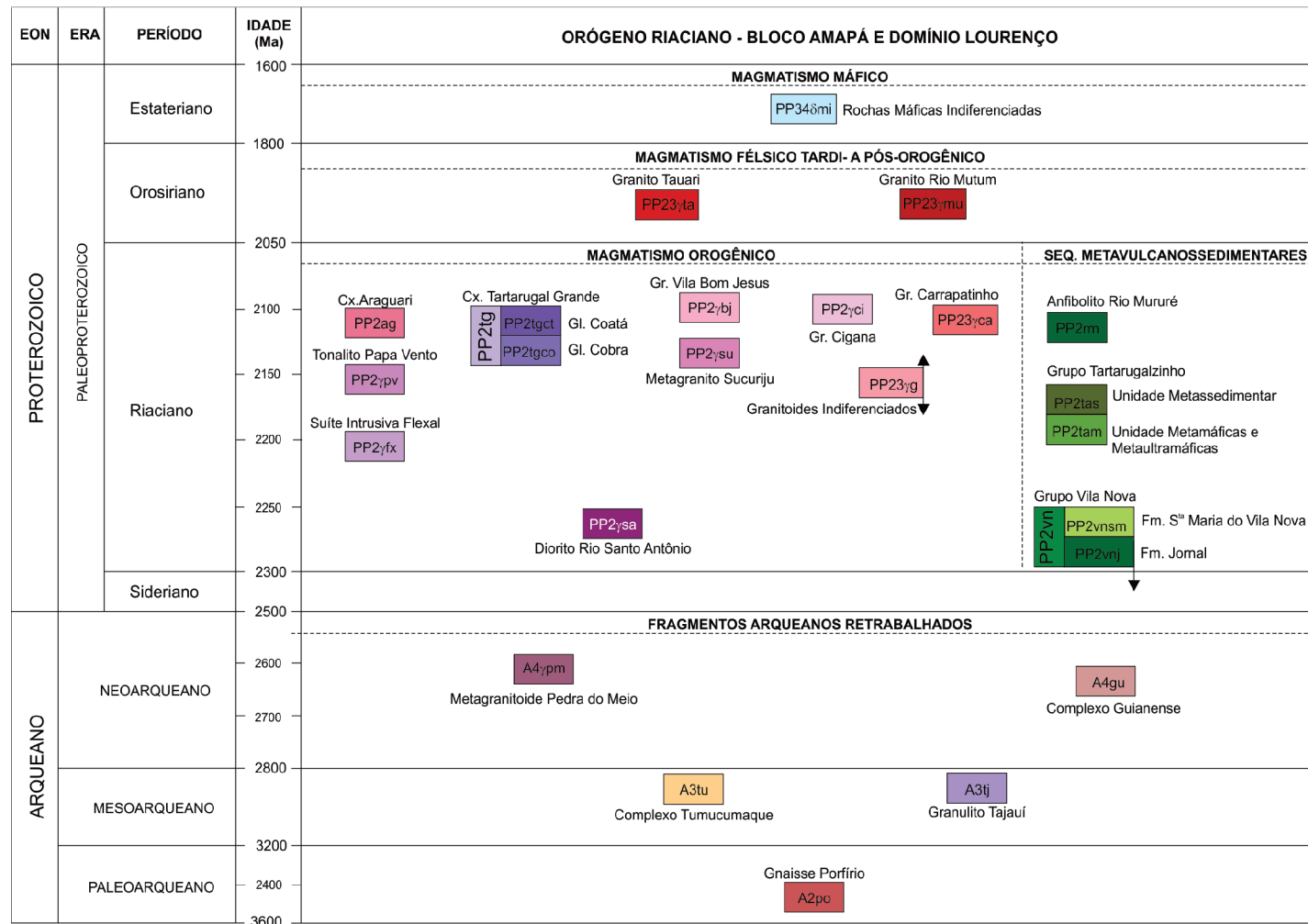
Figura 3.1 - (A) Mapa geológico da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B).



**RELAÇÕES TECTONOESTRATIGRÁFICAS**

EON	ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	COBERTURAS SUPERFICIAIS
FANEROZOICO	CENOZOICO	Neógeno	23,03	N4a Depósitos Aluvionares N3ac Sedimentos Aluviais e Coluviais
		Paleógeno		Edl Coberturas Detrito-lateríticas
			65	

EON	ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	MAGMATISMO MÁFICO DE MARGEM DIVERGENTE
FANEROZOICO	MESOZOICO	Jurássico Inferior	176	Diabásio Cassiporé
		Triássico Superior	200	T3J1δc
			228	



**UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS**

**PALEOPROTEROZOICO (PP)**

- PP2γpv** **Tonalito Papa-Vento** - Dominam tonalitos com hornblenda e/ou biotita e/ou epidoto magmático, biotita-hornblenda granodioritos, biotita-monzogranitos e quartzo-dioritos subordinados. Apresentam bandamento composicional, foliação protomilonítica, e estão equilibrados em fácies anfibolito. Assinatura cálcio-alcalina, tipo-I. Ambiente de arco magmático continental.  $2136 \pm 7,5$  Ma (U-Pb ICP-MS em zircão) e  $2130 \pm 20$  Ma (Pb-Pb em zircão). 2,7 Ga (TDM Sm-Nd rocha total). Contém enclave arqueano não mapeável de  $2594 \pm 13$  Ma (U-Pb ICP-MS em zircão).
- PP2γfx** **Suite Intrusiva Flexal** - Tonalitos com hornblenda e/ou biotita e/ou epidoto magmático, dioritos, quartzo-dioritos, biotita-granodioritos e biotita monzogranitos, maciços ou com bandamento composicional. Assinatura cálcio-alcalina, tipo-I. Ambiente de arco magmático continental.  $2184 \pm 13$  Ma (U-Pb ICP-MS em zircão) e  $2197 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão). 2,7 a 2,37 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γm** **Anfibolito Rio Mururé** - Faixas alongadas compostas principalmente por anfibolitos e sem critérios para correlação com sequências metavulcanossedimentares formais (ex. Grupos Vila Nova e Tartarugalzinho). 3,06 e 2,55 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- Grupo Tartarugalzinho** - Sequência metavulcanossedimentar, com metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito. Representam bacias relacionadas a arcos magmáticos, possivelmente < 2,26 Ga.

- PP2γas** **Unidade Metassedimentar**: Quartzitos e biotita-xistos com granada e/ou muscovita.
- PP2γam** **Unidade Metamáficas e Metaultramáficas**: Actinolita-tremolita-xistos, actinolita-xistos e anfibolitos.

- PP2γsa** **Diorito Rio Santo Antônio** - Hornblenda-quartzo dioritos porfiroclásticos, hornblenda-dioritos e hornblenda-tonalitos subordinados, contendo enclaves máficos. Assinatura cálcio-alcalina de baixo K. Ambiente de arco magmático.  $2262 \pm 1,6$  Ma (Pb-Pb em zircão), 2,68 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γvn** **Grupo Vila Nova** - Anfibolitos, actinolita-xistos e xistos paraderivados. Metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito, atingindo localmente granulito. Representam bacias > 2,26 Ga. 3,03 a 2,2 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γvns** **Formação Santa Maria do Vila Nova**: Xistos aluminosos com biotita, granada e cordierita, por vezes com muscovita ou sillimanita, além de quartzitos e xistos calcissilicáticos. Inclui faixas isoladas de rochas paraderivadas químicas e clásticas, com BIFs, quartzitos ferríferos e magnetitos. Contém depósitos de Fe.

- PP2γvj** **Formação Jornal**: Anfibolitos e actinolita-xistos.

**ARQUEANO (A)**

- A4γpm** **Metagranitoide Pedra do Meio** - Biotita-granitos, biotita-granodioritos, e leucogranitos e quartzo-monozioritos subordinados, com foliação gnáissica. Ocorrência de charnokito na porção central do corpo.  $2592 \pm 22$  Ma (U-Pb ICP-MS em zircão), 3,21 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- A4γgu** **Complexo Guianense** - Ortognaisses granodioríticos, com hornblenda e/ou biotita, contendo enclaves anfibolíticos, associados com granitoides deformados granodioríticos a monzograníticos. Em menor proporção ocorrem paragnaisses aluminosos migmatizados.  $2632 \pm 2$  Ma e  $2605 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,14 a 3,01 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- A3tu** **Complexo Tumucumaque** - Ortognaisses granodioríticos com enclaves máficos, migmatizados, de fácies anfibolito alto, com metagranitoides associados.  $2844 \pm 2$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,41 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- A3tj** **Granulito Tajauí** - Granulitos enderbíticos com protólitos arqueanos e granulitos charnockíticos. Contém enclaves de paragnaisses granulíticos.  $2866 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,16 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- A2po** **Gnaise Porfírio** - Biotita-gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica, migmatizados, com metamorfismo em fácies anfibolito.  $3485 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,51 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

**CENOZOICO**

**PALEÓGENO - NEÓGENO (E, N)**

- N4a** **Depósitos Aluvionares** - Conglomerados, areias e argilas inconsolidados, com restos de matéria orgânica, associados a leitos de canais atuais e restritas planícies de inundação.
- N3ac** **Sedimentos Aluviais e Coluviais** - Sedimentos arenosos e microconglomeráticos, quartzosos, ferruginosos, semi-consolidados, observados em topos e encostas de colinas.
- Edl** **Coberturas Detrito-lateríticas** - Cobertura laterítica ferruginosa.

**MESOZOICO**

**TRIÁSSICO (T) - JURÁSSICO (J)**

- T3J1δc** **Diabásio Cassiporé** - Diques de diabásio, olivina diabásios e microgabros. Assinatura química toleítica, continental.

**PALEOPROTEROZOICO (PP)**

- PP34δmi** **Rochas Máficas Indiferenciadas** - Plúton circunscrito, com informação de campo restrita a uma amostra de rocha metamáfica hidrotermalizada. Em imagens gamaespectrométricas apresenta zoneamento concêntrico, com baixa radiação no centro e auréolas externas de radiação moderada a alta. Anomalias magnéticas anelares na parte externa.

- PP23γmu** **Granito Rio Mutum** - Sieno e monzogranitos, leucocráticos, por vezes pegmatoides, com biotita ou anfibólio, fracamente deformados. Destaca-se por radiação elevada em todos os canais gamaespectrométricos.

- PP23γta** **Granito Tauari** - Plúton com forma elíptica, com registro de sienogranito fracamente deformado. Assinatura geofísica destacada no no canal do Th.

- PP23γca** **Granito Carrapatinho** - Plútons alongados de granitos aluminosos contendo biotita+cordierita biotita+muscovita, com ou sem granada, com texturas miloníticas ou protomiloníticas. Idade mínima de  $2025 \pm 7$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,68 a 2,66 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γci** **Granito Cigana** - Corpos alongados de monzo e sienogranitos porfíricos, protomiloníticos a miloníticos.

- PP2γbj** **Granito Vila Bom Jesus** - Biotita-monzogranitos porfíricos. Posicionamento sin-tectônico. Idade mínima de  $2082 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão).

- PP23γg** **Granitoides Indiferenciados** - Biotita-granitos, biotita-granodioritos, leucomonzogranitos, deformados. Também inclui corpos delineados a partir de interpretação fotogeológica e de imagens gamaespectrométricas. 2,9 e 2,12 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γg** **Complexo Tartarugal Grande** - Granulitos enderbíticos, charnockíticos e charnoenderbíticos, por vezes migmatizados, com leitos e lentes de granulitos máficos. Inclui granitoides, leucognaisses e leucogranitos aluminosos. Representa uma associação de alto grau metamórfico, que atingiu condições granulíticas, localmente retrometamorfisada.  $2125 \pm 4$  Ma a  $2065 \pm 5$  Ma (Pb-Pb em zircão). Contém enclaves arqueanos de até  $2671 \pm 15$  (U-Pb ICP-MS em zircão), 3,29 a 2,25 (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γtct** **Granulito Coatá**: Dominam granulitos charnockíticos.

- PP2γtco** **Granulito Cobra**: Dominam granulitos enderbíticos.

- PP2γag** **Complexo Araguari** - Ortognaisses e granitoides deformados de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica, subordinadamente diorítica. Frequentes enclaves de metassupracrustais. Assinatura cálcio-alcalina, tipo-I. Ambiente de arco magmático continental.  $2116 \pm 4$  a  $2096 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,47 a 2,47 Ga (TDM Sm-Nd rocha total).

- PP2γsu** **Metagranito Sucuriju** - Biotita-monzogranitos, com biotita-granodioritos subordinados, apresentando bandamento composicional. Assinatura cálcio-alcalina, tipo-I. Ambiente de arco magmático continental. Idade mínima de  $2124 \pm 21$  Ma (Pb-Pb em zircão), 3,0 e 2,88 Ga, (TDM Sm-Nd rocha total).

**Figura 3.1 - (B)** Coluna tectonoestratigráfica e descrição de unidades da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B).

Alternativamente, os zircões datados poderiam ser interpretados como zircões herdados, esperando-se neste caso uma idade mais jovem para o precursor ígneo.

Levando-se em conta as características dos zircões datados, indicativas de origem magmática (cristais subidiomórficos, prismáticos e bipiramidais, com zoneamento concêntrico), e o fato de que não foram registra-

das idades menores que 3,25 Ga, a idade média obtida é interpretada como idade mínima do precursor ígneo do gnaiss. Isótopos do Nd desta rocha forneceram uma idade TDM de 3,51 Ga, com  $\epsilon\text{Nd}(T)$  de + 0,6 (Tabela 3.2), que revelam a natureza juvenil do magma parental, e registram um evento paleoarqueano de formação de crosta continental.

Tabela 3.1 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de biotita-gnaiss granodiorítico (amostra LT-254) da unidade Gnaiss Porfírio. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	<b>204Pb/ 206Pb</b>	2 $\sigma$	<b>(208Pb/ 206Pb)<sub>c</sub></b>	2 $\sigma$	<b>(207Pb/ 206Pb)<sub>c</sub></b>	2 $\sigma$ s	Idade	2 $\sigma$
LT-254/1	*1500	0/8	0,000000	0,000000	0,08621	0,02473	0,31281	0,00489	3535,2	24,1
LT-254/2	#1450	0/8	0,002757	0,000186	0,15276	0,01192	0,24026	0,00278	3121,9	18,4
LT-254/4	*1500	0/8	0,000000	0,000000	0,05127	0,00827	0,29530	0,00236	3446,1	12,4
LT-254/6	#1450	0/26	0,000537	0,000057	0,05087	0,00444	0,21887	0,00681	2972,6	50,1
	*1500	0/40	0,000052	0,000009	0,02831	0,00027	0,26101	0,00036	3253,2	2,2
LT-254/14	#1450	0/8	0,000685	0,000112	0,05967	0,00544	0,23771	0,00170	3104,9	11,4
	*1500	0/38	0,000131	0,000024	0,04925	0,00118	0,29014	0,00114	3418,5	6,1
LT-254/15	*1450	0/40	0,000250	0,000023	0,04093	0,00123	0,26704	0,00086	3288,9	5,1
	#1450	0/16	0,001892	0,001102	0,00061	0,01398	0,24898	0,01278	3178,7	81,3
LT-254/16	*1450	0/38	0,000175	0,000047	0,05596	0,00429	0,28189	0,00447	3373,8	24,7
	1500	26/26	0,000052	0,000002	0,05355	0,00066	0,30334	0,00045	3487,6	2,3
LT-254/17	#1450	0/4	0,000795	0,000010	0,07915	0,00524	0,23373	0,00336	3078,0	22,9
	*1500	0/38	0,000064	0,000008	0,02916	0,00033	0,29263	0,00080	3432,1	4,2
	1550	32/32	0,000114	0,000016	0,05262	0,00149	0,30236	0,00048	3482,7	2,4
LT-254/18	*1500	0/38	0,000040	0,000004	0,05216	0,00042	0,29991	0,00035	3470,3	1,8
	*1550	0/40	0,000050	0,000005	0,06283	0,00042	0,29932	0,00061	3466,9	3,1
LT-254/19	*1450	0/26	0,000238	0,000011	0,04205	0,00068	0,24466	0,00083	3151,1	5,4
	*1500	0/36	0,000056	0,000004	0,03948	0,00046	0,28055	0,00056	3366,4	3,1
	*1550	0/32	0,000090	0,000016	0,04444	0,00079	0,28661	0,00037	3399,5	2,0
LT-254/20	*1450	0/14	0,000224	0,000017	0,04144	0,00066	0,24219	0,00264	3134,7	17,3
	*1500	0/38	0,000045	0,000008	0,05239	0,00126	0,29759	0,00110	3458,0	5,7
	1550	28/28	0,000068	0,000019	0,06434	0,00073	0,30184	0,00096	3480,1	4,9
LT-254/21	*1500	0/36	0,000029	0,000006	0,04780	0,00068	0,29211	0,00105	3429,4	5,6

Idade Média (3 cristais) = 3485 ± 4 Ma (MSWD = 6,3)

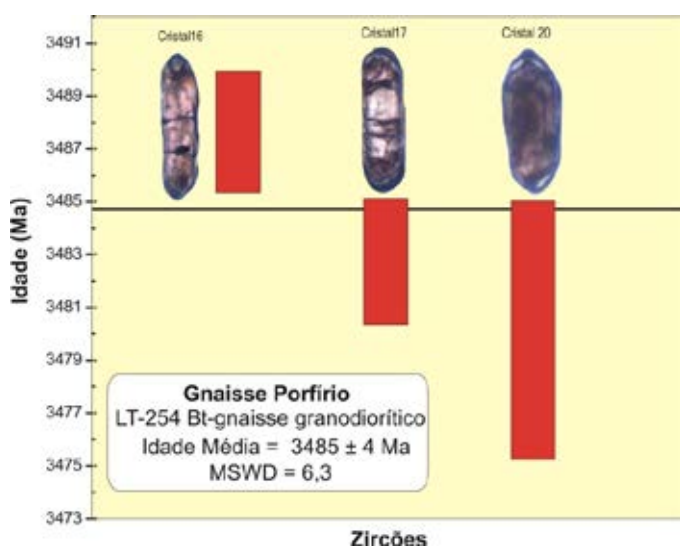


Figura 3.3 - Diagrama de evaporação de Pb em zircão para a amostra analisada da unidade Gnaiss Porfírio.

No Cráton Amazônico, eventos magmáticos paleoarqueanos foram documentados no Escudo das Guianas, nos blocos Amapá ( $3321 \pm 11$  Ma, KLEIN; ROSA-COSTA; LAFON, 2003) e Imataca ( $3229 \pm 39$  Ma, TASSINARI et al., 2001). Portanto, a idade de  $3485 \pm 4$  Ma obtida neste trabalho no Gnaiss Porfírio representa, até o momento, o registro do mais antigo evento magmático do referido Escudo.

### 3.2.2 Granulito Tajauí (A3tj)

#### 3.2.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Esta unidade foi proposta para representar um corpo composto predominantemente por rochas granulíticas com protólitos arqueanos, em sua maior parte ortoderivados, que ocorre como um enclave de alto grau em meio a granitoides paleoproterozoicos na porção centro-norte da Folha Rio Araguari. Aflora em extensos lajeiros no leito do Rio Tajauí, considerado como seção-

tipo desta unidade que herdou sua toponímia (Figura 3.4 A).

Este corpo, juntamente com o Granito Rio Mutum e um plúton granítico incluído na unidade Granitoides Indiferenciados, destacam-se em imagens gamaespectrométricas por formarem um conjunto onde predominam elevados valores radiométricos, que contrastam significativamente com o padrão de baixa radiação que caracterizam áreas onde afloram granitoides intermediários do Complexo Rio Araguari e do Tonalito Papa Vento.

O Granulito Tajauí apresenta uma forma alongada, com eixo maior segundo a direção estrutural principal NW-SE. O contato desta unidade com o Complexo Araguari é claramente tectônico, definido por uma zona de cisalhamento transcorrente NW-SE que se estende na área da Folha por dezenas de quilômetros longitudinais, extrapolando seus limites, e balizando também o contato entre outras unidades litoestratigráficas.

Tabela 3.2 – Dados isotópicos obtidos neste projeto em rochas das unidades do embasamento arqueano da Folha Rio Araguari.

Unidade	Litologia / Estação	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T \text{ Ga})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
Gnaiss Porfírio	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-254	2,981	18,995	0,0949	0,510325	-45,11	+ 0,6 (3,48)	3,51
Granulito Tajauí	Granulito enderbítico / CG-18A	7,05	38,209	0,1115	0,510919	-33,52	-2,06 (2,87)	3,18
Complexo Tumucumaque	Bt-granodiorito foliado / LT-38	1,215	8,412	0,0873	0,510228	-47,02	-7,05 (2,84)	3,41
Complexo Guianense	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-22	4,229	27,889	0,0917	0,510535	-41,02	-5,94 (2,60)	3,14
	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-29A	16,718	93,391	0,1082	0,510943	-33,06	-3,48 (2,60)	3,04
	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-39	26,079	151,235	0,1042	0,510787	-36,1	-5,2 (2,60)	3,15
	Bt-gnaiss monzogratítico / LT-134	6,853	48,699	0,0851	0,510506	-41,6	-3,85 (2,63)	3,01
	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-165B	4,687	24,996	0,1133	0,511001	-31,93	-4,06 (2,60)	3,11
Metagranitoide Pedra do Meio	Bt-granito foliado / LT-254	2,981	18,995	0,0949	0,510325	-45,11	-11,14 (2,59)	3,51

### 3.2.2.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O principal grupo de rochas que caracteriza esta unidade são gnaisses granulíticos, de composição enderbítica e charnockítica. São rochas de granulação fina a média, leucocráticas, de coloração cinza-rosada a cinza-esverdeada, que via de regra apresentam uma foliação fina, protomilonítica a milonítica (Figura 3.4 B). Estas rochas têm como principais constituintes plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita, ortopiroxênio e hornblenda. Esta paragênese mineral, especialmente a presença de ortopiroxênio, denota que o metamorfismo atingiu condições de fácies granulito (Figura 3.4 C). As fases acessórias são óxidos, apatita, zircão e allanita, com clorita sendo produto de alteração dos minerais máficos.

Sob o microscópio revelam textura granolepidoblástica protomilonítica, definida por bandas félsicas quartzofeldspáticas com arranjos granoblásticos, com contatos interlobados, onde cristais de plagioclásio e feldspato alcalino apresentam formas irregulares a amendoadas, e o quartzo se apresenta em cristais mais desenvolvidos, com forte extinção ondulante ou até recristalizados em subgrãos, fitados e paralelizados às trilhas lepidoblásticas de minerais máficos, onde se associam anfibólio, biotita e ortopiroxênio, ou biotita e ortopiroxênio, além de opacos, apatita e zircão. O plagioclásio ocorre em blastos em geral límpidos, por vezes fracamente alterados para sericita,

com maclas albíta ou albíta-periclina nítidas, difusas ou ausentes, ou ainda apresentam maclas mecânicas de deformação. O feldspato alcalino, do tipo microclínio, ocorre em cristais micropertíticos ou apresentando maclamento difuso tipo albíta-periclina. Intercrescimentos mirmequíticos em bulbos ou em agregados radiais podem ocorrer ao longo de contatos com o plagioclásio. A hornblenda apresenta-se em cristais anédricos amarronzados ou verdes escuros, localmente transformados para biotita e/ou clorita ao longo de planos de clivagem. Alguns cristais de hornblenda apresentam inclusões de ortopiroxênio, em contatos difusos, sugerindo substituição por processos retro-metamórficos em condições da fácies anfíbolito. O ortopiroxênio, do tipo hiperstênio, ocorre em blastos incolores, geralmente alongados segundo a foliação, apresentando extinção ondulante e até formando subgrãos, indicando deformação durante o metamorfismo granulítico. Apresentam-se preservados a fortemente alterados para anfibólio, biotita e clorita ao longo clivagens ou de fraturas ortogonais à clivagem, indicando condições retro-metamórficas em fácies anfíbolito a xisto-verde. A biotita ocorre em lamelas iso-orientadas, estreitas, de cor marrom-avermelhada.

De expressão bastante subordinada ocorrem gnaisses paraderivados, que são rochas de cor cinza escura, com foliação fina e contínua, marcada pelo forte alinhamento de palhetas de biotita, obliterado por porfiroblastos de granada que atingem até 1 cm de diâmetro



(Figura 3.4 D). A mineralogia é definida por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e granada, contendo ainda opacos e zircão disseminados. Apresentam microtextura granolepidoblástica, definida por cristais inequigranulares de plagioclásio, quartzo e piroxênio (orto e clino), que se alternam trilhas lepidoblásticas onde predomina a biotita vermelha, blastos alongados de ortopiroxênio, com extinção ondulante ou formando subgrãos, e cristais fitados de quartzo (*ribbon quartz*). Nestas bandas é registrada a ocorrência de diminutos cristais de plagioclásio e biotita pisciformes. São observadas ainda feições de substituição do ortopiroxênio por plagioclásio e simplectitos (quartzo+ortopiroxênio, biotita+opacos), as quais são indicativas de retrometorfismo em fácies anfibolito e descompressão após o pico do metamorfismo granulítico.

Embora não sejam claras as relações de contato entre os gnaisses paraderivados e ortoderivados, é provável que aqueles ocorram como enclaves. A paragenese mineral destas rochas, associada às feições texturais, indicam que o conjunto foi deformado e metamorfisado em fácies granulito, e retrometorfisado em condições de fácies anfibolito a xisto-verde.

Destaca-se que na área cartografada como Granulito Tajauí também ocorrem granitoides granodioríticos a graníticos, cuja relação com as rochas granulíticas não está definida. Não se descarta a possibilidade destes granitoides representarem apófises ou diques relacionados às unidades magmáticas paleoproterozoicas adjacentes, intrudidos no Granulito Tajauí, sendo todo o conjunto deformado.

### 3.2.2.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Dezenove cristais de zircão provenientes de um granulito enderbítico (amostra CG- 18A) foram datados pelo método de evaporação de Pb, tendo fornecido idades entre  $2744 \pm 3$  e  $2905 \pm 21$  Ma nas etapas de mais alta temperatura (Tabela 3.3). Os zircões datados são prismáticos, com vértices levemente arredondados, homogêneos, metamícticos, bastante fraturados, contendo inclusões, e por vezes revelando zoneamento oscilatório concêntrico. Alguns dados isotópicos foram descartados em função de registrarem elevado  $^{204}\text{Pb}$  (Pb comum), e para o cálculo da idade foram utilizados 4 zircões que apresentaram idades reprodutíveis dentro dos limites de erro, os quais forneceram uma idade média de  $2866 \pm 4$  Ma (MSWD = 2,3) (Figura 3.5). O método geocronológico utilizado não é o mais adequado para datar rochas com evolução polifásica, pois os zircões são susceptíveis a perdas de Pb radiogênico em eventos termiais posteriores à cristalização magmática. No entanto, a idade obtida pode ser interpretada como idade mínima de cristalização do protólito magmático do gnaisse, visto que as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  não variaram significativamente em vários cristais e em diferentes etapas de aquecimento. Neste mesmo gnaisse foi efetuada a determinação da composição isotópica de Sm e Nd em rocha total para cálculo da idade TDM de 3,18 Ga, com  $\epsilon\text{Nd(T)}$  de  $-2,06$  (Tabela 3.2).

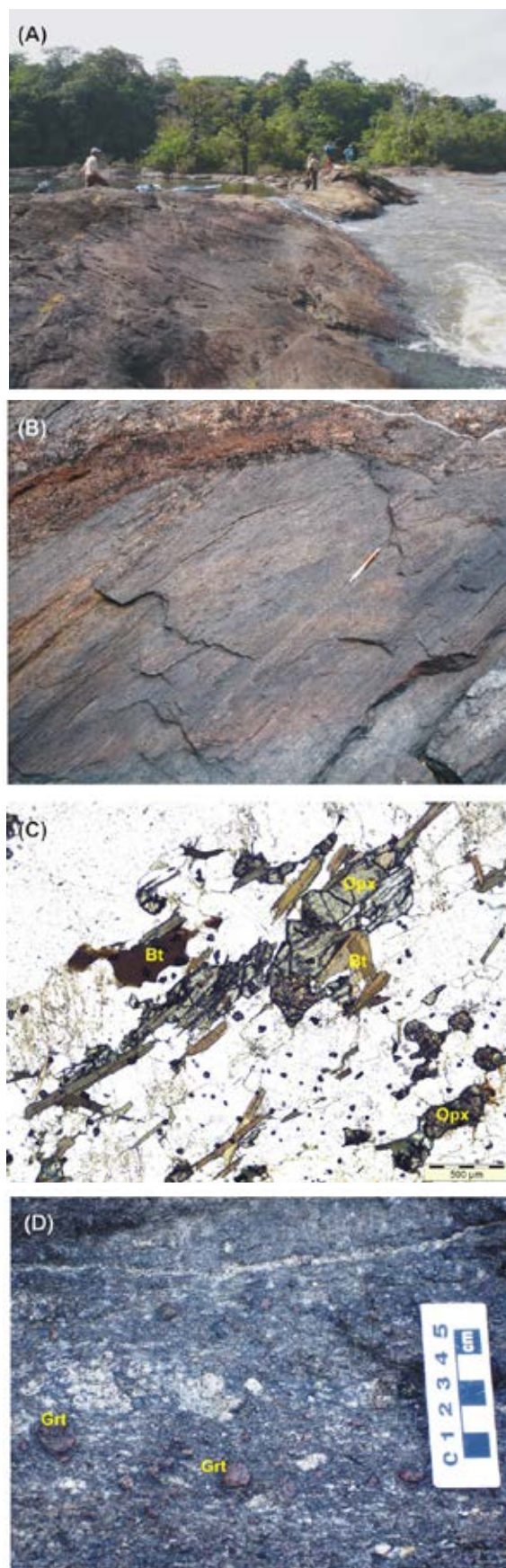


Figura 3.4 - (A) e (B) Lajeiro no leito do Rio Tajauí onde aflora granulito charnockítico com foliação protomilitítica fina. Estação CG-22; (C) Microtextura granolepidoblástica em granulito enderbítico com máficos representados por biotita e ortopiroxênio. Amostra MC-20, LN 4x; (D) Porfiroblastos de granada destacados em gnaisse paraderivado. Estação MC-11.



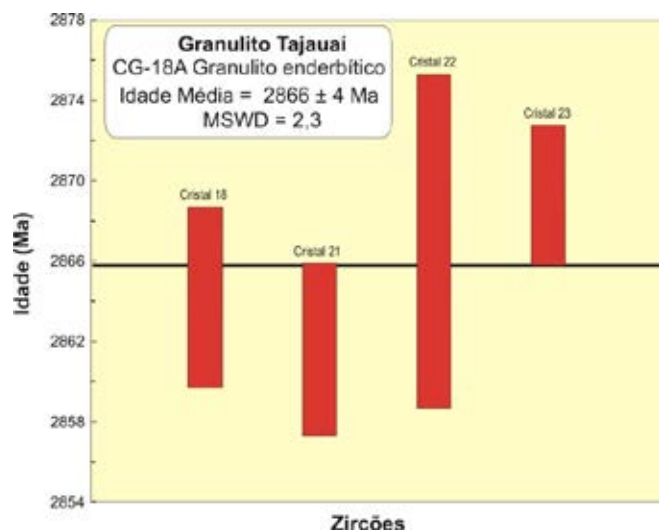


Figura 3.5 - Diagrama de evaporação de Pb em zircão para a amostra analisada da unidade Granulito Tajauai.

### 3.2.3 Complexo Tumucumaque (A3tu)

#### 3.2.3.1 Dados históricos, idade, distribuição e assinatura aerogeofísica

Diversos autores têm utilizado esta designação (LIMA; OLIVEIRA; TASSINARI, 1982; MACHADO FILHO et al., 1986) para englobar sobretudo rochas gnáissicas do sudeste do Escudo das Guianas, que ocorrem em faixas alongadas, fortemente tectonizadas, controladas por lineamentos NW-SE que configuram o Cinturão Tumucumaque, proposto por Lima, Oliveira e Tassinari (1982).

Ricci et al. (2001) interpretam o Complexo Tumucumaque como uma unidade tectonoestratigráfica, com ocorrência restrita ao que estes autores definiram como Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande, domínio tectônico arqueano posteriormente incorporado ao Bloco Amapá, por Rosa-Costa, Lafon e Delor (2006). Segundo aqueles autores, o Complexo Tumucumaque é constituído por gnaisses graníticos a dioríticos, metamorizados em fácies anfíbolito, fraca a moderadamente migmatizados, apresentando lentes anfíbolíticas aleitadas concordantemente ao bandamento gnáissico. A idade mesoarqueana de  $2849 \pm 6$  Ma (AVELAR et al., 2003) obtida em gnaiss tonalítico na região do Rio Água Fria, afluente do Rio Amapari, representou critério importante para individualização dos ortognaisses do Complexo Tumucumaque, de ortognaisses do Complexo Guianense, cujos protólitos magmáticos apresentam idades em torno de 2,65 – 2,60 Ga (ROSA-COSTA et al., 2001, 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR 2006).

O termo Complexo Tumucumaque, neste trabalho, é aplicado segundo a concepção de Ricci et al. (2001), quanto ao caráter tectono-estratigráfico, portanto, com ocorrência limitada a um determinado domínio tectônico, o Bloco Amapá.

Neste projeto não foram obtidos dados adicionais no Complexo Tumucumaque. Através de compilação de informações de trabalhos anteriores (CARVALHO et al., 2001; FARACO et al., 2004), sugere-se que o Complexo Tumucu-

maque ocorre no canto sudoeste da Folha Rio Araguari, onde caracteriza-se pelo padrão de radiação média a elevada em mapa de contagem total, mas que não se distingue expressivamente do padrão radiométrico das unidades adjacentes. O contato deste Complexo com estas unidades foi definido com o auxílio de imagens de sensores remotos, cujas feições estruturais e morfológicas sugerem ser através de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE.

### 3.2.4 Complexo Guianense (A4gu)

#### 3.2.4.1 Dados históricos, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Lima et al. (1974) utilizaram pela primeira vez a denominação Complexo Guianense para designar uma unidade de embasamento que se distribuía por todo o estado do Amapá e NW do Pará, que incluía um conjunto de gnaisses e migmatitos orto e paraderivados, com metamorfismo variando de anfíbolito até granulito, associados a granitoides deformados, de amplo espectro composicional. A partir deste trabalho, o Complexo Guianense passou a ser interpretado como uma unidade de embasamento macrorregional, que se estendia amplamente pelo Escudo das Guianas, e atravessando diferentes domínios tectônicos.

O Complexo Guianense foi redefinido por Ricci et al. (2001), que utilizaram este termo para reunir gnaisses predominantemente ortoderivados, dioríticos a monzograníticos, migmatizados, metamorizados sob condições de fácies anfíbolito, cujos precursores magmáticos têm idades neoarqueanas, em torno de 2,65 Ga (ROSA-COSTA et al., 2001), restringindo sua área de ocorrência ao segmento que se estende aproximadamente entre o Rio Jari, na fronteira Pará-Amapá. No entanto, trabalhos de integração geológica regional e compilação realizados na última década (FARACO et al., 2004) mantiveram a concepção original do Complexo Guianense, embora tenham restringido sua área de ocorrência, mas ainda estendendo-o até a região próxima ao limite entre os estados do Pará e Amazonas.

Neste trabalho é ratificada a proposição de Ricci et al. (2001), considerando-se o Complexo Guianense como uma unidade tectono-estratigráfica que compõe a assembleia de embasamento do Bloco Amapá (ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006).

Na Folha Rio Araguari as melhores exposições do Complexo Guianense ocorrem em lajeiros no leito dos rios Amapari e Falsino, na porção sul da Folha, onde dominam ortognaisses, com granitoides deformados associados. Neste setor, que representa a borda norte do Bloco Amapá, esta unidade ocorre em faixas alongadas fortemente balizadas por lineamentos NW-SE, caracterizadas como zonas de cisalhamento transcorrentes ou compressionais, que por vezes definem contato deste complexo com outras unidades. O padrão gamaespectrométrico do Complexo Guianense é caracterizado pela alternância de zonas NW-SE com intensidades distintas de radiação (baixa a alta), que refletem sua diversidade composicional e o forte controle estrutural.

Adicionalmente, na porção centro-oeste da Folha Rio Araguari, já no contexto do Domínio Lourenço, foi cartografado um segmento com gnaisses orto- e paraderivados intercalados, que afloram no baixo curso do Rio Mururé. Um ortognaisse datado forneceu idade em torno de 2,65 Ga, equivalente a outras idades neoproterozoicas obtidas no

Complexo Guianense, neste projeto ou em trabalhos anteriores. Esta idade, a ser discutida em item posterior, foi um dos critérios utilizados para correlacionar este conjunto de gnaisses ao Complexo Guianense, o qual representa, portanto, um *inlier* arqueano (*inlier* do Rio Mururé) em meio a rochas paleoproterozoicas do Complexo Araguari.

Tabela 3.3 - Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de granulito enderbítico (amostra CG-18A) da unidade Granulito Tajauai. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.

Zircão	T (°C)	Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	( <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σs	Idade	2σ
CG-18 A/1	*1500	0/28	0,000062	0,000005	0,16484	0,00083	0,19843	0,00047	2813,8	3,9
	*1550	0/30	0,000082	0,000005	0,23415	0,00107	0,20294	0,00075	2850,3	6,0
CG-18 A/2	*1500	0/8	0,000075	0,000010	0,12851	0,01408	0,19779	0,00229	2808,6	18,9
	*1550	0/8	0,000330	0,000094	0,19570	0,02400	0,20282	0,00486	2849,3	39,0
CG-18 A/4	*1450	0/38	0,000029	0,000004	0,11573	0,00204	0,17467	0,00162	2603,2	15,4
	*1500	0/28	0,000026	0,000007	0,22051	0,00058	0,19012	0,00036	2743,6	3,1
CG-18 A/5	*1500	0/8	0,000082	0,000016	0,09070	0,01472	0,18759	0,00148	2721,6	13,0
	*1550	0/34	0,000080	0,000017	0,19523	0,00071	0,19178	0,00065	2757,8	5,6
CG-18 A/6	*1500	0/8	0,000052	0,000024	0,18135	0,00194	0,20923	0,00076	2900,0	5,9
CG-18 A/7	*1450	0/38	0,000069	0,000021	0,09649	0,00095	0,09513	0,00051	1530,8	10,2
	#1500	0/6	0,000654	0,000012	0,10132	0,00071	0,20028	0,00057	2828,9	4,7
CG-18 A/8	*1450	0/8	0,000072	0,000018	0,06209	0,00981	0,18664	0,00341	2713,3	30,2
	*1500	0/8	0,000083	0,000002	0,11620	0,01021	0,20275	0,00144	2848,7	11,6
	*1550	0/8	0,000269	0,000082	0,15586	0,02284	0,20095	0,00789	2834,2	64,1
CG-18 A/10	*1450	0/14	0,000092	0,000084	0,11989	0,01317	0,19333	0,00194	2771,0	16,5
	#1500	0/32	0,000849	0,000017	0,17789	0,00296	0,20119	0,00064	2836,2	5,2
	#1550	0/30	0,000741	0,000008	0,19824	0,00109	0,20466	0,00062	2864,1	4,9
CG-18 A/11	*1450	0/16	0,000030	0,000002	0,08984	0,00604	0,17961	0,00747	2649,6	69,0
	*1500	0/12	0,000324	0,000004	0,15141	0,00296	0,18506	0,00068	2699,0	6,1
	*1550	0/8	0,000046	0,000020	0,19965	0,00153	0,19453	0,00069	2781,1	5,8
CG-18 A/13	*1450	0/14	0,000365	0,000002	0,06948	0,00046	0,17512	0,00100	2607,5	9,5
	*1500	0/32	0,000111	0,000005	0,12531	0,00195	0,19455	0,00056	2781,3	4,7
	*1550	0/34	0,000165	0,000011	0,18276	0,00124	0,20636	0,00028	2877,4	2,2
CG-18 A/14	*1450	0/6	0,000087	0,000030	0,09938	0,00285	0,20187	0,00116	2841,6	9,4
	*1500	0/8	0,000019	0,000008	0,15321	0,00631	0,20994	0,00337	2905,5	26,0
	*1550	0/22	0,000142	0,000228	0,15229	0,00729	0,20989	0,00278	2905,0	21,4
CG-18 A/16	*1500	0/34	0,000051	0,000010	0,14839	0,00192	0,20236	0,00091	2845,6	7,4
CG-18 A/17	*1500	0/12	0,000107	0,000145	0,12956	0,00420	0,20184	0,00127	2841,5	10,3
	#1550	0/8	0,000842	0,000026	0,13311	0,00138	0,19187	0,00067	2758,6	5,8
CG-18 A/18	*1500	0/30	0,000058	0,000023	0,13283	0,00133	0,19719	0,00142	2803,3	11,8
	<b>1550</b>	<b>24/24</b>	<b>0,000056</b>	<b>0,000002</b>	<b>0,16399</b>	<b>0,00072</b>	<b>0,20467</b>	<b>0,00056</b>	<b>2864,2</b>	<b>4,5</b>
CG-18 A/19	*1450	0/4	0,000124	0,000010	0,06059	0,00971	0,18582	0,00140	2705,8	12,4
	#1550	0/6	0,000486	0,000162	0,13113	0,00937	0,20142	0,00204	2838,0	16,5
CG-18 A/20	*1450	0/34	0,000233	0,000014	0,04617	0,00044	0,15393	0,00085	2390,3	9,4
	*1500	0/32	0,000039	0,000005	0,14640	0,00191	0,20345	0,00028	2854,3	2,3
	*1550	0/34	0,000121	0,000004	0,21544	0,00063	0,20260	0,00037	2847,5	2,9
CG-18 A/21	*1450	0/16	0,000111	0,000008	0,10755	0,00233	0,18419	0,00068	2691,2	6,1
	<b>1500</b>	<b>32/32</b>	<b>0,000034</b>	<b>0,000012</b>	<b>0,19364</b>	<b>0,00146</b>	<b>0,20433</b>	<b>0,00053</b>	<b>2861,6</b>	<b>4,3</b>
CG-18 A/22	*1450	0/8	0,000096	0,000040	0,08693	0,00252	0,17479	0,00243	2604,4	23,1
	*1500	0/36	0,000034	0,000009	0,13503	0,00230	0,20011	0,00058	2827,5	4,7
	<b>1550</b>	<b>34/34</b>	<b>0,000066</b>	<b>0,000008</b>	<b>0,16947</b>	<b>0,00074</b>	<b>0,20503</b>	<b>0,00105</b>	<b>2867,0</b>	<b>8,3</b>
CG-18 A/23	*1450	0/16	0,000041	0,000009	0,07507	0,00153	0,17401	0,00067	2596,9	6,4
	<b>1500</b>	<b>40/40</b>	<b>0,000028</b>	<b>0,000005</b>	<b>0,16447</b>	<b>0,00242</b>	<b>0,20532</b>	<b>0,00045</b>	<b>2869,3</b>	<b>3,5</b>

Idade Média (4 cristais) = 2866 ± 4 Ma (MSWD = 2,3)

### 3.2.4.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O Complexo Guianense na Folha Rio Araguari engloba ortognaisses de composição granodiorítica, em geral médios a grossos, com cor variando em diferentes tons de cinza, em função da proporção de minerais máficos, a biotita e a hornblenda. Exibem bandamento composicional regular, bem definido pela alternância de leitos milimétricos quartzo-feldspáticos e máficos. A estes gnaisses associam-se com frequência rochas anfíbolíticas, que ocorrem como enclaves alongados segundo a foliação, centimétricos a métricos, ou em leitos contínuos com contatos nítidos com o gnaixe encaixante, concordantes e ressaltando a estruturação gnáissica (Figura 3.6 A).

Evidências de migmatização são frequentes, como a presença de neossomas félsicos/leucossomas quartzo-feldspáticos, com granulação média a muito grossa. Apresentam-se em geral em leitos concordantes ao bandamento, contínuos, por vezes desenhando dobras suaves, com espessuras que variam de poucos centímetros até 0,5 m, conferindo um aspecto zebrado em escala de afloramento e de amostra de mão (Figura 3.6 B a D). Em alguns setores onde a migmatização foi mais intensa, não se reconhece a estruturação gnáissica, mas uma complexa associação de neossomas félsicos (leucossomas) e máficos (melanossomas), que configuram núcleos diatexíticos (Figura 3.6 E e F).

Sob o microscópio é atestada a composição principalmente granodiorítica das rochas gnáissicas, compostas por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, sendo os máficos a biotita, ocorrendo por vezes a hornblenda associada. As fases acessórias são minerais opacos, zircão, apatita e titanita, com a clorita, o epitodo e a sericita representando produtos de alteração dos minerais máficos e do plagioclásio. Dominam as microtexturas granolepidoblásticas, caracterizadas por um arranjo de bandas lepidoblásticas de minerais máficos, estreitas, descontínuas e irregulares, entremeadas a um mosaico quartzo-feldspático granoblástico, inequigranular, de granulação fina a média, exibindo por vezes agregados lenticulares policristalinos e cristais fitados de quartzo.

No *inlier* do Rio Mururé foram registradas várias ocorrências de paragnaisses intercalados em ortognaisses, com relações de contato não estabelecidas. Os ortognaisses assemelham-se àqueles da porção sul da Folha, e os paragnaisses são rochas cinza escuras, com bandas esbranquiçadas, médias a grossas, exibindo uma foliação estreitamente espaçada, contínua e anastomosada, apresentando por vezes ocelos amendoados quartzo-feldspáticos. A paragênese mineral em equilíbrio é definida por feldspato alcalino+quartzo+plagioclásio+sillimanita+cordierita+biotita, com ou sem granada. O feldspato alcalino é a microclina, que ocorre em blastos isolados, xenomórficos, de granulação média a grossa, com maclamento albita-periclina geralmente difuso. O plagioclásio é xenomórfico, com maclas difusas, por vezes arqueadas (*kinks*), com inclusões de sillimanita, biotita e opacos, com moderada sericitização. O quartzo ocorre em cristais bem desenvolvidos, com

extinção ondulante, ou em mosaicos de subgrãos, ou fitados, do tipo *ribbon*. A sillimanita apresenta-se em feixes aciculares, em geral substituindo a biotita, ou em prismas longos e estreitos, com boa orientação preferencial, entremeados às lamelas de biotita marrom-avermelhada, orientadas em trilhas lepidoblásticas. A cordierita ocorre em blastos xenomórficos, curtos e ovalados, com pinitização em *patches*, por vezes poiquiloblásticos, contendo inclusões de quartzo, biotita e sillimanita. A granada, quando presente, configura-se em blastos xenomórficos, de granulação média a grossa, com inclusões de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e opacos. A muscovita ocorre substituindo a biotita. Zircão e monazita ocorrem como cristais de granulação fina, dispersos, arredondados. Destaca-se que, associado aos paragnaisses foi registrado um granulito máfico, apresentando textura granoblástica com contatos poligonizados, estando em equilíbrio a paragênese granulítica plagioclásio+clinopiroxênio+anfíbólio+ortopiroxênio+opacos.

Neste trabalho foram incorporados ainda ao Complexo Guianense, granitoides deformados, de composição granodiorítica e monzogranítica, frequentemente associados aos gnaisses e migmatitos. Estas rochas não puderam ser individualizadas na escala de trabalho adotada, pois não apresentam características morfológicas/de relevo ou assinatura geofísica distintiva, assim como as relações de contato não foram reconhecidas no campo. Sob o microscópio fica evidente a atuação de deformação dúctil a rúptil-dúctil estabelecida sobre texturas magmáticas primárias, com o desenvolvimento de microtexturas protocataclástica, protomilonítica e milonítica, por vezes apresentando até uma foliação S-C discreta. Os feldspatos apresentam-se como porfiroclastos xenomórficos, oclares ou arredondados, com extinção ondulante, não zonados, com maclamento mal definido. Nos plagioclásios, localmente desenhando *kinks*. Por vezes encontram-se fragmentados, com recristalização ao longo de fraturas e nas bordas, configurando estruturas *mortar*. O quartzo mostra cristais isolados com forte extinção ondulante, em agregados/mosaicos microcristalinos granoblásticos, ou ainda em cristais recristalizados em *ribbons* alongados e estreitos. A biotita é o máfico frequente, ocorre em pequenas lamelas orientadas, desenhando trilhas anastomóticas e descontínuas. Epidoto e sericita são produtos de alteração principalmente dos plagioclásios, e opacos, titanita, clorita e muscovita estão associados à alteração da biotita. Zircão e apatita são fases acessórias comuns.

Os aspectos texturais/deformacionais observados no conjunto de rochas incorporadas ao Complexo Guianense na área da Folha Rio Araguari, a paragênese metamórfica em equilíbrio dos gnaisses orto- e paraderivados, e suas feições de reequilíbrio retrometamórfico, além da presença de migmatitos, demonstram que estas rochas foram submetidas a metamorfismo regional dínamo-termal sob condições de fácies anfíbolito alto, com reequilíbrios retrometamórficos em fácies xisto-verde. Condições de fácies granulito foram registradas localizadamente em rochas do *inlier* do Rio Mururé.



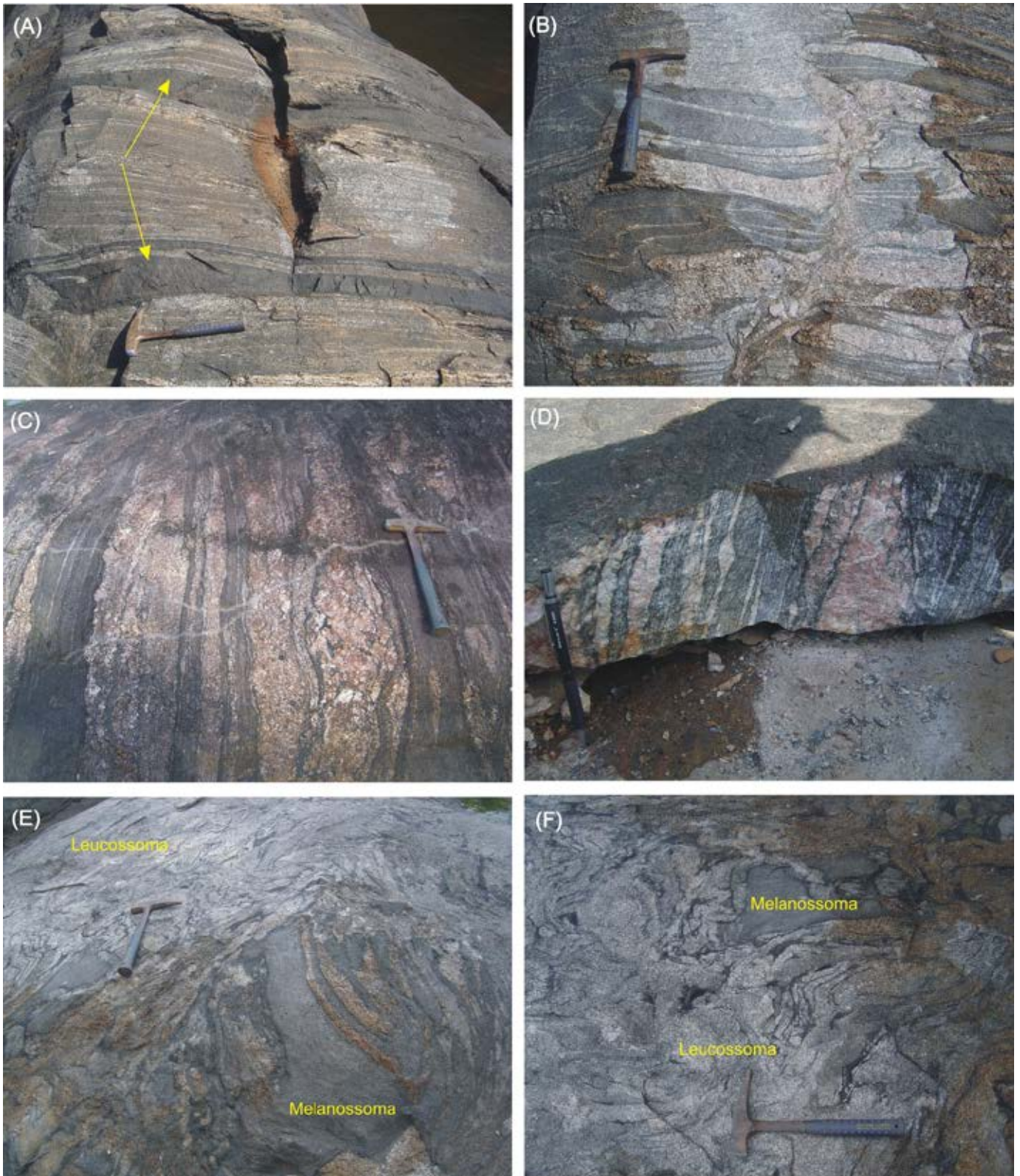


Figura 3.6 - Aspectos gerais de campo do Complexo Guianense. (A) Bandamento gnáissico ressaltado por leitos anfibolíticos contínuos (seta). Estação LT-22; (B) a (D) Ortognaisses migmatizados, com leucossomas quartzo-feldspáticos/neossomas concordantes ao bandamento. Estações LT-22, LT-29 e LT-39; (E) e (F) Feições diatexíticas em ortognaisse, com mistura complexa de leucossoma e melanossoma. Estação LT-45.

## 3.2.4.4 Idade e assinatura isotópica do Nd

Duas amostras coletadas em afloramentos do leito do Rio Amapari, no sudoeste da Folha Rio Araguari, foram selecionadas para datação pelo método de evaporação de Pb em zircão, sendo um biotita-gnaiss monzogranítico (amostra LT-39) e um biotita-granodiorito protocataclástico (amostra LT-38), com resultados isotópicos apresentados na Tabelas 3.4 e 3.5. No gnaiss LT-39 foram analisados 6 cristais, os quais forneceram idades superpostas nas etapas de mais alta temperatura, entre  $2610 \pm 3$  e  $2602 \pm 2$  Ma, tendo sido calculada uma idade média de  $2605 \pm 3$  Ma (USD = 2,3). Na amostra LT-38, foram coletados resultados isotópicos em 8 cristais, e em 6 foram obtidas idades variando entre  $2847 \pm 4$  e  $2839 \pm 5$  Ma, que forneceram uma idade média de  $2844 \pm 2$  Ma (USD=1,3) (Figura 3.7 A e B).

Em ambas as amostras as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  não variaram significativamente nos vários cristais datados e são reprodutíveis dentro dos limites de erro, o que significa que as idades médias calculadas podem ser assumidas como idades de cristalização das rochas datadas, e reforçam a existência de eventos magmáticos principais na transição Meso-Neoarqueano (2,85-2,79 Ga) e no Neoarqueano (2,66 – 2,60 Ga) no embasamento do Bloco Amapá, previamente datados por outros autores (AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006; FARACO et al., 2004.).

No entanto, a idade de  $2844 \pm 2$  Ma obtida na amostra LT-38 é equivalente à idade de  $2849 \pm 6$  Ma (AVELAR et al. 2003) fornecida por gnaiss tonalítico do Complexo Tumucumaque na região do Rio Água Fria, afluente do Rio Amapari, logo a sul Folha Rio Araguari, o que sugere aleitamento tectônico de corpos/faixas dos comple-

xos Guianense e Tumucumaque na borda norte do Bloco Amapá, ainda não mapeáveis na escala de trabalho.

Na porção sudoeste do Bloco Amapá foram obtidas idades mais antigas para os protólitos magmáticos do Complexo Guianense ( $2652 \pm 4$  e  $2628 \pm 2$  Ma / ROSA-COSTA et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006). Isto demonstra que são incluídas nesta unidade rochas com idades variáveis em até 50 Ma, visto a idade de  $2605 \pm 3$  Ma fornecida pelo ortognaiss LT-39, o que é aceitável considerando-se o nível de conhecimento na área e as limitações cartográficas de trabalhos de cunho regional.

Adicionalmente, em um ortognaiss graniorítico (amostra LT-134) do *inlier* do Rio Mururé 14 cristais de zircão foram analisados, dentre os quais 10 forneceram resultados isotópicos adequados para o cálculo de idades, variáveis entre  $2689 \pm 2$  e  $2629 \pm 2$  Ma (Tabela 3.6). A partir de idades fornecidas por 6 zircões, foi calculada uma idade média de  $2632 \pm 2$  Ma (USD = 2,0), interpretada como idade mínima do protólito granodiorítico (Figura 3.7).

Isótopos de Nd analisados em 5 amostras de ortognaisses do Complexo Guianense forneceram idades TDM entre 3,14 e 3,01 Ga, com valores de  $\epsilon\text{Nd}(T)$  variando de -5,94 a -3,85 (Tabela 3.2). Estes resultados são coerentes com outras idades modelo Sm-Nd obtidas em rochas da assembleia de embasamento do Bloco Amapá, que concentram-se principalmente entre 3,26 e 2,83 Ga (SATO; TASSINARI, 1997; PIMENTEL; FERREIRA FILHO; SPIER, 2002; AVELAR et al., 2003; ROSA-COSTA; LAFON; DELOR, 2006, ROSA-COSTA et al., 2008a, este projeto), indicando que este foi um importante período de formação de crosta continental do Arqueano no sudeste do Escudo das Guianas.

Tabela 3.4 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de biotita-gnaiss monzogranítico (amostra LT-39) da unidade Complexo Guianense. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.

Zircão	T (°C)	Razões	<b>204Pb/206Pb</b>	<b>208Pb/206Pb</b>	2 $\sigma$	<b>(207Pb/206Pb)c</b>	2 $\sigma$	Idade (Ma)	2 $\sigma$	Idade Média (Ma)	2 $\sigma$
LT39/1	*1500	0/40	8850	0.11676	0.00039	0.17334	0.00029	2591	3		
	<b>1550</b>	<b>36/36</b>	<b>4950</b>	<b>0.12770</b>	<b>0.00056</b>	<b>0.17458</b>	<b>0.00021</b>	<b>2602</b>	<b>2</b>	<b>2602</b>	<b>2</b>
LT39/2	*1450	0/38	8000	0.05816	0.00073	0.14411	0.00058	2277	7		
	*1500	0/40	9709	0.11314	0.00036	0.16407	0.00037	2498	4		
LT39/3	<b>1550</b>	<b>36/36</b>	<b>12987</b>	<b>0.14152</b>	<b>0.00035</b>	<b>0.17535</b>	<b>0.00037</b>	<b>2610</b>	<b>3</b>	<b>2610</b>	<b>3</b>
	*1450	0/12	7692	0.05695	0.00039	0.14202	0.00082	2252	10		
LT39/4	<b>1500</b>	<b>34/34</b>	<b>12195</b>	<b>0.14122</b>	<b>0.00036</b>	<b>0.17468</b>	<b>0.00031</b>	<b>2603</b>	<b>3</b>	<b>2603</b>	<b>3</b>
	*1500	0/12	5917	0.11332	0.00070	0.16890	0.00043	2547	4		
LT39/5	<b>1550</b>	<b>38/38</b>	<b>10000</b>	<b>0.11702</b>	<b>0.00100</b>	<b>0.17477</b>	<b>0.00050</b>	<b>2604</b>	<b>5</b>	<b>2604</b>	<b>5</b>
	*1450	0/8	3311	0.07219	0.00270	0.14996	0.00115	2346	13		
LT39/6	<b>1550</b>	<b>32/32</b>	<b>9524</b>	<b>0.11880</b>	<b>0.00163</b>	<b>0.17521</b>	<b>0.00023</b>	<b>2608</b>	<b>2</b>	<b>2608</b>	<b>2</b>
	#1450	0/34	1284	0.08392	0.00061	0.14005	0.00036	2229	4		
	<b>1500</b>	<b>24/24</b>	<b>11494</b>	<b>0.13713</b>	<b>0.00766</b>	<b>0.17471</b>	<b>0.00029</b>	<b>2604</b>	<b>3</b>	<b>2604</b>	<b>3</b>

Idade média (6 cristais) =  $2605 \pm 3$  (USD = 2,3)

Tabela 3.5 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de biotita-granodiorítico (amostra LT-38) do Complexo Tumucumaque. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	2σ	(207Pb/206Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σ	Idade Média (Ma)	2σ
LT38/1	*1500	0/34	14286	0,09251	0,00110	0,17418	0,00053	2599	5		
	<b>1550</b>	<b>30/36</b>	<b>40000</b>	<b>0,17017</b>	<b>0,00047</b>	<b>0,20238</b>	<b>0,00032</b>	<b>2846</b>	<b>3</b>	<b>2846</b>	<b>3</b>
LT38/2	#1450	0/22	755	0,03388	0,00115	0,12325	0,00038	2004	5		
	*1500	0/38	6579	0,12203	0,00127	0,17253	0,00087	2583	8		
LT38/3	<b>1550</b>	<b>24/30</b>	<b>35714</b>	<b>0,17523</b>	<b>0,00581</b>	<b>0,20230</b>	<b>0,00049</b>	<b>2845</b>	<b>4</b>	<b>2845</b>	<b>4</b>
	#1450	0/24	975	0,03527	0,00063	0,13419	0,00073	2154	10		
	*1500	0/38	12821	0,09773	0,00188	0,17767	0,00095	2632	9		
LT38/4	<b>1550</b>	<b>24/32</b>	<b>10870</b>	<b>0,18148</b>	<b>0,00346</b>	<b>0,20196</b>	<b>0,00035</b>	<b>2842</b>	<b>3</b>	<b>2842</b>	<b>3</b>
	*1450	0/40	10989	0,04294	0,00101	0,14069	0,00165	2236	20		
	*1500	0/40	19608	0,15391	0,00131	0,19250	0,00051	2764	4		
LT38/5	<b>1550</b>	<b>20/20</b>	<b>4149</b>	<b>0,16667</b>	<b>0,00140</b>	<b>0,20152</b>	<b>0,00057</b>	<b>2839</b>	<b>5</b>	<b>2839</b>	<b>5</b>
	*1450	0/4	>1000.000	0,04773	0,00661	0,13169	0,00100	2121	13		
	*1500	0/8	24390	0,04786	0,00052	0,13396	0,00036	2151	5		
LT38/6	*1550	0/38	22727	0,10943	0,00123	0,17158	0,00058	2573	6		
	*1450	0/6	6579	0,09044	0,00707	0,15819	0,00268	2437	29		
	*1500	0/8	8772	0,16345	0,00139	0,19450	0,00059	2781	5		
LT38/7	*1450	0/36	17544	0,12374	0,00096	0,17903	0,00042	2644	4		
	<b>1500</b>	<b>30/30</b>	<b>58824</b>	<b>0,17304</b>	<b>0,00206</b>	<b>0,20259</b>	<b>0,00056</b>	<b>2847</b>	<b>4</b>	<b>2847</b>	<b>4</b>
LT38/8	*1450	0/34	6211	0,04467	0,00100	0,14702	0,00131	2312	15		
	*1500	0/36	12346	0,16154	0,00091	0,19658	0,00040	2798	3		
	<b>1550</b>	<b>32/36</b>	<b>13514</b>	<b>0,18234</b>	<b>0,00073</b>	<b>0,20204</b>	<b>0,00027</b>	<b>2843</b>	<b>2</b>	<b>2843</b>	<b>2</b>

Idade média (6 cristais) = 2884 ± 2 (USD = 1,3)

Tabela 3.6 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de gnaiss granodiorítico (amostra LT-134) do Complexo Guianense. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	206Pb/204Pb	208Pb/206Pb	2σ	(207Pb/206Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σ	Idade Média (Ma)	2σ
LT134/1	*1450	0/6	12048	0,13710	0,01059	0,18056	0,00385	2658	35		
	<b>1500</b>	<b>38/38</b>	<b>7692</b>	<b>0,12650</b>	<b>0,00407</b>	<b>0,17745</b>	<b>0,00020</b>	<b>2629</b>	<b>2</b>	<b>2629</b>	<b>2</b>
LT134/2	*1450	0/36	15625	0,10313	0,00113	0,15902	0,00042	2445	4		
	<b>1500</b>	<b>34/34</b>	<b>18182</b>	<b>0,12487</b>	<b>0,00054</b>	<b>0,17816</b>	<b>0,00030</b>	<b>2636</b>	<b>3</b>	<b>2636</b>	<b>3</b>
LT134/3	*1450	0/32	5747	0,08312	0,00131	0,13954	0,00032	2222	4		
	<b>1500</b>	<b>36/36</b>	<b>6211</b>	<b>0,12404</b>	<b>0,00648</b>	<b>0,17766</b>	<b>0,00031</b>	<b>2632</b>	<b>3</b>	<b>2632</b>	<b>3</b>
LT134/5	#1450	0/4	1546	0,07812	0,00050	0,16344	0,00052	2492	5		
	*1500	0/20	47619	0,09955	0,00096	0,18298	0,00036	2680	3	2680	3
LT134/6	*1500	0/8	21277	0,08589	0,00046	0,18188	0,00133	2671	12	2671	12
LT134/7	*1450	0/32	7813	0,07679	0,00025	0,16524	0,00041	2510	4		
	*1500	0/36	32258	0,07246	0,00031	0,18394	0,00027	2689	2	2689	2
LT134/8	*1450	0/34	4975	0,08799	0,00182	0,15391	0,00042	2390	5		
	<b>1500</b>	<b>36/36</b>	<b>21277</b>	<b>0,11308</b>	<b>0,00120</b>	<b>0,17795</b>	<b>0,00043</b>	<b>2634</b>	<b>4</b>	<b>2634</b>	<b>4</b>
LT134/9	*1500	0/34	17857	0,12829	0,00037	0,15384	0,00039	2389	4		
LT134/10	*1500	0/36	111111	0,08869	0,00023	0,17503	0,00031	2607	3		
	*1550	0/8	41667	0,13042	0,00087	0,18255	0,00109	2677	10	2677	10
LT134/12	*1450	0/36	7042	0,11423	0,00072	0,16382	0,00109	2496	11		
LT134/13	*1450	0/12	11494	0,10462	0,00174	0,16062	0,00030	2463	3		
	<b>1500</b>	<b>32/32</b>	<b>62500</b>	<b>0,08327</b>	<b>0,00032</b>	<b>0,17789</b>	<b>0,00049</b>	<b>2634</b>	<b>5</b>	<b>2634</b>	<b>5</b>
LT134/14	*1450	0/26	34483	0,09491	0,00080	0,17620	0,00025	2618	2		
	<b>1500</b>	<b>8/8</b>	<b>&gt; 1000000</b>	<b>0,10008</b>	<b>0,00196</b>	<b>0,17736</b>	<b>0,00139</b>	<b>2629</b>	<b>13</b>	<b>2629</b>	<b>13</b>

Idade média (6 cristais) = 2632 ± 2 Ma (USD = 2,0)



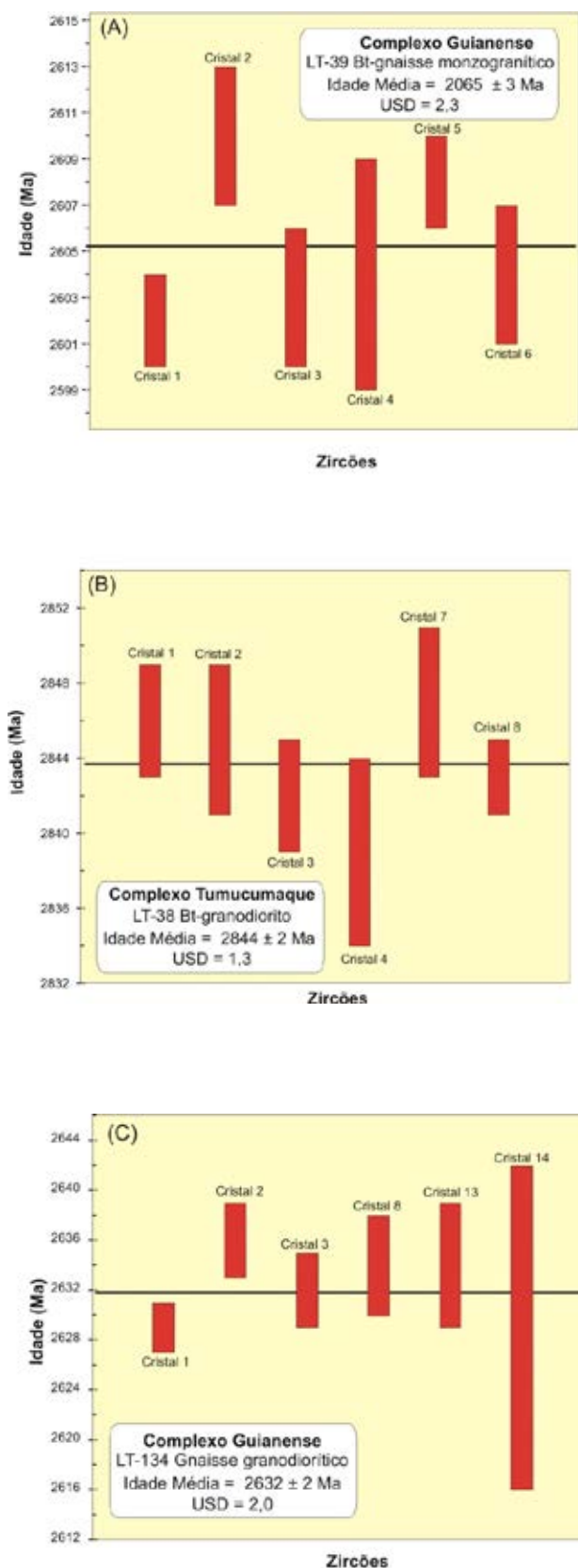


Figura 3.7 - Diagramas de evaporação de Pb em zircão para amostras analisadas dos complexos Guianense (A) e (C) e Tumucumaque (B).

### 3.2.5 Metagranitoide Pedra do Meio (A4ypm)

#### 3.2.5.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Esta unidade consiste em um corpo granítico localizado no limite centro-leste da Folha Rio Araguari, com boas exposições em lajeiros no leito do Rio Tartarugal Grande e do Igarapé do Braço, seu afluente pela margem esquerda. Nos mapas gamaespectrométricos, o Metagranitoide Pedra do Meio é definido por um corpo de forma elíptica, com eixo maior segundo NW-SE, de elevados valores radiométricos nos canais de Th, U e K, e que apresenta um padrão de zoneamento concêntrico bem destacado. A forma do corpo e o zoneamento também são observados nos mapas magnetométricos, o que lhe confere uma assinatura geofísica bastante peculiar, e permite sua individualização cartográfica. Não foram observadas em campo as relações de contato do Metagranitoide Pedra do Meio com as unidades circundantes. No entanto, interpretações imagens de radar e ópticas, sugerem contato tectônico deste corpo com o Complexo Tartarugal Grande e o Gnaiss Porfírio, através de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE.

#### 3.2.5.2 Aspectos de campo, características mesoscópicas e petrográficas

Os granitoides que definem esta unidade são leucocráticos, com cores acinzentadas, de granulação média a grossa, e apresentam caracteristicamente uma conspícua foliação fina, que por vezes assemelha-se a bandamento gnáissico (Figura 3.8 A e B). Evidências de migmatização são localmente observadas, como a presença de concentrações quartzo-feldspáticas na forma de bolsões, leitos descontínuos e ocelos amendoados (Figura 3.8 C).

O corpo mapeado apresenta variações litológicas, inclusive em escala de afloramento, tendo sido caracterizadas as fácies petrográficas biotita-monzogranitos, biotita-granodioritos, leucogranitos, álcali-feldspato granitos, quartzo-monzodiorito. Foi registrada ainda a ocorrência de charnockito na porção central do corpo.

Estes granitoides têm mineralogia essencial definida por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, sendo a biotita o principal mineral varietal, além do anfibólio e localmente o hiperstênio. As fases acessórias primárias são opacos, apatita, zircão, allanita e epidoto magmático. Minerais tardi-magmáticos e pós-magmáticos são epidoto e sericita, resultantes da desestabilização do plagioclásio, clorita, a partir da alteração do anfibólio e biotita, muscovita a partir do feldspato alcalino, além da titanita, que forma coroas em torno dos minerais opacos, ou ocorre em pequenos agregados ao longo de clivagens do anfibólio. Os plagioclásios têm composição na faixa dos oligoclásios ( $An_{12-25}$ ), ocorrem como cristais subautomórficos a xenomórficos, com contornos regulares, e frequentemente desenvolvem mirmequitas em bulbos nos contatos com os cristais de feldspato alca-

lino. Em alguns é possível observar anti-pertitas bem desenvolvidas, extinção ondulante e maclas encurvadas (Figura 3.8 D). Os feldspatos alcalinos ocorrem em cristais subautomórficos a xenomórficos, com maclamento xadrez bem desenvolvido, muitas vezes difuso, mostrando ainda micropertitas localmente. Os cristais de quartzo são xenomórficos, apresentam moderada extinção ondulante, desenvolvendo subgrãos e bandas de deformação localmente. Os minerais máficos (biotita, hornblenda e hiperstênio) são subautomórficos e geralmente ocorrem intersticialmente entre os minerais félsicos (Figura 3.8 E).

Apesar da aparência fortemente anisotrópica em afloramento, em escala microscópica os granitoides comumente apresentam texturas ígneas preservadas, principalmente do tipo granular hipidiomórfica e granular xenomórfica, de contatos curvos ou irregulares entre os cristais, com anisotropia pobremente desenvolvida e evidenciada principalmente pela orientação de biotita e anfibólio, quando presentes (Figura 3.8 F).

### 3.2.5.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Neste projeto um charnockito (amostra LT-245) coletado no centro do corpo que representa o Metagranitoide Pedra do Meio foi datado por U-Pb LA ICP-MS. Os cristais de zircão selecionados para análise formam uma única população de cristais rosados, subédricos, com relação comprimento:largura de 1:1 (cristais arredondados) a 2:1 (prismas curtos). As imagens *backscattering* mostram cristais heterogêneos, apresentando núcleos com zoneamento oscilatório concêntrico e bordas homogêneas e fraturadas. Os resultados em 23 análises pontuais, realizadas nas bordas e núcleos dos cristais, são mostrados na Tabela 3.7. Para o cálculo da idade foram considerados 20 pontos. Não foi possível calcular a idade concórdia devido à forte perda de chumbo na rocha. A idade calculada no intercepto superior foi de  $2592 \pm 22$  Ma e no inferior de  $514 \pm 100$ , com MSWD de 6,2 (Figura 3.9). Foi identificado um núcleo herdado com idade superior a 3,0 Ga. Apesar do erro elevado, a idade do intercepto superior pode ser considerada como a idade de cristalização.

O charnockito datado apresentou idade  $T_{DM}$  de 3,21 Ga, tendo sido calculado um valor de  $\epsilon_{Nd(T)}$  de -11,14 (Tabela 3.2), o que sugere que a origem deste corpo envolve retrabalhamento de crosta continental arqueana.

## 3.3 SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES

### 3.3.1 Grupo Vila Nova (PP2vn)

#### 3.3.1.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

O termo “Grupo Vila Nova” foi proposto inicialmente por Lima et al. (1974), em substituição à Série Vila Nova de Ackermann (1948), para designar coletivamente um conjunto de faixas de rochas metavulcanossedimen-

tares, que se estendem por todo o estado do Amapá e no NW do Pará. Algumas definem serras ou sequências de serras alongadas segundo NW-SE, que podem atingir até centenas de quilômetros em extensão longitudinal, sendo as mais expressivas as faixas Serra do Navio - Serra do Tumucumaque, Tartarugalzinho, Serra Lombarda e Serra do Ipitinga.

O Grupo Vila Nova, a partir de Lima et al. (1974), passou a representar em território brasileiro a unidade estratigráfica que pertence a um cinturão metavulcanosedimentar que exibe características semelhantes a sequências tipo greenstone-belts, com representantes em toda porção setentrional do Escudo das Guianas, desde o Amapá até a Venezuela, recebendo terminologias distintas na literatura histórica: Formação/Série/Grupo Paramaka na Guiana Francesa, Grupo Marowijne no Suriname, Supergrupo Barama-Mazaruni na Guiana, e Supergrupo Pastora na Venezuela (PRIEM, ROEVER, BOSMA, 1980; BOSMA et al., 1983; GIBBS, 1980; GIBBS, BARRON, 1993; GRUAU et al., 1985; SPIER, FERREIRA FILHO, 1999; VOICU et al., 2001; NORCROSS et al., 2000 e outros).

As idades obtidas nestas unidades metavulcanosedimentares são bastante variáveis, oscilando entre 2,26 e 2,11 Ga (GIBBS, OLSZEWSKI, 1982; GIBBS, 1980; GRUAU et al., 1985; McREATH, FARACO, 1997; DELOR et al., 2003), assim como variam suas assinaturas químicas, o que sugere que estas não devem ser correlacionáveis em nível macrorregional, pois depositaram-se em distintos estágios da evolução orogenética riaciana e, possivelmente, em ambientes tectônicos distintos, como em bacias associadas a ambientes de subducção (DELOR et al., 2003) ou até em margens passivas (McREATH, FARACO, 2006).

Ricci et al. (2001) foram os primeiros a propor a restrição do termo Grupo Vila Nova, que passou a designar apenas a sequência que se distribui como uma faixa NW-SE, que se prolonga por mais de 350 km, desde a região da Serra do Tumucumaque, a noroeste, passando pela Serra do Navio, até ser encoberta na extremidade sudeste por unidades sedimentares fanerozoicas da Bacia do Amazonas, tendo como seção-tipo o Rio Vila Nova, no centro-sul do Amapá. Rosa-Costa, Lafon e Delor (2006) corroboram a redefinição de Ricci et al. (2001) e sugerem que os grupos Vila Nova e Ipitinga, a grosso modo, balizam os limites setentrional e meridional do Bloco Amapá, respectivamente.

Neste trabalho o Grupo Vila Nova é usado segundo a concepção de Ricci et al. (2001), e na área da Folha Rio Araguari é proposta sua subdivisão nas formações Jornal e Santa Maria do Vila Nova, que agrupam, respectivamente, conjuntos de rochas metamáficas e metassedimentares. As designações “Jornal” e “Santa Maria do Vila Nova” são oriundas de estudos estratigráficos precursoros realizados nesta sequência supracrustal na região de Serra do Navio (SCARPELLI, 1973; NAGELL, 1962).

As supracrustais metamorfizadas do Grupo Vila Nova afloram em excelentes exposições ao sul da Folha Rio Araguari, em lajeiros no leito dos rios Araguari e Amapari e de seus afluentes pela margem esquerda, o Rio Santo Antônio e o Igarapé Sucuriçu.



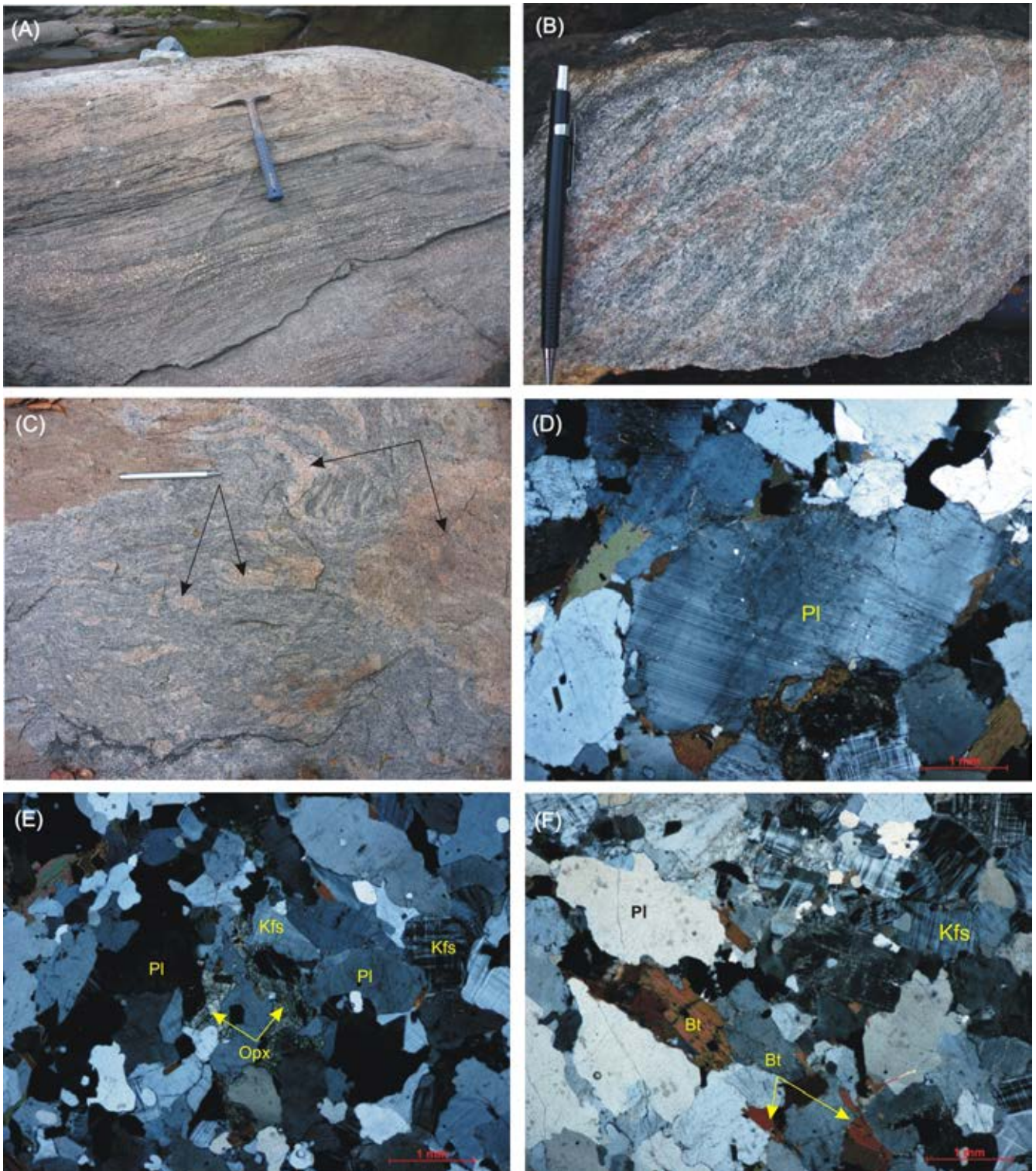


Figura 3.8 - Foliação fina de granitoide observada em afloramento (A) e amostra de mão (B). Estação LT-248; (C) Aspecto migmatítico em charnockito, com concentrações leucocráticas quartzo-feldspáticas (seta) Estação LT-245; (D) Cristal subautomórfico de plagioclásio com maclamento do tipo albita, mostrando maclas levemente encurvadas e extinção ondulante. Amostra LT-223; (E) Aspectos microscópicos de charnockito, com textura granular xenomórfica. Notar a presença de hiperstênio entre cristais de feldspato e maclamento xadrez difuso do feldspato alcalino. Amostra LT-245; (F) Textura granular hipidiomórfica em biotita-monzogranito, com biotitas iso-orientadas. Amostra LT-244A. Fotomicrografias: NX 2,5x.

Tabela 3.7 – Resultados analíticos U-Pb obtidos por LA-ICP-MS para o charnockito LT-245 do Metagranitoide Pedra do Meio. Em negrito análise de núcleo herdado.

Análises de bordas (B) e núcleos (N) de Zircões	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ (%)	Conc (%)
Z 18 B	0,09	131893	0,16984	0,80	10,83254	1,28	0,46259	1,00	0,77	2556	13	2509	12	2451	20	95,89
Z 19 B	0,24	34492	0,11952	1,24	2,72815	3,10	0,16556	2,84	0,92	1949	22	1336	23	988	26	50,67
Z 24 B	0,21	69628	0,15968	0,92	6,05671	1,96	0,27510	1,73	0,88	2452	16	1984	17	1567	24	63,89
Z 25 B	0,19	83184	0,17639	1,10	12,08415	1,74	0,49687	1,36	0,77	2619	18	2611	16	2600	29	99,28
Z 31 B	0,16	11861	0,14324	1,35	3,79395	3,20	0,19210	2,91	0,91	2267	23	1591	26	1133	30	49,97
Z 37 B	0,08	126841	0,15773	1,11	7,85792	1,99	0,36133	1,65	0,83	2431	19	2215	18	1988	28	81,78
Z 41 B	0,11	123265	0,16195	0,62	8,92066	1,93	0,39951	1,83	0,95	2476	11	2330	18	2167	34	87,51
Z 42 B	0,09	83195	0,17037	0,84	10,71924	1,84	0,45633	1,64	0,89	2561	14	2499	17	2423	33	94,62
Z 44 B	0,08	121924	0,16745	1,98	10,28794	3,23	0,44559	2,56	0,85	2532	33	2461	30	2376	51	93,81
Z 49 B	0,19	18154	0,13483	1,27	3,41095	2,47	0,18349	2,12	0,85	2162	22	1507	19	1086	21	50,24
Z 06 N	0,15	68096	0,17300	2,08	11,98186	2,82	0,50231	1,90	0,77	2587	35	2603	26	2624	41	101,42
Z 20 N	0,09	66855	0,17263	1,51	11,96208	2,14	0,50256	1,51	0,73	2583	25	2601	20	2625	33	101,60
Z 23 N	0,07	102066	0,16986	0,60	11,04256	1,13	0,47150	0,95	0,83	2556	10	2527	11	2490	20	97,41
Z 36 N	0,17	61822	0,16206	1,05	7,23152	2,45	0,32364	2,21	0,90	2477	18	2140	22	1807	35	72,96
Z 47 N	1,02	70795	0,17577	0,89	10,66388	2,39	0,44001	2,21	0,93	2613	15	2494	22	2351	44	89,95
Z 48 N	0,22	87694	0,16611	1,17	8,19565	2,10	0,35783	1,75	0,83	2519	20	2253	19	1972	30	78,29
Z 53 N	0,10	90280	0,17469	0,66	10,04114	1,51	0,41687	1,36	0,90	2603	11	2439	14	2246	26	86,29
Z 54 N	0,06	66767	0,17595	0,83	11,37634	1,30	0,46892	1,00	0,75	2615	14	2554	12	2479	21	94,79
Z 55 N	0,34	87081	0,16677	1,09	8,62945	2,11	0,37529	1,81	0,85	2525	18	2300	19	2054	32	81,34
Z 56 N	0,59	87982	0,16946	1,58	9,62778	2,29	0,41206	1,67	0,75	2552	26	2400	21	2224	31	87,15
<b>Z 43 N</b>	<b>0,17</b>	<b>60094</b>	<b>0,24526</b>	<b>1,13</b>	<b>19,08948</b>	<b>1,78</b>	<b>0,56451</b>	<b>1,38</b>	<b>0,77</b>	<b>3154</b>	<b>18</b>	<b>3046</b>	<b>17</b>	<b>2885</b>	<b>32</b>	<b>91,47</b>

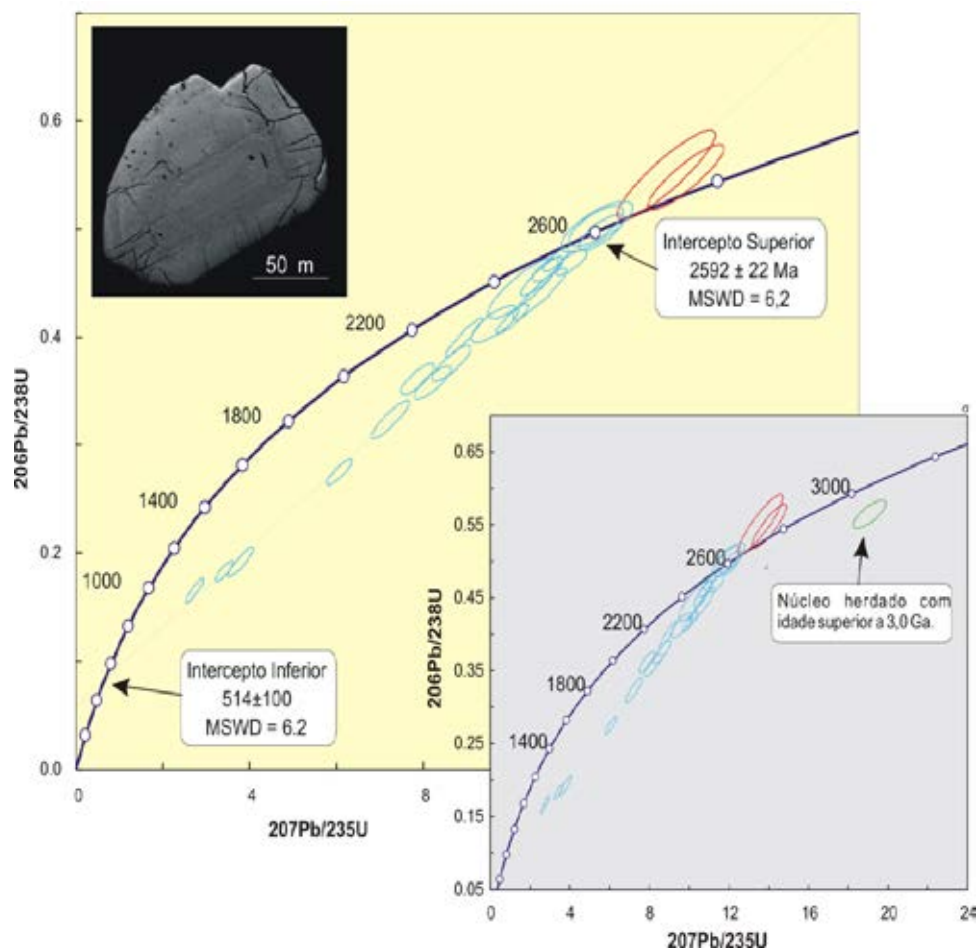


Figura 3.9 - Diagrama concórdia com os pontos analíticos dos zircões do charnockito LT-245, com idade do intercepto superior representando a idade aproximada da unidade Metagranitoide Pedra do Meio. Pontos vermelho não considerados para cálculo da idade. Nos detalhes, idade de núcleo herdado (verde) e imagem backscattering de zircão representativo dos cristais datados.

As rochas desta unidade definem serras com cristas alongadas segundo o trend estrutural principal NW-SE, são fortemente controladas por zonas de cisalhamento transcorrentes, que balizam seus contatos com unidades adjacentes (ex. complexos Tumucumaque, Guianense e Araguari) definindo um aleitamento tectônico, e são intrudidas por diversos corpos granitoides (ex. Granito Carrapatinho, Metagranito Sucuriju, Diorito Rio Santo Antônio). Em imagens gamaespectrométricas configuram um padrão “zebrado”, que alterna faixas estreitas de radiação baixa e intermediária.

Faixas restritas e isoladas que ocorrem na porção sudeste da Folha Rio Araguari, no médio curso dos rios Tartarugal Grande e Tracajatuba, também foram correlacionadas ao Grupo Vila Nova.

### 3.3.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

#### Formação Jornal (PP2vnj)

Define-se a Formação Jornal como uma associação de rochas de coloração cinza escura a cinza esver-

deada, melanocráticas, de granulação fina a muito fina, que sempre exibem uma conspícua foliação, apresentando frequentemente sulfetos disseminados (pirita). São comuns veios de quartzo de espessuras variáveis (de ~30 cm a < 1 cm), concordantes e que ressaltam a foliação, geralmente boudinados/rompidos ou na forma de dobras sem raiz (Figura 3.10 A e B). A foliação impressa nestas rochas é bastante regular e apresenta-se frequentemente com altos ângulos de mergulho (Figura 3.10 C e D). Em alguns locais são observadas dobras apertadas, com desenvolvimento de uma foliação plano axial (Figura 3.10 E e F).

Sob análise petrográfica foram caracterizados predominantemente anfibolitos e actinolita-xistos. Os anfibolitos apresentam uma textura nematoblástica, dada pelo arranjo preferencial de cristais prismáticos e/ou aciculares de anfibólio/hornblenda e blastos xenomórficos orientados de plagioclásio cálcico/andesina, que juntos perfazem cerca ou mais de 90% da porcentagem modal (Figura 3.11 A). O quartzo também ocorre como blastos xenomórficos, com extinção plana e total. Os opacos apresentam-se em formas granulares disseminados em meio aos anfibólios.

Os actinolita-xistos são definidos, em ordem decrescente de abundância, por anfibólio actinolítico, plagioclásio cálcico/andesina-labradorita, quartzo e



opacos, com alguns contendo clinopiroxênio. Apatita é o acessório mais comum, e clorita frequentemente aparece como alteração do anfibólio. Apresentam uma fábrica grano-nematoblástica, dada por um bom arranjo preferencial de cristais prismáticos de actinolita, que se alternam com bandas granoblásticas de granulação fina compostas por blastos de plagioclásio e quartzo, ambos xenomórficos. Por vezes a actinolita apresenta-se com hábito acicular em arranjos radiais (Figura 3.11 B). O quartzo ocorre também na forma de *ribbons* compostos por blastos recristalizados. Os opacos são abundantes, disseminados ou formando trilhas.

A paragênese mineral nas rochas estudadas (principalmente plagioclásio+hornblenda actinolítica e plagioclásio+hornblenda) permite definir que esta sequência é derivada da transformação metamórfica de rochas provavelmente basálticas, submetidas a metamorfismo dinamo-termal compatível com a fácies xisto-verde alto a anfibolito. Uma ocorrência de granulito máfico, com textura granoblástica típica, com contatos retilíneos em pontos tríplices, indica que lascas de rochas de nível crustal mais profundo podem ter sido incorporadas ao conjunto. Reações retrometamórficas foram observadas, traduzidas pela alteração do anfibólio para biotita ou para clorita. Estas rochas também foram submetidas a alterações hidrotermais posteriores, sugeridas pela presença de rochas fortemente transformadas, com epidoto e carbonato substituindo o plagioclásio, clorita pseudomorfizando os minerais máficos, e pelo enriquecimento em quartzo.

#### Formação Santa Maria do Vila Nova (PP2vnsM)

Esta unidade é caracterizada por uma sequência de rochas paraderivadas. Litotipos de derivação clástica dominam amplamente nas faixas mapeadas na porção centro-sul da quadrícula. São, sobretudo, xistos aluminosos com intercalações subordinadas de quartzitos, ocorrendo ainda lentes restritas de rochas clástico-químicas, representadas por xistos calci-silicáticos.

Os xistos aluminosos têm coloração amarronzada a acinzentada, granulação fina a média, apresentam uma foliação fina e contínua, de alto ângulo, marcada pelo forte alinhamento de palhetas de biotita, e obliterada por porfiroblastos arredondados de granada, que por vezes formam grandes concentrações. São classificados como granada-biotita-xistos, cordierita-granada-biotita-xistos e cordierita-sillimanita-granada-biotita-xistos. A maioria destas rochas apresenta mais de 50 % de minerais aluminosos, sugerindo a participação importante de sedimentos pelíticos na constituição dos seus protólitos, alguns podendo ser caracterizados como verdadeiros metapelitos. Os xistos mais quartzo-feldspáticos, que geralmente contêm

apenas biotita e granada, provavelmente derivam de protólitos mais arenosos, possivelmente arenitos impuros. Em um afloramento localizado no extremo sul da quadrícula, no leito do Rio Amapari, observa-se preservado o acamamento original ( $S_0$ ) da sequência, com intercalação de leitões (meta-) pelíticos e (meta-) arenosos, e que a foliação tectônica ( $S_1$ ) é concordante à estruturação sedimentar primária (Figura 3.12).

Sob o microscópio os xistos aluminosos apresentam um arranjo textural granolepidoblástico com faixas estreitas, descontínuas, de espessura irregular, compostas por agregados granoblásticos de quartzo + plagioclásio sódico (albita), de granulação fina, em contatos internos interlobados e até poligonais (junções em pontos tríplices), alternados com trilhas de biotita marrom avermelhada. Estas trilhas envolvem porfiroblastos arredondados de granada, de granulação fina ou atingindo até 1 cm, contendo inclusões de quartzo, plagioclásio, opacos, em configuração aleatória ou aproximadamente helicítica, indicando o caráter pré- ou sin-tectônico desta fase. A granada também ocorre em concentrações de blastos finos, arredondados (Figura 3.13 A). Quando presente a cordierita é xenomórfica, com maclas características, e pode ocorrer nos agregados granuloblásticos ou em porfiroblastos alongados poiquiloblásticos (com inclusões de biotita, quartzo, opacos), límpidos ou pinitizados (Figura 3.13 B). A sillimanita aparece na forma de blastos finos alinhados paralelamente à biotita e à cordierita, ou em agregados nas zonas de sombra de pressão da granada (Figura 3.13 C). A muscovita é rara. Opacos, turmalina, monazita, e zircão são acessórios comuns. Tramas miloníticas também são observadas nos xistos, com porfiroblastos oclares (granada e cordierita), contornados por trilhas anastomóticas dos filossilicatos, com as biotitas desenhando feições tipo mica *fish* (Figura 3.13 D).

Os quartzitos, classificados como ortoquartzitos com muscovita ou granada-quartzitos, apresentam textura granoblástica, com contatos interlobados e até poligonais.

A associação mineralógica frequente nos xistos aluminosos, a base de quartzo+plagioclásio+biotita+granada±cordierita±sillimanita, indica que condições de fácies anfibolito foram atingidas durante o metamorfismo. A foliação definida pelas assembleias metamórficas em equilíbrio sugerem crescimento em condições sin-tectônicas.

Os xistos calcissilicáticos foram classificados petrograficamente como granada-grunerita-biotita-xistos e antofilita-cordierita-xistos. Em escala de afloramento assemelham-se aos xistos pelíticos, apresentando colorações amarronzadas e acinzentadas, levemente esverdeadas, mas sob exame microscópio a assembleia mineral indica sua derivação clasto-química (Figura 3.14 A e B).



Figura 3.10 - Formação Jornal, Grupo Vila Nova. (A) Anfibolito com veio de quartzo boundinado e concordante à foliação. Estação LT-03; (B) Veios e vênulas rompidos de quartzo ressaltando a foliação em xisto máfico. Estação LT-56; (C) e (D) Afloramentos expressivos de rochas metamáficas no leito dos rios Amapari e Santo Antônio. Notar em ambos o caráter verticalizado da foliação. Estações LT-03 e LT-77; (E) e (F) Dobras apertadas (em chevron) desenvolvidas em actinolita-xisto, com formação de foliação plano-axial (setas), Estação LT-83.



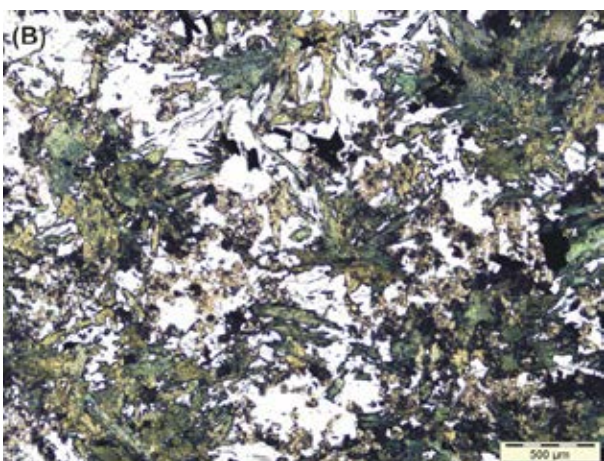


Figura 3.11 - Aspectos petrográficos de rochas metamáficas da Formação Jornal, Grupo Vila Nova. (A) Textura nematoblastática em anfibolito. Amostra LT-03E. LN 2x; (B) Cristais de actinolita com arranjos radiais, em actinolita-xisto. Amostra LT-53. LN 4x.

Corpos de formações ferríferas bandadas registradas em faixas isoladas no sudeste da Folha, sem continuidade física com a faixa principal do Grupo Vila Nova, foram correlacionadas à Formação Santa Maria do Vila Nova, embora não haja critérios seguros para tal afirmação. Estes corpos são demarcados por anomalias magnéticas destacáveis, e formam serras reliquias com cristas alongadas e até dobradas, como na região do Rio Tartarugal Grande (vide Capítulo 7). São rochas que preservam a estratificação deposicional primária S0 paralela à foliação S1, com alternância regular de leitos quartzosos esbranquiçados e leitos escuros onde predominam óxidos (Figura 3.15 A). Dobras são registradas nas formações ferríferas da região do Rio Tracajatuba, no extremo sudeste da Folha (Figura 3.15 B). A associação mineralógica principal é quartzo+magnetita+hematita ( fácies óxido). Granada e hercinita foram registradas em

uma amostra. O arranjo microtextural entre os cristais é do tipo granoblástico, contendo por vezes destacados porfiroblastos de magnetita, indicando crescimento durante o metamorfismo (Figura 3.15 C e D). Estas rochas representam o protominério de importantes depósitos de Fe, discutidos no Capítulo 7.

Na maior parte da área de ocorrência do Grupo Vila Nova na Folha Rio Araguari não foi possível individualizar as formações Jornal e Santa Maria do Vila Nova, visto a forte intercalação de rochas de origens distintas, observada inclusive em escala de afloramento (Figura 3.16).

### 3.3.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Na Tabela 3.8 são apresentados os resultados isotópicos obtidos pela sistemática Sm-Nd em rocha total em rochas metamáficas do Grupo Vila Nova/Formação Jornal, obtidas neste projeto e compiladas da literatura, na área das folhas Rio Araguari e Macapá. As idades-modelo TDM, calculadas segundo o modelo de manto empobrecido (De PAOLO, 1981), variam entre 3,03 e 2,20 Ga. Destaca-se que, com exceção do anfibolito ROB-33, que forneceu idade TDM de 2,42 Ga, todas as amostras forneceram razões  $147\text{Sm}/144\text{Nd}$  bastante acima dos valores admitidos para o manto empobrecido (entre 0,080 e 0,120), e que podem ser utilizados para o cálculo de idades TDM. Portanto, a utilização destes dados para interpretações geológicas deve ser feita com cautela, pois as razões  $147\text{Sm}/144\text{Nd}$  obtidas são características de rochas que sofreram algum fracionamento químico da razão Sm/Nd. Tavares (2009) também analisou rochas paraderivadas do Grupo Vila Nova, na região de Serra do Navio, que forneceram idades modelo TDM entre 2,8 e 2,40, com predomínio de idades siderianas.

A análise global das idades TDM obtidas apontam para uma idade paleoproterozoica para a formação do Grupo Vila Nova, e sugerem que o magma parental que gerou as rochas máficas da Formação Jornal sofreu contaminação com rochas crustais arqueanas, e que as rochas paraderivadas da Formação Santa Maria do Vila Nova têm fontes sedimentares arqueanas e paleoproterozoicas, o que descarta a possibilidade do Grupo Vila Nova ser arqueano.

A idade mínima do Grupo Vila Nova é inferida pela idade de  $2262 \pm 1,6$  Ma (BARRETO, LAFON, ROSA-COSTA, 2009) obtida em plúton do Diorito Rio Santo Antônio intrusivo nesta sequência.

Uma idade isocrômica (Sm-Nd granada-rocha) de  $2059 \pm 15$  Ma ( $2\sigma$ ), fornecida por um xisto paraderivado, foi interpretada por (TAVARES, 2009) como indicativa do evento metamórfico que afetou estas rochas.



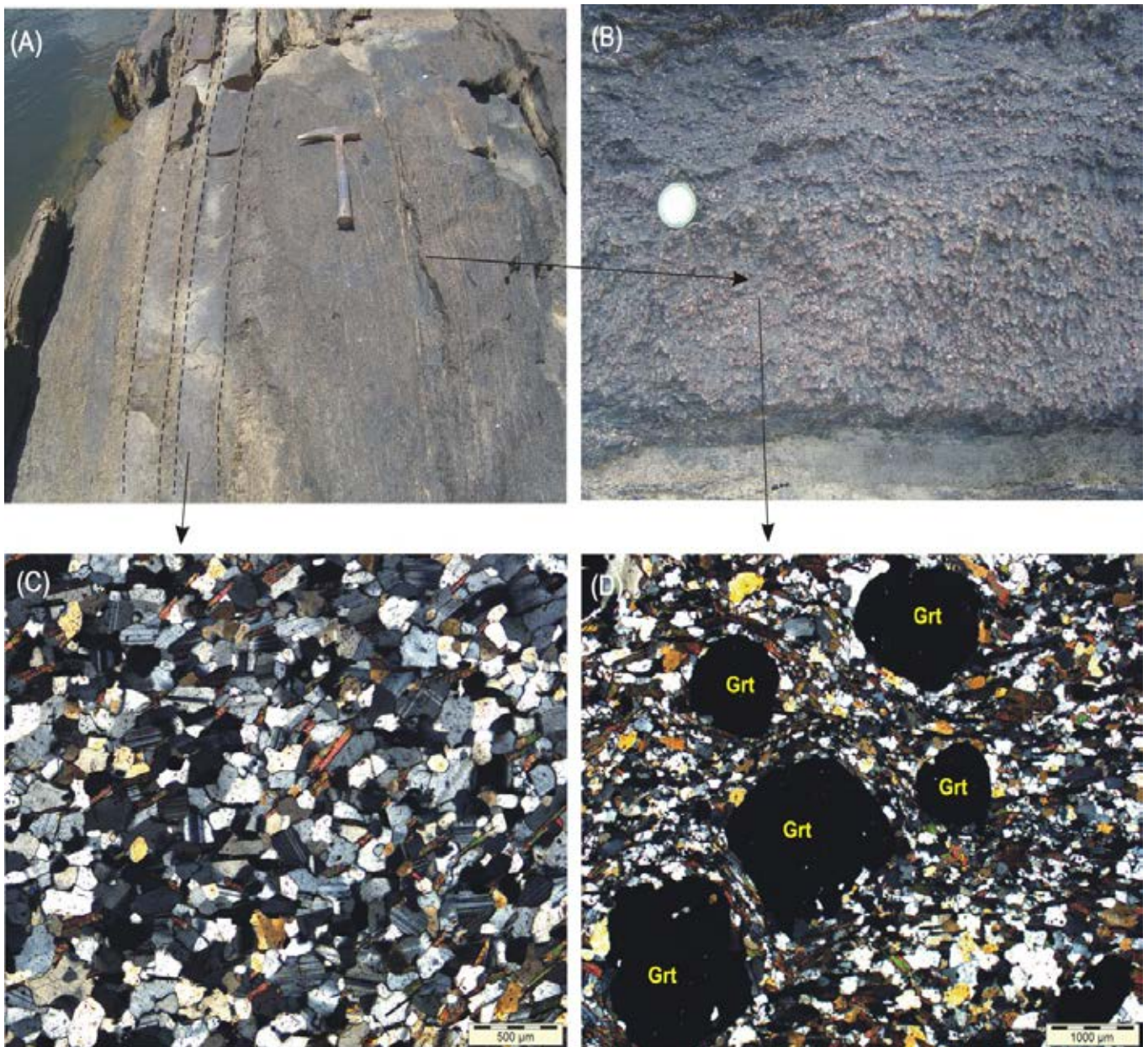


Figura 3.12- (A) Formação Santa Maria do Vila Nova em afloramento no leito do Rio Amapari (estação LT-03), onde observa-se o acamamento sedimentar preservado, com camadas de derivação pelítica, muito ricas em granada (B) intercaladas com camadas de derivação mais arenosa (tracejadas). Sob o microscópio o litotipo mais arenoso é classificado como granada-biotita-plagioclásio-granoblastito (C) e o mais pelítico é um granada-cordierita-biotita-xisto (D).

### 3.3.2 Grupo Tartarugalzinho

#### 3.3.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

O Grupo Tartarugalzinho é proposto neste trabalho para designar uma faixa metavulcano-sedimentar alongada segundo NW-SE, que ocorre na porção oriental da Folha Rio Araguari, recortada pelo Rio Tartarugalzinho, que lhe empresta a toponímia. Em trabalhos anteriores (LIMA et al., 1974; JORGE JOÃO et al., 1979; FARACO et al., 2004) era interpretada como integrante da unidade macrorregional “Vila Nova”. No entanto, sua íntima associação com granitoides associados a ambientes de arcos magmáticos, datados

entre 2,20-2,18 Ga (Suíte Intrusiva Flexal) e 2,14-2,13 Ga (Tonalito Papa Vento), indica que esta sequência supracrustal deve estar relacionada a uma bacia com evolução durante estes estágios acrescionários, não podendo portanto ser correlacionada ao Grupo Vila Nova, cuja idade mínima é 2,26 Ga.

Zonas de cisalhamento transcorrentes, interpretadas em produtos de sensores remotos, parecem exercer forte controle estrutural nesta unidade, e definem contatos tectônicos com o Tonalito Papa Vento e com a Suíte Intrusiva Flexal.

Nos mapas gamaespectrométricos não foi observada uma assinatura geofísica claramente distintiva do Grupo Tartarugalzinho, embora sejam marcantes os contrastes de



relevo, visto que esta unidade é definida por serras com cristas alongadas. No mapa do campo magnético total percebe-se um relevo magnético suave, sem anomalias magnéticas expressivas, que representa também um dos contrastes distintos entre esta unidade e o Grupo Vila Nova, marcado por anomalias magnéticas relacionadas à presença de formações ferríferas bandadas, rochas ainda não descritas no Grupo Tartarugalzinho.

Neste trabalho não foi possível realizar trabalhos de campo nesta unidade, embora tenham sido feitas revisões petrográficas de lâminas oriundas do Projeto Falsino (JORGE JOÃO et al., 1979), e grande parte das informações foi

compilada daquele projeto. Jorge João et al. (1979) denominaram esta sequência de “Suíte” Metamórfica Vila Nova, e a subdividiram nas unidades, dispostas da base para o topo, Anfibolito Anatum, Quartzito Fé em Deus e Mica-xisto Tartarugalzinho, que englobam, respectivamente, conjuntos de xistos máfico-ultramáficos, quartzitos e xistos micáceos.

Neste projeto é proposta a subdivisão em Unidade Metamáficas e Metultramáficas e Unidade Metassedimentar. Não foram utilizados os termos “Anatum” e “Fé em Deus”, visto que estes se referem a toponímias de feições geográficas localizadas a centenas de quilômetros a oeste da Folha Rio Araguari.

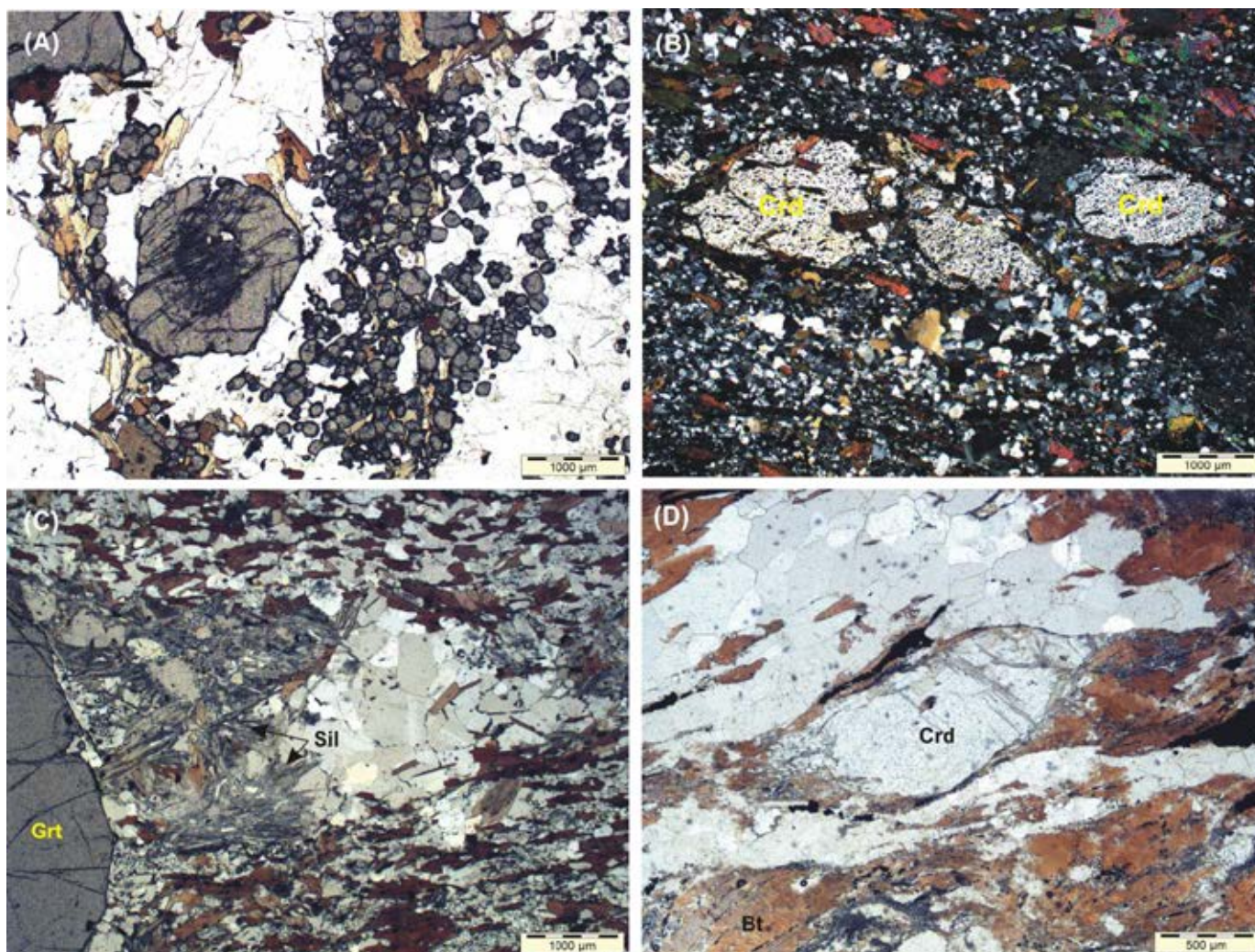


Figura 3.13 - Fotomicrografias de xistos aluminosos da Formação Santa Maria do Vila Nova. (A) Granada na forma de porfiroblasto e em concentrações de cristais de granulação fina. Amostra LT-37. LN, 2x; (B) Porfiroblastos alongados de cordierita, pinitizados e com inclusões de biotita. Amostra LT-08 A. NX, 2x; (C) Agregados de cristais de silimanita desenvolvidos na sombra de pressão da granada. Amostra LT-08 A. NX, 2x; (D) Textura milonítica, com porfiroblasto ocelar de cordierita e biotita com feição mica fish. Amostra LT-35. LN, 4x.



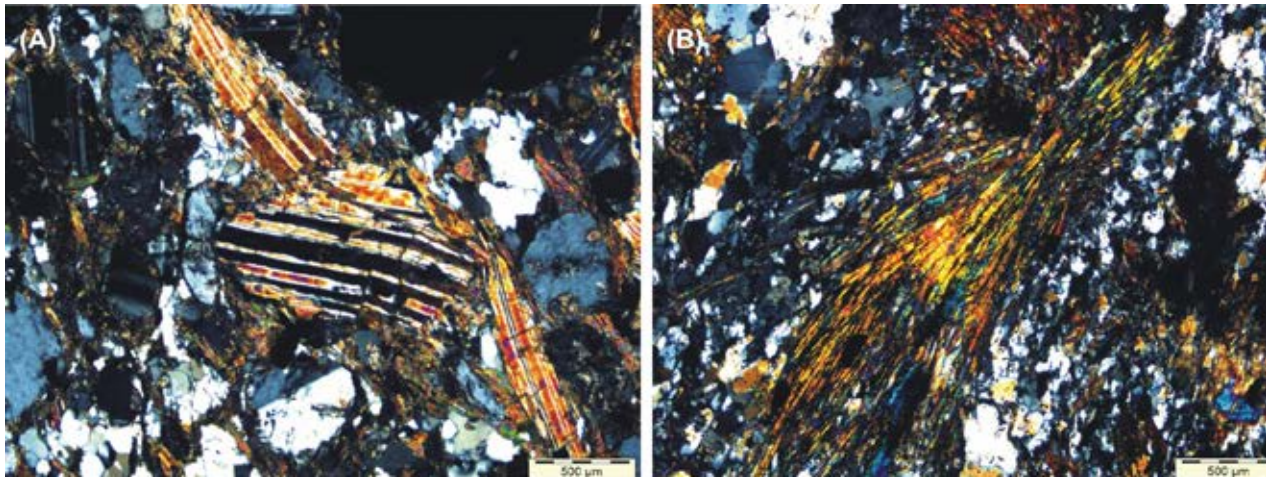


Figura 3.14 – Xistos calcissilicáticos da Formação Santa Maria do Vila Nova. (A) Maclamento polissintético da grunerita em granada-grunerita-biotita xisto. Amostra LT-57, NX 2x; (B) Agregados em leque de cristais aciculares de antofilita em antofilita-cordierita-xisto. Amostra LT-47, NX 4x

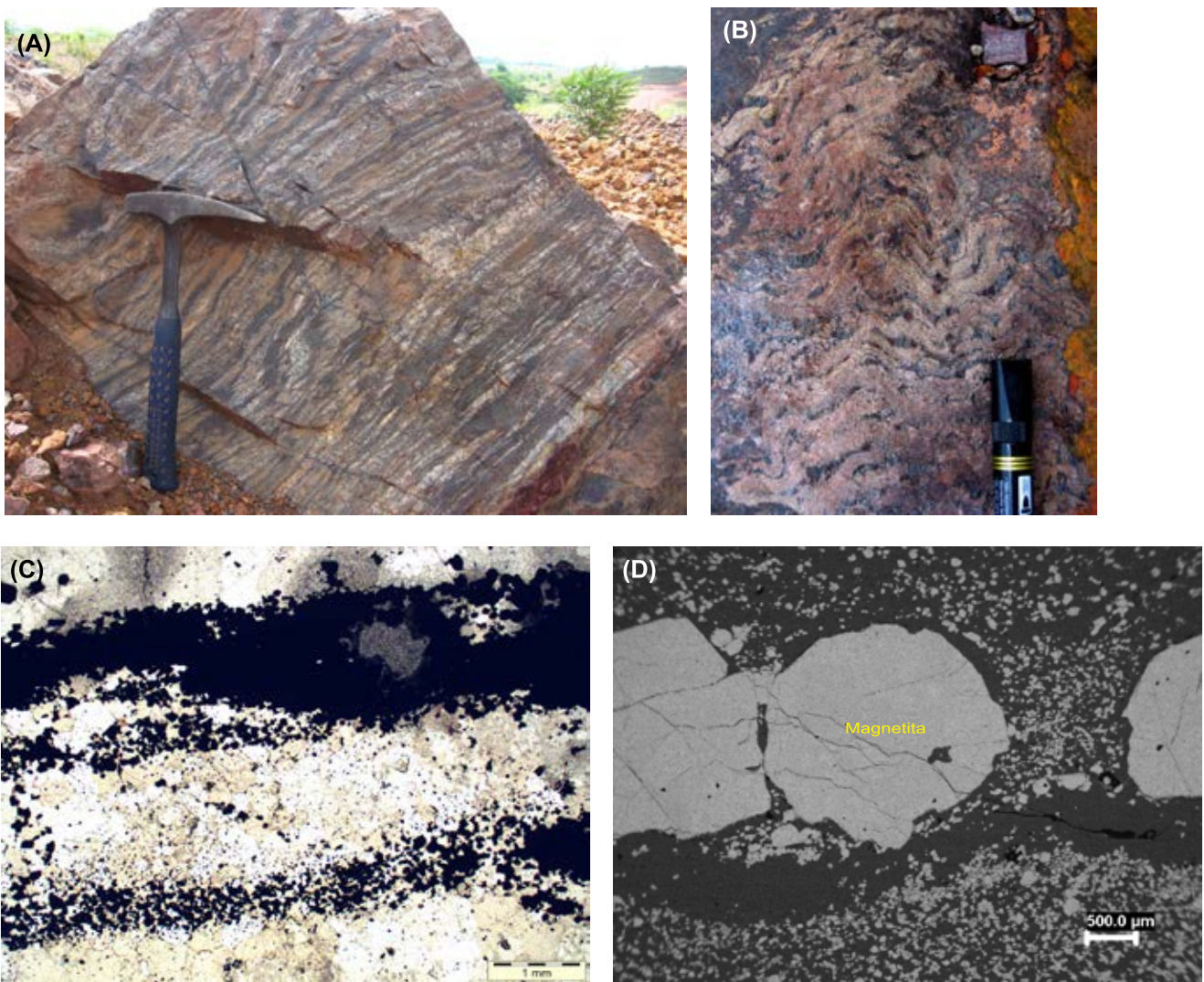


Figura 3.15 – Formações ferríferas mostrando: (A) Estruturação bandada; (B) Dobras desenhadas pelo bandamento; (C) e (D) Aspecto microtextural do bandamento, com alternância de leitos quartzosos e leitos ricos em óxidos. Notar arranjo granoblástico dos cristais; (E) Imagem backscattering exibindo porfiroblastos de magnetita. Estação LT-280, margem esquerda do Rio Tracajatuba.





Figura 3.16 – (A) Intercalação primária de camadas de rochas metavulcânicas máficas e metassedimentares do Grupo Vila Nova. (B) e (C) Detalhe do anfibolito e do granada-biotita xisto, mostrados em (A). Estação LT-36.

Tabela 3.8 - Dados isotópicos em rochas do Grupo Vila Nova e do Anfibolito Rio Mururé. Em itálico amostras coletadas na Folha Macapá, a sul da Folha Rio Araguari. # Dado não informado no trabalho.

Unidade	Litologia / Estação	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	TDM (Ga)	Referência
Grupo Vila Nova / Formação Jornal	Actinolita-xisto / LT-27	3,963	16,367	0,1464	0,5117160	- 17,99	3,03	este projeto
	Anfibolito / LT-90	3,998	15,115	0,1599	0,5120021	- 12,41	2,98	este projeto
	Anfibolito / CA-16	3,2	11,74	0,16261	0,512149	- 9,54	2,7	Avelar 2002
	Actinolita-xisto/ VB-R-87	4,02	16,04	0,15166	0,511900	-14,40	2,85	Faraco et al. 2004
	Anfibolito / #	7,78	35,65	0,1319	0,511867	#	2,20	Tavares 2009
	Anfibolito / ROB-26C	4,64	14,80	0,1894	0,512599	#	2,88	Tavares 2009
	Anfibolito / ROB-28	2,55	9,34	0,1653	0,512314	#	2,31	Tavares 2009
	Anfibolito / ROB-33	4,28	21,90	0,1178	0,511525	#	2,42	Tavares 2009
	Anfibolito / ROB-35	4,92	18,60	0,1601	0,512260	#	2,23	Tavares 2009
Grupo Vila Nova / Formação Santa Maria do Vila Nova	Xisto paraderivado / ROB-34	6,82	35,26	0,1170	0,511414	#	2,59	Tavares 2009
	Quartzito / ROB-10	0,31	1,87	0,1009	0,510977	#	2,82	Tavares 2009
	Anfibólio-biotita xisto / #	3,70	20,07	0,1115	0,511416	#	2,44	Tavares 2009
Anfibolito Rio Mururé	Anfibolito / LT-157A	2,337	9,587	0,1474	0,511934	-13,73	2,55	este projeto
	Anfibolito / JB-19	3,188	8,891	0,2167	0,513041	7,85	3,06	este projeto

### 3.2.3.2 Aspectos gerais

#### Unidade Metamáficas e Metaultramáficas (PP2tam)

Segundo Jorge João et al. (1979), as rochas metamáficas, por estes autores incluídas no “Anfibolito Anatum”, apresentam coloração cinza esverdeada, granulação fina, petrograficamente classificadas como biotita-actinolita xistos, actinolita-tremolita xistos, hornblenda-xistos, actinolita-xistos e anfibolitos, com metamorfismo atingindo o fácies anfibolito. Sob o microscópio exibem texturas nematoblásticas e granonematoblásticas. Também são comuns arranjos miloníticos, com trilhas anastomóticas de minerais máficos envolvendo agregados granoblásticos oclares de quartzo e plagioclásio (Figura 3.17 A)

#### Unidade Metassedimentar (PP2tas)

Esta unidade engloba o Quartzito Fé em Deus e Mica-xisto Tartarugalzinho de Jorge João et al. (1979). Estes autores questionam a origem sedimentar clástica dos quartzitos, e sugerem que estes seriam originários a partir das rochas metamáficas, através de processos que envolvem metamorfismo, alterações hidrotermais e concentração de material quartzoso, e que os xistos micáceos podem ser produto do metamorfismo em fácies xisto verde de rochas vulcânicas ácidas.

Embora neste projeto não se tenha acessado os afloramentos estudados no âmbito do Projeto Falsino, uma visita ao Garimpo do Cajual, localizado logo a leste do limite oriental da Folha Rio Araguari, na continuação da faixa metavulcanossedimentar do Grupo Tartarugalzinho, revelou que a hospedeira da mineralização aurífera é um quartzito micáceo (Figura 3.17 B), o que assegura a presença de rochas metassedimentares clásticas na unidade em questão. Estudos adicionais são necessários para definir de forma mais segura a cartografia e origem destas rochas.

### 3.3.3 Anfibolito Rio Mururé (PP2rm)

#### 3.3.3.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Anfibolitos ocorrem intimamente associados com granitoides e ortognaisses do Complexo Araguari, na forma de enclaves de dimensões variáveis observados em escala de afloramento, ou em corpos mapeáveis na escala de trabalho adotada, formando faixas estreitas fortemente alongadas segundo a estruturação regional NW-SE, e controladas por transcorrências de mesmo trend. Estes corpos representam a unidade Anfibolito Rio Mururé, e foram caracterizados principalmente na porção noroeste da



Folha Rio Araguari, com exposições frequentes em afloramentos no leito dos rios Mururé e Amapari.

As faixas que definem o Anfibolito Rio Mururé estão frequentemente relacionadas a anomalias magnéticas com dipolos alongados, exibem realce em imagens de sensores remotos e apresentam um padrão de relevo discretamente distinto das adjacências, o que permite sua cartografia.

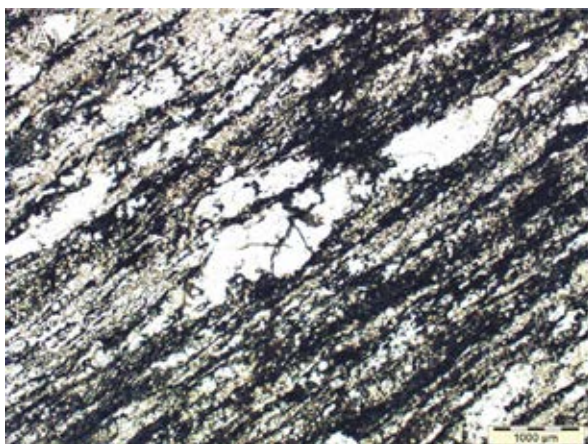


Figura 3.17 - Grupo Tartarugalzinho. (A) Actinolita-xisto milonítico. Amostra HA-227. LN, 2x; (B) Aspecto de quartzito no Garimpo do Cajual.

### 3.3.3.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Definem esta unidade rochas melanocráticas, de coloração cinza-escuro, granulação fina, conspicuamente foliadas, classificados petrograficamente como anfibolitos (Figura 3.18 A e B). Apresentam textura nematoblástica, a mineralogia é definida principalmente por hornblenda e plagioclásio, que representam sempre mais de 75% da composição modal das rochas. Contêm ainda minerais opacos, quartzo e minerais acessórios (apatita, titanita, epidoto). A hornblenda ocorre em prismas longos, os maiores geralmente com inclusões poiquiloblásticas de quartzo e plagioclásio. O plagioclásio tem maclamento nítido a apagado, ocorre em cristais subidiomórficos, geralmente com comprimento maior segundo a foliação. O quartzo ocorre em

cristais xenomórficos a subidiomórficos, formando por vezes agregados de subgrãos estreitos e alongados, tipo ribbon, e os opacos e acessórios ocorrem disseminados na rocha.

Também são incorporados a este conjunto anfibolitos com textura granoblástica, porém com os anfibólios mostrando uma incipiente orientação preferencial, definindo uma lineação discreta e sinuosa. São frequentes os contatos interblásticos em pontos tríplices, a 120°, sugerindo recristalização metamórfica em temperaturas elevadas. Alguns litotipos encontram-se bastante alterados, com cristais de hornblenda inteiramente substituídos por clorita, ou parcialmente transformados para biotita, e de plagioclásio intensamente sericitizados.

A paragênese metamórfica em equilíbrio (hornblenda+plagioclásio+quartzo) nestas rochas indica metamorfismo em fácies anfibolito, sendo os protólitos magmáticos provavelmente rochas vulcânicas (basaltos) e subvulcânicas (diabásios).

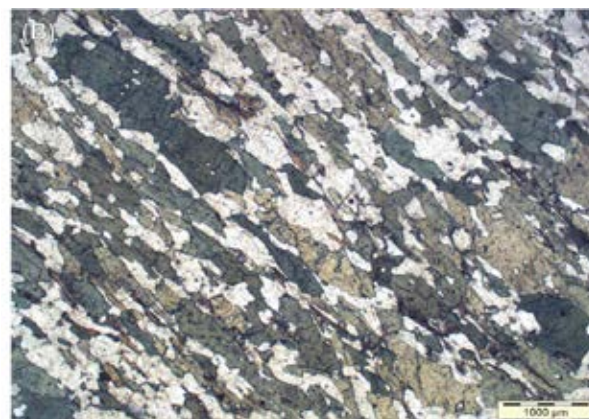


Figura 3.18 - (A) Anfibolitos com foliação subvertical da unidade Anfibolito Rio Mururé. Observar presença de veios leucograníticos (tracejado) concordantes, sendo um boudinado, efeito de tectônica transcorrente. Estação LT-157; (B) Fotomicrografia do anfibolito da foto "A", mostrando textura nematoblástica, com alinhamento de prismas de hornblenda. LN, 2x.

### 3.3.3.3 Assinatura isotópica do Nd

Análises isotópicas através da sistemática do Sm-Nd foram realizadas em dois exemplares de an-

filbolito (Tabela 3.8), os quais apresentaram idades TDM de 3,00 e 2,55 Ga. No entanto, as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  medidas são bastante superiores aos valores aceitos para rochas não fracionadas, o que restringe a interpretação geológica do dado analítico, embora seja possível sugerir a participação de componentes arqueanos na origem dos magmas máficos.

### 3.4 MAGMATISMO OROGÊNICO

#### 3.4.1 Diorito Rio Santo Antônio (PP2ysa)

##### 3.4.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Utiliza-se esta denominação para designar o magmatismo plutônico cálcio-alcálico datado em 2,26 Ga (BARRETO, LAFON, ROSA-COSTA, 2009), representado na Folha rio Araguari por dois plútons localizados na porção centro-sul da quadrícula, que afloram no leito do Rio Santo Antônio (afluente pela margem esquerda do Rio Araguari). O corpo principal tem forma aproximadamente elíptica, com eixo maior na direção da estruturação regional NW-SE, é fortemente controlado por zonas cisalhamento de mesmo *trend*, que se destaca em imagens gamaespectométricas por apresentar uma assinatura característica de baixos valores radiométricos, o que permite sua cartografia com segurança. Relações de campo sugerem que estes corpos são intrusivos no Grupo Vila Nova.

##### 3.4.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Macroscopicamente são rochas mesocráticas, de coloração cinza esbranquiçada a cinza escura, granulação média a grossa, classificadas em campo como dioritos, seu litotipo mais comum, e tonalitos (Figura 3.19 A e B). Características texturais refletem a intensidade e heterogeneidade da deformação impressa nesta unidade. Em alguns locais a deformação é indicada pela orientação preferencial de minerais máficos e suave estiramento dos félsicos, e em outros observa-se uma foliação protomilonítica penetrativa nas rochas, com direção segundo a orientação regional NW-SE e com altos ângulos de mergulho. São observados localmente autólitos de composição máfica.

As rochas que caracterizam esta unidade são classificadas como hornblenda-quartzo dioritos, hornblenda-dioritos e hornblenda-tonalitos, defini-

dos por proporções variáveis de plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e opacos. Epidoto magmático ocorre como acessório, além de apatita, titanita e zircão.

Os tipos menos deformados apresentam textura porfirítica, consistindo em uma fração de granulação fina, composta por cristais anédricos de plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, intersticial a fenocristais de plagioclásio e hornblenda de granulação média a grossa. A hornblenda também ocorre em agregados policristalinos. Os processos de deformação são indicados pela recristalização localizada das bordas dos fenocristais de plagioclásio e pela formação de níveis nematoblásticos de hornblenda.

Onde a deformação rúptil-dúctil foi mais expressiva, a rocha apresenta textura porfiroclástica, superposta à textura porfirítica original, com fenocristais de plagioclásio apresentado trituração e recristalização das bordas, formas levemente amendoadas e maclas encurvadas (Figura 3.19 C). Ocasionalmente o plagioclásio apresentando núcleo mais cálcico substituído por sericita e bordas mais límpidas (Figura 3.19 C). A hornblenda e a biotita encontram-se orientadas em trilhas (Figura 3.19 D), e o quartzo que ocorre na matriz, geralmente forma agregados de subgrãos, que por vezes apresentam-se estreitos e alongados, tipo ribbon. O epidoto apresenta cristais amarelados de granulação fina, e parte destes cristais ocorrem entremeados aos anfibólios ou parcialmente inclusos em biotita, sugerindo a sua origem magmática. A titanita ocorre geralmente substituindo o anfibólio, assim como os opacos, mas também apresenta-se disseminada, juntamente com apatita e zircão. Por vezes são observadas zonas fortemente hidrotermalizadas, onde os plagioclásios estão intensamente alterados para sericita e epidoto, e este último mineral também ocorre preenchendo vênulas.

##### 3.4.1.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Barreto et al. (2009) obtiveram uma idade bastante consistente de  $2262 \pm 1,6$  Ma (MSWD = 1,5) pelo método de evaporação de Pb em zircão, em um hornblenda-tonalito do Diorito Rio Santo Antônio. Considerando-se que o corpo datado é intrusivo no Grupo Vila Nova, admite-se esta idade como a idade mínima para aquele Grupo.

Neste projeto, uma análise de isótopos de Nd realizada em um hornblenda-quartzo-diorito forneceu uma idade TDM de 2,68 Ga, com valor de  $\epsilon\text{Nd}(T)$  de -2,65 Ga (Tabela 3.9), indicando contribuição de componente crustal arqueano na origem do magma que gerou o Diorito Rio Santo Antônio.



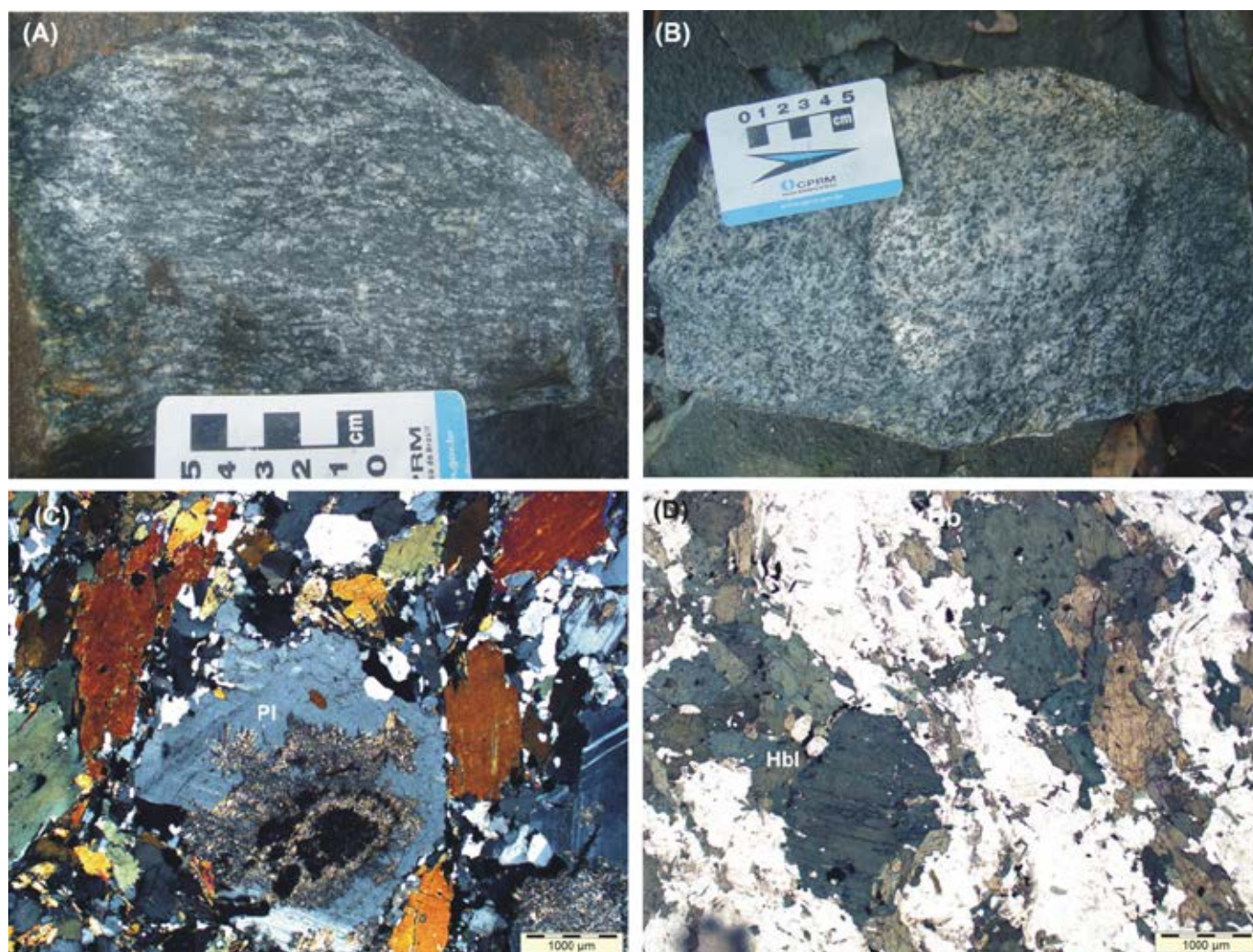


Figura 3.19 - Diorito Rio Santo Antônio. (A) Diorito com foliação protomilonítica. Estação LT-96; (B) Tonalito levemente deformado. Estação LT-101; (C) Textura porfiroclástica de hornblenda-quartzo diorito, com porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda, em matriz com evidências de recristalização. Notar alteração para sericita no núcleo do plagioclásio. Amostra LT-95. XLP, 2x; (D) Trilhas de hornblenda em quartzo-diorito. Amostra LT-96. LP, 2x.

Tabela 3. 9 – Dados isotópicos obtidos em granitoides paleoproterozoicos da Folha Rio Araguari. \* $\epsilon_{Nd}(t)$  recalculado a partir dos dados da literatura.

Unidade	Litologia / Estação	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	Nd (t)	$T_{DM}$ (Ga)	Referência
Diorito Rio Santo Antônio	Hb-Qz diorito / LT-95	4,16	22,944	0,1096	0,511206	-27,92	-2,65 (2,26)	2,68	Este projeto
Suíte Intrusiva Flexal	Ep-Bt-Hb tonalito / CG-76	4,79	25,775	0,1123	0,511459	-23,00	+0,65 (2,18)	2,37	Este projeto
	Bt-Hb tonalito / JB- 52	6,350	38,558	0,0996	0,511038	-31,20	-3,78 (2,18)	2,67	Este projeto
Tonalito Papa Vento	Bt-gnaiss tonalítico / CG -59	2,043	11,459	0,1078	0,511163	-28,77	-4,47 (2,13)	2,7	Este projeto
Metagranito Sucuriju	Bt-monzogranito / LT-78	17,17	100,31	0,1035	0,510963	-32,67	-7,33 (2,12)*	2,88	Barreto et al. (2013)
	Bt-monzogranito / LT-79	5,067	33,523	0,0914	0,510635	-39,07	-10,54 (2,12)	3,0	Este projeto
	Bt-granodiorito / LT-123	16,605	110,2	0,0911	0,510956	-32,8	-4,07 (2,12)	2,89	Este projeto

Unidade	Litologia / Estação	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	Nd (t)	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	Referência
Complexo Araguari	Bt-tonalito / CG-05	6,014	44,089	0,0825	0,510911	-33,7	-2,90 (2,1)	2,47	Este projeto
	Bt-monzogranito / JB-07	13,03	74,54	0,1057	0,510923	-33,45	-8,72 (2,1)	3,0	Este projeto
	Bt-Hb tonalito / JB-15	5,895	34,509	0,1033	0,510663	-38,52	-13,40 (2,1)	3,3	Este projeto
	Bt-monzogranito / JB-28A	3,259	24,529	0,0802	0,510243	-46,71	-15,37 (2,1)	3,2	Este projeto
	Bt-gnaiss monzogranítico / LT-87A	24,869	147,857	0,1017	0,510862	-34,64	-9,07 (2,1)	2,97	Este projeto
	Bt-gnaiss granodiorítico / LT-89	3,918	22,334	0,106	0,510613	-39,5	-15,11 (2,1)	3,47	Este projeto
	Hb-Bt granodiorito / LT-159	7,973	57,37	0,084	0,510825	-35,36	-4,99 (2,1)	2,6	Este projeto
	Hb-Bt tonalito / LT-163	6,814	31,881	0,1292	0,511467	-22,85	-4,57 (2,1)	2,85	Este projeto
	Monzogranito / FC-01C	8,80	49,85	0,10673	0,510986	-32,23	-8,0 (2,1)*	2,96	Faraco et al. 2004
	Bt-tonalito / CG-06	3,20	17,43	0,1111	0,511342	-25,28	-2,2 (2,1)	2,52	Barreto et al. (2013)
	Bt-tonalito / CG-07A	10,42	90,17	0,0699	0,510645	-38,88	-4,7(2,1)	2,53	Barreto et al. (2013)
	Bt-tonalito / LT-126	4,96	26,58	0,1128	0,511294	-26,22	-3,6 (2,1)	2,64	Barreto et al. (2013)
Complexo Tartarugal Grande	Granulito enderbítico / LT-177	8,109	62,998	0,0778	0,510766	-36,53	-4,47 (2,1)	2,55	Este projeto
	Granulito máfico / LT-197B	5,011	18,768	0,1614	0,512267	-7,23	-	2,25	Este projeto
	Granulito charnockítico / LT-226A	2,366	14,694	0,0973	0,510657	-38,64	-4,52 (2,67)	3,13	Este projeto
	Grt-Bt gnaiss / CA-13A	4,1	22,00	0,11304	0,510909	-33,73	-6,0 (2,58)	3,29	Avelar 2002
	Granulito charnockítico / CA-13B	3,3	24,60	0,08191	0,510544	-40,85	-2,76 (2,58)	2,92	Avelar 2002
	Neossoma graniico / CA-14A	1,9	14,26	0,08185	0,510660	-38,58	-7,64 (2,1)	2,78	Avelar 2002
	Bt-gnaiss / CA-14B	3,4	17,13	0,11875	0,511368	-24,77	+1,52 (2,62)	2,71	Avelar 2002
Granulito charnockítico / CN-15	14,56	72,5	0,12217	0,511313	-25,85	-	2,92	Farao et al. 2004	
Granito Carrapatinho	Bt-monzogranito / LT-11	7,261	42,349	0,1036	0,510832	-35,23	-11,01 (2,03)	3,07	Este projeto
	Bt-monzogranito / LT-74	10,498	50,576	0,1255	0,510945	-33,03	-14,54 (2,03)	3,68	Este projeto
	Leucosienogranito / LT-73	8,44	41,89	0,1219	0,511441	-23,35	-3,67 (2,03)	2,66	Barreto et al. (2013)
Granitoides Indiferenciados	Bt-monzogranito / LT-147	13,730	83,244		0,510873	-34,43	-	2,90	Este projeto
	Bt-monzogranito / LT-173A	4,169	35,627	0,0707	0,511039	-31,16	-	2,12	Este projeto

### 3.4.2 Suíte Intrusiva Flexal (PP2yfx)

#### 3.4.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Neste projeto está sendo criada a denominação Suíte Intrusiva Flexal para definir corpos plutônicos cálcio-alcálicos datados em torno de 2,18-2,20 Ga. Os melhores afloramentos desta unidade ocorrem em lajeiros no leito do Rio Flexal e no Igarapé Braço do Flexal, e seu afluente pela margem esquerda, localizados na porção nordeste da Folha. Neste setor esta unidade foi cartografada como um corpo seccionado por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, que está em contato com a unidade Tonalito Papa Vento, com quem guarda estreitas semelhanças em termos de constituição litológica, assinatura química, características texturais e deformacionais das rochas aflorantes. Nos mapas magnetométricos os litotipos da Suíte Intrusiva Flexal aparentemente apresentam maior intensidade magnética que os do Tonalito Papa Vento, e em mapas gamaespectrométricos não foram observadas distinções expressivas, visto que ambas as unidades apresentam um padrão de radiação baixa, intercalados com setores de moderada radiação, aparentemente relacionados à ocorrência de litotipos quimicamente mais evoluídos.

O principal critério utilizado para individualizar as duas unidades foram as diferenças de idade, visto que o Tonalito Papa Vento foi datado em torno de 2,13-2,14 Ma, representando, portanto, um evento magmático pelo menos 40 Ma mais jovem que a Suíte Intrusiva Flexal. Dois outros corpos menores incluídos na Suíte Intrusiva Flexal foram cartografados, também com base em dados geocronológicos, sendo um no alto curso do Rio Araguari, no centro-norte da Folha, onde não são claras as relações de contato com as unidades adjacentes, sendo sua cartografia tentativa para individualizar rochas de idades distintas. Outro corpo menor está localizado no limite sul da quadrícula, claramente intrusivo no Grupo Vila Nova.

#### 3.4.2.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

A Suíte Intrusiva Flexal representa uma suíte plutônica cálcio-alcálica expandida, com termos variando de dioríticos a monzograníticos (Figura 3.20). São rochas de granulação média a grossa, mesocráticas a leucocráticas, com colorações em geral acinzentadas. As diferenças texturais observadas nestas rochas são explicadas pela variação na intensidade de

deformação. Ocorrem termos maciços e isotrópicos, ou levemente deformados, com suave orientação mineral, ou ainda litotipos apresentando um bandamento composicional, ressaltado pela alternância de níveis félsicos quartzo-feldspáticos e níveis máficos (com biotita e hornblenda), que define uma foliação penetrativa (Figura 3.21 A). Em afloramentos próximos às transcorrências, é registrada uma foliação protomilonítica/milonítica de alto ângulo.

Tipos porfiríticos ocorrem localmente, e apresentam uma orientação de fluxo magmático, definida pelo alinhamento de fenocristais tabulares de feldspato (Figura 3.21 B). Em área de maior concentração de deformação, observa-se uma foliação protomilonítica superposta/concordante a foliação magmática, o que sugere o caráter sin-tectônico do magmatismo. Em alguns locais as rochas são recortadas por numerosos veios quartzo-feldspáticos, que produzem um aspecto “migmatítico” ao afloramento. Os veios apresentam-se concordantes à foliação, e neste caso são internamente deformados, ou cortando esta estrutura (Figura 3.21 C).

Efeitos de alteração hidrotermal são registrados em campo, pela frequente presença de tipos fortemente epidotizados. A pirita é um sulfeto bastante comum nas rochas da Suíte Intrusiva Flexal, ocorrendo como cristais finos disseminados, em concentrações milimétricas ou ainda preenchendo pequenas fraturas.

A partir da descrição de 62 lâminas delgadas, as rochas que definem a Suíte Intrusiva Flexal foram classificadas, em ordem decrescente de abundância, como tonalitos (com hornblenda, biotita e epidoto magmático), dioritos, quartzo-dioritos, biotita-granodioritos, leucotonalitos e biotita-monzogranitos. Os minerais essenciais são plagioclásio (variando de labradorita sódica a andesina cálcica nos tipos dioríticos, e oligoclásio nos demais), apresentando geralmente núcleo cálcico alterado para sericita, ou sericita + muscovita, evidenciando o zoneamento magmático normal, além de quartzo e feldspato alcálico, sendo que este último não aparece nos tipos dioríticos. Hornblenda, biotita e epidoto magmático são cristais varietais, e opacos (ilmenita + magnetita ± pirita), titanita, allanita, apatita e zircão ocorrem como traços.

Uma característica marcante nestas rochas é a presença frequente de epidoto magmático, que ocorrem como cristais automorfos e subautomorfos, prismáticos, por vezes maclados, associados à biotita e hornblenda, geralmente bordejados ou parcialmente inclusos pela biotita, onde mantém faces bem formadas (Figura 3.22 A).



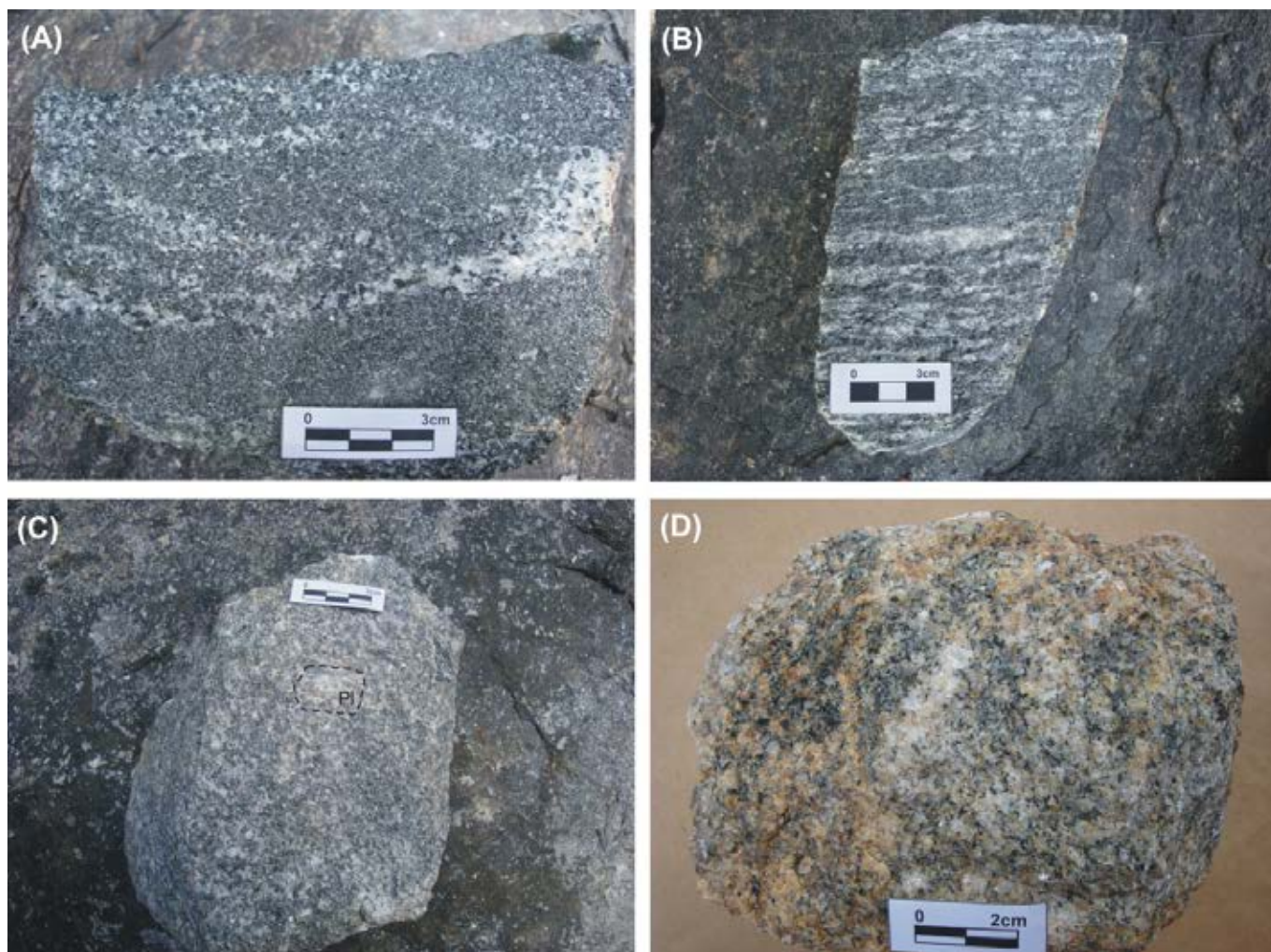


Figura 3.20 - Aspectos mesoscópicos de litotipos da Suíte Intrusiva Flexal: (A) Diorito com segregações quartzo-feldspáticas. Estação CG-91; (B) Hornblenda-tonalito bandado, protomilonítico. Estação CG-73; (C) Biotita-granodiorito porfírico (fenocristais de plagioclásio). Estação CG-84; (D) Biotita-monzogranito levemente deformado. Estação CG-79.

As microtexturas são granular hipidiomórfica e porfírica (fenocristais de plagioclásio e hornblenda) nos tipos isotrópicos ou pouco deformados (Figura 3.22 B). Tipos deformados geralmente apresentam textura protomilonítica/porfiroclástica, com porfiroclastos de hornblenda e plagioclásio, alongados ou oclares, por vezes fragmentados e com recristalização nas bordas e em fraturas, em matriz poliminerálica, de granulação fina e recristalizada (Figura 3.22 C a E). O quartzo geralmente ocorre em agregados recristalizados, com contatos internos suturados, com formas amendoadas ou alongadas, configurado *ribbon*, contornados por trilhas de minerais máficos. Em alguns locais os efeitos da deformação são evidenciados pela orientação de hornblenda, biotita e epidoto em trilhas nematolepidoblásticas, e pela recristalização do quartzo em agregados finos e pelo arqueamento das maclas do plagioclásio.

Em alguns setores há evidências de forte alteração hidrotermal nas rochas, onde os plagioclásios aparecem fortemente alterados para epidoto, a hornblenda transformada para clorita+actinollita e a biotita para clorita. Vênulas preenchidas por epidoto também são comuns (Figura 3.22 F).

#### 3.4.2.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Neste projeto foram datados dois tonalitos na Suíte Intrusiva Flexal, sendo um (amostra CG-76) coletado em afloramento no leito do Igarapé Braço do Flexal, na área-tipo desta unidade, e o outro (amostra JB-52) localizado no alto curso do Rio Araguari.

No tonalito CG-76 foi aplicado o método U-Pb LA ICP-MS, tendo sido analisados 31 pontos, 17 em bordas e 14 em núcleos de cristais de zircão (Tabela 3.10). Os cristais datados são marrons, translúcidos, com relação comprimento:largura na proporção 2x1 (prismáticos). As imagens backscattering mostraram que há dois tipos de grãos: 1) heterogêneos com núcleos contornados por bordas fraturadas, e 2) grãos zonados e sem distinção de borda e núcleo. Para os núcleos foi obtida a idade concórdia de  $2184 \pm 13$  Ma (MSWD = 1) a partir de 12 pontos analíticos (Figura 3.23 A). As bordas apresentaram idade um pouco mais jovem, porém não concordantes e com mais alto MSWD. O intercepto superior forneceu uma idade de  $2131 \pm 18$  Ma nas bordas e o intercepto inferior aponta para o Neoproterozoico, embora com

erro extremamente alto. Considerando que as bordas analisadas muitas vezes estavam fraturadas, adota-se a idade concórdia, obtida nos núcleos dos cristais, como a idade de cristalização da rocha datada, considerando-se a possibilidade do sistema isotópico ter sofrido perturbações em torno de 2,13 Ga.

O tonalito JB-52 foi datado pelo método de eva-

poração de Pb em zircão. Oito cristais de zircão foram datados, tendo 7 cristais fornecido idades que se sobrepõem dentro dos limites de erros, entre  $2205 \pm 14$  e  $2193 \pm 4$  Ma (Tabela 3.11), que permitiram o cálculo de uma idade média bastante consistente, de  $2197 \pm 3$  Ma (USD=2), interpretada como idade de cristalização da rocha (Figura 3.23 B).

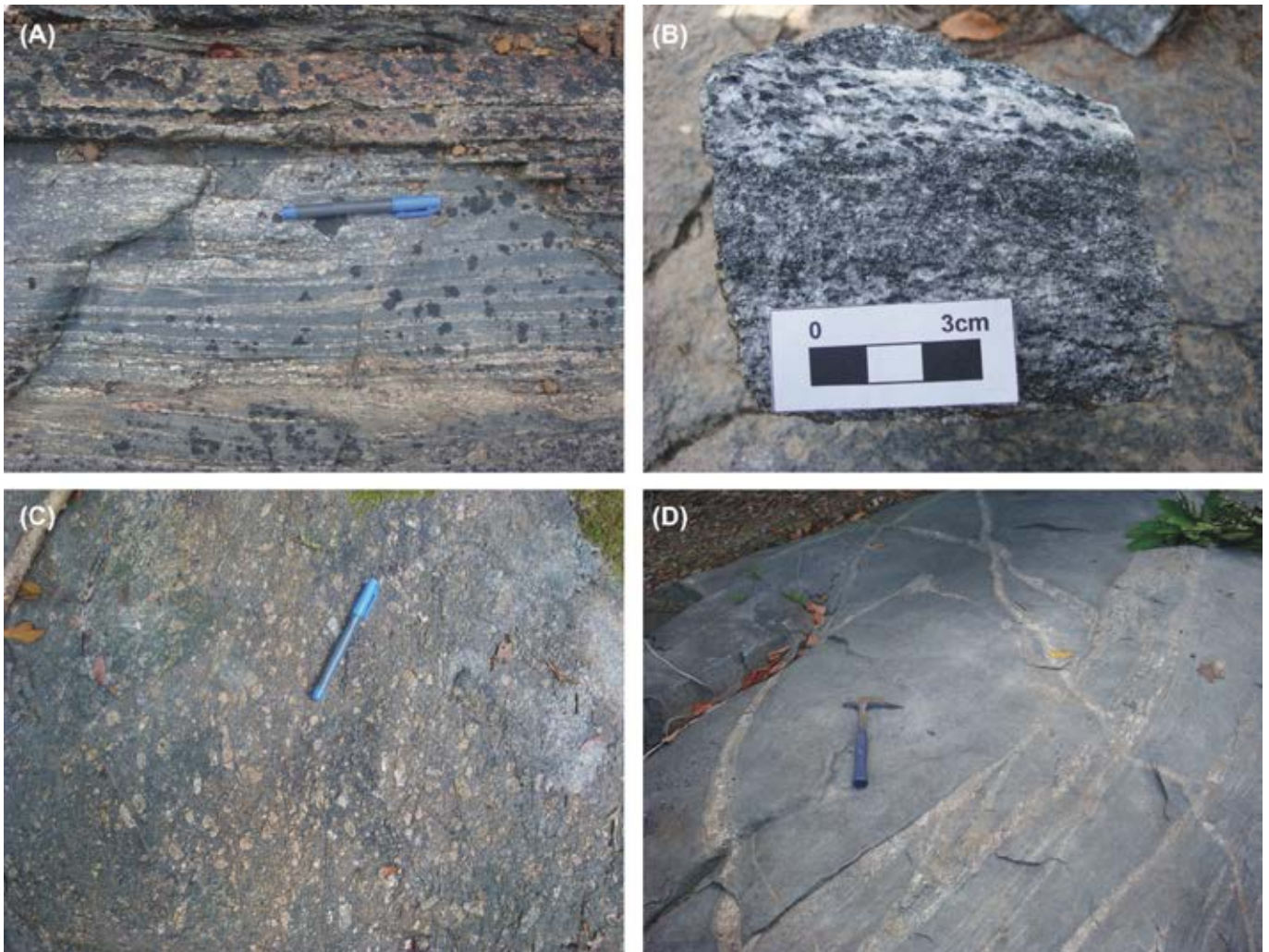


Figura 3.21 - (A) Bandamento composicional em quartzo-diorito, mostrado em (B). Estação CG-91; (C) Alinhamento magmático de fenocristais de plagioclásio, em biotita-tonalito. Estação CG-82; (D) Aspecto “migmatítico” em afloramento de tonalito foliado, com veios concordantes ou discordantes à foliação da rocha. Estação CG-75.



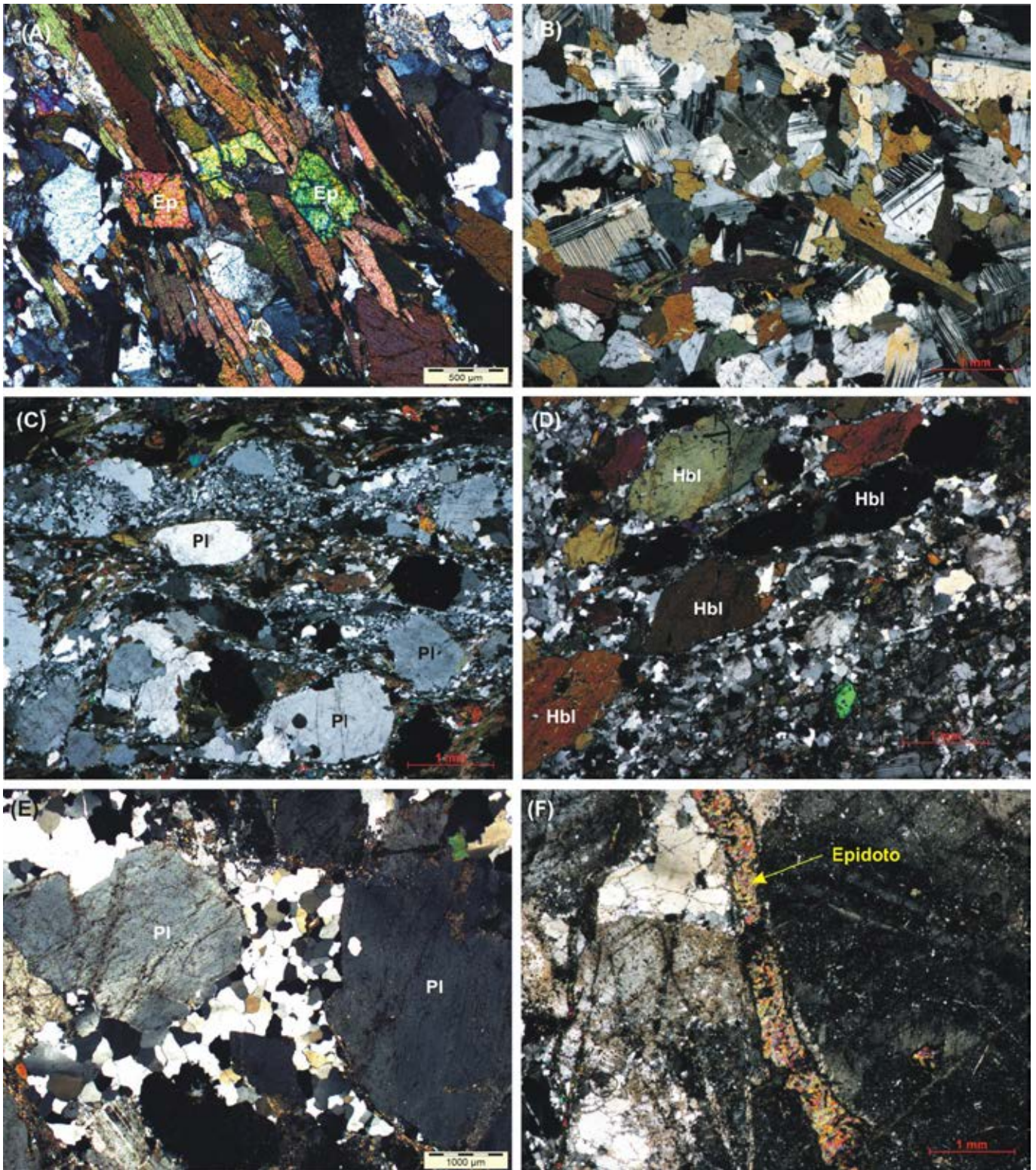


Figura 3.22 - Fotomicrografias de litotipos da Suíte Intrusiva Flexal. (A) Cristais automórfos de epidoto magmático associados à biotita, em hornblenda-biotita tonalito. Amostra CG-72, XLP 4x; (B) Diorito com textura maciça granular hipidiomórfica. Amostra CG-93, XLP 2,5x; (C) Textura protomilonítica em biotita-tonalito, com porfiroclastos ocelares de plagiocásio e em matriz fina cominuída e recristalizada. Amostra CG-80, XLP 2,5x; (D) Textura protomilonítica em hornblenda-tonalito, com orientação de fenocristais de hornblenda. Notar bandamento composicional. Amostra CG-97, XLP 2,5x; (E) Textura porfiroclástica em leucotonalito, com porfiroclastos de plagioclásio em matriz fina, formada por agregados granoblásticos de quartzo recristalizado. Amostra JB-55, LP 2x; (F) Vênula preenchida por epidoto em tonalito hidrotermalizado. Amostra CG-102, XLP 2,5x.



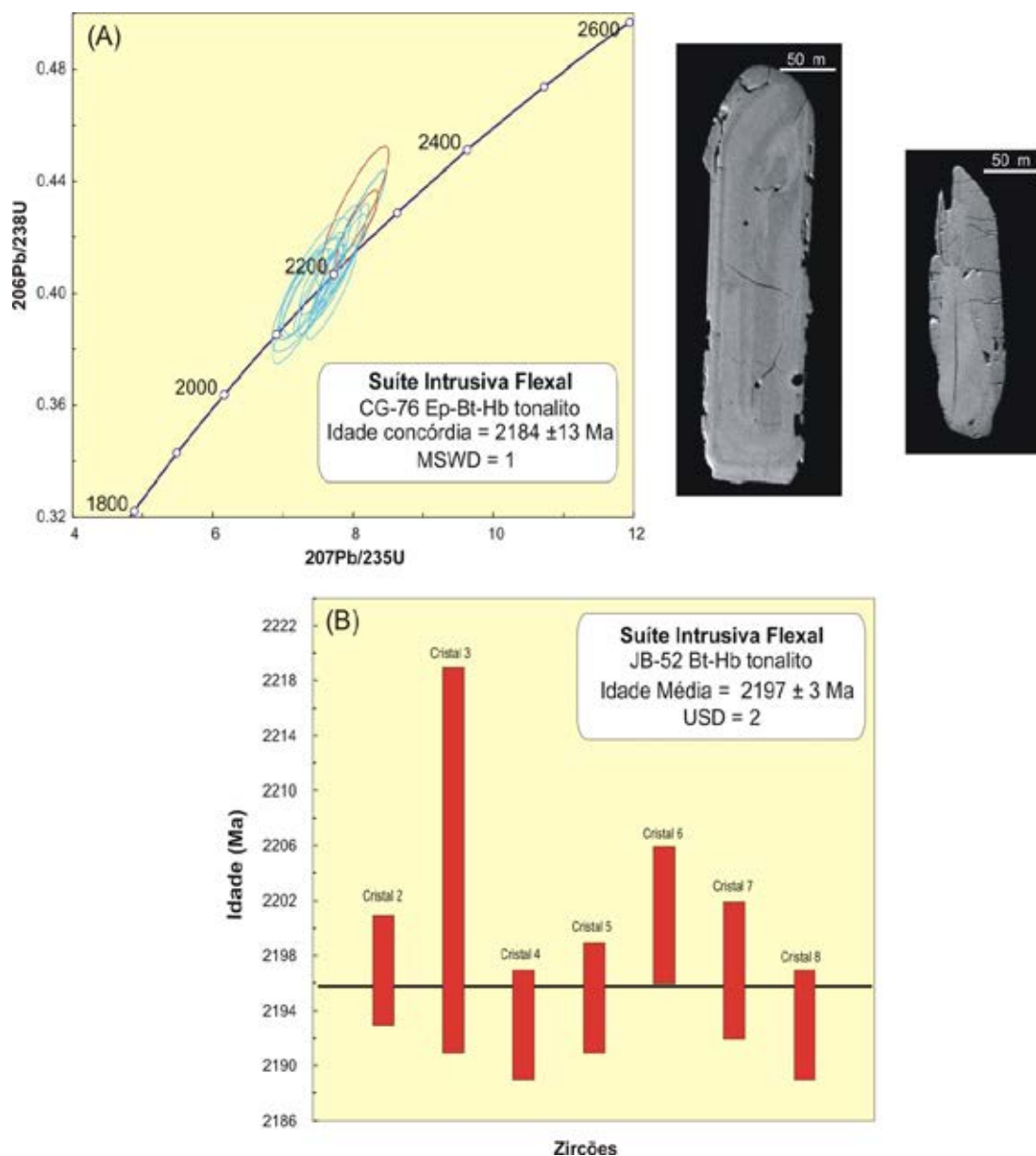


Figura 3.23 - (A) Diagrama concórdia dos núcleos de zircões do tonalito CG-76. As análises em vermelho não foram consideradas para cálculo de idade. A direita, imagens backscattering mostrando cristais representativos dos dois grupos de cristais datados, com zonamento magmático ou homogêneos; (B) Diagrama de evaporação de Pb em zircão para o tonalito JB-52.

Os resultados obtidos neste projeto, somados às idades de  $2181 \pm 2$  Ma (Avelar, 2002) e  $2194 \pm 8$  Ma (BARBOSA et al., 2013) oriundas de datações realizadas em amostras coletadas, respectivamente, no prolongamento para leste e para sul de corpos mapeados na Folha Rio Araguari, datam com segurança o evento magmático de natureza cálcio-alcálica, em torno de 2,18-2,20 Ga, que caracteriza a Suíte Intrusiva Flexal. Isótopos de Nd foram analisados nos tonalitos CG-76 e JB-52 (Tabela 3.9), fornecendo idades  $T_{DM}$  de 2,37 Ga ( $\epsilon_{Nd(T)} = +0,65$ ) e 2,67 Ga ( $\epsilon_{Nd(T)} = -3,78$ ), respectivamente, que demonstram que a origem dos magmas precursores está relacionada a um evento juvenil de acreção crustal no Riáciano, mas que envolve também a participação de componentes crustais arqueanos.

### 3.4.3 Tonalito Papa Vento (PP2γpv)

#### 3.4.3.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

O termo Tonalito Papa Vento foi proposto por Jorge João et al. (1979) para designar corpos de granitoides sódicos, tonalíticos a granodoríticos, com posicionamento sintectônico, cuja toponímia refere-se ao Igarapé Papa-Vento, afluente da margem direita do Rio Tartarugalzinho. Aqueles autores consideram estes granitoides como parte da então Suíte Metamórfica Guianense. Neste projeto, optou-se por manter esta designação, no entanto, considera-se o Tonalito Papa Vento como representante do magmatismo cálcio-alcálico datado em torno de 2,14-2,13 Ga, portanto, sem qualquer relação com o Complexo Guianense, que tem idade neoarqueana.

Tabela 3.10 – Resultados analíticos obtidos por LA-ICP-MS para o tonalito CG-76 da Suíte Intrusiva Flexal.

Análises de bordas (B) e núcleos (N) de Zircões	Th/U	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	Erro 1 $\sigma$ (%)	207Pb/235U	Erro 1 $\sigma$ (%)	206Pb/238U	Erro 1 $\sigma$ (%)	Rho	207Pb/206Pb	Erro 1 $\sigma$ (%)	207Pb/235U	Erro 1 $\sigma$ (%)	206Pb/238U	Erro 1 $\sigma$ (%)	1 $\sigma$ (%)	Conc (%)
CG76_03 B	0,28	75638	0,13709	0,81	7,92628	1,40	0,41932	1,13	0,80	2191	14	2223	13	2257	22	103,04	
CG76_04 B	0,68	115539	0,12828	0,91	5,47118	1,70	0,30934	1,44	0,84	2074	16	1896	15	1737	22	83,75	
CG76_06 B	0,09	35537	0,12183	1,72	4,91052	2,57	0,29232	1,90	0,79	1983	31	1804	22	1653	28	83,35	
CG76_11 B	0,25	43002	0,12978	1,16	7,28115	1,84	0,40689	1,43	0,77	2095	20	2147	16	2201	27	105,04	
CG76_12 B	0,11	38130	0,13273	1,67	7,46386	2,42	0,40784	1,76	0,76	2134	29	2169	22	2205	33	103,31	
CG76_18 B	0,17	437516	0,13653	0,86	7,89043	1,64	0,41915	1,40	0,85	2184	15	2219	15	2257	27	103,34	
CG76_20 B	0,15	30600	0,13378	1,75	7,18234	3,03	0,38937	2,47	0,85	2148	31	2134	27	2120	45	98,68	
CG76_26 B	0,18	24941	0,13356	1,66	7,80900	2,62	0,42405	2,03	0,81	2145	29	2209	24	2279	39	106,22	
CG76_31 B	0,19	28222	0,13534	1,20	8,14586	2,05	0,43653	1,66	0,80	2168	21	2247	19	2335	33	107,69	
CG76_37 B	0,22	45168	0,13412	1,52	7,43192	2,62	0,40190	2,13	0,83	2153	27	2165	23	2178	39	101,17	
CG76_48 B	0,10	32270	0,13521	0,94	7,39150	1,96	0,39648	1,72	0,87	2167	16	2160	18	2153	31	99,36	
CG76_49 B	0,17	123288	0,13205	1,20	7,12184	2,18	0,39116	1,82	0,83	2125	21	2127	19	2128	33	100,13	
CG76_53 B	0,10	62327	0,13316	0,68	7,84367	1,33	0,42721	1,14	0,85	2140	12	2213	12	2293	22	107,15	
CG76_55 B	0,26	22366	0,13495	1,17	7,55678	2,29	0,40614	1,97	0,86	2163	20	2180	21	2197	37	101,57	
CG76_56 B	0,14	47833	0,13339	1,55	7,74307	2,38	0,42101	1,81	0,78	2143	27	2202	21	2265	34	105,69	
CG76_42 B	0,09	35279	0,13117	0,88	7,83480	1,87	0,43319	1,65	0,88	2114	15	2212	17	2320	32	109,76	
CG76_44 B	0,05	50382	0,13001	1,68	6,59836	2,68	0,36808	2,08	0,81	2098	30	2059	24	2020	36	96,29	
CG76_05 N	0,23	14599	0,13354	1,22	7,37247	1,97	0,40040	1,55	0,78	2145	21	2158	18	2171	29	101,20	
CG76_09 N	0,17	21329	0,13595	0,90	7,49310	1,78	0,39975	1,54	0,86	2176	16	2172	16	2168	28	99,62	
CG76_10 N	0,24	23667	0,13477	0,94	7,56179	1,75	0,40695	1,48	0,84	2161	16	2180	16	2201	28	101,85	
CG76_23 N	0,38	18022	0,13794	0,80	7,96338	2,58	0,41871	2,46	0,95	2201	14	2227	23	2255	47	102,42	
CG76_24 N	0,16	23645	0,13555	1,18	8,03141	2,45	0,42973	2,15	0,88	2171	20	2235	22	2304	42	106,14	
CG76_25 N	0,20	27880	0,13247	1,19	7,29775	2,06	0,39953	1,67	0,81	2131	21	2149	18	2167	31	101,68	
CG76_29 N	0,29	31985	0,13811	0,75	8,05479	1,54	0,42300	1,35	0,87	2204	13	2237	14	2274	26	103,20	
CG76_30 N	0,30	42633	0,13556	0,92	7,80059	1,67	0,41735	1,40	0,83	2171	16	2208	15	2248	27	103,56	
CG76_32 N	0,18	21259	0,13318	1,74	7,44898	2,77	0,40566	2,15	0,82	2140	30	2167	25	2195	40	102,56	
CG76_35 N	0,24	45326	0,13766	0,74	7,86293	1,91	0,41427	1,76	0,92	2198	13	2215	17	2234	33	101,66	
CG76_36 N	0,30	42651	0,13670	0,88	7,56421	1,85	0,40131	1,63	0,88	2186	15	2181	17	2175	30	99,51	
CG76_47 N	0,27	15365	0,13815	0,80	7,79494	2,07	0,40923	1,91	0,92	2204	14	2208	19	2211	36	100,33	
CG76_41 N	0,06	31994	0,13950	0,84	7,69815	1,90	0,40023	1,71	0,89	2221	15	2196	17	2170	31	97,71	
CG76_43 N	0,21	21472	0,13397	1,23	7,33390	2,61	0,39703	2,30	0,88	2151	21	2153	23	2155	42	100,22	



Tabela 3.11 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de tonalito (amostra JB-52) da Suíte Intrusiva Flexal. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	2σ	(207Pb/206Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σs	Idade Média (Ma)	2σ
JB52/1	*1450	12	7576	0,09428	0,00779	0,13491	0,00297	2163	38		
	#1500	10	1812	0,16692	0,01158	0,13391	0,00817	2150	106		
	*1550	18	16129	0,23181	0,00836	0,13289	0,00197	2137	26		
JB52/2	*1450	38	3774	0,06889	0,00101	0,13114	0,00050	2114	7		
	<b>1500</b>	<b>36</b>	<b>14085</b>	<b>0,12090</b>	<b>0,00192</b>	<b>0,13759</b>	<b>0,00030</b>	<b>2197</b>	<b>4</b>	<b>2197</b>	<b>4</b>
<b>JB52/3</b>	<b>1500</b>	<b>16</b>	<b>24390</b>	<b>0,16542</b>	<b>0,00121</b>	<b>0,13823</b>	<b>0,00110</b>	<b>2205</b>	<b>14</b>	<b>2205</b>	<b>14</b>
JB52/4	#1450	18	980	0,04142	0,00254	0,11448	0,00035	1872	5		
	1500	32	18519	0,13174	0,00465	0,13732	0,00029	2194	4		
	<b>1550</b>	<b>8</b>	<b>8130</b>	<b>0,11834</b>	<b>0,00222</b>	<b>0,13694</b>	<b>0,00053</b>	<b>2189</b>	<b>7</b>	<b>2193</b>	<b>4</b>
JB52/5	*1450	24	12658	0,08630	0,00089	0,13246	0,00039	2131	5		
	<b>1500</b>	<b>36</b>	<b>6757</b>	<b>0,17504</b>	<b>0,00199</b>	<b>0,13736</b>	<b>0,00033</b>	<b>2195</b>	<b>4</b>	<b>2195</b>	<b>4</b>
JB52/6	*1450	8	55556	0,18485	0,01245	0,13866	0,00197	2211	25		
	1500	40	37037	0,16667	0,00348	0,13772	0,00024	2199	3		
	<b>1550</b>	<b>34</b>	<b>17544</b>	<b>0,20364</b>	<b>0,00066</b>	<b>0,13816</b>	<b>0,00032</b>	<b>2205</b>	<b>4</b>	<b>2201</b>	<b>5</b>
JB52/7	*1450	8	26316	0,08187	0,00879	0,13328	0,00073	2142	10		
	*1500	38	15625	0,06088	0,00216	0,13427	0,00024	2155	3		
	<b>1550</b>	<b>32</b>	<b>6494</b>	<b>0,18122</b>	<b>0,00121</b>	<b>0,13759</b>	<b>0,00040</b>	<b>2197</b>	<b>5</b>	<b>2197</b>	<b>5</b>
JB52/8	#1450	8	812	0,11668	0,01030	0,13447	0,00326	2158	42		
	<b>1500</b>	<b>40</b>	<b>3817</b>	<b>0,17723</b>	<b>0,00063</b>	<b>0,13722</b>	<b>0,00030</b>	<b>2193</b>	<b>4</b>	<b>2193</b>	<b>4</b>

Idade média (7 grãos) = 2197 ± 3 (USD = 2,0)

Na Folha Rio Araguari o Tonalito Papa vento está representado principalmente por um extenso corpo que ocorre na porção nordeste da quadrícula, alongado segundo NW-SE, fortemente balizado por zonas de cisalhamento de mesmo *trend*, que marcam o contato com outras unidades, como a Suíte Intrusiva Flexal e os complexos Rio Araguari e Tartarugal Grande. Em mapas radiométricos mostra valores relativamente baixos, consistentes com a dominância de granitoides sódicos, intercalados com setores de valores gamaespectrométricos um pouco mais elevados, aparentemente relacionados à ocorrência de termos mais evoluídos. Em mapas magnetométricos estas rochas mostram um relevo pouco movimentado.

Conforme comentado em item anterior, destacam-se as semelhanças entre o Tonalito Papa Vento e a Suíte Intrusiva Flexal, considerando-se a litologia, o padrão de deformação, a assinatura química e os padrões de relevo e geofísicos. Para individualização destas unidades levou-se em consideração, sobretudo, as diferenças de idade, com o Tonalito Papa Vento representando um evento magmático cálcio-alcalino pelo menos 40 Ma mais jovem que a Suíte Intrusiva Flexal, datada em torno de 2,18-2,20 Ga. Contudo,

entende-se que estudos complementares são necessários para individualizar estas duas unidades com mais segurança, e neste trabalho a cartografia foi realizada de forma tentativa, dada a importância de se caracterizar dois eventos magmáticos distintos para o entendimento da evolução geodinâmica da área.

#### 3.4.3.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O Tonalito Papa Vento engloba gnaisses e granitoides de composição principalmente tonalítica, e subordinadamente granodiorítica e monzogranítica, com dioritos ocasionais. São rochas de granulação média a grossa, com variados tons de cinza, de cinza-esbranquiçadas a cinza-escuras.

Os tipos gnáissicos exibem um bandamento fino, bem definido, e frequentemente mostram feições indicativas de migmatização, a exemplo de leucossomas quartzo-feldspáticos em leitos concordantes ao bandamento (Figura 3.24 A e B), ou em veios discordantes, desenhando por vezes dobras pitigmáticas. Estes gnaisses têm composição tonalítica a granodiorítica, e apresentam localmente leitos dioríticos

contínuos, que ressaltam o bandamento. Enclaves anfibolíticos ocorrem em alguns locais.

Os granitoides, tonalíticos a monzograníticos, têm deformação evidente, indicada pela orientação mineral, sobretudo dos máficos, e próximo às zonas de cisalhamento podem apresentar uma proeminente foliação protomilonítica (Figura 3.24 C e D).

Sob análise microscópica foram definidas as fácies petrográficas biotita-tonalitos, biotita-hornblenda-tonalitos, biotita-epidoto-tonalitos, biotita-monzogranitos, biotita-granodioritos, biotita-hornblenda-granodioritos e quartzo-dioritos. Os componentes mineralógicos principais são quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, hornblenda e os acessórios são opacos, apatita, titanita, zircão e allanita. Alguns litotipos apresentam epidoto como cristais subédricos e parcialmente inclusos na biotita, com alguns contornos retilíneos, que supõem seu caráter magmático. Sericita, epidoto e clorita aparecem como fases tardi a pós-magmáticas (secundárias).

As microtexturas são granolepidoblástica nos tipos gnáissicos, e nos granitoides variam de inequigranular hipidiomófica a porfiroclástica/protomilonítica conforme a intensidade de deformação. Nestas rochas são comuns os feldspatos alongados ou oclares, com lamelas encurvadas, frequentemente apresentando bordas recristalizadas em agregados finos em volta do cristal, definindo textura em *mortar* (Figura 3.24 E e F). Estes minerais também apresentam comumente recristalização ao longo de fraturas internas. O quartzo ocorre em cristais xenomórficos com extinção ondulante, ou formando agregados granoblásticos recristalizados com contatos interlobados ou retilíneos/poligonais. Os agregados por vezes têm formas estreitas e alongadas, tipo *ribbon*. A biotita e a hornblenda ocorrem orientadas em trilhas estreitas, as quais apresentam formas anastomóticas quando contornam porfiroclastos de feldspato nas rochas com trama protomilonítica.

#### 3.4.3.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Duas amostras de gnaisses tonalíticos da unidade Tonalito Papa Vento foram datadas neste projeto, pelos métodos U-Pb LA ICP-MS (amostra LT-275A) e de evaporação de Pb em zircão (amostra CG-59), as quais forneceram idades semelhantes dentro do limite de erros.

Os zircões extraídos do gnaisse LT-275A são de tamanho médio, com formato esférico ou prismático com bordas arredondadas, com relação comprimento:largura entre 2:1 e 1:1, com alguns possuindo inclusões ou apresentando-se bastante fraturados.

Imagens backscattering mostraram a ocorrência de grãos com zoneamentos regulares ou com variações de tonalidade de forma irregular. Foram analisados 29 pontos, dos quais 6 foram desconsiderados dos cálculos devido ao erro elevado. Com as outras 23 análises (Tabela 3.12) obteve-se uma idade no intercepto superior de  $2144 \pm 10$  Ma (MSWD = 1,2). Excluindo-se as análises com discordância maior que 3%, restaram oito pontos, a partir dos quais pode-se chegar a uma idade na concórdia de  $2136 \pm 7,5$  Ma (MSWD = 1,7), que é compatível com a idade do intercepto superior, quando considerados os erros, o que representa portanto uma boa estimativa da idade de cristalização do protólito do gnaisse (Figura 3.25 A).

No gnaisse CG-59 12 zircões foram datados, sendo que apenas 6 cristais forneceram sinal de Pb com intensidade adequada para análise isotópica, apresentando idades bastante variáveis e com erros elevados (Tabela 3.13). Com a exclusão de dados oriundos de zircões com elevado Pb204 (Pb comum), e conseqüentemente altas razões 204Pb/206Pb, foi calculada uma idade média de  $2130 \pm 20$  Ma com três grãos (Figura 3.25 B), que representa uma estimativa da idade mínima de cristalização do precursor magmático.

O gnaisse tonalítico CG-59 datado apresentou idade TDM de 2,7 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(T) = -4,47$  (Tabela 3.9), o que sugere o envolvimento de crosta continental arqueana na origem do magma precursor.

### 3.4.4 Metagranito Sucuriju (PP2ysu)

#### 3.4.4.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Neste projeto está sendo proposta a unidade Metagranito Sucuriju para englobar um conjunto de plútons de granitoides cálcio-alcalinos, cuja idade mínima é estimada em torno de 2,12 Ga, que ocorrem na porção centro-sul da Folha Rio Araguari, intrusivos no Grupo Vila Nova. São corpos alongados, sendo o corpo mais expressivo apresentando forma elíptica, com eixo maior segundo NW-SE, com foliação proeminente e concordante à foliação das supracrustais encaixantes. A forma dos copos é destacada em mapas gamaespectométricos, embora não apresentem contrastes distintivos na assinatura geofísica com as rochas encaixantes. Boas exposições do Metagranito Sucuriju são observadas em lajeiros no leito do Rio Araguari e do Igarapé Sucuriju, afluente da margem esquerda do Rio Amapari.





Figura 3.24 - Tonalito Papa Vento: (A) e (B) Aspecto do bandamento regular em biotita-gnaiss. Em "A" observar níveis concordantes de leucossomas quartzo-feldspáticos (tracejados). Estação CG-59; (C) Foliação protomilonítica em gnaiss tonalítico. Estação LT-27; (D) Textura protomilonítica em hornblenda-biotita-gnaiss tonalítico. Notar os porfiroclastos oclares de plagioclásio (com maclas encurvadas - seta) e hornblenda, em matriz fina, com palhetas de biotita orientadas. Amostra LT-275A, NX 2,5X; (E) Agregados microcristalinos recristalizados nas bordas de cristais de feldspato alcalino, em biotita-hornblenda monzogranito protomilonítico. Amostra CG-69, NX 2,5X.



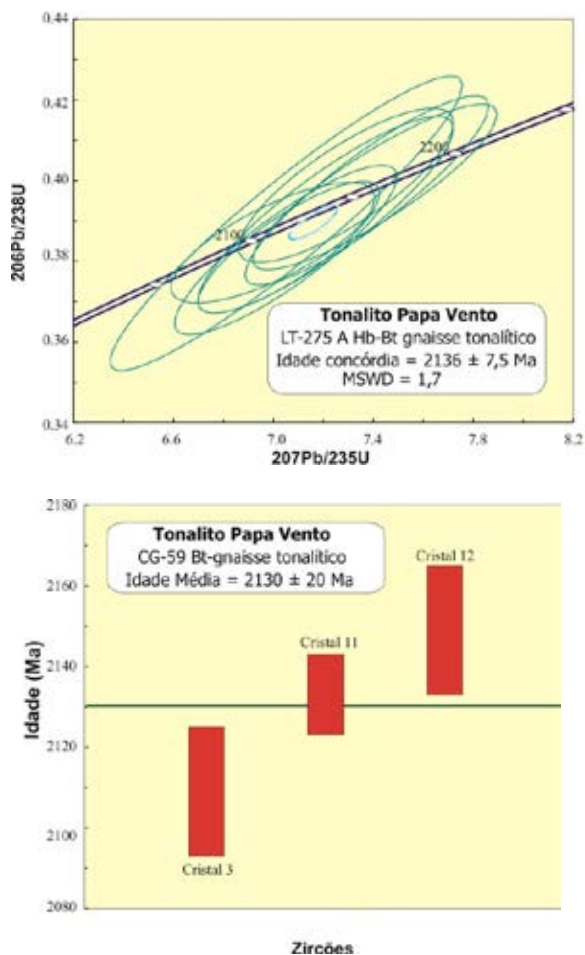


Figura 3.25 - (A) Diagrama concórdia dos zircões do gnaíse tonalítico LT-275A; (B) Diagrama de evaporação de Pb em zircão para o gnaíse tonalítico CG-59.

#### 3.4.4.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Os granitoides que definem o Metagranito Sucuriçu são rochas de coloração cinza-esbranquiçada, granulação média a grossa, com foliação proeminente, evidenciada pela segregação de biotita em leitos finos e contínuos, que definem um bandamento composicional (Figura 3.26 A). Enclaves de rochas metamáficas do Grupo Vila Nova são frequentes, e apresentam-se com formas alongadas segundo a foliação do granitoide (Figura 3.26 B).

Duas fácies petrográficas foram caracterizadas, os biotita-monzogranitos, que dominam amplamente, e os biotita-granodioritos. A mineralogia essencial é definida por plagioclásio oligoclásico, feldspato alcalino e quartzo. A biotita é o único mineral varietal e as fases acessórias são opacos, titanita, apatita, allanita, epidoto e zircão.

Os plagioclásios apresentam-se em cristais xenomórficos com maclas difusas, com zoneamento normal discreto e inclusões *drop-like* de quartzo, geralmente são límpidos ou moderadamente substituídos por sericita. No contato com feldspato alcalino observa-se o intenso desenvolvimento de intercrescimentos mirmequíticos, ameboides ou na forma de bulbos. O feldspato alcalino mostra cristais xenomórficos

alongados, e quase sempre apresentam as maclas características do microclínio, sendo localmente argilizados. O quartzo ocorre na forma cristais xenomórficos com extinção ondulante, e comumente apresenta desenvolvimento de subgrãos com contatos serrilhados. A biotita ocorre como lamelas amarronzadas orientadas, estando por vezes cloritizada, ou até inteiramente substituídas por pseudomorfos de clorita.

As microtexturas são principalmente equigranular xenomórfica a sub-idiomórfica, orientadas, sendo a deformação evidenciada pela orientação preferencial das lamelas de biotita e pelo amplo desenvolvimento de subgrãos em cristais originalmente magmáticos de quartzo. A fábrica orientada e a deformação sugerem colocação sin-tectônica dos plútons, com rochas cristalizadas sob a atuação de esforços dinâmicos. Em alguns locais percebe-se a atuação de um evento deformacional superposto, que resultou na formação de texturas protomiloníticas (Figura 3.26 C e D), com intensa cominuição e recristalização nas bordas dos feldspatos e recristalização do quartzo em mosaicos de novos grãos.

#### 3.4.4.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Neste projeto admite-se a idade de  $2124 \pm 21$  Ga (FARACO et al., 2004), obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão, como idade mínima do Metagranito Sucuriçu. Medidas de isótopos de Nd em três amostras de biotita-monzogranito forneceram idades TDM arqueanas, entre 2,88 e 3,0 Ga (Tabela 3.9). Os valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  são negativos, de -10,54 a -4,07, e indicam a participação de componentes crustais arqueanos na origem do magma. Vale ressaltar que o conjunto de dados geoconológicos e isotópicos disponíveis na unidade Metagranito Sucuriçu provém de um único corpo, aquele seccionado pelo Rio Araguari.

### 3.4.5 Complexo Araguari (PP2ag)

#### 3.4.5.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Esta unidade é proposta para designar um conjunto de ortognaisses e granitoides foliados, com assinatura química cálcio-alcalina, com idades em torno de 2,1 Ga. Excelentes exposições do Complexo Rio Araguari são observadas em lajeiros no leito dos rios Araguari, Amapari e baixo curso do Tajauí, podendo se considerar o Rio Araguari, que lhe emprestou a toponímia, como sua seção-tipo. O Complexo Rio Araguari foi cartografado como um corpo alongado na porção centro-noroeste da Folha, o qual é fortemente afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, que por vezes delineiam seu contato com outras unidades (ex. Complexo Guianense, Tonalito Papa Vento, Anfibolito Rio Mururé). Com relação ao padrão geofísico, no mapa do canal do tório caracteriza-se por valores de radiação baixos a intermediários, que possivelmente refletem a diversidade composicional desta unidade. Nos mapas magnéticos percebe-se que em alguns setores apresentam um relevo magnético mais perturbado, mas o que prevalece é um relevo magnético suave.

Tabela 3.12 - Resultados analíticos obtidos por LA-ICP-MS para o gnaiss tonalítico LT-275 A do Tonalito Papa Vento.

Análises de bordas (B) e núcleos (N) de Zircões	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{7207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	Rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 $\sigma$ (%)	Conc (%)
Concordantes																
MT51_04h	0,25	15180	0,13198	1,8	6,9986	2,4	0,38461	1,6	0,75	2124,4	31,2	2111,3	21,2	2097,8	28,4	98,75
MT51_09h	0,39	26801	0,13357	1,2	7,0623	2,1	0,38348	1,7	0,83	2145,4	20,5	2119,3	18,7	2092,5	31,1	97,53
MT51_14n	0,28	13535	0,13357	1,3	7,0498	2,6	0,38280	2,2	0,87	2145,4	22,3	2117,7	22,9	2089,3	40,0	97,39
MT51_25n	0,30	19461	0,13354	1,4	7,2093	2,9	0,39154	2,5	0,88	2145,1	24,2	2137,6	25,8	2130,0	46,1	99,30
MT51_27n	0,23	11305	0,13482	1,7	7,4066	2,7	0,39843	2,1	0,88	2161,7	29,4	2161,8	24,1	2161,8	38,7	100,00
MT51_29n	0,18	10285	0,13134	1,4	7,0523	4,1	0,38943	3,8	0,94	2116,0	24,8	2118,0	36,3	2120,2	69,2	100,20
MT51_36h	0,28	12867	0,13259	1,4	7,2910	2,4	0,39882	2,0	0,81	2132,5	24,5	2147,7	21,5	2163,6	36,0	101,46
MT51_38h	0,19	17136	0,13453	1,2	7,3746	2,7	0,39756	2,4	0,89	2158,0	21,2	2157,9	24,1	2157,8	44,2	99,99
Discordância maior de 3%																
MT51_01h	0,34	23254	0,13581	1,3	6,6895	2,4	0,35723	2,1	0,84	2174,5	22,6	2071,2	21,5	1969,0	35,0	90,55
MT51_02nh	0,05	32360	0,13115	1,5	7,4233	3,1	0,41051	2,7	0,87	2113,4	26,4	2163,8	27,9	2217,2	51,1	104,91
MT51_05h	0,47	19888	0,13760	1,1	7,2266	1,8	0,38092	1,5	0,79	2197,2	19,2	2139,8	16,4	2080,6	26,2	94,69
MT51_06h	0,42	132801	0,13551	1,1	6,4180	2,0	0,34349	1,7	0,84	2170,6	18,4	2034,7	17,4	1903,4	27,6	87,69
MT51_07	0,30	16024	0,13351	1,1	7,0045	2,5	0,38051	2,2	0,89	2144,6	19,6	2112,0	22,2	2078,7	39,7	96,93
MT51_10h	0,34	26198	0,13343	1,0	6,9539	1,6	0,37797	1,3	0,76	2143,6	18,1	2105,6	14,5	2066,8	22,4	96,42
MT51_11h	0,32	11119	0,13038	1,2	7,3351	2,5	0,40804	2,2	0,88	2103,0	21,3	2153,1	22,6	2206,0	41,5	104,89
MT51_15h	0,02	33527	0,13602	1,5	6,2007	2,0	0,33063	1,4	0,70	2177,1	26,8	2004,5	17,9	1841,4	21,6	84,58
MT51_20h	0,28	176877	0,13681	1,3	7,3489	3,0	0,38959	2,7	0,89	2187,2	23,5	2154,8	26,7	2120,9	48,2	96,97
MT51_21h	0,21	8916	0,13559	2,0	7,8380	3,8	0,41926	3,2	0,84	2171,6	35,0	2212,6	33,9	2257,1	60,6	103,94
MT51_23	0,30	22935	0,13953	1,6	7,3420	2,6	0,38164	2,0	0,86	2221,4	26,9	2153,9	22,9	2083,9	36,2	93,81
MT51_29b	0,20	17771	0,13367	1,2	7,0229	2,5	0,38105	2,2	0,87	2146,7	21,8	2114,3	22,5	2081,2	39,1	96,95
MT51_30h	0,32	18274	0,13942	1,4	6,6981	3,1	0,34844	2,8	0,89	2220,0	24,4	2072,4	27,4	1927,1	46,1	86,81
MT51_32h	0,36	22826	0,13502	1,4	6,6363	2,2	0,35648	1,7	0,82	2164,2	24,7	2064,2	19,3	1965,5	28,2	90,82
MT51_39nh	0,27	18260	0,13421	1,8	7,0062	3,7	0,37860	3,2	0,93	2153,8	31,0	2112,2	32,5	2069,7	56,7	96,10

Tabela 3.13 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de biotita-gnaiss (amostra CG-59) do Tonalito Papa Vento. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média**

Zircão	T (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (Ma)	$2\sigma$	Idade Média (Ma)	$2\sigma$
CG59/1	#1450	34	320	0,06198	0,00151	0,11441	0,00085	1880	13	2246	16
	*1500	40	3367	0,09121	0,00284	0,14153	0,00134	2246	16		
CG59/2	*1450	8	2660	0,12611	0,00730	0,09276	0,00316	1483	65	1472	23
	*1500	16	2618	0,11003	0,00225	0,09221	0,00113	1472	23		
CG59/3	#1450	8	1245	0,05509	0,00421	0,11813	0,00289	1929	44	2108	16
	<b>1500</b>	<b>8</b>	<b>6250</b>	<b>0,11708</b>	<b>0,00140</b>	<b>0,13069</b>	<b>0,00116</b>	<b>2108</b>	<b>16</b>		
CG59/4	#1450	8	2174	0,12786	0,00203	0,09159	0,00092	1459	19	1459	19
CG59/11	<b>1500</b>	<b>32</b>	<b>111111</b>	<b>0,15482</b>	<b>0,00216</b>	<b>0,13250</b>	<b>0,00076</b>	<b>2132</b>	<b>10</b>	<b>2132</b>	<b>10</b>
CG59/12	*1450	22	3236	0,09211	0,01393	0,12275	0,01177	1997	170	2148	16
	<b>1500</b>	<b>8</b>	<b>3906</b>	<b>0,14106</b>	<b>0,00381</b>	<b>0,13378</b>	<b>0,00123</b>	<b>2148</b>	<b>16</b>		

Idade média (3 cristais) = 2130 ± 20 Ma

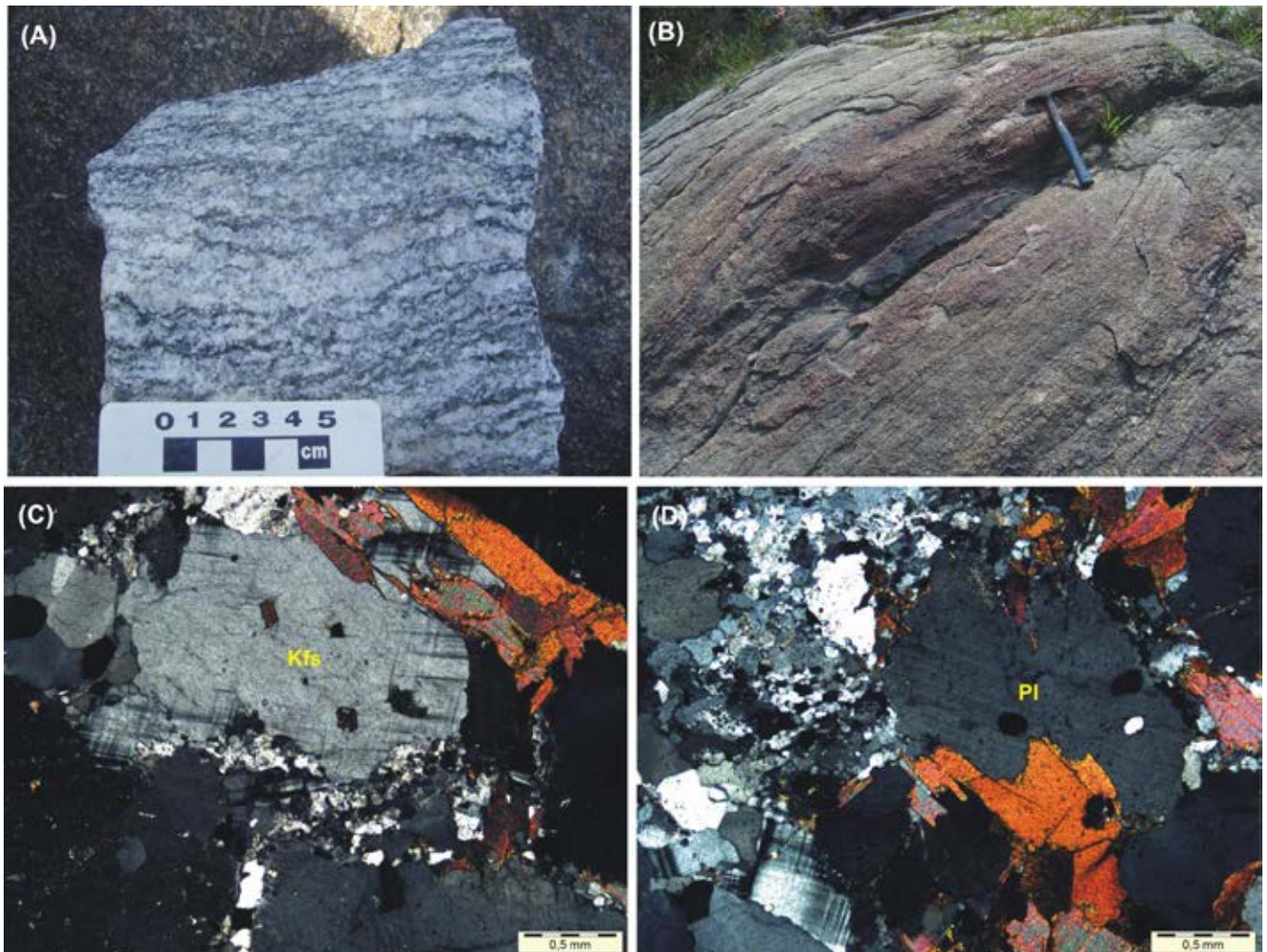


Figura 3.26 - Metagranito Sucuriju. (A) Bandamento composicional bem definido em biotita-monzogranito. (B) Foliação proeminente em granitoide, com enclave alongado de rocha metamáfica. Estação LT-49; (C) e (D) Biotita-monzogranito com textura protomilonítica. Notar os cristais oclares de feldspato alcalino e plagioclásio e forte recrystalização na matriz de agregados finos. Amostra LT-79 A, NX 4X.



### 3.4.5.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O Complexo Rio Araguari representa uma suíte plutônica calcio-alcalina expandida, composta, sobretudo, por granitoides, foliados a gnaissificados, de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica e diorítica. Os granitoides são rochas com variáveis tons de cinza, leucocráticos a mesocráticos, granulação média a grossa, com características texturais que indicam graus variados de deformação, visto que ocorrem tipos onde a deformação é evidenciada apenas pela orientação de minerais máficos e tipos protomiloníticos a francamente miloníticos, estes últimos ocorrendo frequentemente nas proximidades de zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 3.27 A a C). São comuns granitoides com bandamento composicional, ressaltado pela alternância de níveis félsicos quartzo-feldspáticos e níveis máficos (com biotita e hornblenda), que definem uma foliação penetrativa, observado tanto em amostra de mão como em escala de afloramento (Figura 3.27 D e E). Os tipos gnáissico-migmatíticos exibem bandamento composicional ressaltado pela presença de neossomas félsicos/leucossomas quartzo-feldspáticos, que ocorre em leitos concordantes, contínuos, com espessuras centimétricas, e que por vezes desenham dobras suaves (Figura 3.27 F).

Nos granitoides menos deformados são reconhecidas as texturas ígneas originais, do tipo granular hipidiomórfica a xenomórfica. A deformação é indicada pela sutil orientação preferencial das biotitas, pela extinção ondulante do quartzo, o qual forma localmente agregados recristalizados. Nos tipos mais deformados são definidas texturas protomiloníticas a miloníticas, em função da relação porfiroclastos/matriz (Figura 3.28 A a C). Apresentam uma fábrica com porfiroclastos de feldspatos, alongados ou apresentando formas oclares, em matriz quartzo-feldspática fortemente recristalizada, contendo trilhas iso-orientadas e anastomóticas de minerais máficos. Mosaicos de subgrãos e novos grãos de quartzo, por vezes formando *ribbons* alongados, são feições comuns nestas rochas, assim como a presença de cristais de plagioclásio com *kink bands*.

A textura dos tipos gnáissicos consiste em um mosaico granoblástico aproximadamente equigranu-

lar de granulação fina-média, composto por feldspatos e quartzo, todos xenomórficos. Mostram uma foliação nítida, espaçada e descontínua, marcada pelo alinhamento de blastos de biotita e/ou prismas de anfibólio (Figura 3.28 D). Os contatos interblásticos entre feldspatos e quartzo são interlobados ou convergem em pontos tríplexes. O arranjo textural dos gnaisses, a paragênese mineral, somados às feições de migmatização observadas em campo, indicam que estas rochas são produtos de transformação de rochas originalmente ígneas, através de metamorfismo regional dinamotermal, compatível com a fácies xisto verde a anfibolito.

Uma característica notável desta unidade é a presença frequente de enclaves metasupracrustais. Dominam amplamente os enclaves máficos, com tamanhos variando de poucos centímetros até 3 m (Figura 3.27 G). Muitos são xistos máficos, com uma foliação fina bem definida, que foram classificados petrograficamente como anfibolitos, provavelmente derivados de rochas vulcânicas ou hipabissais máficas (Figura 3.27 H). Podem representar xenólitos de unidades mapeadas, como o Grupo Vila Nova e o Anfibolito Mururé. Grandes enclaves de gnaisses aluminosos foram registrados na área do Complexo Araguari, embora não mapeáveis na escala de trabalho, classificados petrograficamente como granadacordierita-biotita-gnaisses e cordierita-granada-biotita-gnaisses.

### 3.4.5.3 Idade e Assinatura Isotópica do Nd

Neste projeto foram selecionados para datação, através da sistemática de evaporação de Pb em zircão, duas amostras de tonalitos protomiloníticos, as quais foram coletadas em afloramentos no leito dos rios Tajauí (amostra CG-07) e Mururé (amostra LT-163), afluentes das margens esquerda e direita do Rio Araguari, respectivamente. No tonalito LT-163 foram datados 15 cristais de zircão, sendo que 5 zircões forneceram idades semelhantes dentro do limite de erros, entre  $2113 \pm 4$  e  $2105 \pm 5$  Ma (Tabela 3.14), as quais permitiram o cálculo de uma idade média de  $2111 \pm 2$  Ma (USD = 1,5), interpretada como idade de cristalização do tonalito (Figura 3.29).

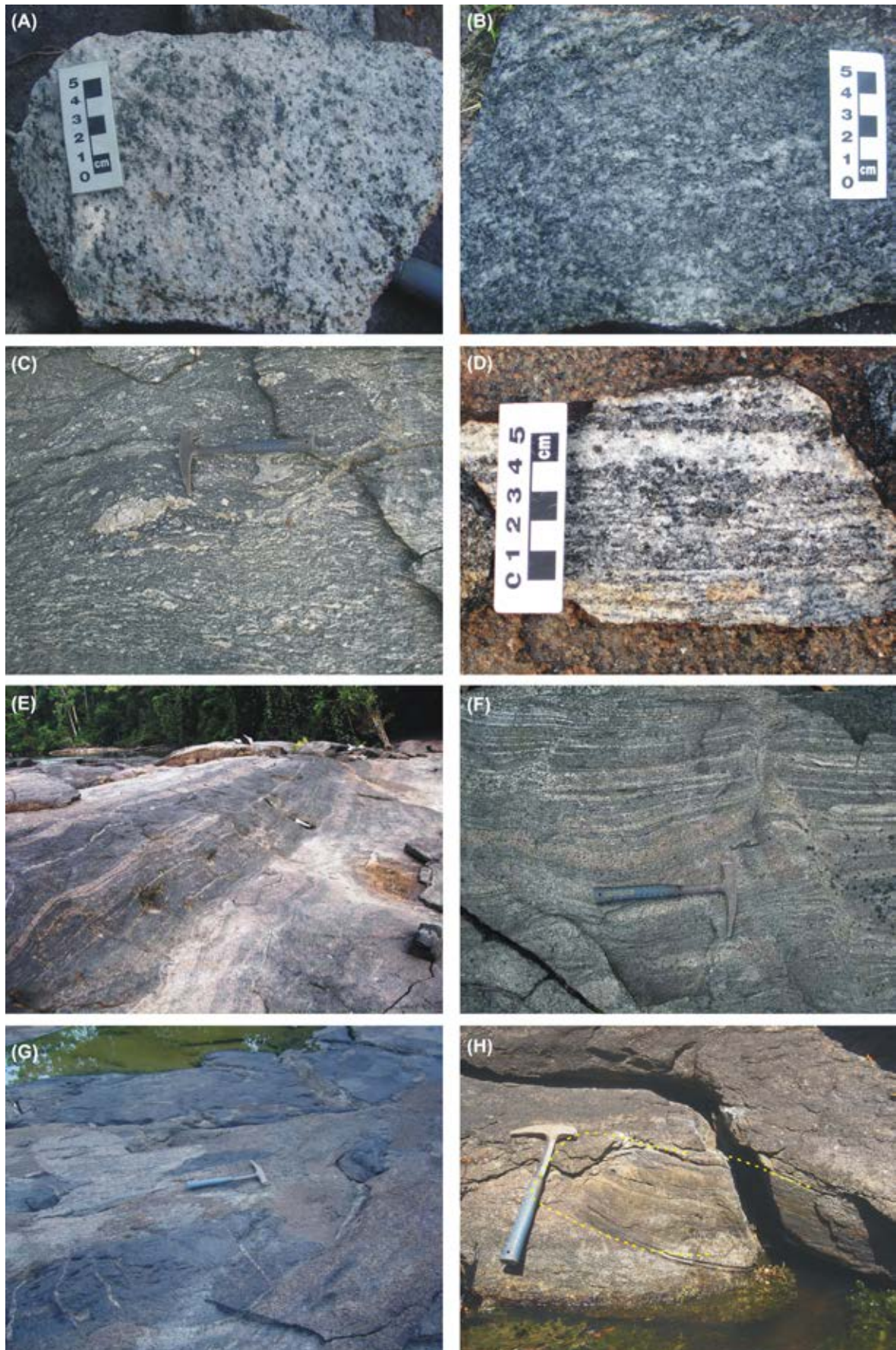


Figura 3.27 - Variações texturais de rochas do Complexo Rio Araguari, com termos homogêneos levemente deformados (A e B), tipos exibindo foliação milonítica (C), ou bandamento composicional, observado em amostra de mão (D) e em escala de afloramento (E); (F) Bandamento metamórfico em biotita-gnaíse; (G) Enclaves de rochas máficas; (H) Foliação em exclave de xisto máfico. (A) Estação LT-128; (B) Estação LT-163; (C) Estação JB-40; (D) e (E) Estação MC-10; (F) Estação JB-36; (G) Estação LT-89; (H) Estação LT-164.



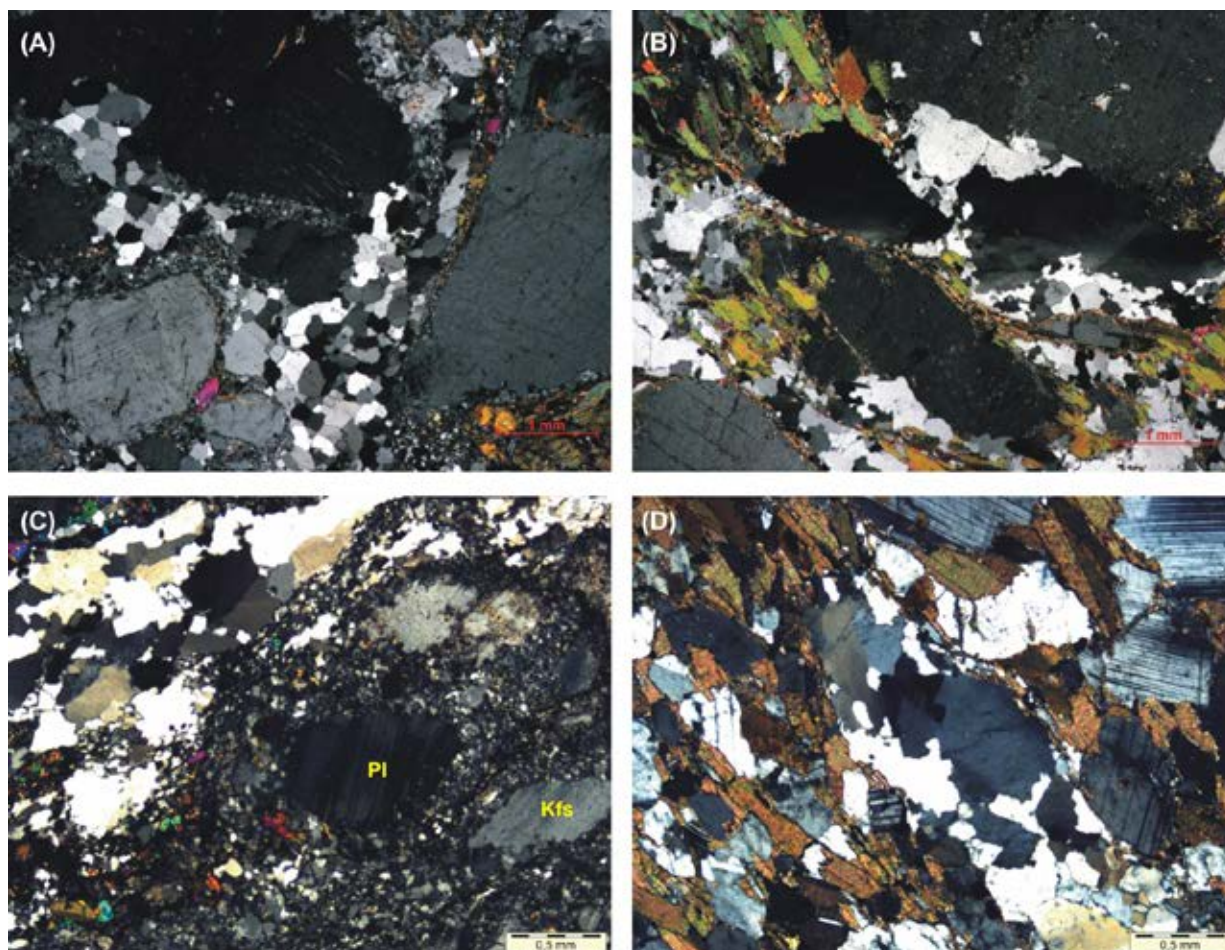


Figura 3.28 - Fotomicrografia de rochas do Complexo Araguari. Textura protomilonítica em biotita-granodiorito (A) e biotita-tonalito (B). Amostras CG-04 A e CG-06; NX 2x; (C) Aspecto microtextutural de monzogranito milonítico, com fenoclastos de plagioclásio e feldspato alcalino em matriz fortemente recrystalizada. Amostra JB-43, NX 2,5x; (D) Biotita-gnaiss tonalítico com textura granolepidoblástica. Amostra JB-24A, NX 4x.

No tonalito JB-07 14 cristais foram datados, com 4 deles fornecendo elevados valores de Pb comum ( $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ ), cujas idades obtidas não são utilizadas para interpretação (Tabela 3.15). Três cristais apresentaram idades arqueanas de  $2730 \pm 16$ ,  $2655 \pm 6$  e  $2647 \pm 10$  Ma, os quais são interpretados como zircões herdados. Sete cristais forneceram idades paleoproterozoicas bastante variáveis, entre  $2116 \pm 4$  e  $2060 \pm 6$  Ma, não sendo possível o cálculo de uma idade média. Considerando-se que os dois cristais que apresentaram as idades paleoproterozoicas mais elevadas, forneceram valores semelhantes, de  $2116 \pm 4$  Ma, esta idade é interpretada como idade mínima de cristalização do tonalito.

Barreto et al. (2013) dataram um tonalito e um monzogranito protomiloníticos do Complexo Rio Araguari, no âmbito da Folha Rio Araguari, os quais forneceram idades de  $2096 \pm 4$  e  $2103 \pm 3$  Ma, respectivamente. Estes resultados, somados aos obtidos neste projeto, formam um conjunto de dados bastante consistente, que permite estabelecer a idade do magmatismo cálcio-alcálico que define a referida unidade, em torno de 2,12 e 2,10 Ga.

Na Tabela 3.9 são apresentados os resultados de análises de isótopos de Nd obtidas em amostras do Complexo Rio Araguari, neste projeto ou compiladas da literatura. As idades modelo TDM calculadas em 12 amostras estão en-

tre 3,47 e 2,47 Ga, predominando amplamente idades em torno de 3,0 Ga. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}(T)$  são sistematicamente negativos, entre -15,37 e -2,2. Esses resultados demonstram que a origem dos magmas paleoproterozoicos precursores envolve necessariamente componentes crustais arqueanos.

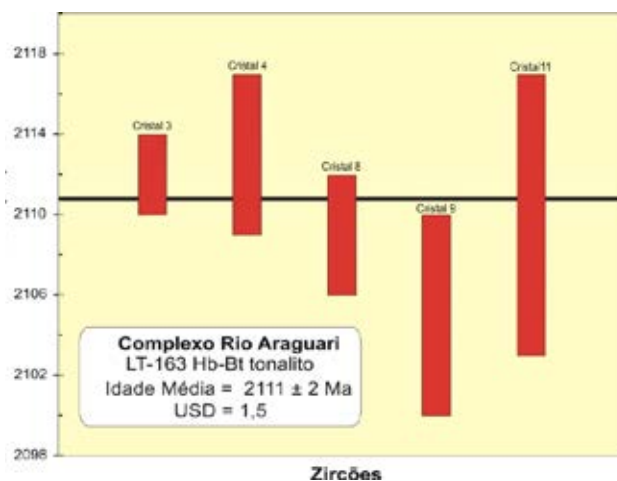


Figura 3.29 - Diagrama de evaporação de Pb em zircão para o hornblenda-biotita tonalito (amostra LT-163) do Complexo Rio Araguari.



Tabela 3.14 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de tonalito (amostra LT-163) do Complexo Rio Araguari.  
 \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média**

Zircão	T (°C)	Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σ
LT163/1	*1450	0/40	0,00013	0,15160	0,00123	0,12834	0,00023	2076	3
	*1500	0/40	0,00005	0,19616	0,00108	0,13040	0,00023	2104	3
LT163/2	#1500	0/36	0,00052	0,14627	0,00125	0,12999	0,00027	2098	4
	#1550	0/36	0,00066	0,18083	0,00119	0,13031	0,00028	2102	4
LT163/3	*1450	0/8	0,00042	0,11898	0,00161	0,12200	0,00031	1986	5
	<b>1500</b>	<b>34/34</b>	<b>0,00004</b>	<b>0,22814</b>	<b>0,00636</b>	<b>0,13103</b>	<b>0,00018</b>	<b>2112</b>	<b>2</b>
LT163/4	#1450	0/40	0,00058	0,09295	0,00188	0,12823	0,00062	2074	8
	<b>1500</b>	<b>30/38</b>	<b>0,00006</b>	<b>0,19445</b>	<b>0,00122</b>	<b>0,13109</b>	<b>0,00028</b>	<b>2113</b>	<b>4</b>
LT163/5	#1450	0/6	0,00186	0,00219	0,04197	0,11462	0,01609	1874	253
	*1500	0/30	0,00012	0,11499	0,00065	0,12952	0,00022	2092	3
LT163/6	#1450	0/18	0,00131	0,10455	0,00098	0,12787	0,00114	2069	16
	*1500	0/36	0,00011	0,21082	0,00057	0,12958	0,00027	2093	4
LT163/7	#1450	0/8	0,00237	0,14762	0,00381	0,12847	0,00098	2078	13
	#1500	0/6	0,00075	0,19555	0,00603	0,13257	0,00160	2132	21
LT163/8	*1450	0/20	0,00032	0,14333	0,00142	0,12723	0,00027	2060	4
	<b>1500</b>	<b>38/38</b>	<b>0,00005</b>	<b>0,24334</b>	<b>0,00264</b>	<b>0,13081</b>	<b>0,00021</b>	<b>2109</b>	<b>3</b>
LT163/9	#1450	0/6	0,00149	0,12260	0,00705	0,12244	0,00089	1992	13
	<b>1500</b>	<b>22/22</b>	<b>0,00006</b>	<b>0,17980</b>	<b>0,00549</b>	<b>0,13053</b>	<b>0,00037</b>	<b>2105</b>	<b>5</b>
LT163/10	#1450	0/8	0,00053	0,08925	0,00164	0,12763	0,00059	2066	8
	*1500	0/32	0,00006	0,15767	0,00297	0,12989	0,00047	2097	6
LT163/11	*1450	0/32	0,00027	0,07672	0,00119	0,12810	0,00045	2072	6
	<b>1500</b>	<b>24/24</b>	<b>0,00004</b>	<b>0,17937</b>	<b>0,00142</b>	<b>0,13086</b>	<b>0,00053</b>	<b>2110</b>	<b>7</b>
LT163/12	*1450	0/30	0,00019	0,16334	0,00221	0,12982	0,00036	2096	5
	*1500	0/8	0,00009	0,21170	0,00110	0,12955	0,00037	2092	5
	*1500	0/40	0,00006	0,20908	0,00060	0,13020	0,00019	2101	3
LT163/13	*1450	0/36	0,00032	0,11910	0,00495	0,12655	0,00050	2051	7
LT163/14	#1450	0/8	0,00243	0,07817	0,00634	0,11624	0,00227	1899	35
	*1500	0/34	0,00017	0,13876	0,00418	0,12973	0,00024	2095	3
LT163/15	*1450	0/8	0,00022	0,24035	0,00337	0,12929	0,00049	2089	7
	*1450	0/28	0,00028	0,10891	0,00726	0,12696	0,00134	2057	19

Idade média (5 grãos) = 2111 ± 2 (USD = 1,5)

Tabela 3.15 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de tonalito (amostra CG-07) do Complexo Rio Araguari.  
 \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum.

Zircão	T (°C)	Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade (Ma)	2σ	Idade Média (Ma)	2σ
JB07/1	#1500	0/28	0,00048	0,27045	0,00087	0,17842	0,00034	2639	3		
JB07/2	#1450	0/30	0,00091	0,04611	0,00069	0,11295	0,00020	1848	3		
	1500	0/38	0,00012	0,04603	0,00022	0,12717	0,00040	2060	6	2060	6
JB07/3	1500	0/32	0,00013	0,14400	0,00076	0,18018	0,00068	2655	6	2655	6
JB07/4	#1450	0/6	0,00179	0,34674	0,00228	0,10851	0,00053	1775	9		
	*1500	0/34	0,00013	0,09443	0,00134	0,12552	0,00027	2036	4		
	1500	0/6	0,00018	0,07242	0,00132	0,12404	0,00074	2015	11	2015	11
JB07/5	1500	0/38	0,00004	0,18410	0,00056	0,17929	0,00103	2647	10	2647	10
JB07/6	1500	34/34	0,00004	0,16399	0,00105	0,13028	0,00029	2102	4	2102	4
JB07/7	#1450	0/30	0,00076	0,20881	0,00236	0,16748	0,00077	2533	8		
	1500	0/8	0,00020	0,30226	0,00442	0,18852	0,00184	2730	16	2730	16

Zircão	T (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade (Ma)	$2\sigma$	Idade Média (Ma)	$2\sigma$
JB07/8	*1450	0/38	0,00009	0,16428	0,00090	0,12984	0,00021	2096	3	2104	3
	1500	40/40	0,00002	0,18745	0,00097	0,13041	0,00024	2104	3		
JB07/9	*1450	0/32	0,00033	0,16911	0,00119	0,12577	0,00039	2040	6	2082	4
	1500	0/14	0,00003	0,18153	0,00071	0,12885	0,00042	2083	6		
	1500	0/36	0,00004	0,18102	0,00053	0,12882	0,00026	2082	4		
JB07/10	#1450	0/30	0,00096	0,09682	0,00076	0,13311	0,00038	2140	5		
JB07/11	#1450	0/34	0,00161	0,17569	0,00902	0,13985	0,00214	2226	27	2116	4
	1500	0/38	0,00011	0,13703	0,00037	0,18554	0,00052	2703	5		
JB07/12	#1500	0/36	0,00049	0,09067	0,00033	0,16872	0,00027	2545	3		
JB07/13	#1450	0/12	0,00424	0,21256	0,00663	0,13430	0,00280	2155	36	2657	53
	#1500	0/8	0,00171	0,12037	0,01279	0,18040	0,00574	2657	53		
JB07/14	#1450	0/28	0,00047	0,09823	0,00070	0,12274	0,00037	1997	5	2116	4
	1500	32/32	0,00002	0,09444	0,00220	0,13131	0,00028	2116	4		

### 3.4.6 Complexo Tartarugal Grande (PP2tg)

#### 3.4.6.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Jorge João et al. (1979) adotaram o termo Suíte Metamórfica Tartarugal Grande para designar uma associação de rochas de alto grau metamórfico que ocorrem nas bacias dos rios Tartarugal Grande e Falsino, já relatadas em diversos trabalhos anteriores (SCARPELLI, 1969; VALE et al., 1972; COSTA et al., 1974; LIMA et al., 1974). Jorge João et al. (1979) individualizaram o Enderbitito Cobra e o Charnockito Cuatá para discriminar dentro da unidade em epígrafe corpos onde dominam, respectivamente, as associações granulitos enderbíticos+granulitos charno-enderbíticos e granulitos charnockíticos+granoblastitos ácidos. Adicionalmente, um corpo de granulitos máficos mapeado nesta região recebeu a denominação de Pirclasito Mutum, sendo que este foi relacionado à Suíte Metamórfica Ananaí, que representa uma associação de alto grau metamórfico caracterizada por Jorge João et al. (1978) na região do Rio Paru, no noroeste do Pará, portanto a centenas de quilômetros a oeste da área mapeada.

Neste trabalho propõe-se a substituição do termo Suíte Metamórfica Tartarugal Grande por Complexo Tartarugal Grande, uma vez que esta unidade representa uma intrincada associação de rochas de alto grau de origens e idades distintas - que no estágio atual do conhecimento ainda não podem ser cartografadas em unidades litoestratigráficas específicas - que inclui granulitos e granitoides deformados (contendo ou não ortopiroxênio), de derivações distintas, e que apresentam idades predominantemente paleoproterozoicas, mas com relíquias arqueanas.

O Complexo Tartarugal Grande ocorre no canto sudeste da Folha Rio Araguari, em excelentes afloramentos localizados nos leitos do rio homônimo e do Rio

Falsino, e nas margens da BR-156 e de diversos ramais interligados a esta rodovia.

Dentro do Complexo Tartarugal Grande foram discriminados corpos onde dominam granulitos charnockíticos ou granulitos enderbíticos, designados Granulito Coatá e Granulito Cobra, respectivamente, aproveitando-se os termos (Coatá e Cobra) originalmente propostos por Jorge João et al. (1979). São corpos alongados e fortemente balizados por grandes lineamentos tectônicos NW-SE, caracterizados como zonas de cisalhamento transcorrentes ou zonas compressionais.

Esta unidade apresenta um padrão geofísico bastante peculiar. O Rio Tartarugal Grande estabelece, grosso modo, um limite geográfico para separar dois domínios com assinaturas geofísicas distintas na área de ocorrência do Complexo Tartarugal Grande, que são evidentes, sobretudo, no mapa do canal do tório. Na margem direita deste rio ocorre um domínio com valores notavelmente elevados de radiação, os mais significativos de toda a área da Folha Rio Araguari. Este setor é marcado por um relevo de colinas de topo aplainado, onde frequentemente são registradas crostas lateríticas ferruginosas, recobertas por uma vegetação de cerrado.

Porém, no domínio que se estende a partir da margem esquerda daquele rio, observa-se a intercalação de faixas NW-SE onde predominam padrões de alta, média ou baixa radiação no canal do tório, que refletem a diversidade litológica da unidade e o forte controle estrutural, o que subsidiou inclusive a cartografia dos corpos Cobra e Coatá. Assim como no restante da área da Folha Rio Araguari, neste setor domina uma densa cobertura de floresta. Supõe-se que as diferenças de assinaturas gamaespectrométricas observadas entre estes dois domínios, estejam relacionadas principalmente a diferenças na composição do perfil de intemperismo do que propriamente a diferenças litológicas, pois não são observadas variações significativas de conteúdo litológico entre os domínios.

### 3.4.6.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Granulitos de composição enderbítica, charnockítica e charnoenderbítica são os litotipos dominantes do Compelxo Taratrugal Grande. São rochas de granulação média a grossa, de coloração cinza esverdeada quando frescos, ou cinza esbranquiçados a rosados se alterados, geralmente equigranulares (Figura 3.30 A). Tipos porfiríticos/porfiroblásticos são registrados localmente, por vezes preservando uma textura ígnea reliquiar, inclusive de alinhamento magmático de fenocristais de feldspato (Figura 3.30B). Em termos estruturais, apresentam uma foliação fina e regular, mas também ocorrem tipos bandados e migmatizados, com neossomas quartzo-feldspáticos ressaltando o bandamento, por vezes definindo uma estruturação estromática (Figura 3.30 C e D). Nos tipos migmatizados geralmente são registradas dobras apertadas, leitos boudinados, neossomas desenhando dobras sem raiz, o que sugere uma complexa história estrutural (Figura 3.30 E).

Estes granulitos são definidos por proporções variáveis de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, sendo os máficos o ortopiroxênio, o clinopiroxênio, a hornblenda e a biotita, em cristais xenoblásticos a subidioblásticos. Acessórios comuns são opacos, apatita e zircão. Granadas ocorrem esporadicamente. As texturas são do tipo granoblástica inequigranular, com contatos interlobados ou ameboides, com trilhas descontínuas lepidoblásticas ou nematoblásticas, dependendo da presença de biotita ou hornblenda (Figura 3.30 F e G). Alguns exemplares aparentemente guardam remanescentes de uma textura magmática do protólito, e apresentam textura granular hipidiomórfica grossa (Figura 3.30 H). Por vezes estas tramas são obliteradas por uma foliação protomilonítica e milonítica superpostas, quando observa-se forte estiramento de cristais, sobretudo do quartzo, que frequentemente ocorre como cristais ou agregados granoblásticos fitados, além de feições de cominuição e recristalização na matriz. O plagioclásio frequentemente apresenta antipertitas, assim como o feldspato alcalino pode apresentar-se fortemente pertítico, definindo mesopertitas. A biotita tem cor marrom pálida ou mostra coloração avermelhada intensa, o que indica sua composição ferro-titanífera. Intercrescimentos mirmequíticos são registrados nos contatos entre o os feldspatos.

Granulitos máficos também são frequentes. São rochas de granulação fina a média, cor cinza escura, equigranulares, que ocorrem com uma foliação fina e regular, reconhecida apenas em afloramento, pois têm aspecto maciço em amostra de mão (Figura 3.31 A). Aparentemente não constituem corpos

cartografáveis, como sugerido por Jorge João et al. (1979) ao definir o Piriclasito Mutum, pois ocorrem sempre encaixados nos granulitos enderbíticos/charnockíticos, frequentemente como leitos tabulares, de espessuras variáveis, contínuos e concordantes à foliação da encaixante, ou como enclaves isolados alongados segundo a foliação (Figura 3.31 B a E). Os granulitos máficos são compostos por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, opacos (ilmenita, magnetita, sulfetos) e quartzo, com apatita e zircão como acessórios. Alguns litotipos também apresentam hornblenda e/ou biotita. Apresentam caracteristicamente microtextura granoblástica equigranular ou inequigranular, com contatos entre cristais lobados ou poligonais, em pontos tríplices (Figura 3.31 F e G). Em afloramento foi registrada a presença de granada em uma ocorrência de granulito máfico, em cristais de granulação grossa, que definem uma textura porfiroblástica (Figura 3.31 H).

Associados aos granulitos “sensu strictu” (portadores ortopiroxênio) também foram identificados no Complexo Taratrugal Grande leucognaisse e leucogranitos foliados, de granulação fina a média, coloração rosada ou cinza esbranquiçada (Figura 3.32 A), compostos por feldspato mesopertítico, quartzo e plagioclásio, que por vezes mostra antipertitas. As composições modais destas rochas, quando plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), situam-se nos campos dos sienogranitos e álcali-feldspato granitos. Biotita titanífera, granada e cordierita são frequentes (Figura 3.32 A e B), o que sugere que os protólitos sejam rochas (meta)sedimentares, ou alternativamente, granitos tipo-S. Em alguns afloramentos estas rochas estão associadas com leitos de granulito máfico.

A paragênese metamórfica ortopiroxênio+clinopiroxênio+plagioclásio ( $\pm$ hornblenda $\pm$ granada) observada nos granulitos máficos associados às demais rochas do Complexo Tartarugal Grande permite sugerir que todo o conjunto foi submetido a metamorfismo granulítico sob condições de pressão intermediária (de acordo com Yardley, 1994). A presença de blastos de hornblenda e biotita em equilíbrio com orto- e clinopiroxênio indica que estes minerais hidratados mantiveram-se estáveis durante o metamorfismo granulítico. No entanto, são frequentes reações envolvendo estes minerais, que também aparecem como produto de alteração dos piroxênios, indicando reequilíbrio retrometamórfico. No granulito máfico onde foi registrada a presença de granada, foram observadas coroas formadas por simplectitos de ortopiroxênio+plagioclásio substituindo aquele mineral (Figura 3.33). Segundo Kornprobst (2002), na maioria dos casos estas reações/texturas são causadas pela descompressão metamórfica posterior ao pico do metamorfismo, como resposta ao resfriamento, soerguimento e exumação de rochas em cinturões metamórficos.





Figura 3.30 - Complexo Tartarugal Grande. (A) Granulito charnoenderbítico, de granulação grossa, cinza-esverdeado. Estação LT-193; (B) Alinhamento magmático de fenocristais de feldspato em granulito enderbítico. Estação LT-177; (C) Foliação fina regular em granulito enderbítico. Estação LT-192; (D) Granulito bandado e migmatizado. Estação LT-209; (E) Dobras apertadas em granulito migmatizado. Estação LT-220; (F e G) Granulito enderbítico com microtextura granolepidoblástica, com trilhas de biotita vermelha e ortopiroxênio. Amostras LT-232 e LT-235, LN 2,5x; (G) Granulito charnoenderbítico com textura granular hipidiomórfica. Amostra LT-193 A, NX 2x





Figura 3.31 - (A) Aspecto textural mesoscópico de granulito máfico. Estação LT-262; (B) a (D) Leitões tabulares de granulito máfico, concordantes à foliação da encaixante. Estações LT-196, LT-197 e LT-217; (E) Granulito máfico na forma de enclaves. Estação LT-191; (F) Textura granoblástica poligonizada típica dos granulitos máficos estudados. Amostra Lt-191 B, NX 4x. (G) Detalhe dos contatos em pontos triplícies. (H) Textura porfiroblástica de granulito máfico com granada. Amostra LT-257C, LN 2,5 x.



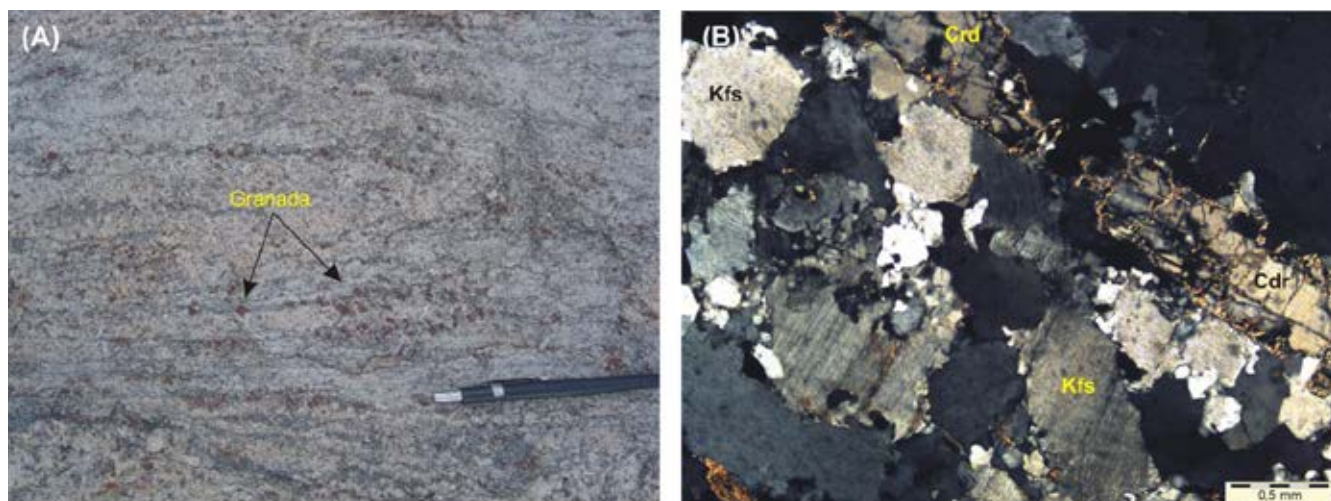


Figura 3.32 - (A) Leucosienogranito foliado com trilhas de biotita e porfiroblastos de granada. Estação LT-237. (B) Leucognaiss sienogranítico com cordierita e feldspatos mesopertíticos. Amostra LT-262 A, NX 4x

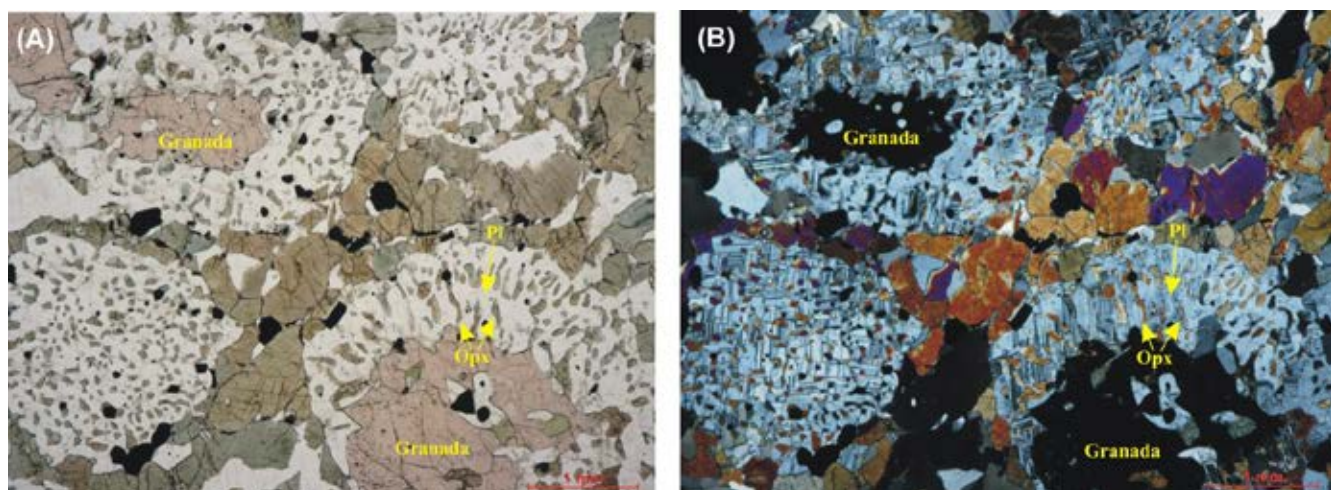


Figura 3.33 - Simplectitos de ortopiroxênio em plagioclásio formando coroas em volta da granada, em granulito máfico. Amostra LT-257 C. (A) LN e (B) NX. 2,5x

### 3.4.6.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Considerando-se a complexidade desta unidade, que reúne granulitos de composições e características texturais/estruturais bastante distintas, foram selecionadas cinco amostras para datação, 3 pelo método Pb-Pb em zircão e 2 por U/Pb LA-ICP-MS, com resultados apresentados nas Tabelas 3.16 a 3.19 e Figura 3.34. As amostras LT-177 e LT-209 A são granulitos enderbíticos, coletados nos afloramentos mostrados na Figura 3.30 (B e D, respectivamente). No primeiro são registradas feições ígneas reliquias (alinhamento magmático de fenocristais) e o outro é um granulito gnáissico fortemente migmatizado e estruturalmente complexo.

No granulito LT-177 foram datados 11 zircões, tendo 7 fornecido idades que se sobrepõem dentro dos limites de erros, entre  $2109 \pm 11$  e  $2094 \pm 10$  Ma, que permitiram o cálculo de uma idade média bastante consistente de  $2100 \pm 4$  Ma, embora com elevado MSWD (4,8), interpretada como idade de cristalização do protólito magmático do granulito.

Na amostra LT-209 A foram analisados 16 cristais, sendo que apenas 10 forneceram sinal para as análises isotópicas. Excluindo-se os resultados de cristais com elevado Pb-comum ( $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$ ), as idades obtidas são bastante variáveis, embora todas paleoproterozoicas. Utilizando-se os dados fornecidos por 3 cristais, que se sobrepõem dentro do limite de erros, foi calculada uma idade média de  $2092 \pm 7$  Ma (MSWD = 6), interpretada como idade mínima de cristalização do protólito do granulito migmatizado.

A amostra LT-193 A é um granulito charnoenderbítico que em seção delgada mostra uma textura ígnea granular hipidiomórfica (Figura 3.30 A e H). Oito cristais foram analisados, sendo que sete forneceram resultados que conduziram ao cálculo de uma idade média de  $2078 \pm 4$  Ma (MSWD = 7,7),

Pelo método U/Pb LA-ICP-MS foram datados dois granulitos charnockíticos foliados, com (LT-264) e sem granada (LT-226A). Na amostra LT-226A foram analisados 23 pontos, em bordas e núcleos, mas não houve distinção de idade significativa entre estes. Não foi possível calcular uma idade concórdia devido



à perturbação do sistema isotópico e visível perda de chumbo. A partir de 18 pontos foram obtidas as idades de  $2671 \pm 15$  e  $381 \pm 32$  Ma, de intercepto superior e inferior, respectivamente, com MSWD = 4,1, a mais antiga interpretada como idade do protólito do granulito.

No granulito charnockítico LT-264 foram analisados 15 pontos, 12 em cristais homogêneos ou com variações irregulares de tonalidade, e 3 em núcleos de cristais. Não foi possível obter uma idade concórdia, chegando-se a uma idade no intercepto superior de  $2597 \pm 55$  Ma e no intercepto inferior de  $601 \pm 160$  Ma com MSWD de 8,9. Apesar do erro elevado, a idade do intercepto superior pode ser considerada com a idade de cristalização do protólito. Observou-se em alguns poucos grãos núcleos, possivelmente herdados, com idade mais antiga, com média de  $2767 \pm 58$  Ma quando considerada a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Faraco et al. (2004) apresentam idades Pb-Pb, entre  $2125 \pm 4$  e  $2065 \pm 5$  Ma, para um conjunto de granulitos do Complexo Tartarugal Grande. Adicionalmente, Lafon et al. (2000) obtiveram idades U/Pb (SHRIMP) de  $2602 \pm 12$  e  $2085 \pm 24$  Ma, respectivamente, para um par granulito

charnockítico migmatizado e neossoma leucocrático.

O conjunto de idades obtidas para rochas do Complexo Tartarugal Grande sugere que esta unidade engloba principalmente rochas formadas durante o Riaciono, mas também incorpora relíquias de rochas neoarqueanas. Dados de análises por Sm-Nd em rocha total realizadas em diversas amostras, neste trabalho ou compiladas da literatura (Tabela 3.9), forneceram principalmente idades  $T_{\text{DM}}$  arqueanas, entre 3,29 e 2,55 Ga, o que indica que a origem das rochas deste complexo envolve retrabalhamento de crosta continental arqueana.

A partir da avaliação dos dados geocronológicos/isotópicos e das demais informações (dados de campo, petrográficos e litoquímicos), é possível sugerir que o conjunto de rochas que define o Complexo Tartarugal Grande foi envolvido em um evento tectono-termal no Riaciono, que promoveu metamorfismo de alto grau e deformação de rochas pré-existentes e a formação de novas rochas, resultando numa complexa associação de litotipos de diferentes idades, origens e intensidades de deformação.

Tabela 3.16 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões do granulito enderbítico LT-177 do Complexo Tartarugal Grande. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.

Zircão	T (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
DD743/2	1500	28/28	0,000067	0,000005	0,11932	0,00113	0,13043	0,00028	2104,2	3,7
DD743/3	*1450	0/4	0,000091	0,000018	0,21762	0,03056	0,12839	0,00039	2076,5	5,4
	1500	8/8	0,000176	0,000008	0,27267	0,00175	0,13082	0,00085	2109,3	11,4
DD743/4	#1450	0/38	0,000442	0,000008	0,11997	0,00107	0,12584	0,00042	2040,9	5,9
	*1500	0/30	0,000322	0,000024	0,09438	0,00135	0,12962	0,00072	2093,1	9,8
DD743/5	#1450	0/16	0,001387	0,000267	0,11519	0,00919	0,09781	0,00315	1583,1	60,3
DD743/6	*1450	0/14	0,000288	0,000206	0,09908	0,00801	0,12223	0,00307	1989,4	44,5
	1500	22/34	0,000116	0,000009	0,12196	0,00141	0,12969	0,00076	2094,1	10,3
DG743/7	*1500	0/6	0,000226	0,000052	0,12754	0,00183	0,12817	0,00085	2073,5	11,7
	1550	8/16	0,000126	0,000006	0,18842	0,001	0,13045	0,00035	2104,3	4,8
DG743/8	#1450	0/38	0,000789	0,00002	0,07525	0,00064	0,1218	0,00034	1983,0	4,9
	*1500	0/36	0,000235	0,000006	0,0943	0,00096	0,1286	0,00021	2079,3	2,9
	1550	36/36	0,000169	0,000014	0,10028	0,0036	0,12977	0,00022	2095,1	3,0
DG743/9	#1450	0/12	0,000475	0,000235	0,10852	0,00983	0,11803	0,00278	1926,8	42,3
	*1500	0/38	0,000033	0,000004	0,09932	0,00035	0,12817	0,00019	2073,4	2,6
	*1550	0/12	0,000089	0,000025	0,09785	0,00153	0,12752	0,00036	2064,3	5,0
DG743/10	*1500	0/24	0,000074	0,000009	0,0965	0,00085	0,12918	0,00031	2087,2	4,3
	1550	30/38	0,000094	0,000007	0,08617	0,00063	0,12977	0,00037	2095,2	5,0
DG743/11	1550	14/20	0,00006	0,00003	0,1283	0,00105	0,13055	0,00058	2105,7	7,8
DG743/12	*1450	0/8	0,000294	0,00013	0,08364	0,00682	0,12234	0,00228	1990,9	33,1
	*1500	0/36	0,000038	0,000003	0,09246	0,00273	0,12772	0,00018	2067,1	2,5

Idade Média (7 cristais) =  $2010 \pm 4$  Ma (MSWD = 4,8)

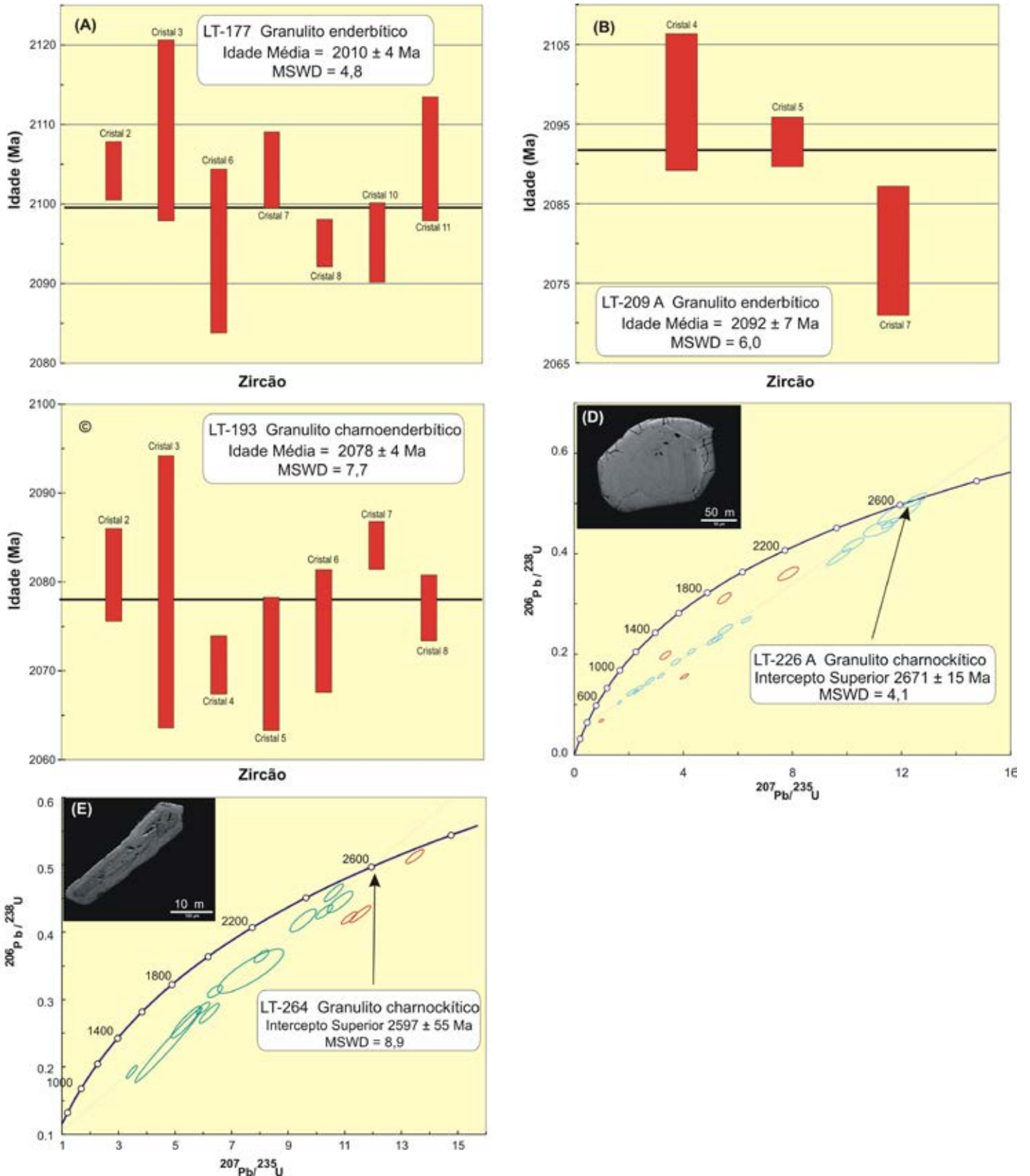


Figura 3.34- Complexo Tartarugal Grande, (A), (B) e (C) Diagramas de Pb em zircão; (D) e (E) U-Pb LA\_ICP\_MS. Em D os pontos vermelhos foram considerados no cálculo de idades, e em E representam núcleos herdado. Notar as imagens backscattering representativas dos cristais datados, mostrando em D zircão arredondado, com núcleo zonado e bordas homogêneas e em E zircado prismático com relação comprimento:largura = 3:1.

Tabela 3.17 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões do granulito enderbítico LT-209 A do Complexo Tartarugal Grande. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	( <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade	2σ
DH101/1	*1500	0/28	0,000097	0,000048	0,10664	0,00705	0,12635	0,00103	2048,2	14,5
	#1550	0/8	0,000547	0,000302	0,11408	0,0101	0,12307	0,00409	2001,4	59,1
DH101/2	#1500	0/8	0,001391	0,001248	0,06691	0,04364	0,10925	0,01782	1787,1	297,2
DH101/3	*1450	0/8	0,000096	0,000002	0,09359	0,00067	0,12602	0,00975	2043,4	136,7
	*1500	0/8	0,000266	0,000028	0,10936	0,00136	0,12562	0,00231	2037,9	32,6
DH101/4	*1450	0/6	0,000343	0,000006	0,04332	0,00034	0,10986	0,00107	1797,5	17,8
	*1500	0/32	0,000057	0,000007	0,1171	0,00052	0,12852	0,00066	2078,1	9,0
	<b>1550</b>	<b>36/36</b>	<b>0,000049</b>	<b>0,000002</b>	<b>0,13642</b>	<b>0,00053</b>	<b>0,12997</b>	<b>0,00064</b>	<b>2097,8</b>	<b>8,6</b>
DH101/5	*1450	0/6	0,000292	0,000264	0,10993	0,01107	0,12222	0,00577	1989,2	83,9
	<b>1500</b>	<b>32/32</b>	<b>0,000049</b>	<b>0,000016</b>	<b>0,10609</b>	<b>0,00077</b>	<b>0,1296</b>	<b>0,00023</b>	<b>2092,8</b>	<b>3,1</b>
DH101/7	*1450	0/8	0,000089	0,000002	0,16558	0,00099	0,12246	0,00475	1992,6	68,9
	*1500	0/34	0,000062	0,000007	0,16172	0,00333	0,12728	0,00044	2061,0	6,2
	<b>1550</b>	<b>24/24</b>	<b>0,000069</b>	<b>0,000005</b>	<b>0,17297</b>	<b>0,00074</b>	<b>0,12859</b>	<b>0,0006</b>	<b>2079,1</b>	<b>8,1</b>
DH101/8	*1450	0/8	0,000088	0,000024	0,11829	0,00347	0,17124	0,00718	2570,2	70,0
DH101/14	#1450	0/8	0,000685	0,000004	0,08385	0,00722	0,12243	0,00286	1992,1	41,6
	*1500	0/40	0,000168	0,000014	0,12042	0,00263	0,14354	0,00135	2270,6	16,2
	#1550	0/8	0,000693	0,000038	0,15067	0,00158	0,13859	0,00124	2209,9	15,5
DH101/15	#1500	0/38	0,000853	0,000057	0,07366	0,00289	0,12405	0,00203	2015,6	29,1
	*1550	0/34	0,000227	0,000004	0,11427	0,00033	0,15114	0,00026	2359,2	2,9
DH101/16	#1450	0/20	0,000668	0,000078	0,04521	0,00054	0,12296	0,00175	1999,9	25,3
	*1500	0/26	0,0002	0,000022	0,08852	0,00205	0,149	0,00101	2334,8	11,6
Idade Média (3 cristais) = de 2092 ± 7 Ma (MSWD = 6)										

Tabela 3.18 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões do granulito charnoenderbítico LT-193 A do Complexo Tartarugal Grande. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	T (°C)	Razões	<sup>204</sup> Pb/ <sup>w206</sup> Pb	2σ	( <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade	2σ
DG764/1	*1450	0/6	0,000098	0,000016	0,10203	0,00680	0,12894	0,00137	2083,8	18,7
	*1500	0/4	0,000000	0,000000	0,17234	0,00382	0,13548	0,00054	2170,6	7,0
DG764/2	#1450	0/30	0,000665	0,000026	0,24690	0,00385	0,11310	0,00071	1850,1	11,4



Zircão	T (°C)	Razões	204Pb/ w206Pb	2σ	(208Pb/ 206Pb) <sub>c</sub>	2σ	(207Pb/ 206Pb) <sub>c</sub>	2σ	Idade	2σ
	1500	38/38	0,000141	0,000009	0,14869	0,00129	0,12872	0,00038	2080,8	5,2
DG764/3	#1450	0/34	0,001943	0,000040	0,07714	0,00106	0,10951	0,00049	1791,5	8,2
	1500	8/8	0,000226	0,000044	0,08904	0,00202	0,12858	0,00112	2078,9	15,3
DG764/4	1450	34/34	0,000139	0,000008	0,07659	0,00090	0,12796	0,00027	2070,4	3,7
	1500	4/4	0,000000	0,000000	0,07446	0,00036	0,12807	0,00053	2071,8	7,3
DG764/5	#1450	0/6	0,001774	0,000008	0,08008	0,00076	0,11459	0,00042	1873,7	6,6
	1450	8/8	0,000183	0,000012	0,05647	0,00051	0,12799	0,00055	2070,8	7,5
DG764/6	#1450	0/36	0,000593	0,000032	0,05609	0,00365	0,12085	0,00089	1969,1	13,1
	1500	34/34	0,000162	0,000012	0,10921	0,00149	0,12825	0,00051	2074,5	6,9
DG764/7	#1450	0/30	0,000747	0,000014	0,05269	0,00137	0,12001	0,00079	1956,7	11,8
	*1550	0/32	0,000391	0,000024	0,10919	0,01674	0,12400	0,00096	2015,0	13,7
	1500	36/36	0,000173	0,000004	0,13549	0,00268	0,12897	0,00020	2084,2	2,7
DG764/8	#1450	0/8	0,001788	0,000316	0,13106	0,01798	0,11667	0,00475	1906,0	73,1
	1500	36/36	0,000139	0,000014	0,12073	0,00180	0,12844	0,00027	2077,1	3,7

Idade Média (7 cristais) = 2078 ± 4 Ma (MSWD = 7,7)

### 3.4.7 Granitoides Indiferenciados (PP23yg)

#### 3.4.7.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Nesta unidade informal são agrupados diversos plutons de granitoides que ocorrem na área da Folha Rio Araguari, supostamente paleoproterozoicos, cujos dados disponíveis até o momento não permitem ainda associá-los a unidades formais. Em alguns corpos há dados de campo e petrográficos, mesmo que bastante limitados, e outros foram individualizados apenas com base na interpretação de imagens aerogeofísicas e produtos de sensores remotos.

Estes corpos têm dimensões e formas variáveis, ocorrem como maciços alongados segundo NW-SE, ou como corpos de formas elípticas e irregulares, mas sempre com eixo maior concordante à estruturação regional. São seccionados por zonas de cisalhamento, estruturas que também definem as relações de contato com unidades adjacentes. Estes corpos são bem marcados nos mapas gamaespectrométricos, pois apresentam sempre radiação média a alta.

#### 3.4.7.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Nos corpos onde há dados geológicos, foram caracterizados principalmente monzogranitos e sienogranitos, rosados a esbranquiçados, de granula-

ção média a grossa, com texturas equigranulares ou porfiríticas e, via de regra, exibindo deformação evidenciada por uma proeminente foliação protomilonítica.

Foram caracterizados os tipos petrográficos biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, leucomonzogranitos e biotita-granodioritos. Foram registradas ainda ocorrências monzogranitos com biotita e hornblenda, tonalitos com clinopiroxênio e granitos a duas micas (biotita e muscovita). Esta diversidade composicional sugere que esta unidade encerra plútons de granitoides de filiação química distintas, e que representam eventos magmáticos relacionados a diferentes estágios orogênicos. Portanto, é premente a necessidade de estudos posteriores para avançar no entendimento destes corpos magmáticos.

#### 3.4.7.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Estima-se que todos os corpos desta unidade cartografados na área da Folha Rio Araguari têm idade paleoproterozoica/riaciana, considerando-se as relações de campo e associações com unidades adjacentes. Os únicos resultados obtidos nesta unidade informal referem-se a análises isotópicas realizadas em 2 amostras de monzogranito coletadas em plútons distintos, as quais forneceram idades  $T_{DM}$  de 2,90 Ga e 2,12 Ga (Tabela 3.19).

Tabela 3.19 – Resultados analíticos U-Pb obtidos por LA-ICP-MS para granulitos charnockíticos (LT-226 A e LT-264) do Complexo Tartarugal Grande.

Análises de bordas (B) e núcleos (N) de Zircões	Th/U	206Pb		207Pb		Erro 1 $\sigma$		Rho	207Pb		Erro 1 $\sigma$		206Pb		Conc (%)
		204Pb	206Pb	207Pb	206Pb	(%)	235U		(%)	235U	(%)	238U	238U	(%)	
<b>Amostra LT-226A - granulito charnockítico</b>															
Z 4 B	0,02	88618	0,15167	0,8	4,3002	1,4	0,20562	1,2	0,82	2364,9	13,6	1693,4	11,7	1205,5	50,97
Z 18 B	0,31	15078	0,17914	1,6	11,9117	2,7	0,48225	2,1	0,83	2644,9	27,0	2597,5	25,2	2537,1	95,92
Z 41 B	0,01	27508	0,17040	0,6	6,3095	1,2	0,26855	1,0	0,84	2561,5	10,2	2019,8	10,2	1533,5	59,86
Z 42 B	0,01	78823	0,17934	0,8	12,5114	1,4	0,50596	1,1	0,81	2646,8	13,1	2643,6	13,1	2639,3	99,72
Z 48 B	0,01	29307	0,16266	0,9	5,0948	1,7	0,22716	1,5	0,85	2483,5	15,2	1835,2	14,6	1319,6	53,13
Z 05 N	0,07	69405	0,11573	1,1	1,6566	1,9	0,10382	1,6	0,81	1891,3	20,0	992,1	12,1	636,8	33,67
Z 10 N	0,26	33496	0,17760	0,9	10,2222	1,6	0,41744	1,4	0,83	2630,6	14,8	2455,1	15,0	2248,9	85,49
Z 12 N	0,02	19537	0,12235	2,2	2,0867	3,0	0,12370	2,1	0,78	1990,8	38,7	1144,4	20,6	751,8	37,76
Z 15 N	0,08	37699	0,17899	0,7	9,7117	1,9	0,39352	1,8	0,93	2643,5	11,3	2407,8	17,5	2139,1	80,92
Z 17 N	0,09	33899	0,16118	1,1	5,5476	2,0	0,24963	1,6	0,82	2468,1	18,6	1908,0	16,8	1436,5	58,20
Z 23 N	0,02	11835	0,17990	1,5	11,1420	2,0	0,44919	1,4	0,67	2652,0	24,4	2355,1	18,8	2391,6	90,18
Z 43 N	0,15	21783	0,13688	1,2	2,7611	2,5	0,14629	2,2	0,88	2188,1	20,2	1345,1	18,4	880,2	40,22
Z 50 N	0,01	12489	0,13110	1,7	2,4015	2,4	0,13285	1,7	0,74	2112,8	29,5	1243,0	17,0	804,1	38,06
Z 29 N	0,08	94096	0,14660	0,8	3,1844	1,6	0,15755	1,4	0,87	2306,6	13,4	1453,4	12,4	943,1	40,89
Z 31 N	0,03	20587	0,14666	1,1	3,7365	1,8	0,18477	1,4	0,77	2307,4	19,6	1579,2	14,7	1093,0	47,37
Z 03	0,40	111485	0,18244	0,6	11,5862	1,1	0,46060	1,0	0,86	2675,2	9,3	2571,6	10,7	2442,2	91,29
Z 35	0,20	49988	0,16470	0,8	5,2366	1,5	0,23061	1,3	0,83	2504,4	14,2	1858,6	13,0	1337,7	53,41
Z 36	0,01	21068	0,13193	0,9	2,2733	1,6	0,12497	1,3	0,79	2123,8	16,4	1204,0	11,1	759,1	35,74
<b>Amostra LT-264 - granulito charnockítico com granada</b>															
Z 2 B	0,09	67984	0,16115	1,0	6,2124	2,3	0,27960	2,1	0,91	2467,7	16,3	2006,2	20,5	1589,3	64,40
Z 6 B	0,08	63165	0,16040	0,8	8,0568	1,3	0,36430	1,0	0,76	2459,9	14,2	2237,4	12,1	2002,5	81,41
Z 10 B	0,12	90134	0,17329	0,6	10,2807	1,2	0,43028	1,0	0,83	2589,7	10,7	2460,4	11,0	2307,0	89,09
Z 11 B	0,07	22837	0,16784	0,6	10,6106	1,3	0,45850	1,2	0,89	2536,2	9,9	2489,6	12,2	2432,9	95,93
Z 14 B	0,06	24556	0,16262	4,8	7,6761	6,2	0,34234	3,9	0,85	2483,1	81,6	2193,8	55,9	1897,9	76,43
Z 15 B	0,10	107797	0,16557	1,1	9,5278	2,0	0,41735	1,7	0,83	2513,4	18,7	2390,2	18,4	2248,5	89,46
Z 16 B	0,05	32282	0,17672	0,9	10,8385	1,7	0,44483	1,5	0,84	2622,3	15,2	2509,4	16,0	2372,2	90,46
Z 17 B	0,01	4138	0,13057	0,9	3,4701	2,3	0,19276	2,1	0,91	2105,6	16,6	1520,4	17,8	1136,3	53,97
Z 18 B	0,12	10127	0,14874	2,9	4,7750	10,3	0,23284	9,8	0,99	2331,4	49,7	1780,5	86,1	1349,4	57,88
Z 19 B	0,06	18921	0,14902	1,2	6,4145	1,7	0,31219	1,2	0,68	2334,7	21,0	2034,3	14,9	1751,5	75,02
Z 20 B	0,05	51770	0,15148	1,0	5,9973	1,6	0,28715	1,3	0,78	2362,7	16,9	1975,5	14,0	1627,3	68,88
Z 21 B	0,04	12683	0,14654	1,5	5,3858	3,9	0,26656	3,6	0,92	2305,9	25,9	1882,6	33,6	1523,3	66,06
Z 3 N	0,12	274381	0,19216	0,5	11,1591	1,0	0,42118	0,9	0,87	2760,7	7,9	2536,5	9,5	2265,8	82,07
Z 7 N	0,14	164738	0,19629	0,5	11,5575	1,3	0,42704	1,2	0,91	2795,6	8,6	2569,2	12,2	2292,4	82,00
Z 8 N	0,12	68986	0,19083	0,5	13,4809	1,0	0,51235	0,8	0,85	2749,3	7,9	2713,9	9,1	2666,7	96,99

### 3.4.8 Granito Vila Bom Jesus (PP2ybj)

#### 3.4.8.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Esta unidade é proposta para designar um plúton de monzogranitos porfíricos que ocorre na porção centro-leste da Folha Rio Araguari, cuja idade mínima é estimada em torno de 2,08 Ga. Em imagens de sensores remotos e gamaespectrométricas o corpo mapeado tem forma oval, não apresenta assinatura de relevo ou geofísica marcantes que o discrimine das unidades adjacentes. No entanto, este maciço aflora bastante expressivamente, como grandes lajeiros e matacões, principalmente nos arredores da localidade Bom Jesus, fora dos limites da Folha, e no leito do Rio Tartarugal Grande, o que permitiu sua cartografia com segurança (Figura 3.35 A). Este corpo é intrusivo nas unidades Tonalito Papa Vento e Gnaiss Porfírio.

#### 3.4.8.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O maciço Vila Bom Jesus é composto essencialmente por biotita-monzogranitos de granulação grossa a muito grossa, cinza-esbranquiçados a rosa-acinzentados, com caráter francamente porfírico, sendo os fenocristais formados por feldspatos automorfos a subautomorfos, com dimensões que atingem até 4 cm. A deformação é clara nestas rochas, indicada pelo alinhamento de fenocristais de feldspato, palhetas de biotita e cristais de quartzo estirados (Figura 3.35 B). Localmente observa-se que a deformação é paralela a uma foliação de fluxo magmático, indicando o posicionamento sin-cinemático da intrusão.

Em seção delgada observa-se o plagioclásio em cristais pórfiros subautomórficos, ocelares, orientados, com maclamento do tipo albita, com maclas geralmente difusas e por vezes encurvadas. Ocorre também como cristais finos subautomórficos, intersticiais. O quartzo mostra cristais anédricos isolados com extinção ondulante forte ou forma mosaicos alongados de subgrãos. O feldspato alcalino apresenta-se como fenocristais subautomórficos de granulação grossa ou em cristais mais finos, com maclamento bastante difuso, e localmente micropertínicos. Quando em contato com o plagioclásio, são parcialmente substituídos por mirmequitos globulares (Figura 3.35 C). A biotita ocorre em lamelas finas subautomórficas, formando trilhas descontínuas que envolvem os feldspatos e o quartzo marcando a anisotropia da rocha. Opacos, zircão, titanita, allanita e apatita são acessórios comuns. Estas rochas apresentam-se em geral bem preservadas, com leve alteração do plagioclásio para sericita e cloritização da biotita ao longo de clivagens.

#### 3.4.8.3 Idade e Assinatura Isotópica do Nd

Neste projeto foi feita uma tentativa de datar um biotita-monzogranito (amostra LT-211) pelo método de evaporação de Pb em zircão. Os cristais de zircão apresentaram-se bastante metamórficos, sendo que dentre os 31 cristais analisados 22 forneceram sinal suficiente para análise isotópica, porém com elevado Pb-comum (Tabela 3.20). As idades obtidas são bastante variáveis, entre 1,9 e 2,14 Ga, sendo que

apenas dois cristais forneceram idades semelhantes dentro do limite de erros, que produziram uma idade mínima de  $2082 \pm 4$  Ma, que deve ser utilizada com bastantes restrições, em função da incerteza dos dados analíticos. Relações de campo sugerem que o Granito Bom Jesus é intrusivo em um corpo do Tonalito Papa Vento, datado em 2,13 Ga.

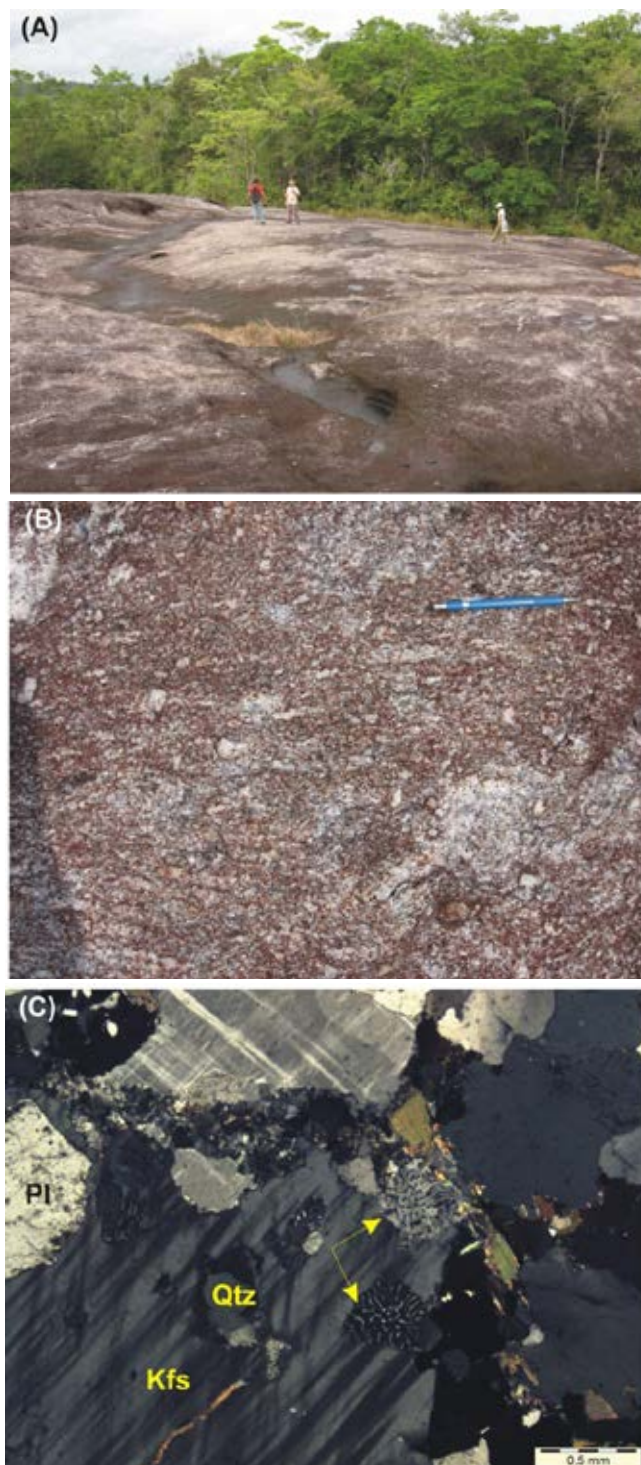


Figura 3.35 - Granito Vila Bom Jesus. (A) Extenso afloramento observado em margem de ramal, a oeste da localidade Vila Bom Jesus; (B) No detalhe observa-se o granito porfírico, com expressivos fenocristais de feldspatos orientados, em matriz deformada (direção da lapiseira); (C) Fenocristal de feldspato alcalino com maclamento difuso, contendo inclusões de quartzo e plagioclásio, além de glóbulos mirmequíticos (setas). NX 2,5x. Estação LT-211.



Tabela 3.20 – Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de biotita-monzogranito (amostra LT-211) do Granito Vila Bom Jesus. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, **negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.**

Zircão	Temp.	Razões	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 $\sigma$	$\frac{(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})}{c}$	2 $\sigma$	$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})}{c}$	2 $\sigma$	Idade	2 $\sigma$
LT211/2	#1500	0/6	0,006323	0,000926	0,18581	0,03530	0,07989	0,01462	1194,6	360,9
LT211/4	#1500	0/4	0,016641	0,000088	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	-	-
LT211/8	#1500	0/8	0,005431	0,001288	0,03880	0,05114	0,07381	0,02020	1036,5	552,7
LT211/9	*1500	0/24	0,000361	0,000161	0,06318	0,00988	0,11724	0,00931	1914,8	142,5
LT211/11	#1450	0/4	0,000533	0,000078	0,04993	0,00271	0,11874	0,00110	1937,6	16,5
	#1450	0/6	0,009609	0,000130	0,00000	0,00000	0,04515	0,00340	-	-
LT211/12	#1450	0/8	0,002812	0,000204	0,04911	0,00744	0,10353	0,00305	1688,6	54,4
LT211/13	*1450	0/4	0,000123	0,000030	0,10548	0,00345	0,13129	0,00052	2115,7	6,9
	#1500	0/4	0,000531	0,000604	0,09289	0,02167	0,12841	0,00807	2076,7	110,7
<b>LT211/14</b>	<b>1500</b>	<b>8/16</b>	<b>0,000088</b>	<b>0,000004</b>	<b>0,10340</b>	<b>0,01217</b>	<b>0,12867</b>	<b>0,00170</b>	<b>2080,2</b>	<b>23,3</b>
LT211/15	*1450	0/38	0,000400	0,000006	0,13476	0,00685	0,12298	0,00064	2000,3	9,3
	<b>1500</b>	<b>36/36</b>	<b>0,000198</b>	<b>0,000029</b>	<b>0,12010</b>	<b>0,00127</b>	<b>0,12883</b>	<b>0,00027</b>	<b>2082,3</b>	<b>3,7</b>
LT211/16	#1450	0/20	0,003181	0,000318	0,14704	0,01689	0,11524	0,00205	1883,9	32,0
	#1500	0/8	0,003322	0,001554	0,03396	0,05800	0,08878	0,02254	1399,6	486,5
LT211/17	*1450	0/8	0,000300	0,000058	0,15165	0,00896	0,12129	0,00168	1975,5	24,7
	#1500	0/36	0,000918	0,000156	0,16944	0,00569	0,11889	0,00236	1940,1	35,5
LT211/18	#1450	0/8	0,001072	0,000092	0,16424	0,00807	0,12538	0,00496	2034,4	69,9
	#1500	0/6	0,001013	0,000256	0,15217	0,02204	0,11859	0,01236	1935,3	186,6
LT211/19	#1450	0/32	0,004120	0,000072	0,17975	0,00126	0,09706	0,00036	1568,7	7,0
LT211/20	#1450	0/24	0,001878	0,000071	0,13712	0,00262	0,09311	0,00118	1490,3	24,0
LT211/23	#1450	0/10	0,008817	0,000119	0,12768	0,00637	0,10752	0,00325	1758,2	55,3
LT211/24	#1450	0/8	0,004828	0,000216	0,10653	0,00862	0,11009	0,00311	1801,3	51,4
LT211/25	#1450	0/32	0,003053	0,000015	0,08522	0,00107	0,12457	0,00066	2023,0	9,4
LT211/26	#1500	0/4	0,001268	0,000860	0,09479	0,03066	0,12198	0,01170	1985,7	170,6
LT211/27	#1450	0/34	0,000984	0,000181	0,10813	0,00163	0,12357	0,00169	2008,8	24,2
LT211/28	*1500	0/8	0,000054	0,000006	0,15280	0,00344	0,13246	0,00110	2131,0	14,5
	*1500	0/8	0,000150	0,000124	0,16145	0,00408	0,13299	0,00191	2138,1	25,1
LT211/29	#1450	0/28	0,000791	0,000002	0,09860	0,00032	0,11989	0,00049	1955,0	7,4
	#1500	0/34	0,000791	0,000011	0,09882	0,00033	0,11984	0,00020	1954,2	2,9
	#1550	0/36	0,000782	0,000008	0,09876	0,00048	0,11945	0,00024	1948,4	3,5
LT211/30	#1450	0/14	0,003425	0,000239	0,13358	0,00613	0,09440	0,00168	1516,4	33,7
	*1500	0/30	0,000368	0,000017	0,10469	0,00105	0,12410	0,00034	2016,3	4,9
Idade média (2 cristais) = 2082 $\pm$ 4 Ma										

### 3.4.9 Granito Cigana (PP2yci)

#### 3.4.9.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Jorge João et al. (1979) propuseram o Granito Cigana para designar um conjunto de corpos graníticos sin-cinemáticos, discriminados na porção oriental da Folha Rio Araguari. Estes autores interpretavam que o Granito Cigana representaria uma fase magmática mais potássica e tardia em relação à uma fase mais sódica e precoce, representada pelo Tonalito Papa Vento, considerando estas duas unidades como pertencentes à Suíte Metamórfica Guianense. Neste trabalho manteve-se a designação de Jorge João et al. (1979), no entanto, desconsidera-se qualquer relação temporal entre o Granito Cigana e o atual Complexo Guianense.

Vale ressaltar que neste projeto a cartografia de diversos corpos do Granito Cigana foi subsidiada pela interpretação de produtos de sensores remotos e imagens gamaespectométricas, e pela descrição de lâminas petrográficas oriundas do Projeto Falsino (JORGE JOÃO et al., 1979), visto que durante os trabalhos de campo foi visitado um número reduzido de afloramentos desta unidade.

Os corpos individualizados apresentam formas irregulares ou são alongados segundo NW-SE. Em imagens ópticas destacam-se por formarem um relevo mais acidentado, e em imagens gamaespectométricas mostram radiação mais elevada que as unidades adjacentes, o que favoreceu a cartografia. Embora não tenham sido registradas em campo relações de contato, as associações entre as unidades litoestratigráficas sugerem que o Granito Cigana é intrusivo na Suíte Intrusiva Flexal, no Tonalito Papa Vento e no Grupo Tarugalzinho.

#### 3.4.9.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

No médio curso do Rio Falsino foram visitados neste projeto alguns afloramentos do Granito Cigana, onde são registrados granitos rosados ou rosa-esbranquiçados, de granulação média a grossa, com textura principalmente porfirítica, embora tenham sido observados tipos equigranulares, com uma sutil anisotropia estrutural (Figura 3.36 A).

Sob o microscópio são caracterizadas as fácies monzogranítica e sienogranítica, compostos por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, com biotita em porcentagens inferiores a 5%. Opacos, apatita, titanita e zircão são acessórios frequentes. Os tipos porfiríticos exibem frequentemente textura protomilonítica, com porfiroclastos acelares ou alongados, de granulação grossa, de feldspato alcalino e plagioclásio em matriz fina e recristalizada (Figura 3.36 B). Estes fenocristais apresentam extinção ondulante, maclamento difuso, exibem feições de cominuição e recristalização ao longo de fraturas e nas bordas. Por vezes ocorrem agregados finos recristalizados

em volta dos cristais, definindo textura em mortar. O feldspato alcalino é geralmente micropertítico, exibe frequentes inclusões quartzo e plagioclásio e, no contato com plagioclásio, desenvolvem intercrescimentos mirmequíticos globulares. Na matriz o quartzo ocorre em cristais xenomórficos com extinção ou em agregados de subgrãos recristalizados com contatos internos serrilhados, derivados da fragmentação e recristalização de cristais maiores, e a biotita mostra palhetas diminutas orientadas. Também ocorrem granitos com textura granular hipidiomórfica, onde também são registradas evidências de deformação, como recristalização nas bordas de feldspatos, encurvamento de maclas do plagioclásio, orientação das biotitas e intensa recristalização do quartzo.

As rochas estudadas apresentam-se em geral bem preservadas, com leve alteração do plagioclásio para sericita, embora sejam registrados tipos apresentando forte sausrutização dos plagioclásios e cloritização da biotita, com vênulas preenchidas por sericita e epidoto.

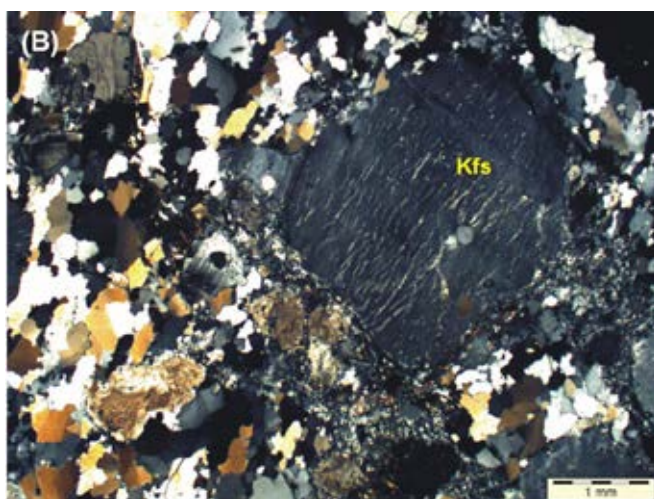


Figura 3.36 - Granito Cigana. (A) Aspecto macroscópico textural de sienogranito observado em afloramento no leito do Rio Falsino. Estação CG-43; (B) Textura protomilonítica, com fenocristal ocular de feldspato alcalino micropertítico, em matriz quartzo-feldspática recristalizada. Estação PP-104 A (Projeto Falsino). NX, 2x.

### 3.4.9.3 Idade

Levando-se em conta as relações espaciais que sugerem que o Granito Cigana é intrusivo no Tonalito Papa Vento (2,13-2,14 Ga), estima-se portanto que este seja mais novo que 2,13 Ga. Não se descarta a possibilidade do Granito Cigana representar o mesmo evento magmático que produziu o Granito Vila Bom Jesus, com idade mínima de 2,08 Ga, dadas as similaridades petrográficas entre os litotipos destas duas unidades.

### 3.4.10 Granito Carrapatinho (PP23yca)

#### 3.4.10.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Neste projeto, é adotada a terminologia Granito Carrapatinho para designar vários plutons de granitos peraluminosos, com características de granitos tipo-S, cartografados a partir de afloramentos que ocorrem nos rios Amapari e Araguari, na porção ocidental da Folha Rio Araguari. São corpos fortemente alongados segundo NW-SE, balizados por transcorrências de mesmo trend, que nos mapas gamaespectrométricos apresentam valores intermediários a elevados de radiação, mas que não mostram contrastes significativos com o padrão geofísico das unidades circundantes. Apresentam relevo magnético suave, com exceção de um corpo mapeado mais a montante do Rio Amapari, que apresenta um relevo magnético mais acidentado.

Não foram observadas em campo as relações de contato do Granito Carrapatinho com as unidades às quais está espacialmente associado (complexos Guianense e Rio Araguari e Grupo Vila Nova), embora sejam sugeridas relações de intrusão, em virtude de um corpo desta unidade ter sido datado em torno de 2,03 Ga, sendo portanto mais jovem que todas as referidas unidades.

#### 3.4.10.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Os granitos tipo Carrapatinho têm coloração oscilando entre esbranquiçada, rosa-esbranquiçada e acinzentada, granulação fina a média, com anisotropia estrutural variável, sendo pouco proeminente em alguns locais, indicada pela orientação preferencial de biotita, ou caracterizada por uma foliação protomilonítica a milonítica (Figura 3.37 A). Em todos os corpos cartografados os monzogranitos são o tipo petrográfico dominante, sendo portadores de diferentes associações de minerais aluminosos como bitotita+muscovita, biotita+granada, biotita+muscovita+granada, biotita+cordierita+granada e biotita+cordierita. Granodioritos com biotita e cordierita ocorrem localmente.

Sob o microscópio são observados porfiroclastos de feldspato alcalino, plagioclásio e lentes de quartzo, envolvidos por uma matriz mais fina, recristalizada, em

proporção que varia de 20 a 50% da rocha, definindo uma foliação protomilonítica (Figura 3.37 B). Os fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio são ocelares ou estirados, encontram-se fragmentados, com extinção ondulante e apresentando maclamento difuso. O feldspato alcalino é geralmente micropertítico, assim como o plagioclásio apresenta frequentemente antiperititas. Estes minerais mostram maclas deformacionais encurvadas ou formando kinks. Ribbons de quartzo compostos por antigos cristais magmáticos, fortemente deformados e recristalizados como novos blastos, límpidos e com extinção total são comuns. Os minerais micáceos (biotita e muscovita) apresentam-se em trilhas orientadas, com alguns cristais exibindo feições tipo mica fish. A granada, quando ocorre, apresenta-se em cristais granulação fina, sem inclusões, o que pode sugerir serem cristais magmáticos primários fragmentados pelo cisalhamento (Figura 3.37 C). A cordierita ocorre em cristais de granulação fina, em geral fraturados e substituídos ao longo de fraturas por micas incolores da família da pinita, tomando um aspecto textural característico.

Os tipos menos deformados apresentam microtextura granular xenomórfica, com contatos intercristalinos lobados ou serrilhados (Figura 3.37 D). Nestas rochas o arranjo textural magmático foi perturbado por uma deformação discreta, evidenciada pelo alinhamento preferencial de minerais micáceos, e pela fragmentação e recristalização de cristais de quartzo, que ocorrem em agregados de subgrãos ou por ribbons alongados.

Nos corpos estudados a presença de biotita, muscovita, cordierita e granada como fases magmáticas sugere que o Granito Carrapatinho deriva de um magma quimicamente peraluminoso, que lhe atribui características de granito tipo-S. As feições texturais e deformacionais evidenciam o caráter sin-cinemático de colocação dos corpos plutônicos.

#### 3.4.10.3 Idade e assinatura isotópica do Nd

Uma amostra de monzogranito a duas micas representativa de um corpo do Granito Carrapatinho localizado na porção centro-sul da Folha Rio Araguari, foi datada pelo método de evaporação de Pb em zircão, por Barreto et al. (2013). Os cristais datados apresentaram idades bastante variáveis, entre 1911 e 2064 Ma, sendo nove utilizadas para o cálculo de uma idade média de  $2025 \pm 17$  Ma (MSWD = 26). Devido ao espalhamento das idades obtidas e ao elevado MSWD, estes autores interpretam, com cautela, a idade média como idade mínima de cristalização do corpo datado.

Análises de isótopos de Nd realizadas em amostras (LT-73 e LT-74) provenientes do mesmo corpo datado por Pb-Pb e de uma amostra (LT-11) coletada em outro corpo, também localizado na porção sul da Folha, forneceram idades TDM arqueanas de 3,68 a 2,66 Ga, e valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  negativos, de -14,35, a -3,67 (Tabela 3.9), respectivamente, evidenciando que a origem dos magmas paleoproterozoicos que geraram estes corpos envolve retrabalhamento de rochas arqueanas.



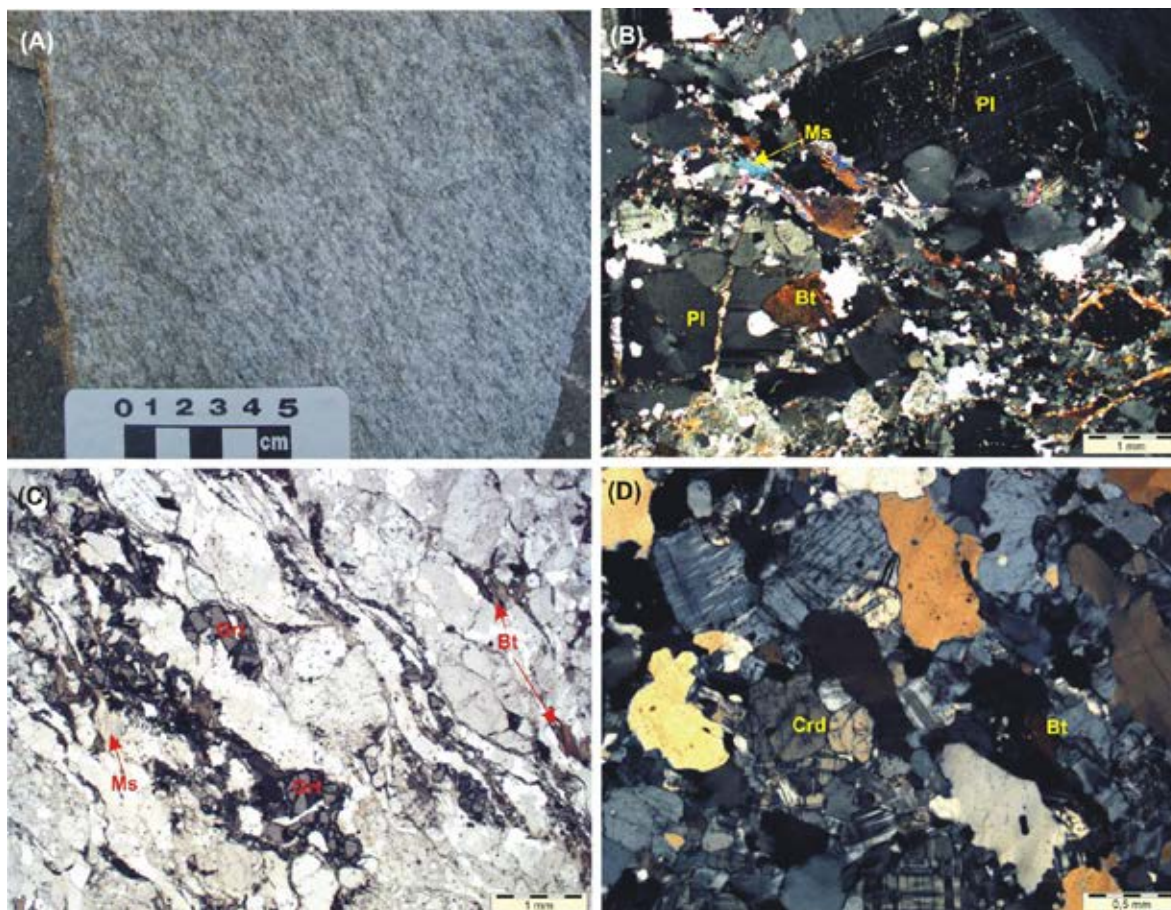


Figura 3.37- Granito Carrapatinho. (A) Monzogranito portador de biotita e muscovita com foliação protomilonítica. Estação LT-07; (B) Microtextura protomilonítica do monzogranito LT-74, com fenocristais de plagioclásio destacando-se em matriz recrystalizada. Notar a associação de biotita e muscovita, esta última com feição que se assemelha a mica fish. NX, 2x; (C) Textura milonítica em monzogranito portador de granada, biotita e muscovita. Estação JB-08, LN, 2x; (D) Monzogranito com biotita e cordierita, com microtextura granular xenomórfica. Estação JB-09 A, NX, 4X.

### 3.5 MAGMATISMO TARDI- A PÓS-OROGÊNICO

#### 3.5.1 Granito Tauari (PP23γta)

##### 3.5.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Neste projeto foi cartografado um corpo granítico circunscrito na região do médio curso do Rio Falsino, cuja forma sugere posicionamento em estágio tardi- a pós-tectônico, o qual recebe a designação de Granito Tauari.

A forma circunscrita do corpo é evidente em mapas gamaespectrométricos de contagem total e de composição ternária, sendo a contribuição mais importante a do canal do tório, que responde com valores intermediários a elevados de radiação. No mapa do tório também é evidenciado um padrão de zoneamento concêntrico, que possivelmente reflete zoneamento magmático e, possivelmente, de fácies petrográficas. No mapa magnético do sinal analítico este plúton é desenhado por anomalia magnética anelar, que também acompanha a forma do corpo (Figura 3.38 A). Estas características geofísicas peculiares do Granito Tauari subsidiaram sua cartografia, embora as informações de campo obtidas neste projeto sejam restritas ao estudo de um afloramento, localiza-

do em grotta afluyente da margem direita do Rio Falsino.

O Granito Tauari trunca a estruturação regional NW-SE, o que indica que este corpo é francamente intrusivo nas unidades circundantes, os complexos Tartarugal Grande e Araguari e o Tonalito Papa Vento.

##### 3.5.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

No único afloramento estudado (estação CG-70) foi observado um granito de coloração rosada, equigranular, de granulação média a grossa, e sem deformação evidente (Figura 3.39 A). Sob análise microscópica é caracterizado como um sienogranito leucocrático, composto essencialmente por feldspato potássico micropertítico ( $\pm 45\%$ ), plagioclásio ( $\pm 30\%$ ) e quartzo ( $\pm 23\%$ ), com proporções acidentais de biotita ( $>2\%$ ) e traços de minerais opacos, apatita e zircão. A textura é granular, onde os constituintes são subidiomórficos a xenomórficos (Figura 3.39 B). De um modo geral, os contatos intercristalinos variam entre retilíneos ou lobados (entre feldspatos e quartzo) a suturados ou côncavo-convexos, localmente difusos (entre os feldspatos mutuamente).

O feldspato potássico tem granulação que varia entre 0,8 mm e 1 cm, ocorrendo em formas anédricas, seus cristais

apresentam leve turvamento superficial, causado por sericitização e pelo desenvolvimento de micropertitas na maioria dos cristais (Figura 3.39 B). Alguns cristais mostram maclas albíta-periclina nítidas, porém na maior parte deles o maclamento não é observável. O plagioclásio é de granulação fina ou média (0,3 a 2 mm), são intersticiais aos feldspatos potássicos, ocorrendo como cristais subédricos ou anédricos, não zonados, com maclas difusas ou nítidas. Os plagioclásios comumente apresentam inclusões de biotita ou quartzo *drop-like*. O quartzo ocorre como cristais anédricos de granulação fina (0,08 a 4 mm), com extinção ondulante ou em mosaicos subparalelos de cristais recristalizados com contatos serrilhados. A biotita é escassa, ocorrendo na forma de lamelas curtas e estreitas, sempre cloritizadas. A apatita e o zircão ocorrem disseminados, inclusos ou dispersos entre os feldspatos.

A rocha está intensamente fraturada, o que é evidenciado pelo quebraimento e trituração de cristais de quartzo e feldspatos. Esta feição, somada à forte recristalização do quartzo, origina uma trama protocataclástica, segundo a classificação sugerida em Blenkinsop (2000).

### 3.5.1.3 Idade

Neste projeto foi realizada uma tentativa de datação do sienogranito CG-70 pelo método de evaporação de Pb em zircão (Tabela 3.21). Os cristais datados eram bem pequenos, fraturados, metamícticos, e com formas bipiramidais. Foram analisados 19 filamentos, sendo que apenas 9 forneceram resultados isotópicos, mas com  $Pb^{204}$  (Pb comum) elevado. Considerando-se o valor máximo aceitável de 0,0004 para a razão  $^{204}Pb/^{206}Pb$ , foram obtidas idades em 3 zircões (2039, 2041 e 2059 Ma) e uma idade média de  $2040 \pm 2$  Ma foi calculada com 2 zircões que apresentaram idades semelhantes dentro do limite de erros. Esta idade deve ser utilizada com restrições, dada à imprecisão do resultado analítico, podendo representar apenas uma estimativa aproximada da idade mínima de colocação do corpo datado. Mas não se pode descartar a possibilidade do Granito Tauari ser mais novo e, neste caso, os 3 zircões datados deveriam ser interpretados como cristas herdadas.

## 3.5.2 Granito Mutum (PP23γmu)

### 3.5.2.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Na porção centro-norte da Folha Rio Araguari, na região de interflúvio entre os rios Mutum e Tajauá, foi cartografado o Granito Mutum, interpretado como de estágio tardi- a pós-orogénico, considerando-se, sobretudo, as características morfológicas do corpo.

Trata-se de um plúton com forma aproximadamente arredondada a levemente oval, que trunca a direção NW-SE de estruturação regional. Este corpo destaca-se fortemente no mapa do canal do tório, por apresentar um padrão de radiação muito elevada (Figura 3.38 B), que permite discriminá-lo com segurança das unidades circundantes, nas quais é intrusivo, o Granulito Tajauá e o Tonalito Papa Vento. Nos mapas magnetométricos não apresenta feições distintivas e tampouco

apresenta padrão morfológico destacável. 3.5.2.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

Esta unidade foi estudada em 4 afloramentos, na forma de blocos soltos ou lajeiros restritos, acessados utilizando-se helicóptero. Foram observados dois litotipos distintos, sendo um representado por um granito rosado, de granulação grossa, maciço, e outro por um (meta)granito rosa-acinzentado, de granulação média a grossa, apresentando forte anisotropia, caracterizada por um bandamento composicional bem marcado pela alternância de níveis félsicos e máficos (Figura 3.40 A e B). Não foram observadas feições de campo conclusivas que permitam estabelecer as relações entre estes dois tipos de rochas.

Os tipos maciços foram classificados petrograficamente como leuco-sienogranitos, com textura inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica, composto por álcali-feldspato ( $\pm 43\%$ ), quartzo ( $\pm 35\%$ ) e plagioclásio ( $\pm 25\%$ ), com biotita e opacos em quantidades inferiores a 3%, contendo ainda como acessórios titanita, allanita e zircão que ocorrem disseminados ou associados à biotita (Figura 3.40 C). O álcali feldspato é xenomórfico a subidiomórfico, apresenta-se micropertítico ou com maclamento xadrez difuso, está moderadamente alterado para sericita e argilominerais. Desenvolvem localmente glóbulos mirmequíticos no contato com o plagioclásio. O quartzo mostra cristais xenomórficos com extinção ondulante forte, ou apresenta-se em agregados de subgrãos com contatos serrilhados. O plagioclásio ocorre em cristais xenomórficos, com maclamento albíta e carlsbad, bastante turvos, devido à alteração para sericita. Os opacos são xenomórficos e dispersos na rocha em associações com palhetas isoladas de biotita, que encontram-se fortemente cloritizadas.

Os tipos bandados têm composição monzogranítica e sionogranítica, ambos portadores de anfibólio varietal, que apresentam microtextura definida por um arranjo granoblástico quartzo-feldspático, com contatos interlobados e até poligonais, onde os cristais apresentam formas irregulares, com cristais isolados mais desenvolvidos e estirados, e paralelizados às trilhas estreitas e descontínuas, onde associam-se anfibólio, minerais opacos, além de apatita e zircão (Figura 3.40 D). O plagioclásio ocorre em blastos em geral límpidos, por vezes fracamente alterados para sericita, com maclas albíta difusas, sendo localmente antipertítico. O feldspato alcalino mostra cristais micropertíticos ou apresentando maclamento difuso do tipo albíta-periclina.

O quartzo apresenta-se em cristais finos nas porções granoblásticas ou em cristais maiores isolados alongados, tipo ribbon. A hornblenda mostra blastos finos, que localmente estão transformados para biotita ou clorita, com liberação de opacos. As características texturais destas rochas sugerem que as mesmas derivam de protólitos magmáticos submetidos a recristalização dinâmica sob altas temperaturas.

Levando-se em conta as expressivas diferenças texturais entre os dois tipos de rochas encontradas na área do corpo mapeado, além das similaridades dos tipos bandados com os gnaisses de alto grau que definem a unidade Granulito Tajauá, pode-se especular que estes representem grandes claves (xenólitos) dentro do Granito Mutum.

É importante destacar que neste corpo foram encontrados indícios de mineralização de torianita, através da prospecção geoquímica em concentrados de bateia, a ser discutida no Capítulo 6.



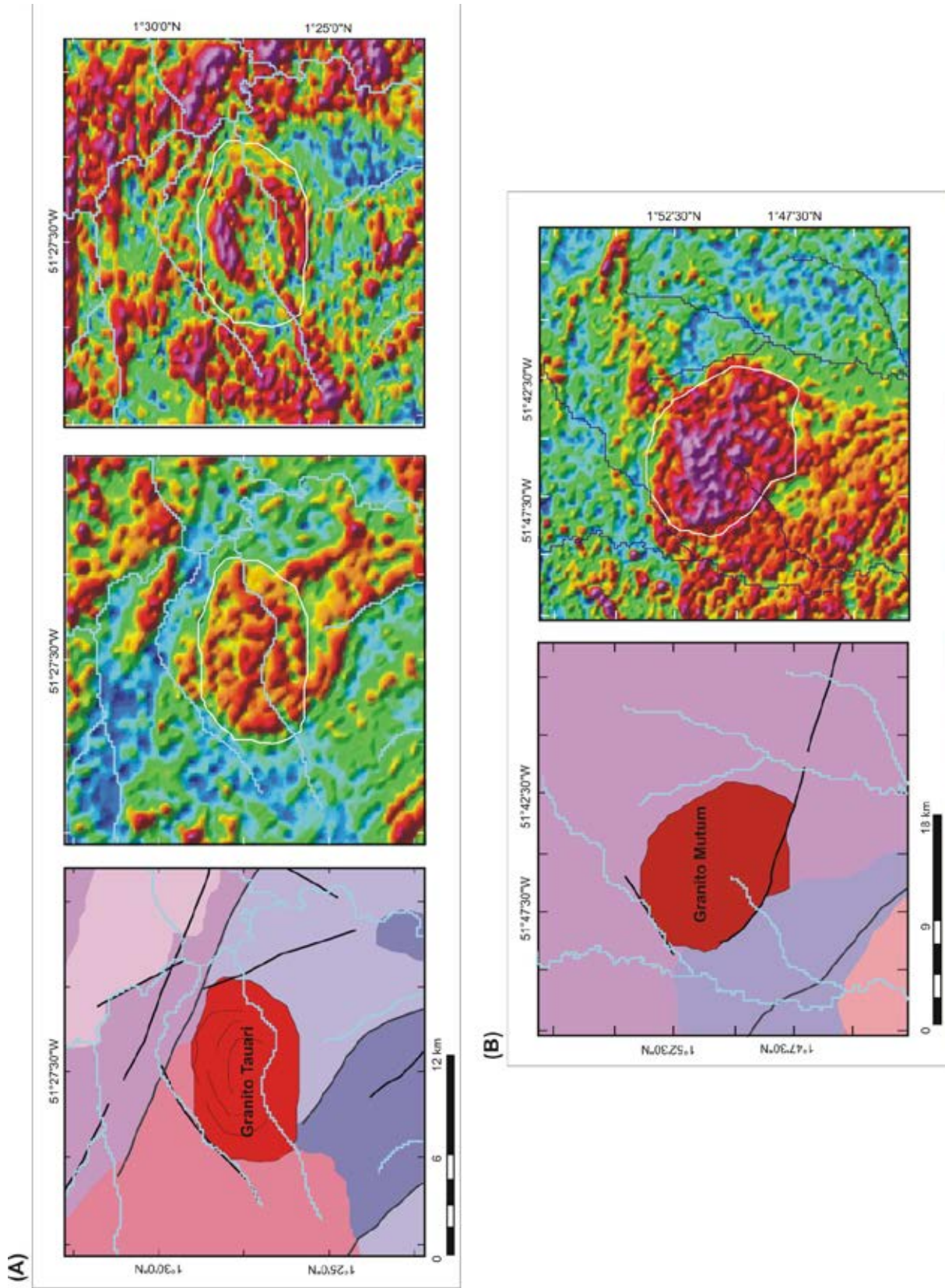


Figura 3.38 - (A) Assinatura geofísica do Granito Tauari nos mapas do canal do tório e da amplitude do sinal analítico; (B) Resposta gamaespectrométrica do Granito Mutum no mapa do canal do tório.



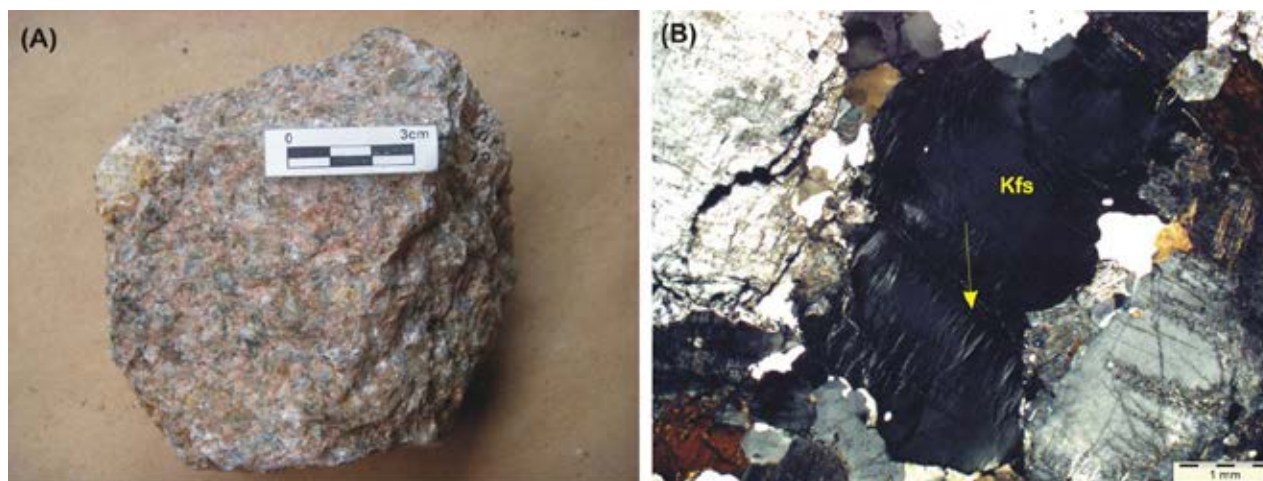


Figura 3.39 - Granito Tauari. (A) Aspecto macroscópico do sienogranito CG-70; (B) Microtextura granular subidiomórfica do sienogranito. Observar o desenvolvimento de micropertitas (seta) no feldspato alcalino. NX 2x.

Tabela 3.21– Resultados isotópicos por evaporação de Pb em zircões de sienogranito (amostra CG-70) do Granito Tauari. \* Idade descartada subjetivamente, # Idade descartada por apresentar elevado Pb comum, negrito idades utilizadas para o cálculo da idade média.

Zircão	T (°C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{(208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	$^{(207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
CG70/3	*1500	0/32	0,000334	0,000009	0,03142	0,00088	0,10994	0,00071	1799	12
CG70/7	#1450	0/24	0,003043	0,000307	0,00000	0,00000	0,08378	0,00607	1288	141
CG70/10	*1450	0/14	0,000000	0,000000	0,07130	0,00171	0,11603	0,00625	1896	97
CG70/12	#1450	0/12	0,000785	0,000038	0,01838	0,00586	0,10276	0,00366	1675	66
CG70/13	#1450	0/12	0,001561	0,000202	0,00000	0,00000	0,09625	0,00290	1553	57
CG70/14	*1450	0/34	0,000275	0,000024	0,02194	0,00037	0,11884	0,00047	1939	7
	1550	36/36	0,000200	0,000017	0,01937	0,00041	0,12572	0,00021	2039	3
CG70/16	#1450	0/10	0,000470	0,000043	0,03442	0,00068	0,11955	0,00037	1950	6
	*1500	0/36	0,000141	0,000011	0,02703	0,00039	0,12448	0,00018	2022	3
	1550	32/32	0,000080	0,000011	0,02424	0,00038	0,12710	0,00020	2059	3
CG70/18	*1500	0/16	0,000342	0,000010	0,02447	0,00057	0,11414	0,00065	1867	10
	1550	38/38	0,000155	0,000010	0,02084	0,00029	0,12587	0,00030	2041	4
CG70/19	#1450	0/6	0,000664	0,000090	0,03036	0,00325	0,11489	0,00213	1879	33
	*1500	0/34	0,000201	0,000003	0,02959	0,00030	0,12319	0,00018	2003	3
	*1550	0/6	0,000348	0,000060	0,01924	0,00209	0,12297	0,00092	2000	13

Idade média (2 cristais) = 2040 ± 2 Ma

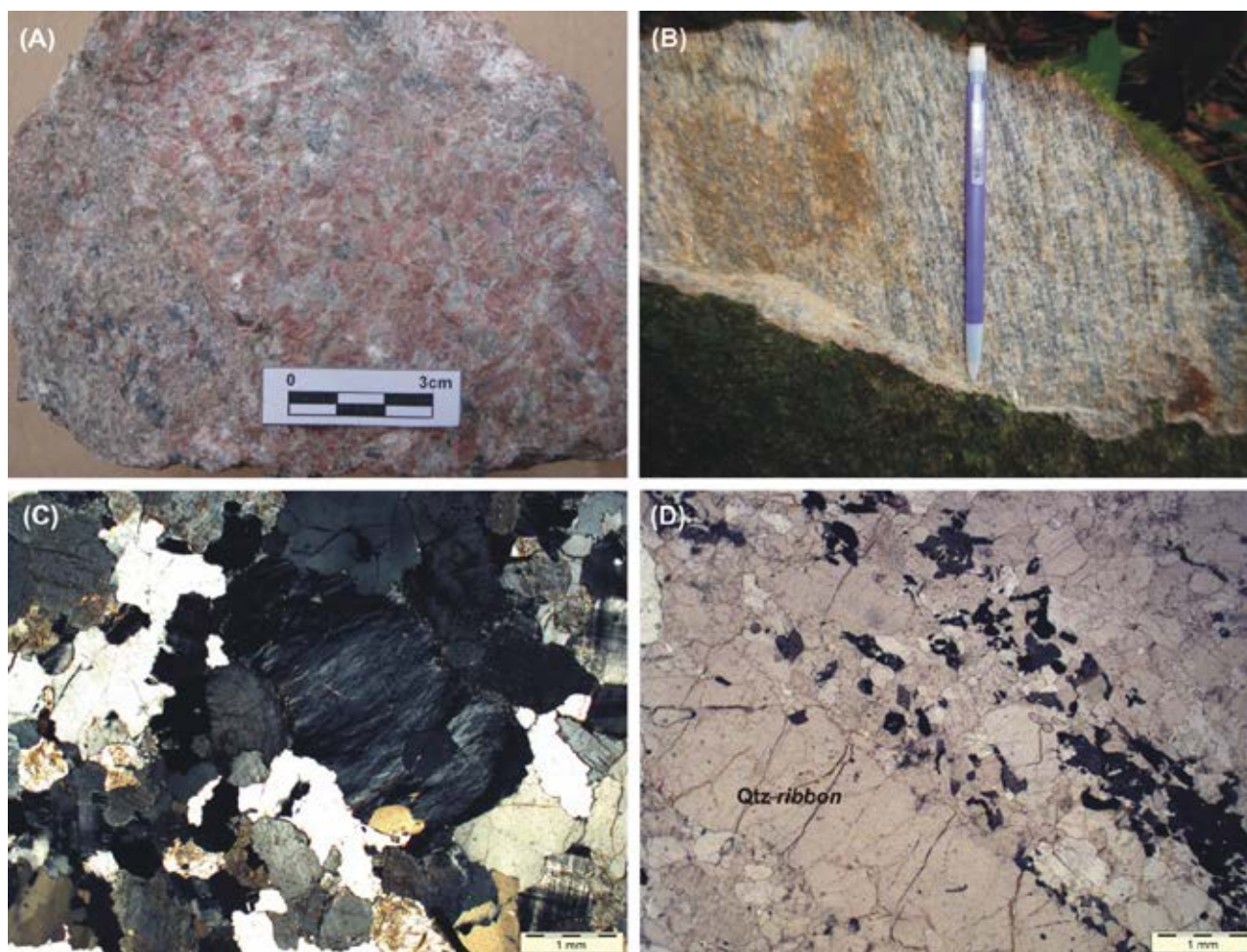


Figura 3.40 - (A) Aspecto macroscópico de sienogranito leucocrático maciço. Estação CG-150; (B) Sienogranito exibindo bandamento composicional. Estação CG-151; (C) Textura inequigranular xenomórfica do leuco-sienogranito CG-150, sem evidências de deformação. NX 2x; (D) Aspecto textural do sienogranito bandado CG-151, onde alternam-se bandas granoblásticas quartzo-feldspáticas com trilhas máficas de anfibólio e opacos. Notar cristal de alongado de quartzo ribbon. LN 4x.

### 3.6 MAGMATISMO MÁFICO

#### 3.6.1 Rochas Máficas Indiferenciadas (PP34õmi)

##### 3.6.1.1 Distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

Com base fundamentalmente na interpretação de imagens aerogeofísicas, foi individualizado um corpo plutônico circunscrito, localizado no quadrante nordeste da Folha Rio Araguari, na região de interflúvio entre os rios Araguari e Mururé. Em imagens geofísicas gamaespectrométricas é caracterizado por um padrão de zoneamento concêntrico, com baixa radiação no centro, e auréolas externas de radiação moderada a alta, as quais coincidem com anomalias magméticas anelares, que conferem a este corpo uma assinatura geofísica bastante peculiar (Figura 3.41). Embora não apresente expressões de relevo destacáveis, nos produtos de sensores remotos, observa-se que sobre este corpo a drenagem desenvolve claramente um padrão anelar, utilizando-se a classificação de Howard (1967 apud ARCAN-

JO, 2011), que também auxilia na cartografia segura.

Considerando-se o caráter discordante do copo individualizado, que trunca a estruturação regional NW-SE, podem ser estimadas relações de contato intrusivas deste com as unidades adjacentes.

##### 3.6.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

As informações nesta unidade estão restritas ao estudo de um afloramento, na forma de blocos soltos, observado em picada realizada a partir da margem esquerda do Rio Mururé em direção ao centro do corpo. Foi encontrada uma rocha melanocrática, de cor verde escura, equigranular, de granulação fina, onde se identifica macroscopicamente apenas o anfibólio. Em seção delgada observa-se que a rocha é composta por hornblenda e opacos, que juntos ultrapassam 95% da proporção modal da rocha, contendo ainda traços de tremolita-actinolita, e clorita substituindo a hornblenda. Há porções da seção em que observa-se textura nematoblástica, indicada pela orientação preferencial da hornblenda, e outras onde o arranjo é granoblástico com contatos

poligonais (Figura 3.42). O conteúdo mineralógico da amostra estudada e suas feições texturais permitem classificá-la como uma rocha (meta)ultramáfica. Esta rocha mostra ainda pequenos enclaves (micro-xenólitos?) compostos por agregados de granulação muito fina, compostos por plagioclásio epidotizado, clorita, opacos e talco.

Estudos mais detalhados são necessários para caracterizar a natureza deste corpo intrusivo, que possui características que se assemelham a intrusões máfico-ultramáficas, portanto, de grande interesse metalogenético.

### 3.7 MAGMATISMO MÁFICO DE MARGEM DIVERGENTE

#### 3.7.1 Diabásio Cassiporé (T3J1δc)

##### 3.7.1.1 Histórico, distribuição, relações de contato e assinatura aerogeofísica

O termo Diabásio Cassiporé foi proposto por Lima et al. (1974) para definir um conjunto de diques de diabásio, de caráter toleítico e idade triássico-ju-rássica, que recortam as unidades pré-cambrianas do estado do Amapá.

Esta unidade faz parte da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP - Central Atlantic Magmatic Province), de Marzulli et al. (1999), que representa uma das maiores LIPs (Large Igneous Province) do planeta, cuja gênese está relacionada à ruptura do Supercontinente Pangea, e consequente abertura do Oceano Atlântico Central, estabelecida entre o Neojurássico e o Eotriássico. Este evento resultou em extensivo evento magmático de caráter toleítico, representado por diques, *sills*, lacólicos e restritos fluxos de lava, representados em ambos os lados do Oceano Atlântico, notadamente no norte da América do Sul (norte do Brasil, Guiana Francesa, Suriname), no oeste da África, encontrando correlatos também nas margens oriental da América do Norte e sudoeste da Europa (DECKART, FERAUD, BERTRAND, 1997; DECKART, BERTRAND, LIEGEIOS, 2005; MARZULLI et al., 1999; NOMADE, POUCKET, CHEN, 2002; NOMADE et al., 2000, 2007, e suas referências).

Na Folha Rio Araguari o Diabásio Cassiporé é representado por um destacável conjunto de diques máficos, com orientações principalmente submeridianas, entre NNW e NNE, mas com variações para NW-SE e NE-SW. Não se descarta a possibilidade que neste trabalho tenham sido incorporados ao Diabásio Cassiporé diques relacionados a outros eventos magmáticos, uma vez que estudos realizados na Guiana Francesa e Suriname demonstram a existência de diques mais antigos, de idades neo- e paleoproterozóicas (DECKART, FERAUD, BERTRAND, 1997; DELOR et al., 2001; NOMADE, POUCKET, CHEN, 2002).

Em função da alta susceptibilidade magnética e de suas grandes extensões, os diques do Diabásio Cassiporé na Folha Rio Araguari são facilmente car-

tografáveis, pois apresentam assinatura marcante nos mapas do sinal analítico e da primeira derivada vertical do campo magnético, assim como frequentemente destacam-se em imagens de sensores remotos pelo relevo característico, que forma cristas estreitas alinhadas, retilíneas e descontínuas.

Na Folha Rio Araguari os diques mapeados cortam indiscriminadamente todas as unidades pré-cambrianas, os mais possantes têm direções submeridianas, com dezenas de quilômetros de extensão longitudinal, e até extrapolam os limites da Folha.

##### 3.7.1.2 Aspectos de campo e características mesoscópicas e petrográficas

O Diabásio Cassiporé é representado por rochas básicas, em geral cinza escuras a cinza esverdeadas, e maciças. Os tipos litológicos principais são os diabásios/doleritos, geralmente afíricos, localmente porfiríticos, tendo sido registrados ainda tipos gabroicos, equigranulares, e de granulação média (Figura 3.43 A e B).

Os diques são corpos francamente tabulares com espessuras variando desde poucos centímetros até dezenas de metros (Figura 3.43 C a E). Observa-se que a granulação das rochas básicas pode variar em função da espessura dos diques, pois tende a ser mais fina nos corpos menos espessos, e nos corpos mais espessos são registradas as fácies gabroicas. Observa-se em corpos mais espessos que estas variações granulométricas são produto das diferentes taxas de resfriamento do magma no conduto, o que resulta em uma granulação mais fina nas bordas e mais grossa no centro dos diques. Nem sempre a forma, magnitude e atitude destes corpos básicos podem ser definidas em campo, pois afloram muitas vezes como blocos e matações isolados, geralmente com formas arredondadas.

Em todas as amostras estudadas petrograficamente, as principais fases minerais são plagioclásio cálcico (labradorita), piroxênio (augita e/ou pigeonita) e opacos, com apatita sendo uma fase acessória frequente. A olivina e o quartzo são esporádicos, e a presença de ortopiroxênio foi registrada em apenas uma amostra. Apresentam em geral texturas ofítica e subofítica, formada por cristais tabulares de plagioclásio com arranjos aleatórios, englobados parcialmente ou inteiramente por cristais de piroxênio (Figura 3.44 A). O piroxênio, assim como os opacos e o quartzo, também ocorre como cristais intersticiais entre as ripas de plagioclásio. Por vezes destacam-se neste arranjo fenocristais de plagioclásio, definindo uma textura porfirítica com matriz ofítica/subofítica (Figura 3.44 B). Intercrescimentos gráficas e granofíricos entre quartzo e feldspato são frequentes em interstícios (Figura 3.44 C). As rochas analisadas sob o microscópio foram classificadas petrograficamente, em função de seu conteúdo mineralógico e características texturais, como diabásios, olivina-diabásios, gabros, olivina-gabros e gabronoritos.

Observam-se localmente tipos bastante alterados, fortemente transformados, com intensa uralitização dos piroxênios, além de sericitização e/ou saussuritização dos plagiocásios.



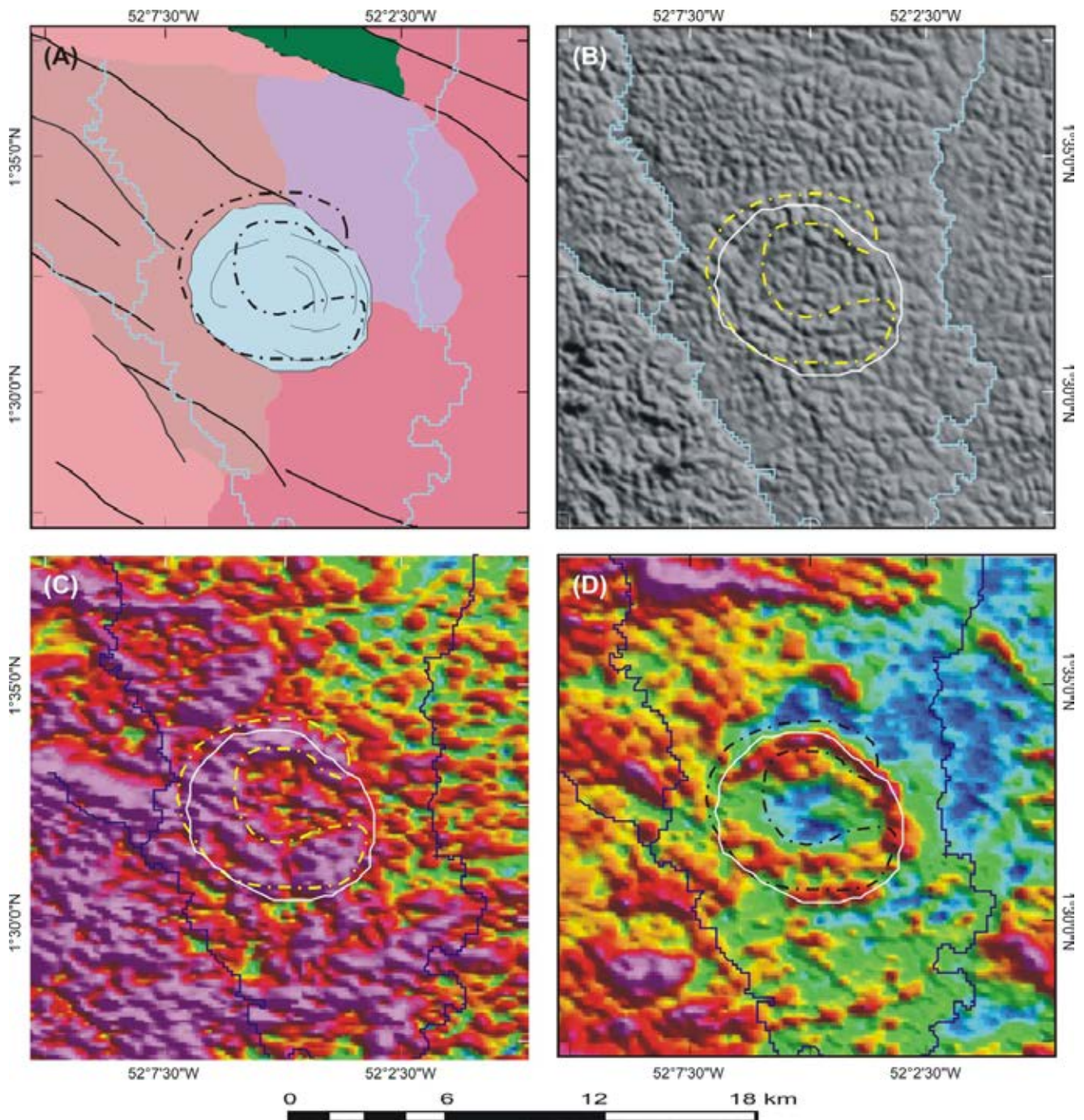


Figura 3.41 - (A) Mapa geológico mostrando no centro o corpo máfico mapeado (azul), com seu limite externo traçado na imagem SRTM (B), no mapa magnético de amplitude do sinal analítico (C) e no mapa gamaespectrométrico do canal do tório (D). Nas imagens B, C e D são plotados o contorno do corpo (linha braca sólida) e da anomalia geofísica definida a partir do mapa do sinal analítico (linha tracejada).



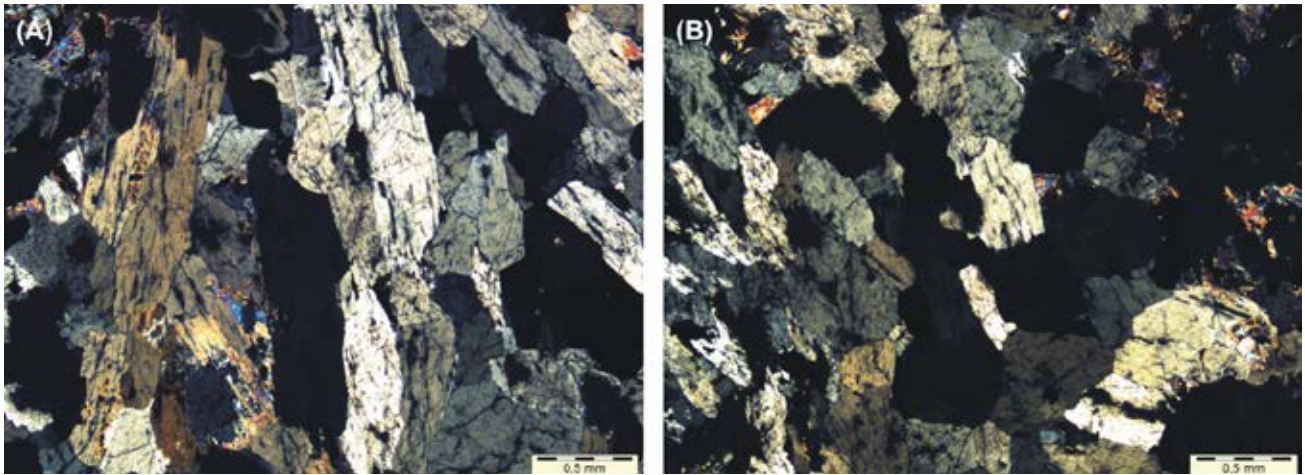


Figura 3.42 - Rocha (meta)ultramáfica com hornblenda em arranjo nematoblástico (A) e granoblástico (B). Estação LT-137, NX 2x.

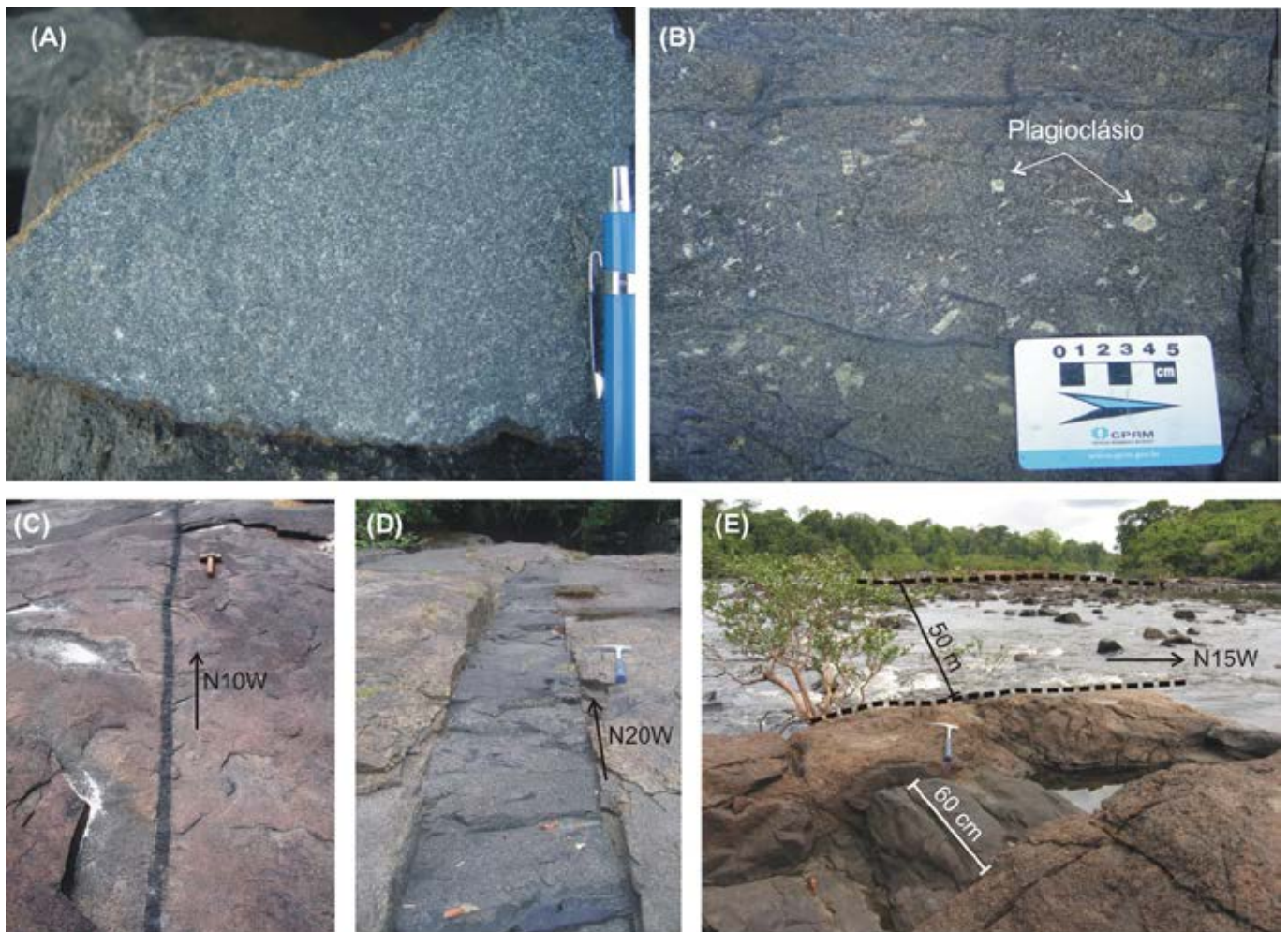


Figura 3.43 - Diabásio Cassiporé. Tipos texturais afirico (A) e porfirítico (B) dos diabásios. Estações LT-62 e LT-88; (C) a (E) Aspecto tabular dos diques básicos, com direções NNW-SSE, e espessuras variando de 10 cm (em C) a 50 m (corpo delimitado por linhas tracejadas em E). Notar que na foto E ocorrem 2 diques paralelos. Estações LT-24 (localizada a sul da Folha Rio Araguari, na Folha Macapá), CG-13 e LT-198.



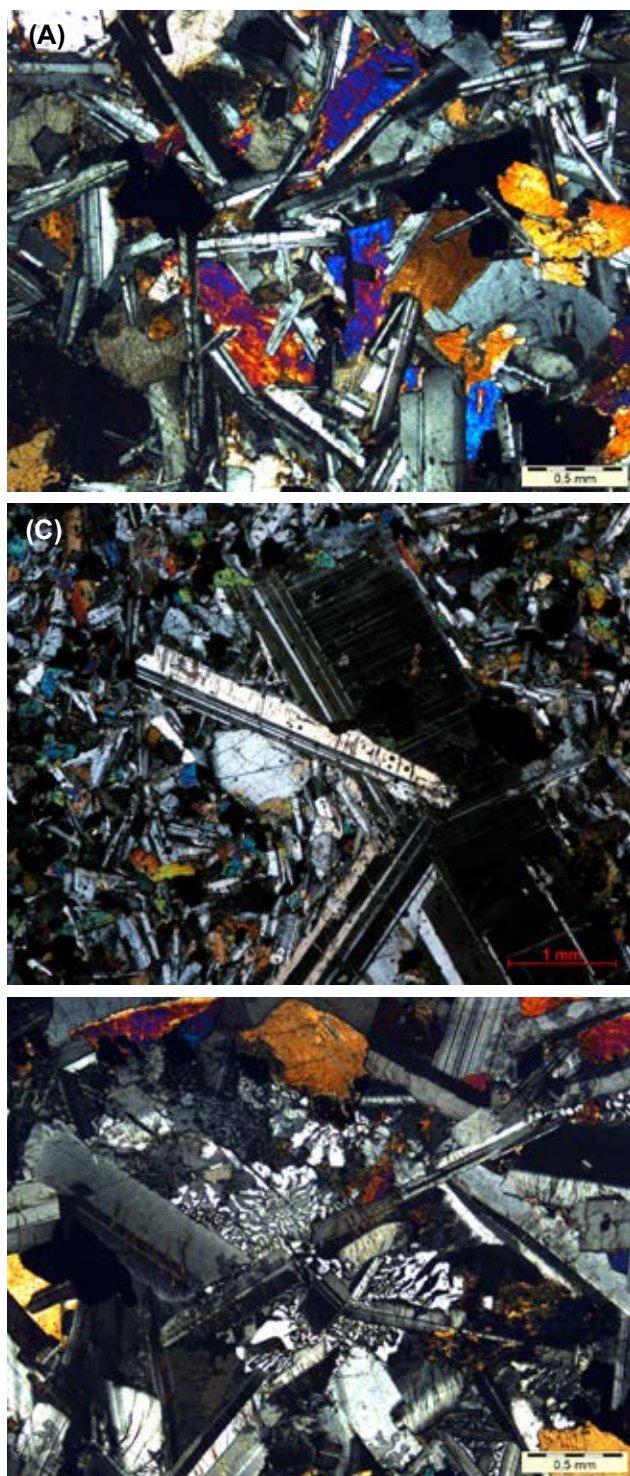


Figura 3.44 - Diabásio Cassiporé. (A) Textura subofítica típica dos diabásios. Amostra LT-68, NX 4x; (B) Gabronorito mostrando fenocristais de plagioclásio imersos em matriz subofítica, constituída de plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio Amostra CG-77B, NX 2,5x; (C) Intercrecimento gráfico intersticial aos prismas de plagioclásio. Amostra JB-67B, NX 4x.

### 3.7.1.3 Idade

Datações pelo método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  realizadas na Guiana Francesa e no Suriname em diversos diques básicos correlatos ao Diabásio Cassiporé, mostraram idades entre 202 e 190 Ma (MARZOLI et al., 1999; DECKART, FERAUD, BERTRAND, 1997; NOMADE et al., 2007), permitindo posicionar esta unidade no limite Triássico-Jurássico.

## 3.8 COBERTURAS SUPERFICIAIS

### 3.8.1 Coberturas Detrito-Lateríticas (EdI)

Com auxílio de produtos de sensores remotos foram delimitadas coberturas lateríticas que recobrem parcialmente conjuntos de rochas metamáficas do Grupo Vila Nova, na região centro-sul da Folha Rio Araguari, na margem esquerda do rio homônimo.

Não foram obtidos dados de campo, mas a delimitação desta unidade foi facilitada por sua forma característica. Definem topos aplainados (platôs) sobre serras alongadas segundo NW-SE, as quais representam as principais expressões de relevo da área.

### 3.8.2 Sedimentos Aluviais e Coluviais (N3ac)

Esta unidade foi cartografada para representar depósitos sedimentares recentes ou sub-recentes que se acumulam no topo ou nas encostas de colinas observados na porção sudeste da Folha Rio Araguari. São sedimentos areno-argilosos, arenosos e microconglomeráticos, coesos, devido à intensa ferruginização.

### 3.8.3 Depósitos Aluvionares (N4a)

Esta unidade engloba sedimentos clásticos inconsolidados, constituídos por argilas, areias e cascalhos, com restos de matéria orgânica, relacionados à dinâmica recente das drenagens atuais. Constituem depósitos de canais e de planícies de inundação, associados ao sistema fluvial, que alcançam maior expressão quando associados aos canais dos rios Araguari e Amapari, que representam as principais drenagens da Folha, o que permite localmente sua cartografia na escala de trabalho adotada. Os depósitos argilosos ocorrem na forma de terraços aluviais, nas margens dos canais ativos, que são recobertos durante o período de cheias, ficando expostos nos períodos de estiagem. Os depósitos arenosos e de cascalhos acumulam-se em barras de canal no vale ativo dos rios.





## 4. LITOQUÍMICA

Neste capítulo são apresentados os dados litoquímicos obtidos em 50 amostras que representam as principais unidades magmáticas paleoproterozóicas caracterizadas na Folha Rio Araguari, as quais são agrupadas em Magmatismo Orogênico Cálcio-Alcalino (Diorito Rio Santo Antônio, Suíte Intrusiva Flexal, Metagranito Sucuriju, Tonalito Papa Vento e Complexo Rio Araguari), Magmatismo Granítico Peraluminoso (Granito Carrapatinho) e Magmatismo Máfico Toleítico Relacionado à Bacia Metavulcanossedimentar (Grupo Vila Nova). Também são apresentados dados de 6 amostras do Diabásio Cassiporé, que define o Magmatismo Máfico Toleítico de Margem Divergente.

As análises foram realizadas nos laboratórios *Acme Analytical Laboratories* e *SGS Geosol Laboratórios Ltda.*, para óxidos de elementos maiores, elementos menores e traços, inclusive Elementos Terras Raras (ETR). No laboratório Acme, para análise de elementos maiores e menores a abertura foi feita por digestão com HNO<sub>3</sub> e fusão com metaborato de lítio, respectivamente, e posteriormente dosados por ICP-ES (*Induced Coupled Plasma – Emission Spectrometry*). Para os elementos traços e ETR a abertura foi feita por fusão com metaborato/tetraborato de lítio, com leitura por ICP-MS (*Induced Coupled Plasma – Emission Spectrometry*). No laboratório Geosol, os elementos maiores, menores e ETR foram abertos por fusão com metaborato de lítio, e determinados por ICP-ES (óxidos maiores) e ICP-MS (menores, traços e ETR). Em ambos os laboratórios os metais base tiveram abertura realizada por digestão com água régia e dosagem por ICP-MS.

Não foram utilizados no tratamento geoquímico amostras com problemas de balanço químico e amostras de correlação incerta com as unidades litoestratigráficas definidas. Também não são discutidos dados obtidos em unidades cujo número de análises realizadas não tem representatividade estatística. Os resultados analíticos das amostras utilizadas constam nas tabelas 4.1 a 4.8 inseridas no final do capítulo.

Os dados são apresentados de forma sucinta, tendo sido utilizados no tratamento diagramas usualmente aplicados na literatura para classificação de rochas, caracterização de séries magmáticas e definição de ambientes tectônicos de formação dos magmas, todos confeccionados no programa GCDkit.

### 4.1 MAGMATISMO OROGÊNICO CÁLCIO-ALCALINO

Foram selecionadas três amostras da unidade **Diorito Rio Santo Antônio** para caracterização litoquímica, onde os baixos tores de SiO<sub>2</sub> (57,81 a 59,28%), valores elevados de MgO (3,11 a 4,25%) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,25 a 9,46%), caracterizam estas como as rochas quimicamente menos evoluídas do grupo que em questão (Tabela 4.1). São rochas intermediárias, que incidem no campo das rochas subalcalinas no diagrama de Cox, Bell, Pankhurst (1979), sendo classificadas como dioritos no diagrama multicatiônico de De La Roche et al. (1980) (Figuras 4.1A e B). Em relação à saturação em alumina, os valores de A/CNK < 1 e A/NK > 1 mostram sua natureza francamente metaluminosa (Figura 4.1C). Estas rochas apresentam características das séries cálcio-alcálicas de baixo K, utilizando-se a classificação de Peccerillo, Taylor (1976) (Figura 4.1D).

No diagrama multielementar, normalizado ao manto primordial, apresentam uma tendência de empobrecimento em Ti, P e Rb e anomalia positiva de Ba (Figura 4.2A). Com relação aos ETR ( $\Sigma$ ETR = 78,9 a 89,2 ppm), têm um padrão indicando pouco fracionamento (Figura 4.2B), com incipiente enriquecimento de ETR leves em relação ao ETR pesados (razões (La/Yb)<sub>n</sub> de 7,46 a 4,23), o que indica que essas rochas foram geradas a partir de magmas pouco evoluídos. Considerando-se a classificação de tipologia de granitoides de Whalen, Currie, Chappell (1987), e as características químicas e mineralógicas das rochas estudadas, pode-se considerá-las como granitos Tipo-I, as quais, segundo o diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), plotam no campo representativo de ambiente de arco vulcânico (Figura 4.3).

Para a caracterização geoquímica da **Suíte Intrusiva Flexal** seis amostras foram selecionadas, sendo quatro classificadas petrograficamente como tonalitos, e as demais como granodiorito e diorito. O teor de SiO<sub>2</sub> dessas rochas varia de 69,80 e 60,05%, com exceção para o diorito CG-74, que apresenta valor de 52,49% de SiO<sub>2</sub>. A somatória de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O nestas rochas oscila entre 4,46 a 7,01%, sendo quimicamente classificadas como rochas de natureza subalcalina, cuja classificação química é coincidente com a petrográficas, pois plotam no campo dos dioritos, tonalitos e granodioritos, conforme o diagrama R1-R2 de De La Roche et al. (1980) (Figuras 4.1A e B). São rochas metaluminosas, que incidem no campo das rochas das séries cálcio-alcálicas normais, no diagrama de Peccerillo, Taylor (1976) (Figura 4.1 C e D).

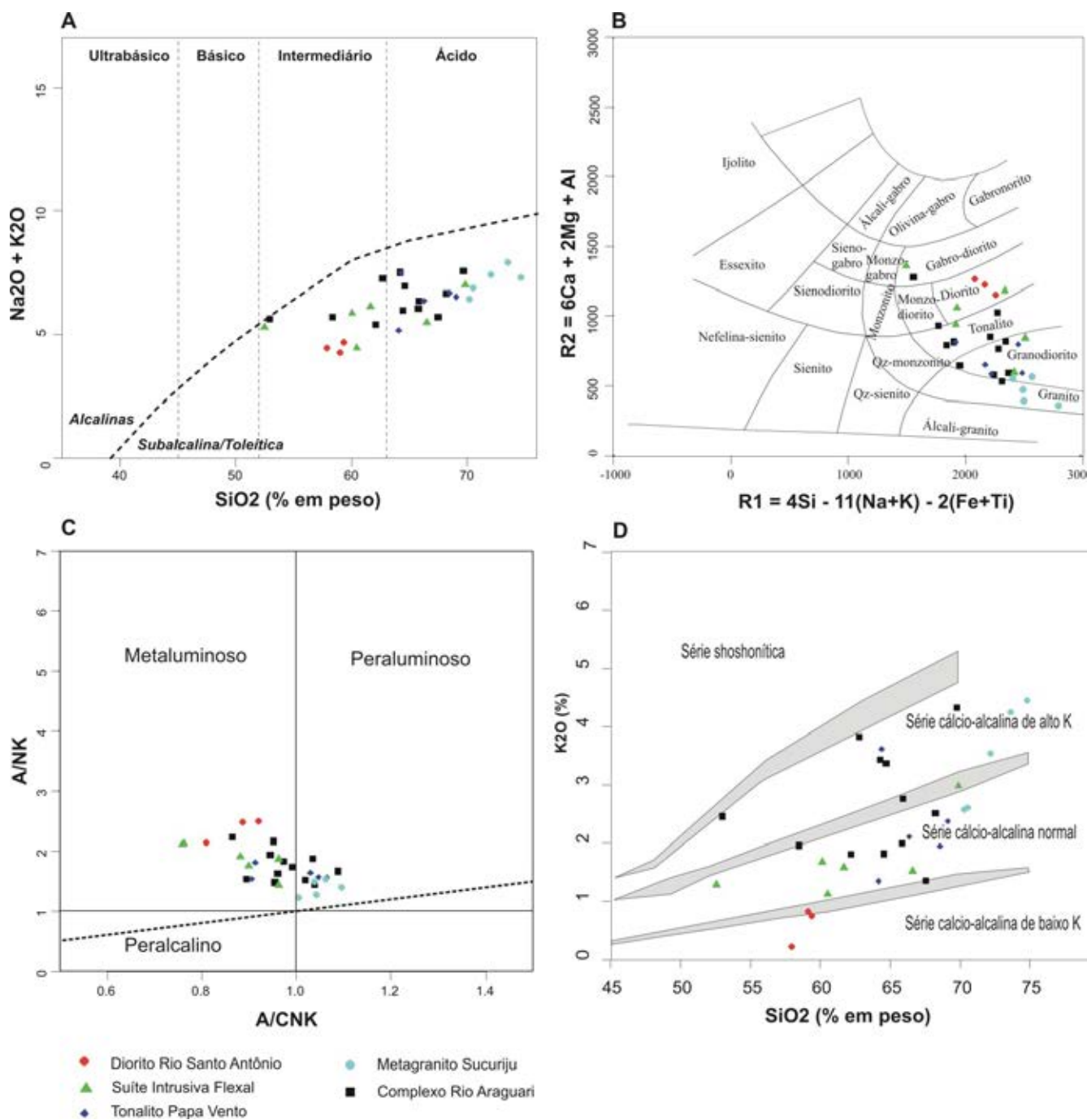


Figura 4.1 – Classificação das amostras da associação Magmatismo Orogênico Cálcio-Alcalino nos diagramas: (A) Diagramas TAS de Cox, Bell, Pankhurst (1979); (B) Diagrama multicatiônico R1-R2 para classificação de rochas plutônicas (De La Roche et al., 1980); (C) Diagrama de classificação de rochas a partir da razão molecular ANK vs. ACNK (Manniar, Picolli, 1989); (D) Subdivisão das rochas subalcalinas no diagrama K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub>, de acordo com Peccerillo, Taylor (1976), modificado por Rickwood (1989).

Embora os dados químicos sejam ainda restritos, pode-se considerar que a Suíte Intrusiva Flexal representa uma suíte magmática expandida, onde os conteúdos de SiO<sub>2</sub> aumentam dos termos menos evoluídos (diorito) para os mais evoluídos (granodiorito). Os diagramas de variação binária de Harker para óxidos de elementos maiores (Figura 4.4) mostram uma tendência geral de empobrecimento de TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, FeO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dos termos menos evoluídos para os mais evoluídos, ou com o aumento dos teores de SiO<sub>2</sub>, o que é coerente

com o processo de cristalização fracionada na evolução magmática da suíte. Esta correlação negativa dos óxidos citados com o aumento de SiO<sub>2</sub>, deve-se possivelmente ao aumento do componente anortita dos plagioclásios, da cristalização de quartzo, e de minerais máficos (ex. biotita, hornblenda) durante o processo de cristalização fracionada. Com relação ao Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O observa-se um padrão de dispersão, não sendo detectadas tendências claras destes elementos durante a evolução da cristalização.



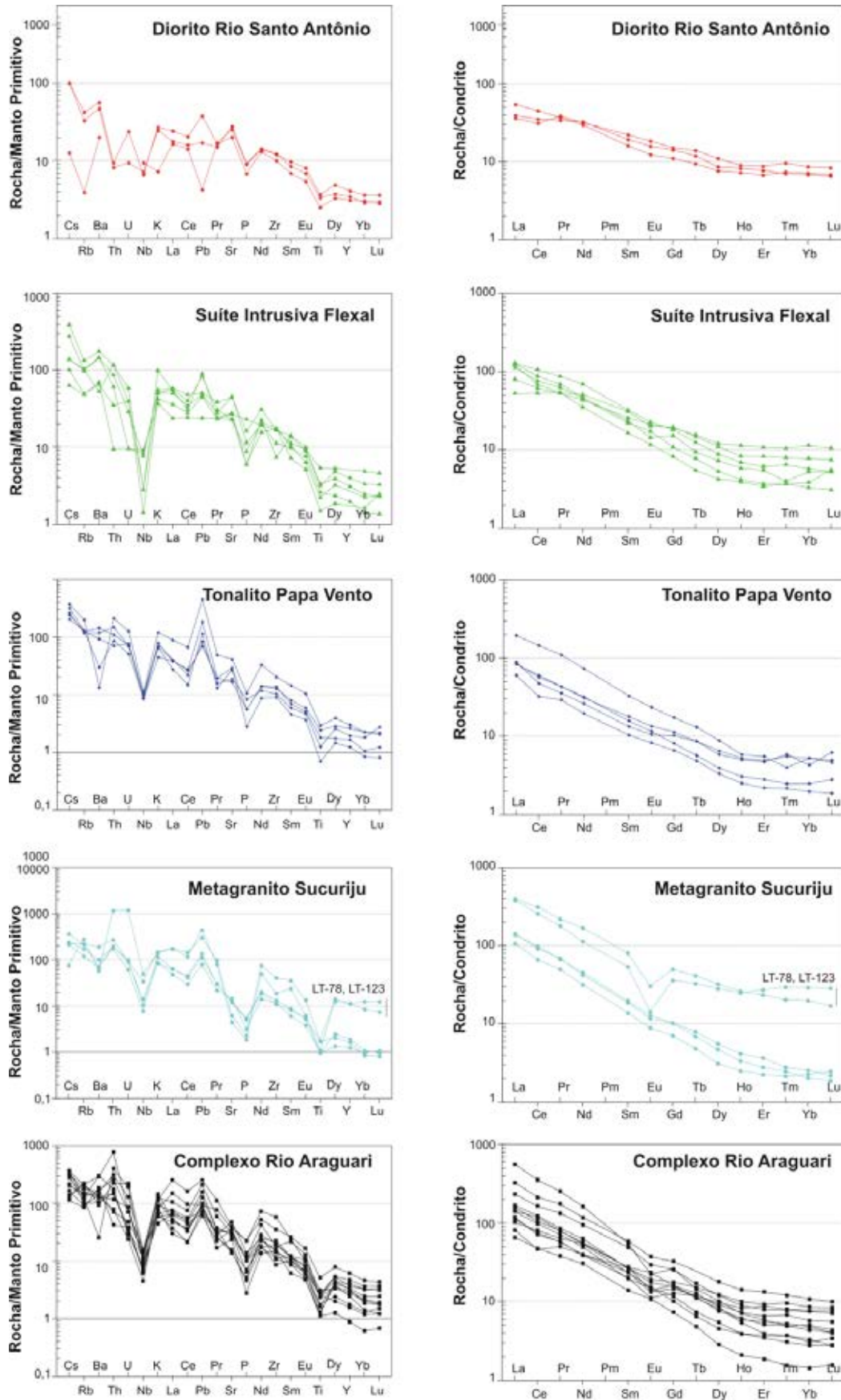


Figura 4.2 – Na coluna esquerda, diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de Sun, McDonough (1989), e a direita padrões de ETR normalizados segundo o condrito de Boynton (1984)

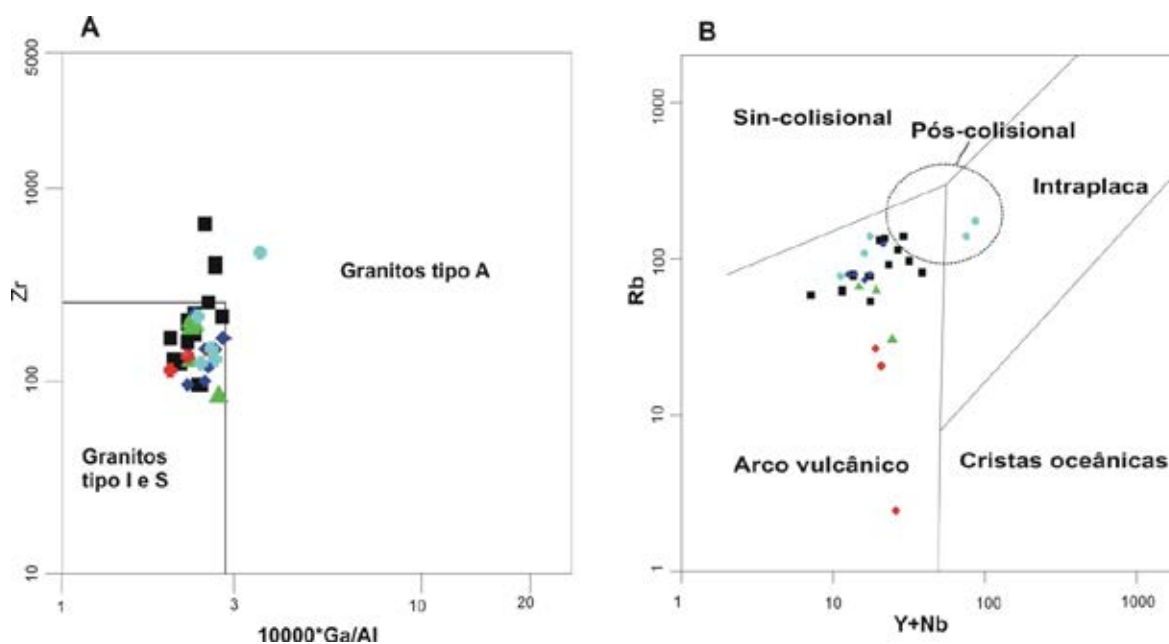


Figura 4.3 – (A) Diagrama discriminante de tipologia de granitos de Whalen, Currie, Chappell (1987); (B) Diagrama Rb vs. Y+Nb (ppm) para discriminação de ambientes tectônicos de Pearce, Harris, Tindle (1984), com campo de granitos pós-colisionais segundo Pearce (1996). Legenda de símbolos como na Figura 4.1.

No diagrama multielementar, as rochas da Suíte Intrusiva Flexal mostram de maneira geral um comportamento anômalo positivo para os elementos Pb, Nd e Ba e com anomalia negativa para Nb, Ti e P. Com relação ao comportamento do padrão de ETR, as amostras desta unidade definem um conjunto consistente, com  $\Sigma$ ETR variando de 197,5 a 117,9 ppm, com padrões similares, apresentando um padrão de fracionamento, com enriquecimento moderado de ETR leves em relação aos ETR pesados, sendo que um grupo de 4 amostras apresentam razões  $(La/Yb)_n$  de 33,71 a 22,52, e duas amostras apresentam razões consideravelmente menores de 6,78 (tonalito JB-54) e 6,97 (diorito CG-74), todas sem anomalias de Eu (Figura 4.2). Utilizando-se a classificação de Whalen, Currie, Chappell (1987), as rochas desta suíte são compatíveis com os granitos Tipo-I e, de acordo com o diagrama de ambiência tectônica de Pearce et al. (1984), gerados em ambiente de arco vulcânico (Figura 4.3).

Cinco amostras do **Tonalito Papa Vento** foram selecionadas para estudo químico, sendo quatro classificadas como tonalitos e uma como granito (Tabela 4.3). O teor de SiO<sub>2</sub> dessas amostras variou entre 69,03 e 64,07%, e para a somatória de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O os valores estão entre 7,5 e 5,16%. São rochas subalcalinas, sobretudo semelhantes às séries magmáticas de cálcio-alcalinas normais, embora uma amostra tenha incidido no campo das rochas cálcio-alcalinas alto K, de acordo com o diagrama de Peccerillo, Taylor (1976) (Figura 4.1 D). Quando observado o grau de saturação em alumina estas rochas podem ser classificadas como de caráter peraluminoso a metaluminoso ( $A/NK > 1$  e  $1 < A/CNK < 1$ ) (Figura 4.1 C).

Embora haja um número reduzido de dados analíticos, os diagramas binários de Harker para as rochas analisadas já sugerem tendências de empobrecimento em TiO<sub>2</sub>, MgO e CaO, e enriquecimento de Na<sub>2</sub>O com o aumento da sílica (Figura 4.5). Com relação a alguns

elementos traços testados (Rb, Ba e Sr), não foram observadas tendências de comportamento com a evolução da cristalização.

O diagrama de multielementos (Figura 4.2) mostra o padrão consistente das amostras analisadas, observando-se no geral empobrecimento de elementos como Nb, P e Ti e enriquecimento em Pb, Nd, Th e Dy. Com relação aos ETR, a somatória varia entre 254,9 e 67,1 ppm, as amostras apresentam enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados, caracterizando um padrão de fracionamento moderado, com razões  $(La/Yb)_n$  entre 37,1 e 15,9, e sem anomalia de Eu.

O diagrama de ambiência tectônica de Pearce et al (1984) demonstra que as rochas do Tonalito Papa Vento são compatíveis com aquelas geradas em ambiente de arco vulcânico e são classificadas como granitos do Tipo-I, de acordo como a proposta de Whalen, Currie, Chappell (1987) (Figura 4.3).

Dentre as cinco amostras do **Metagranito Surcuriju** selecionadas para análises litoquímicas (Tabela 4.4), quatro foram classificadas petrograficamente como biotita monzogranitos, e uma como biotita granodiorito. Os resultados analíticos demonstram valores de SiO<sub>2</sub> entre 74,64 e 70,16% e o somatório de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O no intervalo de 7,91 a 6,45, o que coloca esta rochas no domínio das rochas subalcalinas no diagrama TAS (Figura 4.1A), sendo quimicamente classificadas como granitos e granodioritos, do diagrama R1-R2 (Figura 4.1B). A natureza semelhante à das séries cálcio-alcalinas é evidenciada no diagrama de Peccerillo, Taylor (1976), onde as amostras se expandem entre os campos das rochas cálcio-alcalinas normais e cálcio-alcalinas de alto K, e com relação ao índice de saturação em alumina, são classificadas como fracamente peraluminosas (Figura 4.1C e D).

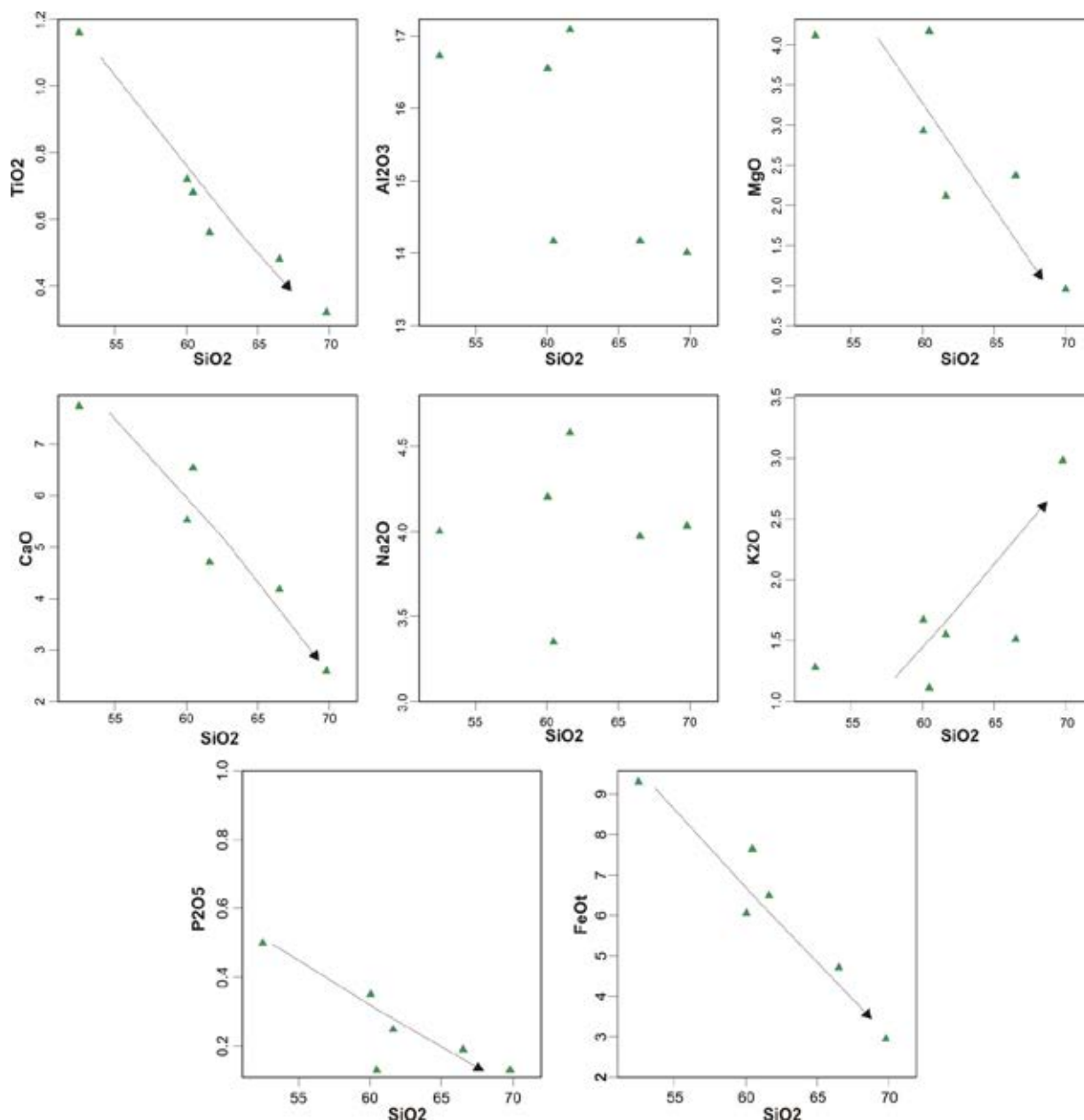


Figura 4.4 – Diagramas binários óxidos vs. SiO<sub>2</sub> (Harker), para amostras da Suíte Intrusiva Flexal.

No diagrama de multielementos observa-se um padrão comum entre as amostras, com anomalia negativa de Ba, Nb, P, Ti e Ce, e positiva de Th, K, Pb e Nd (Figura 4.2). No entanto observa-se que as amostras LT-78 e LT-123 destacam-se, sobretudo, por valores mais elevados de Dy, Y, Yb e Lu. O padrão de ETR nas rochas analisadas permite claramente a individualização de dois grupos distintos (Figura 4.2), sendo um representado pelas amostras citadas acima (LT-78 e LT-123), que é mais rico em ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 560,3$  e  $464,5$  ppm), mostrando enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados, e anomalia negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,48$  e  $0,33$ ). O outro grupo é menos enriquecido em ETR ( $\Sigma\text{ETR} = 170,2$  a  $119,4$  ppm), com grau de fracionamento semelhante ao anterior, no entanto, sem anomalia de Eu.

No diagrama de ambiência tectônica de Pearce, Harris, Tindle (1984) as amostras LT-78 e LT-123 incidem no campo destinado aos granitoides pós-colisionais a intraplaca, enquanto as demais plotam no campo das rochas geradas em ambiente de arco vulcânico, e no diagrama de tipologia de granitos de Whalen, Currie, Chappell (1987), a amostra LT-78 diferencia-se do grupo e incide no campo dos granitos Tipo-A (Figura 4.3).

A avaliação dos dados analíticos sugere a existência de dois grupos químicos, sendo que os dados existentes não permitem dizer se estes grupos representam diferentes unidades litoestratigráficas, incorporadas ao Metagranito Sucuriçu, ou se ambos pertencem a esta unidade.



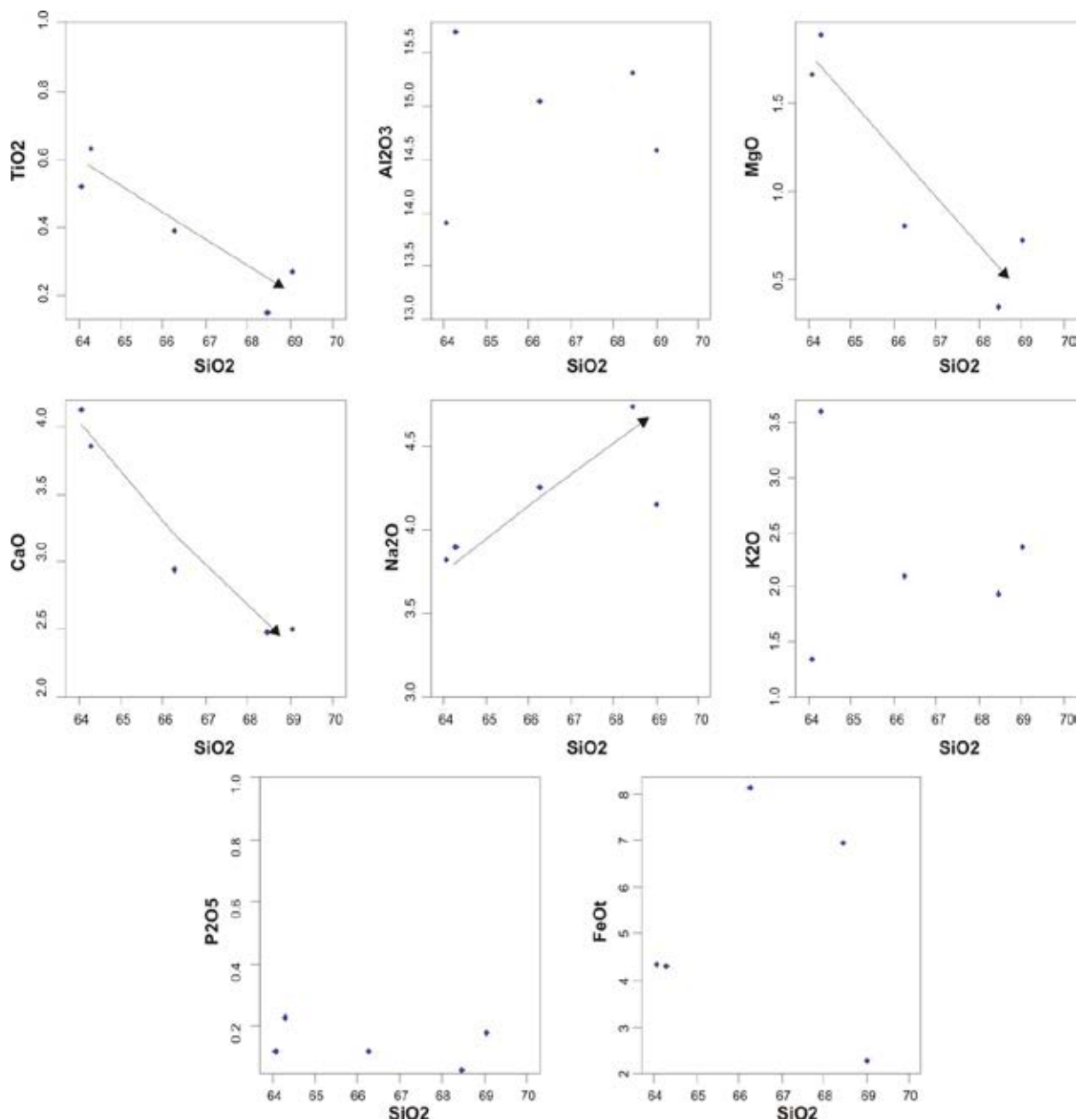


Figura 4.5 - Comportamento das amostras do Tonalito Papa Vento nos diagramas SiO<sub>2</sub> vs. óxidos (Harker).

O Complexo Rio Araguari é a unidade de maior extensão na Folha Rio Araguari, que inclui desde granitoides gnaissificados e ou exibindo deformação fraca, a até enclaves de rochas de naturezas distintas. Porém, para análises litoquímicas foram selecionadas treze amostras que, através do estudo petrográfico, aparentam representar uma série magmática expandida, com composições que variam de tonalíticas a graníticas (Tabela 4.5). São rochas com teores de SiO<sub>2</sub> variando de 69,66 a 52,93% e Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O entre 7,57 e 5,39%, refletindo o caráter subalcalino para a maioria das amostras, que incidem nos campos das rochas dioríticas, tonalíticas, granodioríticas e graníticas no diagrama R1-R2, atestando a natureza quimicamente expandida desta unidade (Figura 4.1 A e B). As rochas apresentam um caráter predominantemente metaluminoso, expandindo-se para o campo das rochas peraluminosas, com valores de  $A/NK > 1$  e  $1 < A/CNK > 1$  (Figura 4.1C).

Os diagramas binários de SiO<sub>2</sub> vs. óxidos de elementos maiores demonstram correlação negativa para TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. O padrão de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e FeO<sub>t</sub> não mostra uma correlação muito clara (Figura 4.6). No entanto, a avaliação geral dos diagramas sugere que as rochas constituem uma série magmática com características comuns, produto da mesma evolução petrológica, possivelmente através de diferenciação por cristalização fracionada.

Em relação às séries magmáticas, as rochas do Complexo Rio Araguari no diagrama de Peccerillo, Taylor (1976) possuem afinidade com as séries cálcio-alcalina normal e cálcio-alcalina alto K (Figura 4.1 D). As anomalias forte a moderadamente negativas de Nb, P e Ti, os baixos teores de Y e Yb e altos de K, demonstrados no diagrama de multielementos (Figura 4.2), também sugerem a semelhança destas rochas com o padrão das rochas cálcio-alcalinas normais e

cálcio-alcálicas alto K. Da mesma forma, o padrão de ETR é também semelhante com o das rochas cálcio-alcálicas, onde se observa de uma maneira geral o enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, demonstrando um fracionamento forte a moderado, sem anomalia de Eu e baixos teores de ETR pesados. Algumas amostras (JB-15, JB-16, JB-35A e CG-07A) se diferenciam das demais por apresentarem suave anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,71$  a  $0,59$ ). No diagrama de discriminante de ambientes tectônicos de Pearce, Harris, Tindle (1984), as rochas do Complexo Rio Araguari são semelhantes àquelas geradas em ambiente de arco vulcânico, e com relação à tipologia, em sua maioria podem ser classificadas como granitoides do Tipo-I (Figura 4.3).

#### 4.1.1 - Síntese do magmatismo cálcio-alcálico

Os dados apresentados demonstram que as unidades Diorito Rio Santo Antônio, Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito, Papa Vento, Metagranito Sucuriju e Complexo Rio Araguari representam uma associação de rochas subalcálicas, com assinatura química cálcio-alcálica, metaluminosas a peraluminosas, com características químicas e mineralógicas semelhante às dos granitos Tipo I. Com, relação aos ETR, a maioria das amostras representa um grupo consistente com características comuns, que mostra padrão de enriquecimento de ETR leves em relação ao ETR pesados, com fracionamento fraco a moderado, e sem anomalias de Eu. No diagrama de Pearce, Harris, Tindle (1984) observa-se que a quase totalidade das amostras estudadas incide no campo destinado às rochas formadas em ambiente de arco vulcânico.

Com relação à assinatura isotópica do Nd, estas rochas apresentam idades TDMNd sistematicamente arqueanas, variando entre 3,47 e 2,52 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  negativos, entre -15,37 e -2,9 (Tabela 3.9). Estes dados demonstram inequivocamente a participação de componentes crustais arqueanos na origem dos magmas que geraram os diversos granitoides paleoproterozoicos que compõem as unidades litoestratigráficas abordadas neste item. Uma exceção é o tonalito CG-76, da Suíte Intrusiva Flexal, que apresenta uma assinatura isotópica juvenil (TDMNd = 2,37 Ga e  $\epsilon Nd = +0,65$ ), que aponta para um evento de acreção crustal, no limite Sideriano-Riaciano.

Os dados geoquímicos e isotópicos obtidos neste trabalho indicam que os granitoides das referidas unidades litoestratigráficas formaram-se num contexto de margem destrutiva, envolvendo a formação de arcos magmáticos ao longo de margem continental arqueana.

A expressiva variação de idades destas unidades, entre 2,26 e 2,1 Ga, aponta para o estabelecimento de uma long-lived margem continental ativa, com sucessivos pulsos de magmatismo cálcio-alcálico, em 2,26 Ga (Diorito Rio Santo Antônio), 2,20-2,18 Ga (Suíte Intrusiva Flexal), 2,14-2,13 Ga (Tonalito Papa vento) e 2,12-2,10 Ga (Metagranito Sucuriju e Complexo Rio Araguari).

Embora os dados químicos obtidos nestas unida-

des ainda não permitam interpretações seguras, a disposição das amostras no diagrama de Peccerillo, Taylor (1976) sugere que os magmas cálcio-alcálicos tornam-se quimicamente mais evoluídos ao longo do tempo, em consequência da evolução da maturidade do arco magmático. Neste diagrama observa-se que as rochas magmáticas mais antigas, do Diorito Rio Santo Antônio, incidem no campo das rochas cálcio-alcálicas de baixo K, enquanto as mais jovens (Metagranito Sucuriju e Complexo Rio Araguari) expandem-se do campo das rochas cálcio-alcálicas normais para o campo das rochas cálcio-alcálicas de alto K (Figura 4.1D).

#### 4.2 MAGMATISMO GRANÍTICO PERALUMINOSO

Este tipo magmático está representado pela unidade Granito Carrapatinho, definida por corpos alongados, fortemente balizados por transcorrências, exibindo frequentemente texturas miloníticas. O tipo petrográfico principal é representado por monzogranitos, portadores de diferentes associações de minerais aluminosos como, bitotita, muscovita, granada e cordierita. Para o estudo litoquímico desta unidade foram selecionadas 7 amostras (Figura 4.6).

São rochas bastante enriquecidas em sílica ( $SiO_2$  entre 73,0 e 69,6%), com a relação A/CNK em geral apresentando valores maiores que 1,1, e relação A/NK superiores a 1,0, o que evidencia o caráter peraluminoso (Figura 4.7A). Além do enriquecimento em sílica e álcalis, são também rochas ricas em alumina, com  $Al_2O_3$  entre 14,5 e 13,3%, e pobres em MgO e CaO. No diagramas multicatiônico R1-R2 de De La Roche et al. (1980) estas plotam no campo dos granitos (Figura 4.7B).

No diagrama de multielementos (Figura 4.7C) destacam-se as fortes depleções de Ba, Nb, Sr, P e Ti, discretas anomalias positivas de Nd e Sm, além do empobrecimento em Y e Yb. Estas rochas são enriquecidas em ETR ( $\Sigma ETR$  entre 712,8 e 220,5 ppm), com forte predomínio de ETRL (691,3 a 205,7 ppm) em relação a ETRP (20,2 a 10,3 ppm). A Figura 4.7D mostra o padrão de fracionamento acentuado, com razões  $(La/Yb)_N$  entre 96,7 e 18,4, e forte anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,2$  a  $0,4$ ).

As características mineralógicas e químicas das rochas estudadas demonstram que o Granito Carrapatinho apresenta semelhanças com os granitos Tipo-S, gerados a partir de fusão de protólitos sedimentares. No diagrama Rb vs. Y+Nb (PEARCE, HARRIS, TINDLE, 1984; PEARCE, 1986), discriminante de ambientação tectônica, as amostras estão posicionadas no campo dos granitos de ambiente sin-colisional e/ou pós-colisional, e no diagrama multicatiônico R1-R2, de Batchelor, Bowden (1985), ocupam o campo dos granitos sin-colisionais (Figura 4.7 F e G), onde comumente incidem os granitos Tipo-S.

Idades modelo TDMNd obtidas em granitos desta unidade variam entre 3,68 e 2,66 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  negativos, entre -14,54 e -3,67 (Tabela 3.9), que sugerem fontes arqueanas para os protólitos sedimentares.

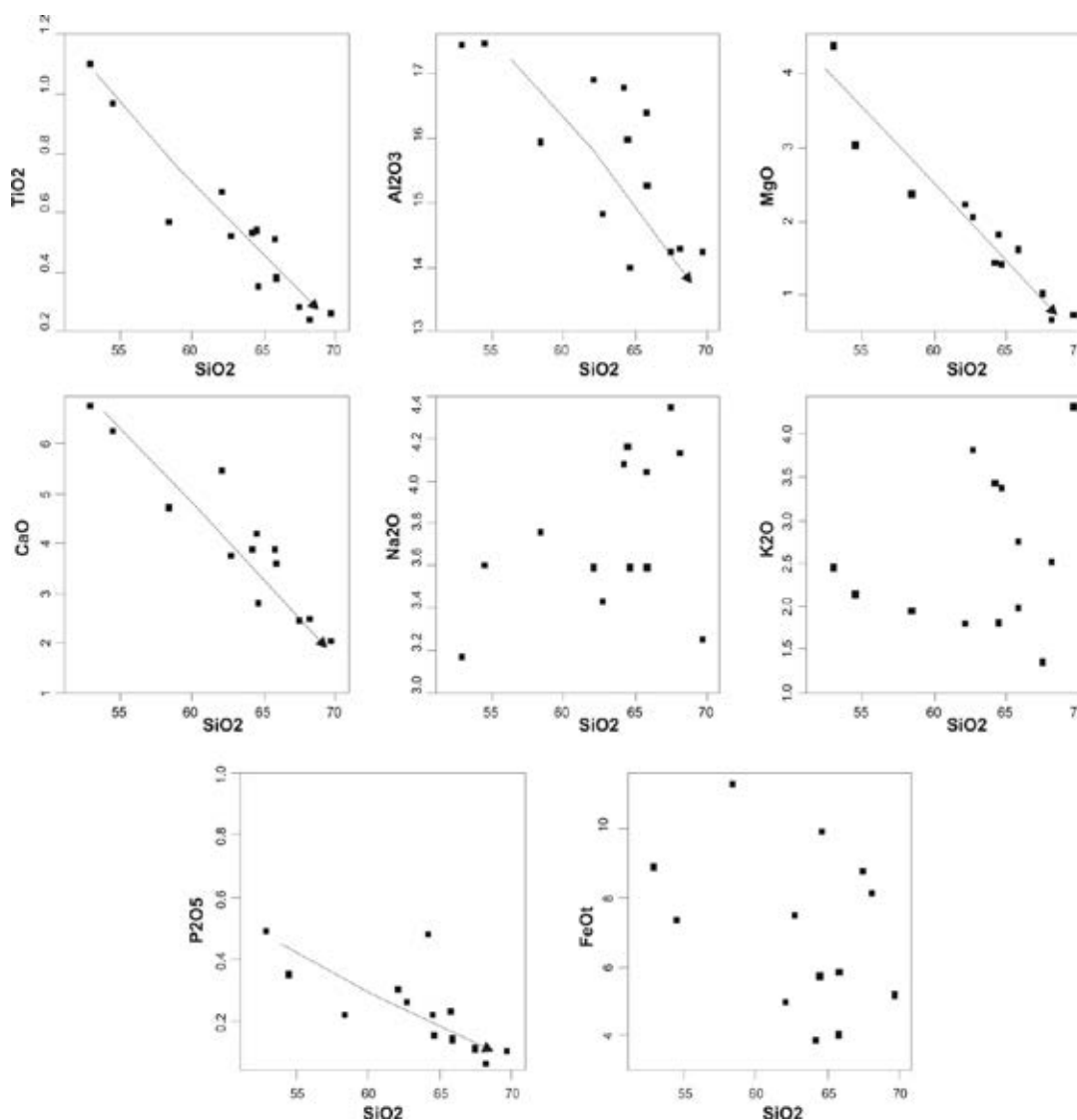


Figura 4.6 – Diagramas binários óxidos vs. SiO<sub>2</sub> (Harker), para amostras do Complexo Rio Araguari.

### 4.3 MAGMATISMO MÁFICO TOLEÍTICO RELACIONADO À BACIA METAVULCANOSSEDIMENTAR

Esta tipologia magmática está representada por rochas metamáficas do Grupo Vila Nova, petrograficamente classificadas como anfibolitos e actinolita-xistos (Tabela 4.7). O estudo petrográfico permitiu a seleção de amostras mais preservadas de alterações, que produziram valores de perda ao fogo em geral menores que 1. Isso nem sempre é fácil, pois são comumente observadas evidências de que as rochas desta unidade sofreram alterações químicas por processos metamórficos e hidrotermais, resultando em rochas fortemente transformadas, com epidoto e carbonato substituindo o plagioclásio, minerais máficos alterados para clorita, e rochas com enriquecimento em quartzo.

Todas as rochas têm uma composição básica, apresentando valores de elementos maiores e traço similares àqueles observados em rochas vulcânicas fanerozoicas. As rochas apresentam SiO<sub>2</sub> variando entre 47,68 e 62,52%, baixas concentrações de álcalis (Na<sub>2</sub>O = 0,21 a 2,9%, K<sub>2</sub>O = 0,05 a 1,04%), de

MnO (<0,22%) e de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (<0,27%). Em diagramas de classificação de rochas utilizando a relação SiO<sub>2</sub> vs. álcalis (Figura 4.8 A e B), a maioria das amostras incide no campo das séries toleíticas, sendo classificadas como basaltos, e duas amostras (actinolita xistos LT-15 e LT-27) que se diferenciam do grupo plotam no campo dos andesitos, as quais se destacam por apresentarem valores mais elevados de SiO<sub>2</sub> (> 61%). Embora estes diagramas tenham sido aplicados neste trabalho, não se deve desconsiderar o fato de que estes utilizam para classificação elementos facilmente mobilizados em rochas desta natureza por processos geológicos superpostos, como metamorfismo regional e hidrotermalismo, como é destacado por Rollinson (1993). No diagrama AFM é indicado o caráter toleítico destas rochas, que se posicionam acima do limite do campo, definido por Kuno (1968), que divide as rochas toleíticas e cálcio-alcálicas (Figura 4.8C). No diagrama catiônico de Jensen (1976) as amostras caem no campo dos toleítos ricos em ferro (Figura 4.8D).



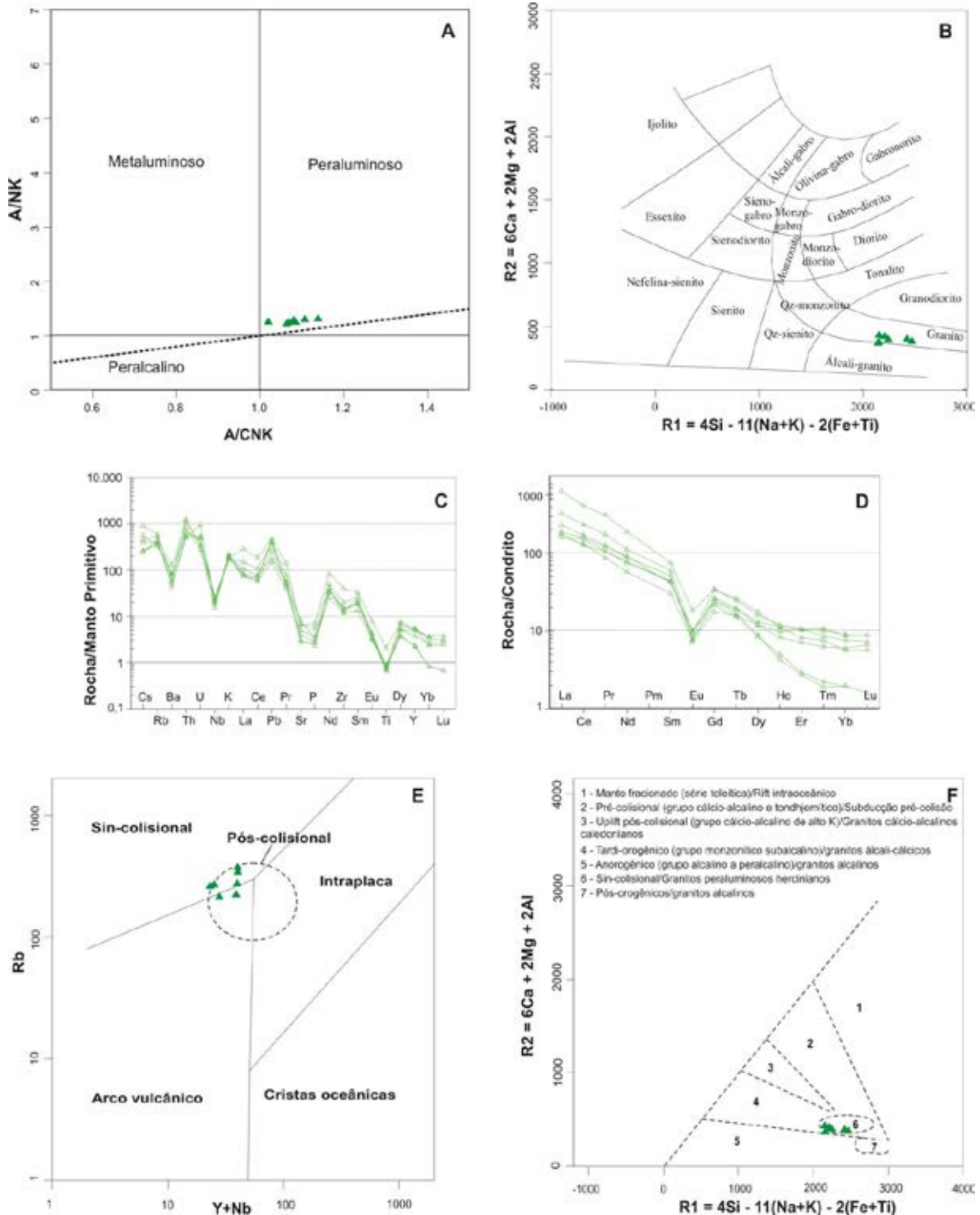


Figura 4.7 – (A) Diagrama de Manniar, Picolli (1989) para classificação a partir da razão molecular A/N vs. A/CNK; (B) Diagrama R1 vs. R2 de classificação química de rochas (DE LA ROCHE et al.,1980); (C) Diagrama de multielementos normalizados ao manto promordial, de Sun, McDonough (1989) (D) Padrão de distribuição de ETR, normalizados ao condrito de Boynton (1984); (E) Diagrama de Pearce, Harris, Tindle. (1984), para discriminação de ambientes tectônicos, com campo de granitos pós-colisionais segundo Pearce (1996); (F) Diagrama multicatiónico R1-R2, adaptado por Batchelor, Bowden (1985), para definição de ambientes tectônicos e relação com suítes magmáticas.

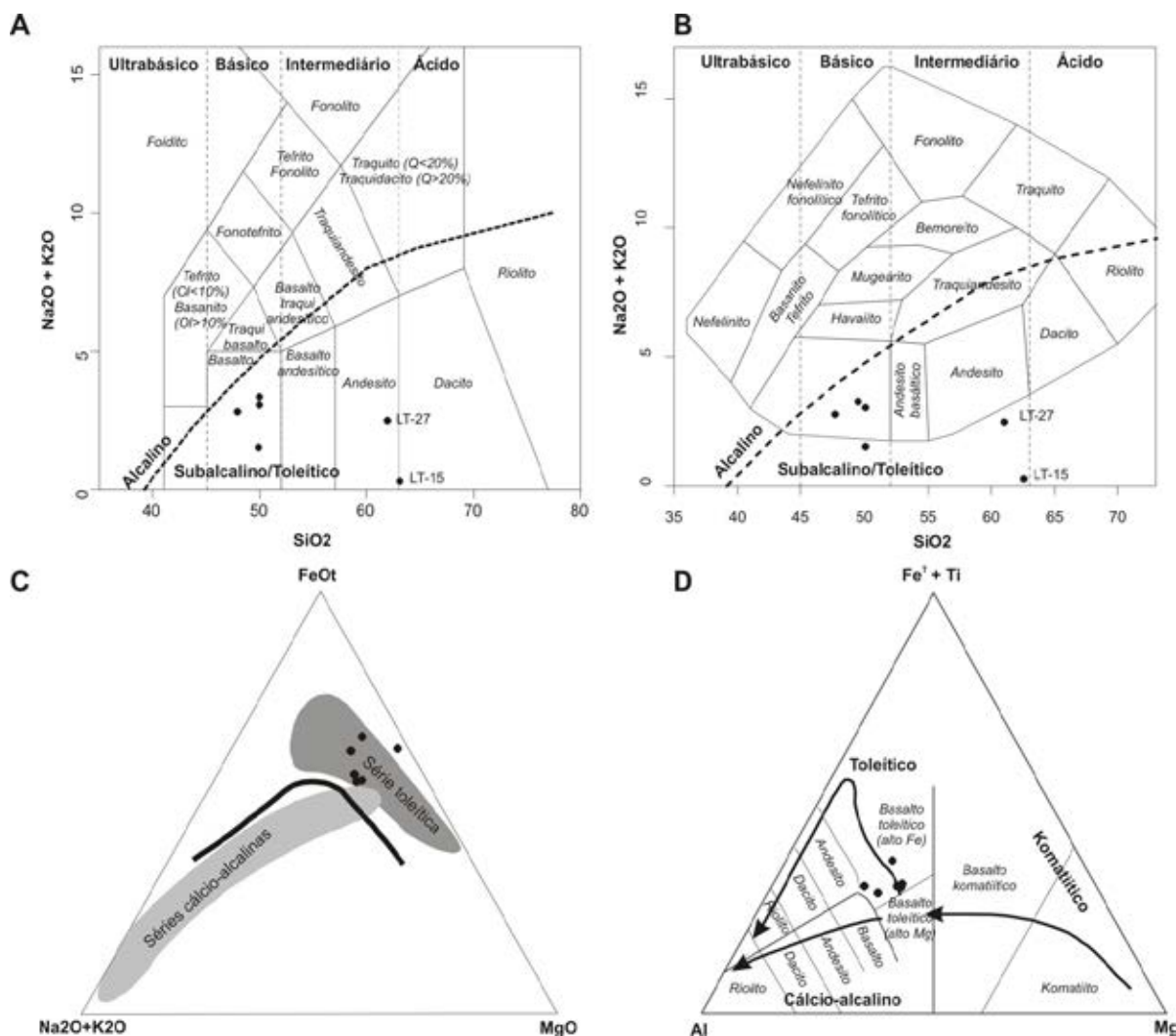


Figura 4.8 - Diagramas de classificação de rochas e de classificação química utilizando óxidos e cátions, para as rochas metamáficas do Grupo Vila Nova: Diagramas TAS segundo (A) Le Bas et al. (1986) e (B) Cox, Bell, Pankhurst (1979); (C) Diagrama AFM de Irvine, Baragar (1971) e (D) Diagrama catiônico de Jensen (1976).

Diagramas bivalentes para avaliar o comportamento dos elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) que utilizam como índice de evolução o  $\text{MgO}$  são mostrados na Figura 4.9, onde se observa grande dispersão, especialmente quando se relaciona  $\text{MgO}$  com  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$ , e  $\text{TiO}_2$ , e uma tendência do  $\text{Na}_2\text{O}$  diminuir com o decréscimo de  $\text{MgO}$ , e do  $\text{CaO}$  aumentar com o fracionamento magmático. Em relação aos elementos traço e razões  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,  $\text{Zr}/\text{Nb}$ ,  $\text{La}/\text{Sm}$  e  $\text{Ni}$ , os diagramas de variação em relação ao  $\text{MgO}$  também não apresentam tendências bem marcadas, com dispersões para vários elementos ou razões entre elementos (Figura 4.9), o que sugere alterações na assinatura química do protólito magmático das rochas estudadas.

As variações observadas no conteúdo de elementos maiores e alguns traço, em geral resultam em padrões de distribuição bastante aleatórios e com baixo grau de correlação com o  $\text{MgO}$ , que não permitem abordagens seguras sobre processos magmáticos e também restringem a utilização de diagramas comumente aplicados para discriminação de ambientes tec-

tônicos de rochas (meta)máficas (ex. Cabanis, Lecomte, 1989; Meschede, 1986; PeArce, 1983; Floyd, Winchester, 1975; Mullen, 1983; Shervais, 1982) nas rochas do Grupo Vila Nova. Isto porque estes diagramas utilizam como parâmetros alguns dos elementos químicos avaliados nos diagramas de correlação, como  $\text{Ti}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$  e  $\text{Zr}$ , mesmo sendo alguns considerados imóveis em fluidos aquosos, ou estáveis sob condições de hidrotermalismo, intemperismo oceânico e metamorfismo.

O padrão de distribuição de ETR das amostras analisadas, quando normalizadas para o condrito (BOYTON, 1999), demonstram a existência de 4 padrões levemente distintos de comportamento (Figura 4.10 A e B): 1) a amostra LT-85 mostra um padrão de distribuição sub-horizontal, semelhante àquele definido pela média dos basaltos de cordilheira meso-oceânica enriquecida (E-MORB), embora com concentrações de ETR um pouco mais elevadas; 2) as amostras LT-03E e LT-81B seguem o padrão de ETR definido pela média dos basaltos de cordilheira meso-oceânica normal (N-MORB), sendo que na amostra LT-03E são registrados concentrações de

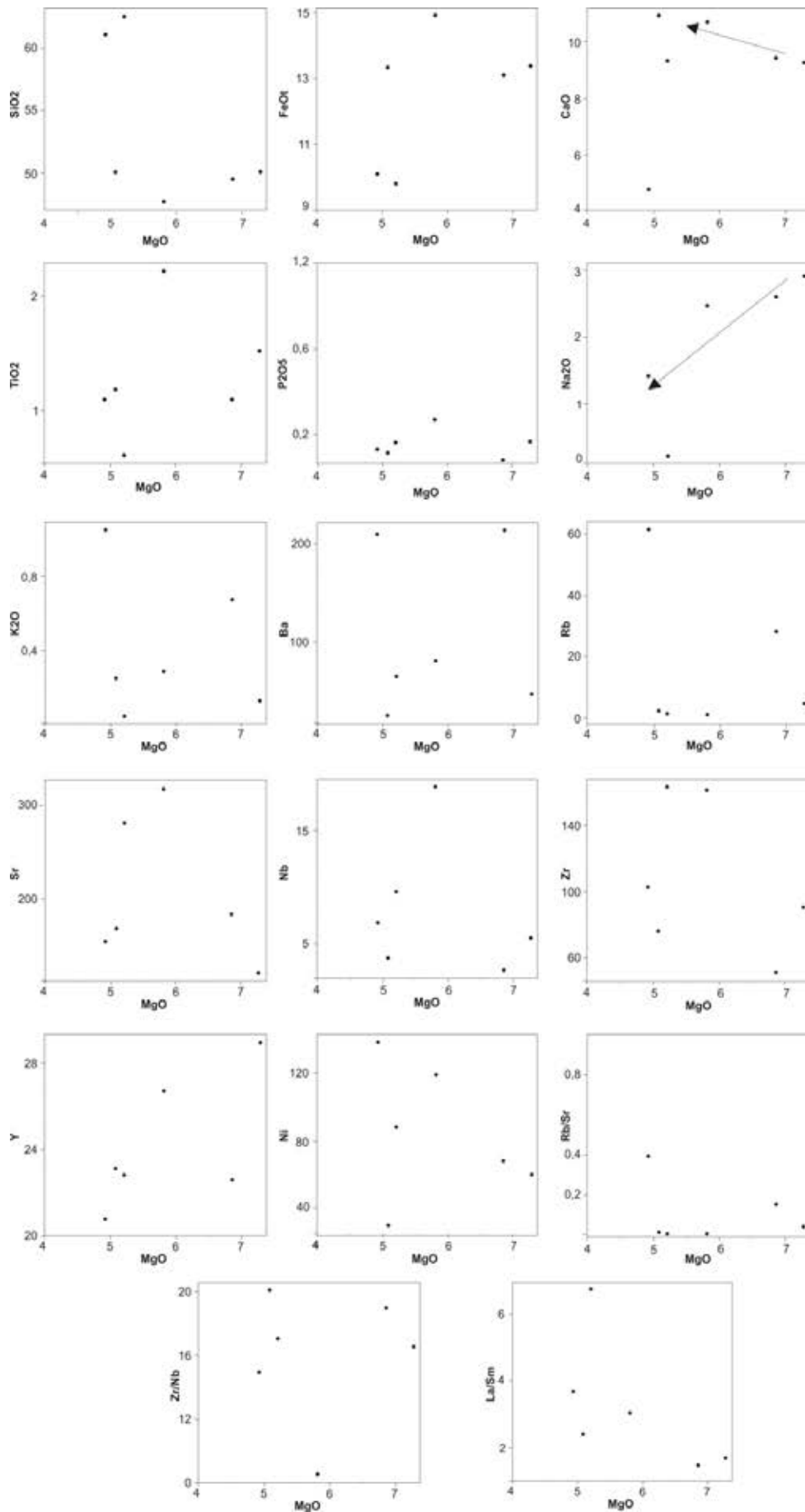


Figura 4.9 - Diagramas de variação para elementos maiores (% em peso), elementos traço (ppm) e razões Rb/Sr, Zr/Nb e La/Sm, utilizando MgO como índice de diferenciação.



ETR mais elevadas quando comparadas ao N-MORB, e na amostra LT-81B há leve enriquecimento de ETR leves; 3) o padrão das amostras LT-27 e LT-54 mostra enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (razões (L/Yb)<sub>n</sub> de 3,76 e 4,31), definindo um padrão de distribuição inclinado em relação ao condrito, semelhante ao dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB); 4) a amostra LT-15 apresenta padrão semelhante ao tipo OIB, embora com maior fracionamento de ETRL em relação aos ETRP (razão (L/Yb)<sub>n</sub> = 8,27), e apresentando anomalia negativa de Eu (Eu/Eu\* = 0,67).

A disposição de elementos traço no diagrama multielementar não ressaltam os grupos individualizados pelos ETR. Características comuns entre as amostras (exceto LT-03E) é a anomalia positiva de Pb e suavemente negativa de P (Figura 4.10C). O padrão de ETR e elementos traço das rochas analisadas também não permitem interpretações conclusivas a respeito do ambiente de formação dos magmas geradores. Mas os padrões de ETR sugerem similaridades com basaltos toleíticos de ambiente oceânico (E-MORB e N-MORB), com alguma participação de basaltos de ilha oceânica (OIB).

As discussões sobre o ambiente de formação para o Grupo Vila Nova na literatura ainda são controversas. McReath, Faraco (2006) admitem uma evolução em margem continental passiva/centros de expansão de assoalho oceânico, enquanto Tavares (2009) evocam ambiente extensional em bacias retro-arco, portanto, ao longo de margens construtivas.

Na Tabela 3.8 são mostrados dados isotópicos de Nd para rochas metamáficas do Grupo Vila Nova, que apresentam TDMNd entre 3,03 e 2,20 Ga, o que indica a contaminação dos magmas precursores com componentes arqueanos. Tais características restringem a hipótese destas rochas terem se formado em ambientes oceânicos (ex. cordilheiras meso-oceânicas), e favorecem a hipótese de formação em margens construtivas, em bacias relacionadas a arcos magmáticos.

#### 4.4 MAGMATISMO MÁFICO TOLEÍTICO DE MARGEM DIVERGENTE

Seis amostras de diques da unidade Diabásio Cassiporé foram selecionadas para análises químicas, classificadas petrograficamente como diabásios

e microgabros, com ou sem olivina (Tabela 4.8). Apresentam baixos valores de perda ao fogo, indicando o grau de alteração insipiente das rochas analisadas, o que é consistente com as observações petrográficas. O conjunto de amostras analisadas apresenta uma pequena variação no conteúdo de sílica (entre 47,50 e 48,63%) e álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O entre 2,41 e 2,98%), incidindo no campo subalcalino/toleítico nos diagramas de classificação de rochas a partir de óxidos de elementos maiores, onde são classificadas como basaltos (Figura 4.11 A e B). Estas rochas apresentam características de séries toleíticas enriquecidas em ferro, conforme demonstram os diagramas ternários de Irvine, Baragar (1971) e Jansen (1986) (Figura 4.11 C e D).

Com relação aos ETR (normalizados ao condrito de BOYNTON, 1984), as rochas analisadas apresentam razão (La/Yb)<sub>n</sub> variando entre 2,2 e 4,43, atestando um padrão levemente fracionado, com maior enriquecimento em ETR leves, sem anomalias de Eu (Eu/Eu\* de 0,9 a 1,0) (Figura 4.12A). O padrão de fracionamento também é observado no diagrama multielementar (normalizado em relação aos basaltos tipo N-MORB de acordo com SUN, MCDONOUGH, 1989), onde há um aumento na abundância dos elementos da direita para a esquerda, ou seja, fracionamento de HFSE em relação aos LILE, em concordância com a natureza incompatível destes elementos. Observam-se suaves anomalias positivas de Ti e Nd, e discretas depressões de Nb e P (Figura 4.12B).

As características químicas das rochas estudadas assemelham-se às do grupo de alto TiO<sub>2</sub>, que compõem a CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), definido a partir do estudo de diques doleríticos e gabros correlacionáveis ao Diabásio Cassiporé, que ocorrem na Guiana Francesa e no Suriname (Deckart, Bertrand, Ligeois, 2005 e suas referências). Segundo estes autores, o grupo químico de alto TiO<sub>2</sub> apresenta caracteristicamente SiO<sub>2</sub> entre 48 e 50%, TiO<sub>2</sub> entre 2,5 e 3,5%, têm trends toleíticos enriquecidos em ferro, e são enriquecidos em terras raras leves, com razões (La/Yb)<sub>n</sub> entre 1,5 e 5,1.

Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de rochas basálticas, as rochas incidem nos campos destinados aos basaltos toleíticos formados em ambientes intraplaca/continentais (Figura 4.13).

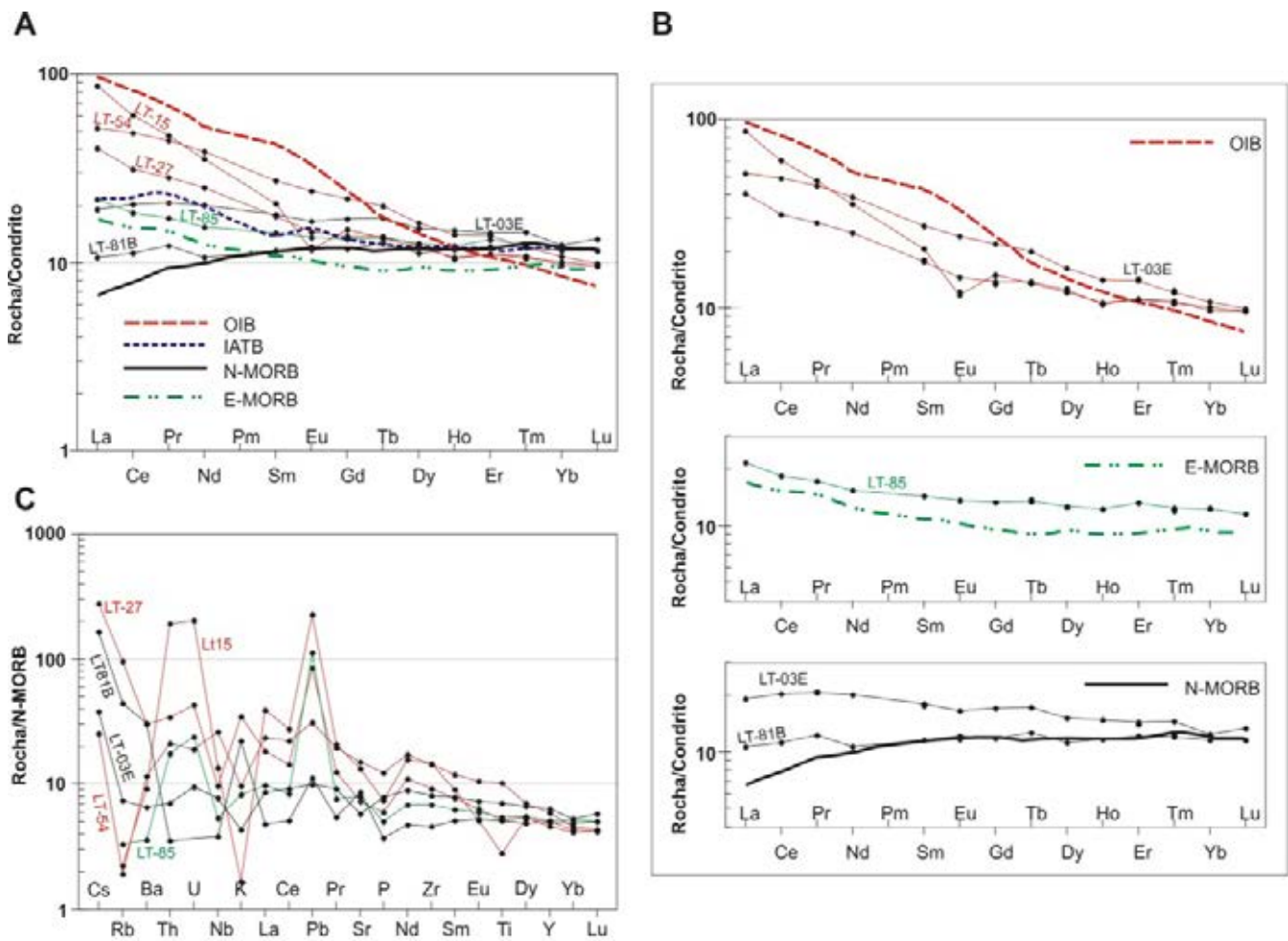


Figura 4.10 - (A) e (B) Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984), comparados aos padrões N-MORB/basalto de cadeia meso oceânica normal, E-MORB/basalto de cadeia meso oceânica enriquecido, OIB/basalto de ilha oceânica, IATB/basalto toleítico de arco de ilha. Valores compilados de Taylor; McLennan (1985), Sun, McDonough (1989) e Wilson (1989); (C) Padrões de distribuição no diagrama multielementar, com normalização ao N-MORB (SUN, MCDONOUGH, 1989) para amostra do Grupo Vila Nova.

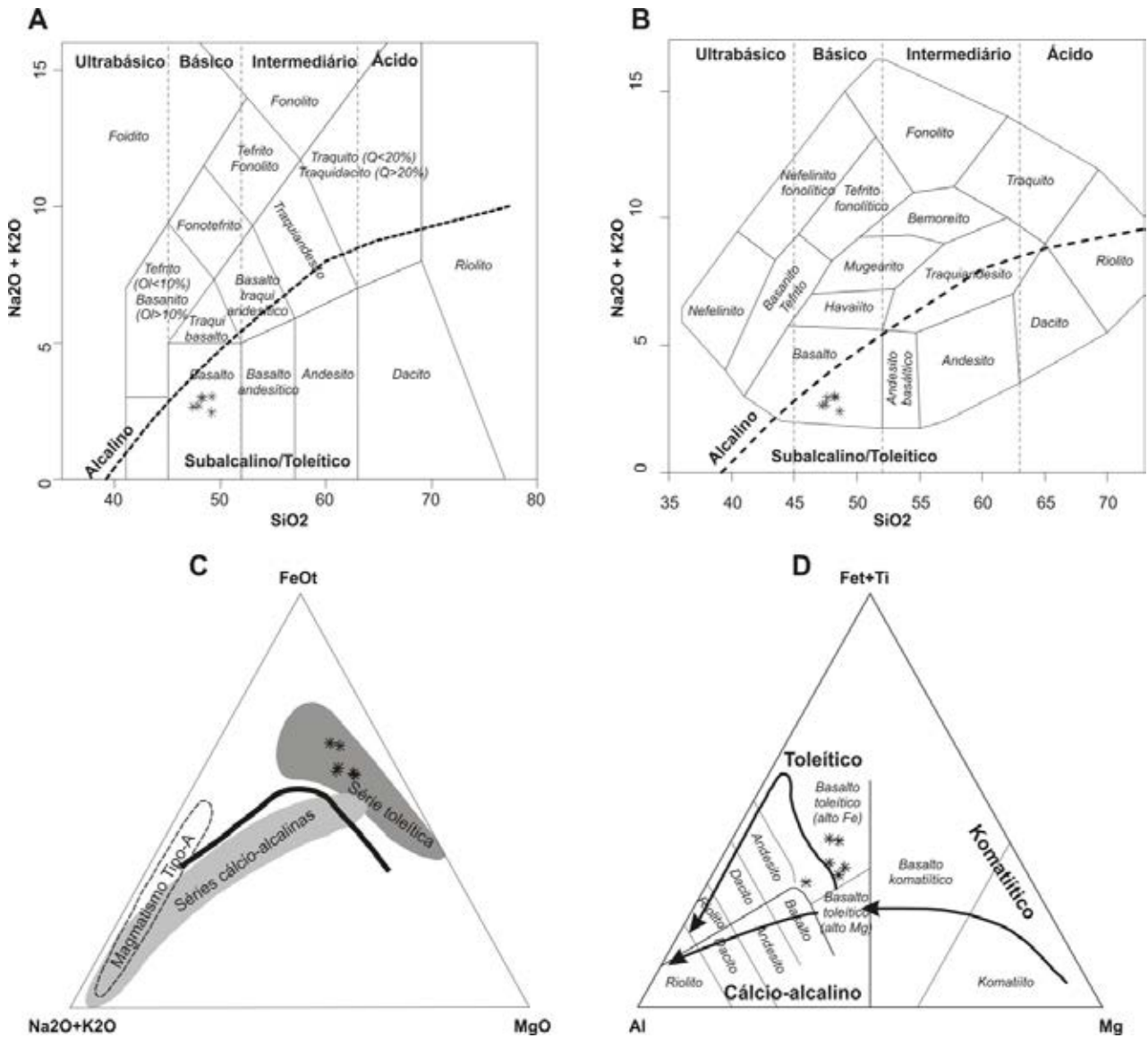


Figura 4.11 - Diagramas de classificação de rochas e de classificação química utilizando óxidos e cátions, para as rochas do Diabásio Cassiporé: Diagramas TAS segundo, (A) Le Bas et al. (1986) e (B) Cox, Bell, Pankhurst (1979); (C) Diagrama AFM de Irvine, Baragar (1971) e (D) Diagrama de Jensen (1976).

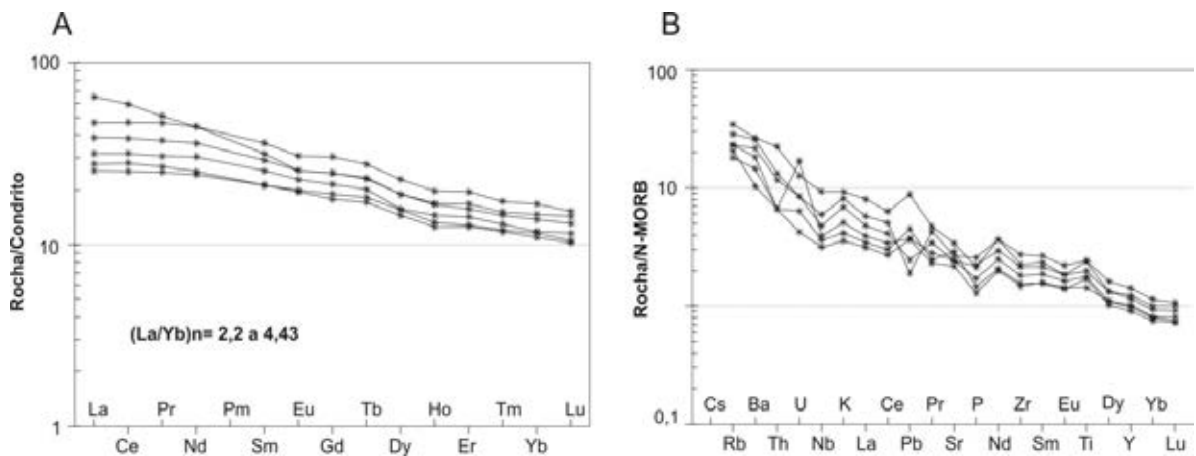


Figura 4.12 - Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984); (B) Comportamento das rochas do Diabásio Cassiporé do diagrama multielementar, com normalização ao N-MORB (SUN, MCDONOUGH, 1989).



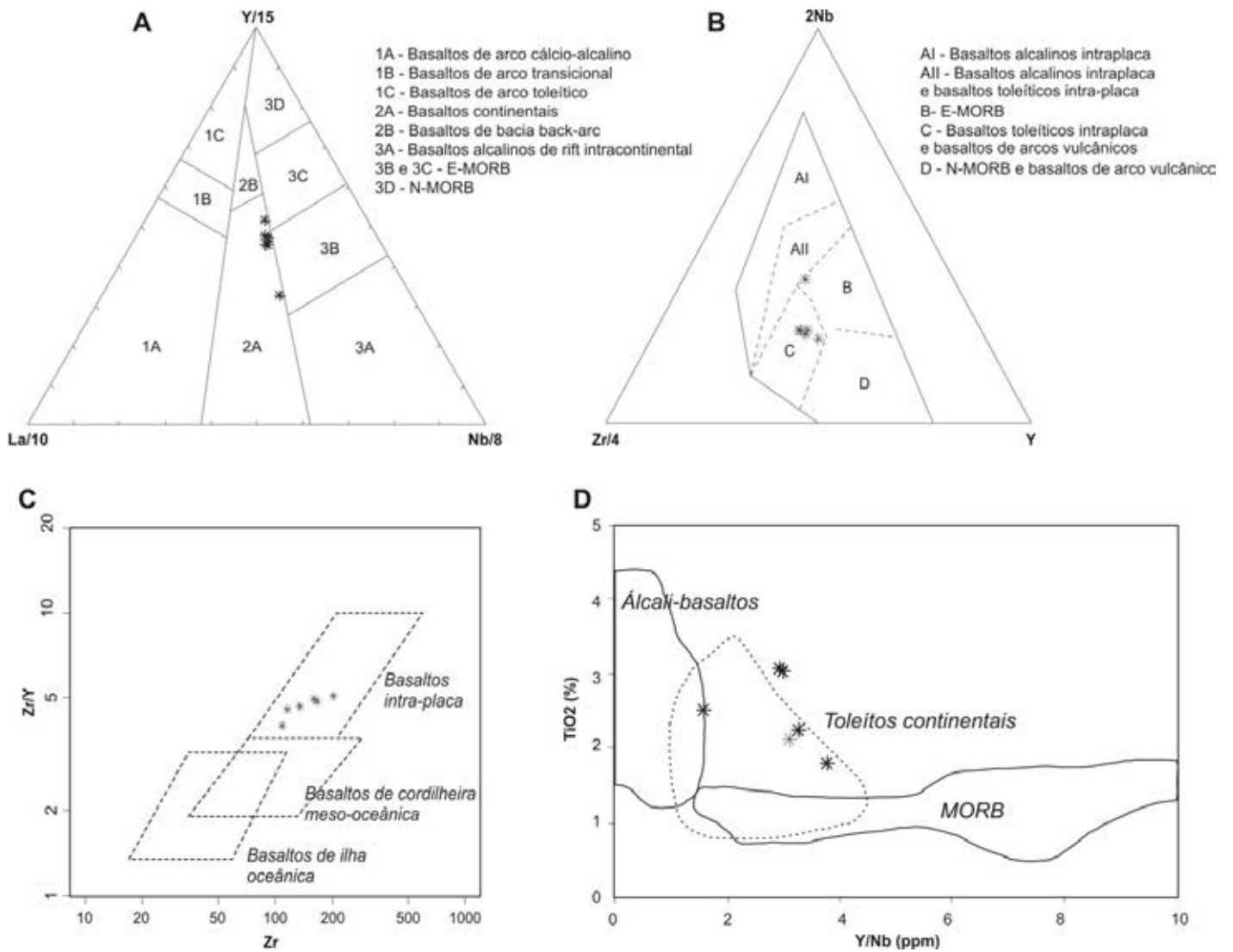


Figura 4.13- Comportamento das amostras do Diabásio Cassiporé nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos: (A) Cabanis, Lecolle (1989); (B) Meschede (1986); (C) Pearce (1983); (D) Floyd, Winchester (1975).

Tabela 4.1- Dados litoquímicos de amostras do Diorito Rio Santo Antônio.

Amostra/ Elementos	LT-100 Hb-Qz-Diorito	LT-95 Hb-Qz-Diorito	LT-101 Hb-Tonalito
SiO <sub>2</sub>	59,28	58,99	57,81
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,54	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	16,34	17,94
Al	8,29	8,65	9,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Mol)	0,15	0,16	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,25	9,46	7,74
FeO	7,25	9,46	7,74
MgO	4,25	3,51	3,11
CaO	6,64	6,19	7,17
CaO (Mol)	0,12	0,11	0,13
Na <sub>2</sub> O(Mol)	3,96	3,44	4,24
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,07
K <sub>2</sub> O	0,74	0,82	0,22
K <sub>2</sub> O (Mol)	0,01	0,01	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,15	0,20
MnO	0,10	0,11	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,01
P.F	0,90	0,20	0,50
Total	99,70	99,79	99,85
Ba	328	397	142
Co	23,10	18,60	22,10
Cs	0,80	0,80	0,10
Ga	20	16,10	19,90
Hf	3,60	3	3,40
Nb	5,10	4,70	6,80
Rb	21	26,90	2,50
Sn	2	1	<1
Sr	588,80	424,70	539,40
Ta	0,10	0,20	0,30
Th	0,70	0,80	<0,2
U	0,20	0,50	<0,1
V	136	109	128
W	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	138,50	113,60	135,20
Y	15,90	14,20	18,80
Mo	<0,1	0,20	<0,1
Cu	48,20	17,60	16,90
Sc	16	14	17
Pb	1,20	2,70	0,30
Zn	45	42	20
Ni	58	41	40
As	<0,5	0,70	<0,5
Au	1	<0,5	<0,5
La	12,20	16,70	11,30

Amostra/ Elementos	LT-100 Hb-Qz-Diorito	LT-95 Hb-Qz-Diorito	LT-101 Hb-Tonalito
Ce	28,40	36,60	25,20
Pr	4,18	4,53	4,69
Nd	19,40	17,70	19,00
Sm	3,78	3,10	4,33
Eu	1,16	0,91	1,36
Gd	3,69	2,86	3,89
Tb	0,57	0,45	0,66
Dy	2,77	2,45	3,57
Ho	0,59	0,52	0,65
Er	1,62	1,42	1,84
Tm	0,23	0,24	0,31
Yb	1,42	1,51	1,80
Lu	0,21	0,22	0,27
Σ ETRL	80,2	89,2	78,9
ETR (Leves)	68,0	78,6	64,5
ETR (Pesados)	11,1	9,67	12,99
A/CNK	0,81	0,92	0,88
A/NK	2,41	2,90	2,57
Eu/Eu*	0,95	0,93	1,01
(La/Yb)N	5,79	7,46	4,23
(La/Sm)N	2,03	3,39	1,64
(Gd/Yb)N	2,10	1,53	1,74
Na <sub>2</sub> O +K <sub>2</sub> O	4,70	4,26	4,46
Ga/Al	2,41	1,86	2,10
FeOt/ (MgO+FeOt)	0,61	0,71	0,69

Tabela 4.2- Dados litoquímicos de amostras da Suíte Intrusiva Flexal.

<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>CG-84 Bt- granodiorito</b>	<b>CG-81 Bt- Tonalito</b>	<b>JB-52 Bt-Hb-Tonalito</b>	<b>JB-54 Bt-Hb- Tonalito</b>	<b>JB-51 Bt- Tonalito</b>	<b>CG-74 Diorito</b>
SiO <sub>2</sub>	69,80	66,51	61,62	60,46	60,05	52,49
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,48	0,56	0,68	0,72	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,01	14,17	17,09	14,17	16,55	16,73
Al	7,42	7,50	9,05	7,50	8,76	8,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Mol)	0,14	0,14	0,17	0,14	0,16	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	5,23	7,21	8,49	6,73	10,34
FeO	2,94	4,71	6,49	7,64	6,06	9,30
MnO	0,04	0,08	0,09	0,15	0,09	0,16
MgO	0,85	2,37	2,12	4,17	2,93	4,12
CaO	2,59	4,18	4,71	6,54	5,53	7,74
CaO(Mol)	0,05	0,07	0,08	0,12	0,10	0,14
Na <sub>2</sub> O	4,03	3,97	4,58	3,35	4,20	4
Na <sub>2</sub> O(Mol)	0,07	0,06	0,07	0,05	0,07	0,06
K <sub>2</sub> O	2,98	1,51	1,55	1,11	1,67	1,28
K <sub>2</sub> O(Mol)	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,25	0,13	0,35	0,50
P.F	0,40	1,00	-0,10	0,50	0,80	1,10
<b>Total</b>	<b>98,02</b>	<b>98,69</b>	<b>99,68</b>	<b>99,75</b>	<b>99,65</b>	<b>98,52</b>
Ba	1242	372	1024	494	1008	456
Co	4,50	11,40	14,30	21,50	17,20	24
Cs	3,10	2,20	1,10	0,50	1,10	0,80
Ga	16	16	19,20	18,80	18,60	19
Hf	4	3	3,00	2,60	5,10	4
Nb	2	2	5,90	6,50	5,40	1
Rb	84,90	62,70	66,10	30,90	63,70	31,40
Sn	<1	<1	1	1	2	<1
Sr	482	488	962,90	587,20	931,90	571
Ta	<0,5	1,50	0,20	0,30	0,20	<0,5
Th	10	10	5,20	0,80	7,40	3
U	1,22	0,83	0,20	0,20	0,60	0,83
V	32	72	82	174	110	192
W	2	2	<0,5	<0,5	0,50	7
Zr	193	199	126,10	83,10	184,80	189
Y			8,90	18	13,90	
Mo	3	2	0,20	0,10	<0,1	2
Cu	5,30	10,60	45,60	18,90	33,50	47
Sc			8	28	13	
Pb	6,40	5,90	3,40	1,70	3,60	3,20
Zn	48	67	61	48	65	108
Ni (ppm)	16	25	25	27	35	46
La	38	39	34,50	16,40	40,09	24,80
Ce	54,80	71	61,40	43,10	85,50	49,40
Pr	6,60	8,43	7,66	6,64	10,64	6,45
Nd	21,20	28,20	26,90	30,40	41,80	26
Sm	3,20	4,60	4,32	6,08	6,32	5



<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>CG-84 Bt- granodiorito</b>	<b>CG-81 Bt- Tonalito</b>	<b>JB-52 Bt-Hb-Tonalito</b>	<b>JB-54 Bt-Hb- Tonalito</b>	<b>JB-51 Bt- Tonalito</b>	<b>CG-74 Diorito</b>
Eu	0,86	1,06	1,27	1,48	1,67	1,56
Gd	2,14	3,96	2,82	5,10	4,70	4,91
Tb	0,26	0,45	0,37	0,70	0,59	0,74
Dy	1,36	2,35	1,71	3,54	2,85	3,88
Ho	0,28	0,42	0,30	0,60	0,50	0,82
Er	0,72	1,16	0,77	1,74	1,29	2,27
Tm	0,12	0,13	0,12	0,26	0,21	0,34
Yb	0,80	1,10	0,69	1,63	1,20	2,40
Lu	0,18	0,17	0,10	0,24	0,17	0,34
ETR (Total)	130,5	162,0	142,9	117,9	197,5	128,9
ETR (Leves)	123,8	151,2	134,8	102,6	184,4	111,7
ETR (Pesados)	5,86	9,74	6,88	13,81	11,51	15,7
A/CNK	0,96	0,90	0,96	0,76	0,88	0,76
A/NK	2,14	2,19	2,28	2,58	2,41	2,56
Eu/Eu*	1,00	0,76	1,11	0,81	0,94	0,96
(La/Yb)N	32,02	23,90	33,71	6,78	22,52	6,97
(La/Sm)N	7,47	5,33	5,02	1,70	3,99	3,12
(Gd/Yb)N	2,16	2,91	3,30	2,52	3,16	1,65
Na2O + K2O	7,01	5,48	6,13	4,46	5,87	5,28
Ga/Al	2,16	2,13	2,12	2,51	2,12	2,15
FeOt(MgO+FeOt)	0,78	0,67	0,75	0,65	0,67	0,69

Tabela 4.3 - Dados geoquímicos de amostras do Tonalito Papa Vento.

<b>Amostra/Elementos</b>	<b>CG-120 Bt-tonalito</b>	<b>CG-20 Bt-tonalito</b>	<b>CG-59 Bt-tonalito</b>	<b>CG-68 Bt-Hb- granito</b>	<b>CG-57 Bt-Hb-tonalito</b>
SiO2 (%)	69,03	66,26	68,46	64,29	64,07
TiO2	0,27	0,39	0,15	0,63	0,52
Al2O3	14,58	15,04	15,31	15,69	13,91
Al	7,72	7,96	8,11	8,31	7,36
Al2O3(Mol)	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14
Fe2O3	2,52	9,02	7,72	4,79	4,81
FeO	2,27	8,12	6,95	4,31	4,33
MnO	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08
MgO	0,72	0,80	0,34	1,88	1,66
CaO	2,50	2,94	2,48	3,86	4,13
CaO(Mol)	0,04	0,05	0,04	0,07	0,07
Na2O	4,15	4,25	4,73	3,89	3,82
Na2O(Mol)	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06
<b>Amostra/Elementos</b>	<b>CG-120 Bt-tonalito</b>	<b>CG-20 Bt-tonalito</b>	<b>CG-59 Bt-tonalito</b>	<b>CG-68 Bt-Hb- granito</b>	<b>CG-57 Bt-Hb-tonalito</b>
K2O	2,37	2,10	1,94	3,61	1,34
K2O(Mol)	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01
P2O5	0,18	0,12	0,06	0,23	0,12
Total	96,93	99,73	99,88	99,75	99,75

<b>Amostra/Elementos</b>	<b>CG-120 Bt-tonalito</b>	<b>CG-20 Bt-tonalito</b>	<b>CG-59 Bt-tonalito</b>	<b>CG-68 Bt-Hb- granito</b>	<b>CG-57 Bt-Hb-tonalito</b>
Ni (ppm)	1,70	<20	<20	13,00	14,00
Co	5,2	6,3	3	8,7	10,1
V	n.a.	53	13	63	59
Sc	n.a.	2	2	4,1	6,5
Cu	1,3	7,3	4,9	9,7	6,3
Pb	5,9	4,9	8,1	32	13
Zn	42	57	32	95	74
Rb	74,3	79,3	80,8	125,7	80,8
Cs	2,04	1,9	1,6	2,9	2,5
Ba	827	995	645	92	207
Sr	387	611,8	563,6	865	346
Ga	18,6	193	18,5	18	18
Ta	0,73	<0,1	0,3	7,7	<0,5
Nb	7,16	6,3	6,9	8	6
Hf	2,95	4,7	3,1	4	3
Zr	115	152	100	224	142
Y	8,76	7,5	5,6	13,5	11,7
Th	12,5	9,3	6	17,9	7,3
U	1,44	1,5	1,6	2,65	1,06
La	27,5	26,8	18,7	60,5	26
Ce	38,5	46,2	26,2	117,7	48,5
Pr	4,36	5,29	3,59	13,4	5,31
Nd	15,8	19,1	11,8	44,2	18,7
Sm	2,6	3,09	2,02	6,4	3,5
Eu	0,78	0,85	0,61	1,73	0,99
Gd	2,66	2,11	1,71	4,5	2,94
Tb	0,41	0,27	0,23	0,62	0,41
Dy	1,88	1,27	1,07	2,86	2,09
Ho	0,36	0,22	0,18	0,42	0,38
Er	0,99	0,59	0,46	1,16	1,03
Tm	0,19	0,08	0,07	0,13	0,18
Yb	0,9	0,52	0,41	1,1	1,1
Lu	0,2	0,09	0,06	0,15	0,16
ETR (Total)	96,1	106,5	67,1	254,9	111,3
ETR (Leves)	88,8	100,5	62,3	242,2	102,0
ETR (Pesados)	6,6	5,15	4,19	10,94	8,29
A/CNK	1,04	1,03	1,06	0,90	0,91
A/NK	2,16	2,17	1,99	2,49	2,23

<b>Amostra/Elementos</b>	<b>CG-120 Bt-tonalito</b>	<b>CG-20 Bt-tonalito</b>	<b>CG-59 Bt-tonalito</b>	<b>CG-68 Bt-Hb- granito</b>	<b>CG-57 Bt-Hb-tonalito</b>
Eu/Eu*	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9
(La/Yb)N	20,6	34,7	30,7	37,1	15,9
(La/Sm)N	6,7	5,5	5,8	5,9	4,7
(Gd/Yb)N	2,4	3,3	3,4	3,3	2,2
Na2O + K2O	6,52	6,35	6,67	7,50	5,16
Ga/Al	2,41	24,24	2,28	2,17	2,44
FeOt(MgO+FeOt)	0,76	0,91	0,95	0,70	0,72

Tabela 4.4- Dados litoquímicos de amostras do Metagranito Sucuriçu.

<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>LT-78 Bt-monzogranito</b>	<b>LT-123 Bt- granodiorito</b>	<b>LT-49 Bt- monzogranito</b>	<b>LT-122 Bt- monzogranito</b>	<b>LT-79 Bt- monzogranito</b>
SiO2	74,64	73,46	72,05	70,45	70,16
TiO2	0,38	0,24	0,21	0,21	0,37
Al2O3	11,93	12,82	14,18	14,57	13,93
Al	6,32	6,79	7,51	7,71	7,37
Al2O3(Mol)	0,12	0,13	0,14	0,14	0,14
Fe2O3	3,92	3,27	3,28	5,39	4,26
FeO	3,53	2,94	2,95	4,85	3,83
MnO	0,06	0,03	0,03	0,05	0,06
MgO	0,18	0,31	0,74	0,51	1,27
CaO	1,08	1,19	1,49	2,29	2,18
CaO(Mol)	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
Na2O	2,84	3,66	3,90	4,29	3,87
Na2O(Mol)	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06
K2O	4,46	4,25	3,54	2,61	2,58
K2O(Mol)	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03
P2O5	0,05	0,04	0,11	0,07	0,12
<b>Total</b>	<b>99,64</b>	<b>99,84</b>	<b>99,83</b>	<b>99,88</b>	<b>99,79</b>
Co	8,8	3,3	5,3	6	17,1
V	<8	12	22	16	33
Sc	6	2	3	2	6
Cu	3,8	4,4	9,6	5,4	18
Pb	21,6	31,8	8	5,7	9,6
Zn	77	19	43	37	60
Rb	139,8	177,7	109,4	76,9	139,2
Cs	1,8	0,6	1,9	1,7	2,9
Ba	1346	414	701	472	508
Sr	130,1	93,1	260	304,2	261,7
Ga	20,3	15,1	16,8	19	17,5
Ta	1	3	0,6	0,3	0,6
Nb	24,5	35,4	7,5	5,6	10
Hf	12,3	6,2	3,8	3,8	4,1
Zr	451,8	208,9	123,3	125,6	145,4



<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>LT-78 Bt-monzogranito</b>	<b>LT-123 Bt- granodiorito</b>	<b>LT-49 Bt- monzogranito</b>	<b>LT-122 Bt- monzogranito</b>	<b>LT-79 Bt- monzogranito</b>
Y	51,3	51,8	8,7	5,7	7,4
Th	23,4	98,2	16,1	15	16,8
U	2	24,9	2,1	1,3	1,9
Ni (ppm)	<20	<20	25,00	<20	21,00
La	122,8	118,9	44,5	33,2	43,4
Ce	252,7	207,8	73,9	53,2	80,5
Pr	27,14	22,03	8,47	6,09	8,26
Nd	101,9	68,5	25,3	19,2	27,3
<b>Sm</b>	15,88	10,52	3,66	2,7	3,86
Eu	2,25	1,06	0,87	0,65	0,95
Gd	12,98	9,4	2,65	1,82	2,64
Tb	1,99	1,56	0,38	0,23	0,33
Dy	10,46	9,11	1,8	1,01	1,53
Ho	1,88	1,81	0,3	0,18	0,24
Er	4,92	5,79	0,77	0,47	0,59
Tm	0,66	0,96	0,09	0,07	0,08
Yb	4,17	6,09	0,53	0,47	0,42
Lu	0,55	0,92	0,07	0,08	0,06
ETR (Total)	560,3	464,5	163,3	119,4	170,2
ETR (Leves)	520,4	427,8	155,8	114,4	163,3
ETR (Pesados)	37,61	35,64	6,59	4,33	5,89
A/CNK	1,04	1,00	1,09	1,04	1,06
A/NK	2,60	2,17	2,25	2,09	2,22
Eu/Eu*	0,48	0,33	0,85	0,90	0,91
(La/Yb)N	19,85	13,16	56,61	47,62	69,67
(La/Sm)N	4,86	7,11	7,65	7,73	7,07
(Gd/Yb)N	2,51	1,25	4,03	3,12	5,07
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	7,30	7,91	7,44	6,90	6,45
Ga/Al	3,21	2,22	2,24	2,46	2,37
FeOt(MgO+FeOt)	0,95	0,90	0,80	0,90	0,75

Tabela 4.5 - Dados litotímicos de granitoides do Complexo Rio Araguari

Amostra/ Elementos	JB-16	LT-89	JB-35A	LT-159	LT-127	JB-15	CG-05	CG-07A	LT-126	LT-154	LT-163	JB-13
	Bt- onzogranito	Bt- granodiorito	Bt-Hb- tonalito	Hb-Bt- granodiorito	Bt- ranodiorito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Hb-Bt- granodiorito	Hb-Bt- tonalito	Bt-Hb- tonalito
SiO <sub>2</sub> (%)	69,66	68,14	67,48	65,83	65,78	64,62	64,47	64,19	62,09	62,7	58,39	52,93
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,24	0,28	0,38	0,51	0,35	0,54	0,53	0,67	0,52	0,57	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	14,28	14,24	15,26	16,39	13,99	15,98	16,78	16,92	14,83	15,94	17,45
Al	7,53	7,56	7,54	8,08	8,68	7,41	8,46	8,88	8,96	7,85	8,44	9,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Mol)	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,14	0,16	0,16	0,17	0,15	0,16	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,76	9,05	9,75	6,49	4,49	11,03	6,37	4,32	5,52	8,32	12,57	9,88
FeO	5,18	8,14	8,77	5,84	4,04	9,92	5,73	3,89	4,97	7,49	11,31	8,89
MnO	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,05	0,07	0,11	0,13	0,13
MgO	0,73	0,66	1,02	1,60	1,63	1,42	1,83	1,43	2,23	2,05	2,37	4,38
CaO	2,03	2,48	2,46	3,59	3,88	2,81	4,19	3,88	5,46	3,74	4,72	6,77
CaO(Mol)	0,04	0,04	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,07	0,10	0,07	0,08	0,12
Na <sub>2</sub> O	3,25	4,13	4,35	3,59	4,04	3,59	4,16	4,08	3,59	3,43	3,76	3,17
Na <sub>2</sub> O(Mol)	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05
K <sub>2</sub> O	4,32	2,51	1,35	2,75	1,99	3,37	1,81	3,43	1,80	3,82	1,95	2,45
K <sub>2</sub> O(Mol)	0,05	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,06	0,11	0,14	0,23	0,15	0,22	0,48	0,30	0,26	0,22	0,49
Total	99,83	99,80	99,88	99,61	99,68	99,78	99,76	99,48	99,57	99,67	99,73	99,57
Ni (ppm)	<20	<20	<20	23,00	20,00	36,00	<20	33,00	21,00	<20	30,00	34,00
Co	5,5	5,5	9,7	9,8	15	11,2	12,1	9,6	16,1	12,8	15,9	24,2
V	26	22	37	56	61	42	81	55	79	81	98	146
Sc	5	2	5	6	7	8	9	2	8	9	12	19
Cu	14,4	19,4	14,7	9,2	22,8	10,8	7,3	28,6	7	10,5	23,3	29,9
Pb	6,2	5,3	11,2	9	5,1	7	4,8	18	6,6	14,9	4,3	6,5
Zn	49	32	45	50	62	42	67	53	71	49	64	88
Rb	140,9	59,1	77,5	79	131,2	92,5	63,2	136,5	54,4	114,3	97,1	82,5
Cs	1	1,3	2,9	1,7	2,9	1,6	2,4	1,1	0,9	2,6	2,5	2,2
Ba	656	974	179	2098	915	876	735	2041	1303	1134	929	1138
Sr	296,1	500	290,3	614,8	603	329,5	708,2	836,5	997,2	643,4	737,6	757,1
Ga	15,1	14,2	14,5	16,7	18,8	16,5	18,2	20,6	21,2	16,3	21,4	22,6
Ta	0,7	0,1	0,7	0,2	0,6	0,3	0,2	0,3	0,2	0,5	0,5	0,6

Amostra/ Elementos	JB-16		LT-89		JB-35A		LT-159		LT-127		JB-15		CG-05		CG-07A		LT-126		LT-154		LT-163		JB-13	
	onzogranito	Bt- granodiorito	Bt- granodiorito	Hb-Bt- granodiorito	Bt- ranodiorito	Bt- granodiorito	Bt- tonalito	Hb-Bt- granodiorito	Bt- ranodiorito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Bt- tonalito	Hb-Bt- granodiorito	Hb-Bt- tonalito	Hb-Bt- tonalito	Hb-Bt- tonalito	Bt- tonalito	Hb-Bt- tonalito	Bt- tonalito	Hb-Bt- tonalito
Nb	11	3,2	6,3	5,6	6,8	8,3	4,4	4,4	7,5	5	9,8	10,1	10,6											
Hf	3,6	4,7	3,9	4,2	5,4	2,8	4,8	4,8	14,5	6,5	5,2	5,6	10											
Zr	121	166,1	127,7	158,4	218,5	96,4	174,2	174,2	647,8	249,4	200,2	210,4	392,5											
Y	18,2	4	11	7,9	13,6	15	7,1	14,5	16,7	12,4	16,7	21,2	27,8											
Th	19,1	6,7	33,9	15	9,9	12,6	12,9	12,9	65,9	3,6	26,5	6,1	22,4											
U	4,6	0,5	4	0,6	1,8	0,7	0,8	0,8	1,5	0,8	2,7	1	1,5											
La	37	20,5	44,7	50	52,3	35,2	44,1	174,4	72,4	31,8	72,4	25,4	102											
Ce	58,2	38,5	95,9	85,3	100,1	61,1	79,4	288,2	134,1	65,6	134,1	37,7	171,8											
Pr	7,09	4,65	9,72	9,91	10,47	6,99	8,76	31,19	16,38	7,87	16,38	6,14	21,54											
Nd	23,5	18,4	34,2	32,7	38,2	24	30,1	98,7	57,4	32,8	57,4	23,7	71,2											
Sm	3,96	2,73	5,36	4,57	5,2	4,65	3,83	10,68	9,64	5,37	9,64	5,24	11,56											
Eu	0,82	0,8	1,04	1,13	1,3	0,98	1,1	1,65	1,74	1,74	2,17	1,41	2,76											
Gd	3,32	1,9	4,14	3,03	4,02	3,8	2,63	6,76	4,13	4,13	6,67	4,59	8,47											
Tb	0,56	0,23	0,61	0,35	0,53	0,57	0,31	0,69	0,81	0,55	0,81	0,72	1,17											
Dy	3,14	0,92	2,74	1,76	2,61	2,95	1,47	3,28	2,44	2,44	3,89	3,95	5,77											
Ho	0,59	0,15	0,39	0,28	0,44	0,52	0,28	0,51	0,43	0,43	0,64	0,72	1,02											
Er	1,85	0,39	0,82	0,78	1,08	1,37	0,73	1,23	1,16	1,16	1,68	1,94	2,8											
Tm	0,26	0,05	0,12	0,12	0,16	0,22	0,1	0,16	0,17	0,17	0,25	0,31	0,39											
Yb	1,59	0,3	0,69	0,64	1,05	1,2	0,58	0,91	1	1	1,58	1,78	2,27											
Lu	0,25	0,05	0,09	0,11	0,14	0,18	0,09	0,13	0,13	0,13	0,23	0,27	0,32											
ETR (Total)	142,1	89,6	200,5	190,7	217,6	143,7	173,5	618,5	307,8	155,2	307,8	113,9	403,1											
ETR (Leves)	129,8	84,8	189,9	182,5	206,3	131,9	166,2	603,2	289,9	143,4	289,9	98,2	378,1											
ETR (Pesados)	11,56	3,99	9,6	7,07	10,03	10,81	6,19	13,67	10,01	10,01	15,75	14,28	22,21											
A/CNK	1,04	1,02	1,09	0,99	1,03	0,95	0,97	0,96	0,95	0,95	0,89	0,94	0,86											
A/NK	2,71	2,13	2,00	2,61	2,49	2,40	2,35	2,54	2,88	2,88	2,67	2,60	3,37											
Eu/Eu*	0,69	1,07	0,68	0,93	0,87	0,71	1,06	0,59	1,13	1,13	0,83	0,88	0,85											
(La/Yb)N	15,69	46,07	43,68	52,67	33,58	19,78	51,26	129,21	21,44	21,44	30,89	9,62	30,29											
(La/Sm)N	5,88	4,72	5,25	6,88	6,33	4,76	7,24	10,27	3,72	3,72	4,72	3,05	5,55											
(Gd/Yb)N	1,68	5,11	4,84	3,82	3,09	2,56	3,66	5,99	3,33	3,33	3,41	2,08	3,01											
Na2O + K2O	7,57	6,64	5,70	6,34	6,03	6,96	5,97	7,51	5,39	5,39	7,25	5,71	5,62											
Ga/Al	2,00	1,88	1,92	2,07	2,17	2,23	2,15	2,32	2,37	2,37	2,08	2,54	2,45											
FeOt/(MgO+FeOt)	0,88	0,93	0,90	0,78	0,71	0,87	0,76	0,73	0,69	0,69	0,79	0,83	0,67											



Tabela 4.6 - Dados litotímicos de amostras do Granito Carrapatinho

Amostra/ Elementos	JB-08	JB-09	LT-09	LT-11	LT-74	LT-73	JB-07
	Bt-Gr monzogranito	Bt-monzogranito	Ms-Bt- monzogranito	Bt-monzogranito	Bt-Ms- monzogranito	Bt- leucosienogranito	Bt- monzogranito
SiO <sub>2</sub> (%)	71,1	69,9	70,8	71,9	72,3	73,0	69,6
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	13,6	13,5	14,1	13,7	14,1	13,3
Al	7,7	7,2	7,1	7,4	7,2	7,4	7,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Mol)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,5	4,7	6,2	3,1	2,5	2,0	6,6
FeO	3,1	4,2	5,6	2,7	2,2	1,8	6,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1
MgO	0,4	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4
CaO	1,0	1,3	0,8	1,0	1,0	0,9	0,9
CaO(Mol)	0,018	0,023	0,015	0,017	0,019	0,015	0,015
Na <sub>2</sub> O	3,0	3,0	3,4	3,2	2,3	2,4	3,1
Na <sub>2</sub> O(Mol)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
K <sub>2</sub> O	5,9	5,6	5,2	5,7	6,4	6,3	5,2
K <sub>2</sub> O(Mol)	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,15	0,06	0,08	0,05	0,06	0,12
Total	99,9	99,7	99,9	99,8	98,8	99,1	99,8
Ni (ppm)	27,0	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	4,5	4,2	3,3	2,3	10,4	8,6	3,7
V	11,0	23,0	13,0	14,0	<8	<8	12,0
Sc	3,0	5,0	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0
Cu	2,7	10,3	5,7	5,8	4,1	4,1	4,1
Pb	18,3	33,9	10,6	12,4	29,3	26,8	28,7
Zn	36,0	62,0	39,0	44,0	43,0	37,0	38,0
Rb	208,6	269,2	373,9	338,5	257,6	262,0	221,9
Cs	4,4	2,0	7,0	3,5	1,9	3,1	2,0
Ba	577,0	891,0	402,0	524,0	370,0	298,0	547,0
Sr	176,4	131,5	83,1	103,8	66,0	58,0	140,3
Ga	15,9	17,7	19,9	19,4	17,1	18,7	16,6
Ta	0,7	0,8	1,8	1,7	0,4	1,0	0,7
Nb	10,9	16,2	18,1	16,4	12,9	14,9	15,1

Amostra/ Elementos	JB-08	JB-09	LT-09	LT-11	LT-74	LT-73	JB-07
	Bt-Gr monzogranito	Bt-monzogranito	Ms-Bt- monzogranito	Bt-monzogranito	Bt- monzogranito	Bt- leucosiengranito	Bt- monzogranito
Hf	5,3	13,0	4,1	5,4	5,9	4,6	6,9
Zr	153,4	442,1	129,1	167,7	156,0	135,2	221,1
Y	16,8	23,3	21,9	24,4	10,0	10,4	23,8
Th	69,9	103,7	43,0	56,5	48,1	43,6	96,7
U	5,7	7,2	10,7	10,2	11,0	19,9	6,9
La	55,4	194,7	50,0	71,9	57,4	50,0	100,3
Ce	102,0	330,7	104,8	138,3	129,9	121,1	188,8
Pr	12,9	38,1	10,7	15,4	14,6	13,0	21,4
Nd	44,8	113,2	34,3	54,5	53,7	46,7	66,8
Sm	8,3	14,6	5,9	8,1	10,0	8,5	11,5
Eu	0,7	1,3	0,5	0,7	0,6	0,6	0,7
Gd	6,7	8,9	4,5	6,0	6,6	5,5	8,6
Tb	0,9	1,2	0,7	0,9	0,8	0,7	1,2
Dy	3,7	5,1	3,8	4,1	2,8	2,7	5,6
Ho	0,6	0,8	0,7	0,8	0,3	0,4	0,8
Er	1,5	2,2	2,2	2,2	0,6	0,6	1,7
Tm	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2
Yb	1,2	1,6	1,8	1,8	0,4	0,4	1,2
Lu	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2
ETR (Total)	239,2	712,8	220,5	305,2	277,7	250,1	408,9
ETR (Leves)	223,5	691,3	205,7	288,1	265,6	239,3	388,8
ETR (Pesados)	15,0	20,2	14,3	16,3	11,5	10,3	19,4
A/CNK	1,1	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
A/NK	1,3	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,2
Eu/Eu*	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
(La/Yb)N	30,6	83,6	18,4	26,9	96,7	84,3	58,3
(La/Sm)N	4,2	8,4	5,3	5,6	3,6	3,7	5,5
(Gd/Yb)N	4,4	4,6	2,0	2,7	13,3	11,0	6,0
(La/Lu)N	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
(Gd/Yb)N	4,43	4,56	1,97	2,67	13,27	11,01	5,95
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	8,9	8,6	8,6	8,9	8,8	8,7	8,3
Ga/Al	2,1	2,5	2,8	2,6	2,4	2,5	2,4
FeOt/(MgO+FeOt)	0,9	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9

Tabela 4.7- Dados litoquímicos de amostras do Grupo Vila Nova.

<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>LT-03 E Anfibolito</b>	<b>LT-15 Actinolita xisto</b>	<b>LT- 27 Actinolita xisto</b>	<b>LT- 81 B Anfibolito</b>	<b>LT - 54 Anfibolito</b>	<b>LT - 85 Actinolita xisto</b>
SiO <sub>2</sub>	50,07	62,52	61,06	49,46	47,68	50,08
TiO <sub>2</sub>	1,52	0,61	1,1	1,1	2,22	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	10,12	12,98	14,02	13,32	16,57
Al	7,34	5,36	6,87	7,42	7,05	8,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	10,85	11,22	14,54	16,57	14,8
FeO	13,37	9,76	10,10	13,08	14,91	13,32
MgO	7,28	5,21	4,92	6,86	5,81	5,08
CaO	9,27	9,34	4,76	9,46	10,75	10,96
CaO(Mol)	0,17	0,17	0,09	0,17	0,19	0,20
Na <sub>2</sub> O	2,9	0,21	1,4	2,6	2,46	1,25
Na <sub>2</sub> O(Mol)	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,02
K <sub>2</sub> O	0,13	0,05	1,04	0,67	0,29	0,25
K <sub>2</sub> O(Mol)	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16	0,13	0,08	0,27	0,11
MnO	0,19	0,19	0,15	0,21	0,22	0,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,021	0,035	0,041	0,006	0,022	0,003
P.F	-0,5	0,5	1	0,7	0,1	0
<b>Total</b>	<b>99,76</b>	<b>99,81</b>	<b>99,81</b>	<b>99,74</b>	<b>99,74</b>	<b>100,5</b>
Ba	46	64	210	214	81	25
Co	41,8	23	39	58,4	54,9	48,3
Cs	0,3	0	2,2	1,3	0,2	0
Ga	17,4	13,3	15	14,5	18,8	16,8
Hf	2,8	4,8	2,7	1,6	4,3	2,5
Nb	5,5	9,6	6,9	2,7	18,8	3,8
Rb	4,7	1,4	61,3	28,1	1,2	2,1
Sn	2	4	1	1	1	2
Sr	121,5	281,6	154,7	183,2	317,5	169,1
Ta	0,3	0,9	0,5	0,1	1,2	0,2
Th	0,6	16,3	2,9	0,3	1,8	1,5
U	0,2	4,3	0,9	0	0,4	0,5
V	346	105	235	351	352	318
W	0,9	0,7	0	0	0	0
Zr	90,9	163,7	103,1	51,3	161,4	76,5
Y	28,9	22,8	20,8	22,6	26,7	23,1
Mo	0,6	0,4	0,2	0	5	0,4
Cu	110,3	19,9	37,6	126,1	69,9	54,8
Sc	43	13	31	48	30	37
Pb	0,7	16,1	6	0,8	2,2	7,9
Zn	23	10	28	26	34	29
Ni	60	88	138	68	119	30
As	0	1,2	0	0	0	0,9
Au	3,7	8,3	1,8	0	0,8	0
La	5,9	26,9	12,6	3,3	16,1	6,7
Ce	16,4	49,1	25,4	9	39,3	14,8
Pr	2,52	5,76	3,46	1,5	5,42	2,11



<b>Amostra/ Elementos</b>	<b>LT-03 E Anfibolito</b>	<b>LT-15 Actinolita xisto</b>	<b>LT- 27 Actinolita xisto</b>	<b>LT- 81 B Anfibolito</b>	<b>LT - 54 Anfibolito</b>	<b>LT - 85 Actinolita xisto</b>
Nd	12,1	21,3	15	6,4	23,4	9,2
Sm	3,49	4	3,43	2,25	5,29	2,78
Eu	1,22	0,86	1,06	0,89	1,77	1
Gd	4,41	3,85	3,57	3,06	5,65	3,44
Tb	0,82	0,64	0,65	0,6	0,94	0,64
Dy	4,87	3,39	0,75	3,62	5,21	4,07
Ho	1,06	0,76	0,75	0,84	1,01	0,88
Er	3,02	2,32	2,33	2,54	2,92	2,78
Tm	0,47	0,34	0,35	0,39	0,39	0,4
Yb	2,58	2,11	2,02	2,4	2,25	2,56
Lu	0,43	0,31	0,31	0,37	0,32	0,37
Σ ETRL	59,29	121,64	71,68	37,16	109,97	51,73
ETRL	40,41	107,06	59,89	22,45	89,51	35,59
ETRP	17,66	13,72	10,73	13,82	18,69	15,14
FeOt/MgO+FeOt	0,65	0,65	0,67	0,66	0,72	0,72
(La/Yb)N	1,31	8,27	3,76	0,88	4,31	1,75
(La/Sm)N	1,06	4,23	2,31	0,92	1,91	1,52
(Dy/Yb)n	1,23	1,04	0,24	0,98	1,50	1,03
Eu/Eu*	0,95	0,67	0,93	1,04	0,99	0,99
Rb/Sr	0,04	0,00	0,40	0,15	0,00	0,01
wSr/Ba	2,64	4,40	0,74	0,86	3,92	6,76

Tabela 4.8 - Dados litoquímicos de amostras do Diabásio Cassiporé

<b>Amostras/ Elementos</b>	<b>LT-120 Olivina- microgabro*</b>	<b>LT-138 Microgabro*</b>	<b>CG-61 Diabásio*</b>	<b>CG-67 B Diabásio</b>	<b>MC-24 Microgabro*</b>	<b>MC-26 A Ol-mimimicrogabro*</b>
SiO2	47,61	48,29	48,20	47,19	48,63	47,50
TiO2	2,15	2,53	3,08	3,05	1,81	2,26
Al2O3	16,19	13,10	12,63	12,37	13,29	13,37
Fe2O3	13,63	14,76	17,91	18,29	14,53	16,09
FeO	12,26	13,28	16,12	16,46	13,07	14,48
MgO	5,53	5,93	5,41	6,18	7,00	7,56
CaO	10,08	10,15	9,36	9,40	10,90	9,33
Na2O	2,63	2,29	2,39	2,13	2,15	2,29
K2O	0,30	0,67	0,59	0,50	0,26	0,37
P2O5	0,17	0,25	0,30	0,26	0,15	0,20
MnO	0,18	0,21	0,23	0,23	0,21	0,22
Cr2O3	0,01	0,01	0,01	0,1	0,02	0,01
P.F	0,60	1,20	-0,60	-0,10	0,60	0,30
Total	99,52	99,36	99,55	99,54	99,56	99,50
Ba	92,00	168,00	162,00	137,00	65,00	115,00
Cs	2,30	0,30	0,70	1,00	0,30	0,70
Ga	20,00	20,00	22,60	21,40	19,70	21,40
Hf	3,20	4,70	6,00	5,10	3,20	4,10
Nb	8,40	21,80	13,90	11,10	7,40	9,10

Amostras/ Elementos	LT-120 Olivina- microgabro*	LT-138 Microgabro*	CG-61 Diabásio*	CG-67 B Diabásio	MC-24 Microgabro*	MC-26 A Ol-mimimicrogabro*
Rb	10,20	19,40	16,00	12,90	11,60	13,00
Sn	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	2,00
Sr	262,10	306,70	239,50	216,80	196,20	218,70
Ta	0,60	1,40	0,80	0,80	0,50	0,50
Th	0,80	2,70	1,60	1,40	0,80	0,80
U	0,30	0,60	0,40	0,40	0,20	0,80
V	436,00	381,00	529,00	607,00	408,00	427,00
W	36,00	32,30	52,60	39,70	37,60	29,20
Zr	115,70	166,20	201,90	159,90	108,90	134,40
Y	25,40	34,30	39,70	32,30	27,30	28,80
Mo	0,70	1,20	0,70	0,70	0,70	0,60
Cu	230,20	198,20	373,70	311,10	239,60	299,40
Sc	30,00	37,00	37,00	37,00	40,00	0,70
Pb	1359,00	2663,00	568,30	740,30	1098,00	1125,00
Zn	369,00	622,00	213,00	228,00	270,00	287,00
Ni	74,00	58,00	61,00	84,00	90,00	134,00
La	8,60	20,10	14,50	12,00	7,90	9,80
Ce	22,70	47,80	38,00	31,00	20,40	25,60
Pr	3,26	6,23	5,68	4,56	3,06	3,73
Nd	15,10	26,70	26,70	21,60	14,60	18,30
Sm	4,11	6,16	7,05	5,67	4,15	4,95
Eu	1,43	1,88	2,26	1,88	1,46	1,67
Gd	4,59	6,43	7,90	6,40	4,91	5,54
Tb	0,81	1,09	1,31	1,10	0,86	0,95
Dy	4,66	6,06	7,35	6,07	5,01	5,05
Ho	0,90	1,21	1,41	1,19	0,95	1,04
<b>Er</b>	<b>2,62</b>	<b>3,51</b>	<b>4,09</b>	<b>3,29</b>	<b>2,69</b>	<b>2,99</b>
Tm	0,38	0,49	0,56	0,47	0,39	0,42
Yb	2,29	3,06	3,49	2,86	2,42	2,47
Lu	0,33	0,46	0,49	0,42	0,34	0,37
∑ ETRL	71,78	131,18	120,79	98,51	69,14	82,88
ETR (Leves)	53,77	106,99	91,93	74,83	50,11	62,38
ETR (Pesados)	16,58	22,31	26,6	21,8	17,57	18,83
FeOt(MgO+FeOt)	0,69	0,69	0,75	0,73	0,65	0,66
Na <sub>2</sub> O+CaO	12,7	12,4	11,8	11,5	13,1	11,6
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	2,9	3,0	3,0	2,6	2,4	2,7
(La/Yb) <sub>n</sub>	2,53	4,43	2,80	2,83	2,20	2,67
(La/Sm) <sub>n</sub>	1,32	2,05	1,29	1,33	1,20	1,25
(Dy/Yb) <sub>n</sub>	1,32	1,29	1,37	1,38	1,34	1,33
Eu/Eu*	1,01	0,91	0,93	0,95	0,99	0,98
Rb/Sr	0,04	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
Sr/Ba	2,85	1,83	1,48	1,58	3,02	1,90

## 5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO

---

Conforme já abordado no Capítulo 2, na porção oriental do Escudo das Guianas ocorre uma faixa orogênica consolidada no Riacciano, que engloba a porção sudeste do Escudo Brasil Central e a parte leste e nordeste do Escudo das Guianas. Em território brasileiro são reconhecidos 3 domínios tectônicos nesta faixa orogênica, denominados Bloco Amapá e domínios Carecuru e Lourenço (Figuras 2.2 e 2.3). A observação dos diversos sensores remotos, inclusive imagens aerogeofísicas, destacam claramente a direção NW-SE como a principal direção estrutural desta região. Trabalhos recentes têm demonstrado que esta estruturação foi consolidada durante a orogênese riacciana, em diferentes estágios da evolução orogenética (ex. DELOR et al., 2003; ROSA-COSTA et al., 2008a; ROSA-COSTA et al., 2009).

A Folha Rio Araguari localiza-se na região de transição entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço. Por esta razão, a porção meridional da Folha é uma zona geologicamente mais complexa, onde se observa, inclusive, o aleitamento tectônico de rochas de diferentes idades (arqueanas e paleoproterozoicas), origens e grau metamórfico (granulitos, gnaisses migmatizados de fácies anfíbolito a supracrustais de fácies xisto-verde/anfibolito).

A estruturação NW-SE é revelada por extensos lineamentos, que podem atingir centenas de quilômetros longitudinais. Apresentam-se em geral sinuosos, anastomosados, por vezes formando ramificações para NNW-SSE, os quais já foram caracterizados em alguns setores, ou a partir de observações de campo, como zonas de cisalhamento transcorrentes ou zonas contracionais (Figuras 5.1 e 5.2). Estas estruturas provocam um arranjo complexo entre os diversos conjuntos litológicos, podem definir contatos tectônicos entre corpos de unidades litoestratigráficas distintas, ou controlar a forma de corpos, que, neste caso, ocorrem como faixas, lentes ou plútons, alongados segundo a direção de estruturação principal. Esta estruturação pode apresentar caráter dúctil a dúctil-rúptil, dependendo do nível crus-

tal de formação dos elementos estruturais.

Também é reconhecido na Folha Rio Araguari um expressivo tectonismo de caráter rúptil, representado por dois conjuntos de falhas e fraturas, um mais expressivo com direções submeridianas, variando de NNW a NNE, e outro NE-SW.

Nos itens a seguir são apresentadas as principais feições estruturais que permitiram a identificação das fases tectônicas compressional e transcorrente, de natureza dúctil a dúctil-rúptil, além do tectonismo de caráter rúptil, que secciona a estruturação NW-SE.

### 5.1 TECTÔNICA COMPRESSIONAL

Esta fase tectônica está bem representada por um conjunto de zonas de cisalhamento contracionais, caracterizadas principalmente na porção sudoeste da Folha Rio Araguari, limitando corpos de rochas granulíticas do Complexo Tartarugal Grande, o que indica que estas estruturas condicionaram o alçamento destas rochas infracrustais a níveis mais superiores da crosta.

Nestas zonas domina uma foliação (gnáissica e/ou milonítica) de baixo ângulo, com mergulho variando principalmente entre 15 e 35 graus para SW (Figura 5.1 A e B). Dobramentos isoclinais são feições observadas neste setor, cujos planos axiais inclinados, tendem a ser paralelos às zonas de cavalgamento, assim como são registradas superfícies S-C, que indicam transporte tectônico de SW para NE (Figura 5.1C).

Zonas contracionais foram registradas isoladamente na porção centro-nordeste da Folha Rio Araguari, segundo o mesmo trend geral daquelas da porção sudeste, com inflexões para NNW-SSE. São caracterizadas por uma foliação de baixo ângulo e lineação de estiramento mineral observada no plano da foliação que indica movimentação oblíqua.



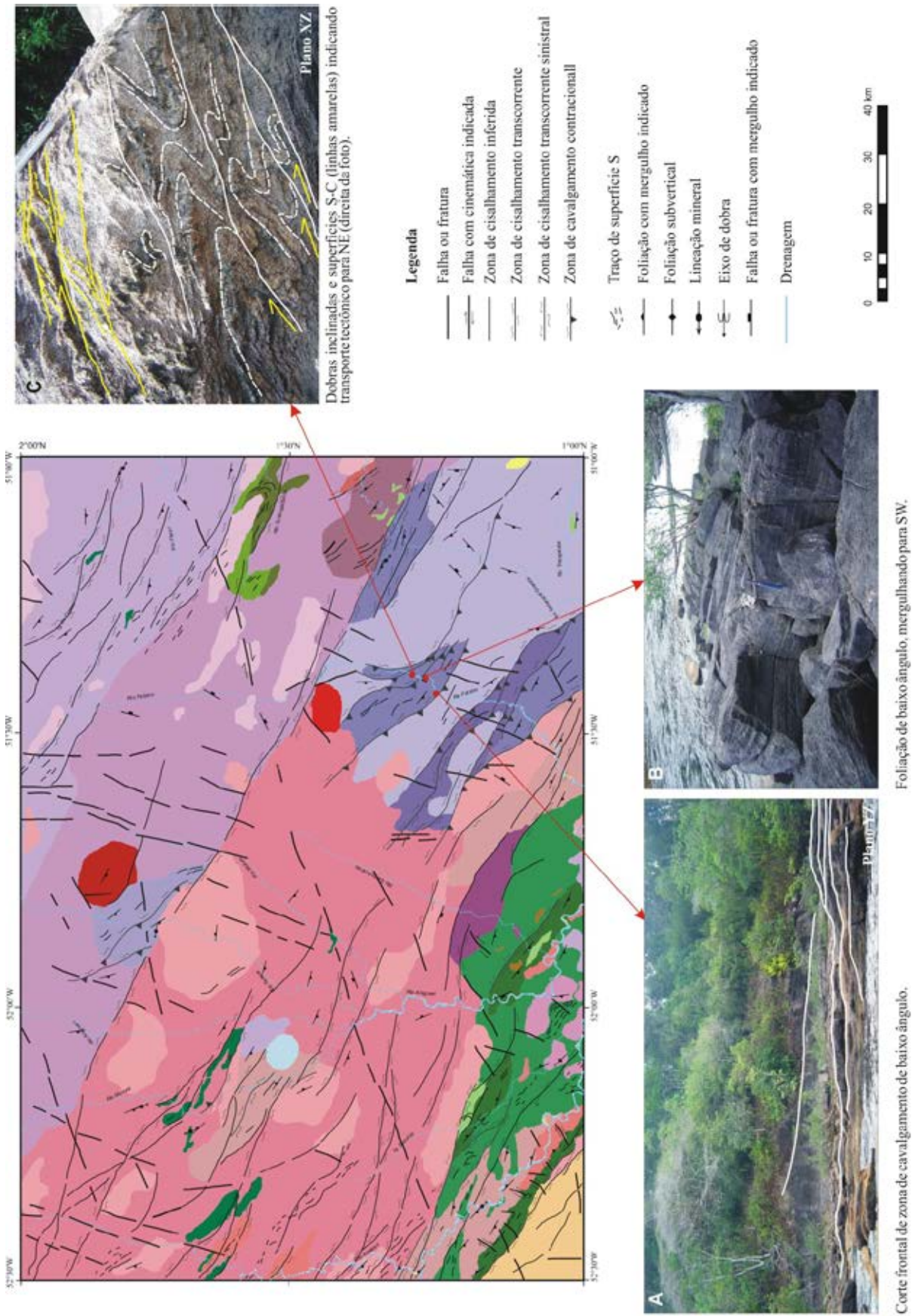


Figura 5.1 - Principais elementos estruturais da fase tectônica contraccional na Folha Rio Araguari. Cores do mapa de acordo com a legenda da Figura 3.1.

Na associação de alto grau que define o Complexo Tartarugal Grande ainda não existem dados termocronológicos robustos e estudos estruturais sistemáticos que permitam afirmar com segurança a idade do metamorfismo granulítico, tampouco se também neste setor o evento granulítico está relacionado à fase de tectônica contracional, como definido em segmentos que envolvem rochas granulíticas desta faixa orogênica do sudeste do Escudo das Guianas. Rosa-Costa et al. (2008a) entendem que o metamorfismo de fácies granulito, datado em torno de 2,09 Ga, em rochas infracrustais que ocorrem na porção sudoeste do Bloco Amapá (ex. Complexo Jari-Guaribas), ocorreu durante uma fase de tectônica tangencial, responsável pelo desenvolvimento de zonas contracionais com movimentação oblíqua, que evoluem para uma tectônica eminentemente transcorrente. Estes autores relacionam este evento tectono-metamórfico à fase colisional da orogênese riaciana. Esta afirmação é consistente com os modelos evolutivos propostos na Guiana Francesa, baseados em dados estruturais, geocronológicos e de paleomagnetismo, e que envolvem domínios riacianos e arqueanos do Escudo das Guianas e seus correlatos no Escudo de Man, no Cráton Oeste Africano (DELOR et al., 2003; Feybesse, Milési, 1994; LEDRU et al., 1994). De maneira geral, os autores citados admitem uma fase colisional em torno de 2,1 -2,08 Ga, acompanhada de metamorfismo de alto grau e colocação de plútons graníticos.

## 5.2 TECTÔNICA TRANSCORRENTE

Registros de tectônica transcorrente prevalecem na Folha Rio Araguari. Grandes lineamentos NW-SE são caracterizados no campo, sobretudo, como zonas de cisalhamento transcorrentes, que imprimem nas rochas uma foliação com alto ângulo de mergulho (Figura 5.2A), protomilonítica a milonítica, observadas em escalas macro- e microscópicas. A movimentação direcional é evidenciada em alguns setores por lineações de estiramento mineral, de baixa obliquidade, marcada por *ribbons* de quartzo e/ou alinhamento de outros minerais. Localmente são observados alguns indicadores cinemáticos, como superfícies S-C, bandas de cisalhamento, arranjos de veios escalonados (*tension gashes*), dobras de arrasto, e assimetria de porfirocristais/*boudins*/veios, que sugerem cinemática predominantemente sinistral (Figura 5.3 A a D), o que é consistente com o que se observa em escala radargamétrica, pois a trajetória da foliação e dos grandes lineamentos transcorrentes delineiam um padrão assimétrico e compatível com o rejeito direcional sinistral.

Existem evidências de campo que indicam que houve uma fase tectônica transcorrente que evoluiu a partir da fase tectônica compressional, em um evento progressivo de deformação. Em um primeiro estágio dominaria uma tectônica compressional tangencial, que gerou as estruturas de cavalgamento e dobra-

mentos, que evoluiu para uma deformação cisalhante não-coaxial direcional. Na porção sudeste da Folha Rio Araguari, onde as zonas de cavalgamento foram caracterizadas, são observados registros frequentes de transposição de dobras geradas durante a fase compressiva, através de zonas de cisalhamento transcorrentes, as quais são aproximadamente paralelas às zonas de cavalgamento. Por vezes, com a evolução da deformação cisalhante restam apenas dobras isoclinais intrafoliais reliquias, sem raiz, da fase compressiva (Figura 5.2B). Em zonas de cisalhamento de mais alto *strain*, observa-se um forte paralelismo de todos os elementos estruturais (Figura 5.3 B, E, F).

Especialmente na porção sudoeste da Folha, lineamentos transcorrentes sinistrais apresentam um arranjo sigmoidal, que desenharam uma feição tipo duplex direcional. Ao longo das zonas sigmoidais são observados dobramentos cujos eixos têm direção NW-SE (Figura 5.2 C), indicando uma componente transpressiva.

Em alguns afloramentos é possível definir com maior certeza a posição do elipsoide de tensões durante o evento transcorrente, assim como a cinemática sinistral da movimentação (Figura 5.4). Estas observações locais indicam que a direção de maior compressão ( $\sigma_1$ ) tem direção NE-SW, embora admitam-se prováveis variações, considerando-se o tamanho da área de estudo.

Aparentemente, em toda a porção setentrional da Folha Rio Araguari, onde prevalecem evidências da tectônica transcorrente, observa-se o caráter heterogêneo da deformação, pois comumente verifica-se que rochas de uma mesma unidade (ex. granitoides da Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa Vento, Complexo Rio Araguari) apresentam graus distintos de deformação. Podem apresentar uma sutil deformação, preservando inclusive texturas ígneas primárias, ou exibem até uma proeminente foliação tectônica, e neste caso as microtexturas são do tipo porfiroclástica/porfiroblástica/milonítica (vide Capítulo 3). Esta variação de maior ou menor intensidade de deformação aparentemente varia em função da proximidade ou distância em relação às zonas de cisalhamento.

Embora prevaleçam amplamente em toda a Folha Rio Araguari as zonas de cisalhamento orientadas segundo NW-SE, em alguns locais, principalmente na porção sudeste na Folha, observam-se zonas transcorrentes com direção NE-SW, que imprimem nas rochas uma foliação milonítica, as quais seccionam a direção principal estrutural NW-SE (Figura 5.5). Especula-se que estas estruturas, as quais apresentam alguma expressão em imagens de sensores remotos ou aerogeofísica, estejam associadas a uma fase tectônica transcorrente posterior àquela que resultou nas zonas de cisalhamento NW-SE, embora os dados obtidos em campo sejam bastante pontuais. Na Figura 5.5 B observa-se a presença de veios pegmatíticos encaixados na zona de cisalhamento NE-SW, indicando que esta estrutura já funcionou como uma zona de dilatação e que posteriormente foi reativada por cisalhamento.



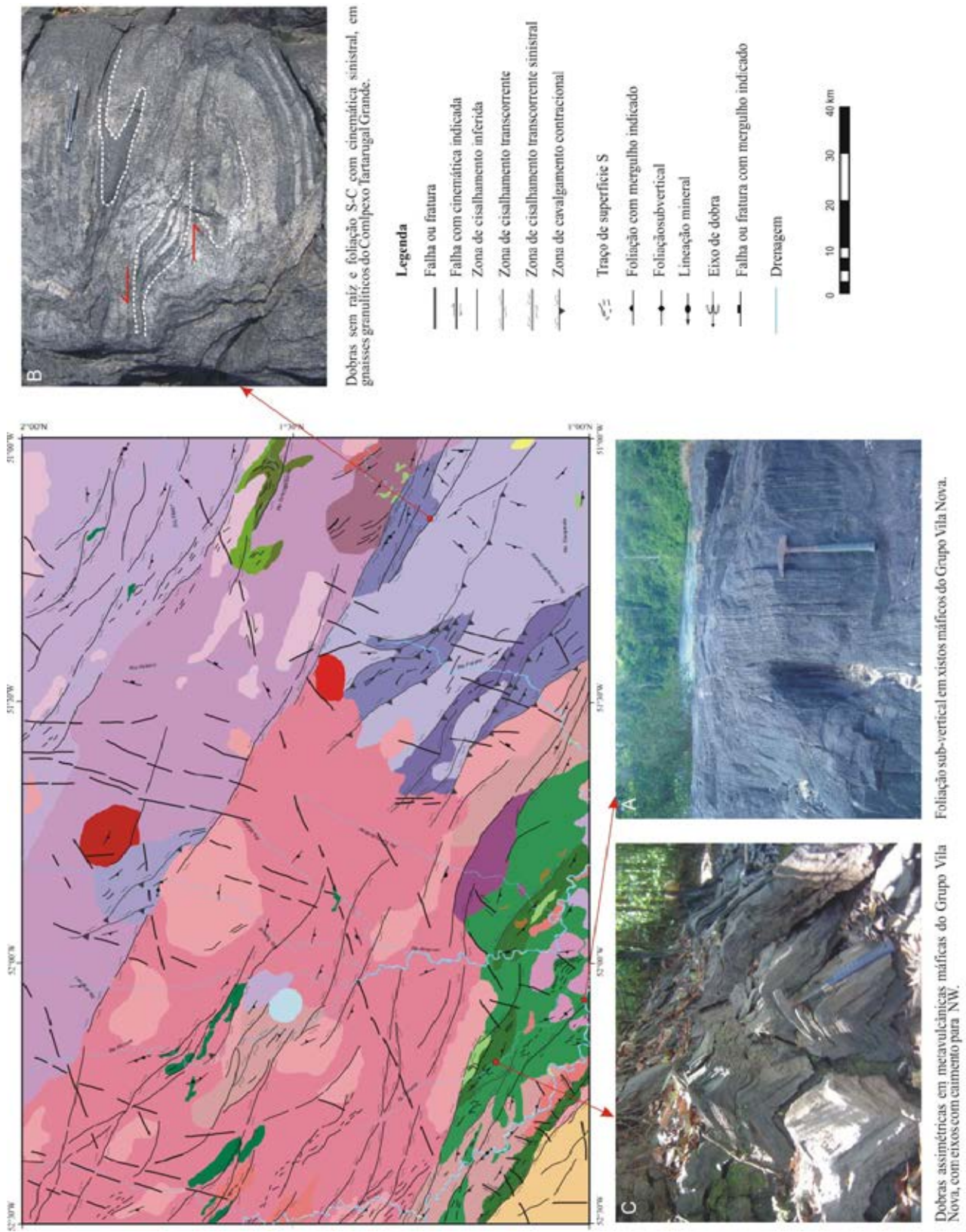


Figura 5.2 – Elementos estruturais que caracterizam tectônica transcorrente. Cores do mapa de acordo com a legenda da Figura 3.1.





Figura 5.3 - Estruturas geradas por tectônica transcorrente. Foliação S-C (A), veios escalonados (C) e porfirocristais assimétricos (D) evidenciando cinemática sinistral. (B), (E) e (F) Zonas de alto strain, onde há forte paralelismo dos elementos estruturais. Notar leitões máficos fortemente estirados em E e boudinados em F.

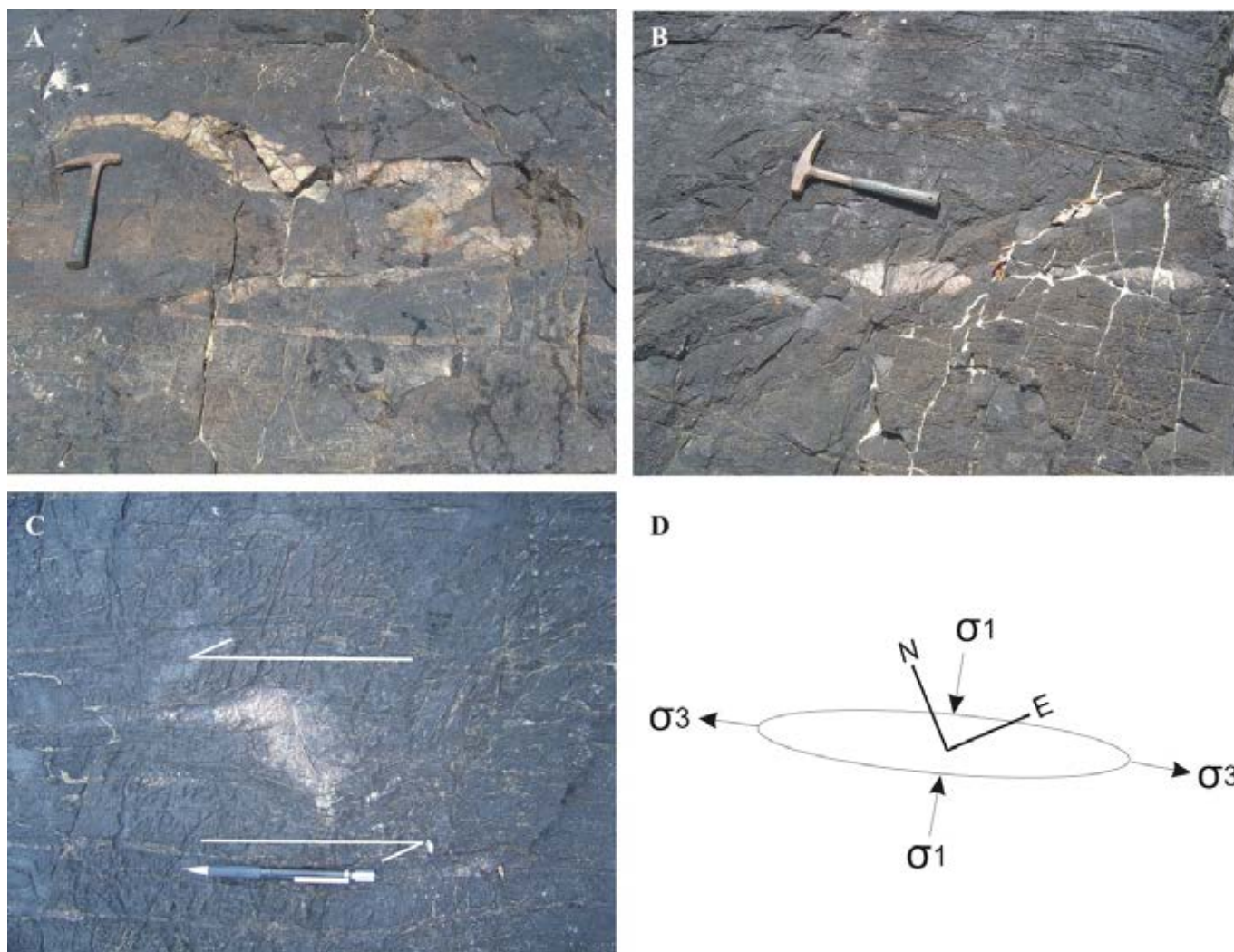


Figura 5.4 - Veios de quartzo dobrado (A) e boudinado (B), e com assimetria indicando cinemática sinistral (C). (D) Posição do elipsoide de deformação estimado para o afloramento. Estação LT-03.

Tectônica transcorrente foi caracterizada por Delor et al. (2003) na Guiana Francesa, em duas fases distintas, em torno de 2,11-2,08 Ga e 2,07-2,06 Ga, às quais estão associadas a formação de zonas de cisalhamento em escalas regionais com direção NW-SE/NNW-SSE, que controlam o desenvolvimento de bacias tipo *pull-apart*, metamorfismo e a colocação de corpos graníticos (inclusive charnockíticos). Rosa-Costa (2006), estudando a porção sudoeste do Bloco Amapá e o Domínio Carecuru, admitem a atuação de uma tectônica transcorrente entre 2,07 Ga e 2,03 Ga que condicionou o metamorfismo e migmatização do embasamento arqueano do Bloco Amapá e a colocação de pequenos corpos graníticos tardi-orogênicos ao longo de extensas zonas de cisalhamento direcionais. Na Folha Rio Araguari, especula-se que a colocação dos granitos Vila Bom Jesus (idade mínima 2,08 Ga) e Carpatinho (idade mínima 2,03 Ga) tenha sido controlada por transcorrências NWE-SE, refletindo a atuação de uma tectônica direcional em fases pós-colisional e tardi-orogênica.

### 5.3 TECTONISMO RÚPTIL

Na área estudada há um proeminente arranjo de falhas e fraturas de direções submeridianas, variando entre N20E e N20W, com mergulhos fortes, as quais são facilmente delineadas a partir dos diversos produtos de sensores remotos. Estas estruturas seccionam indistintamente todas as unidades geológicas pré-cambrianas. Apresentam-se como estruturas isoladas, ou como grupos de falhas e fraturas subparalelas (Figura 5.6A).

O conjunto de diques básicos que definem a unidade Diabásio Cassiporé está sistematicamente encaixado ao longo destas juntas submeridianas, o que indica que a formação destas estruturas está associada à tectônica rúptil estabelecida no limite Triássico-Jurássico, que culminou com a ruptura do Supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico Central. Em função da alta susceptibilidade magnética destes diques básicos, os mapas magnetométricos do sinal analítico e da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo são importantes ferramentas para identificação des-



tas estruturas rúpteis, que por vezes se estendem por centenas de quilômetros longitudinais, extrapolando os limites norte e sul da Folha Rio Araguari.

Verifica-se em escala de afloramento que estas estruturas também ocorrem como conjuntos de juntas de dilatação escalonadas e subparalelas preenchidas por veios de quartzo (Figura 5.6B).

Também foi caracterizado na área um conjunto de falhas e fraturas de direção N50-70E, as quais aparentemente seccionam as estruturas formadas no Triássico-Jurássico (Figura 5.6C).



Figura 5.5 - Zona transcorrente milonítica de direção NE-SW, que trunca a foliação regional NW/SE. No plano ZX observa-se a cinemática dextral. Linhas pontilhadas delimitam veios pegmatíticos nas paredes externas da zona de cisalhamento. Estação LT-233.



Figura 5.6 - Evidências da tectônica rúptil na Folha Rio Araguari. (A) Sistema de fraturas subparalelas de direção N20W. Estação LT-84; (B) Juntas de dilatação escalonadas de direção N20E preenchidas por quartzo. Estação LT-211; (C) Dique básico (Diabásio Cassiporé) N20W seccionado por falha sinistral N70E. Estação LT-184.





## 6. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

### 6.1 INTRODUÇÃO

O trabalho de prospecção geoquímica executado na Folha Rio Araguari foi baseado na coleta de amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, que ocorreu simultaneamente ao mapeamento geológico, cujos trabalhos de campo ocorreram sempre nos períodos de estiagem. O objetivo deste levantamento geoquímico foi, sobretudo, auxiliar no mapeamento geológico e identificar novos prospectos minerais.

Foram coletadas 186 amostras de sedimento de corrente e igual número de amostras de concentrado de bateia (Figura 6.1). Também foram utilizados para interpretações os resultados de análises de 53 amostras de concentrado de bateia oriundas do Projeto Falsino (JORGE JOÃO et al., 1979).

As informações de campo e os resultados analíticos foram armazenados no banco de dados de geoquímica da CPRM (FCampo, versão 4.1) e disponibilizados para o público em formato SIG e no *site* da empresa.

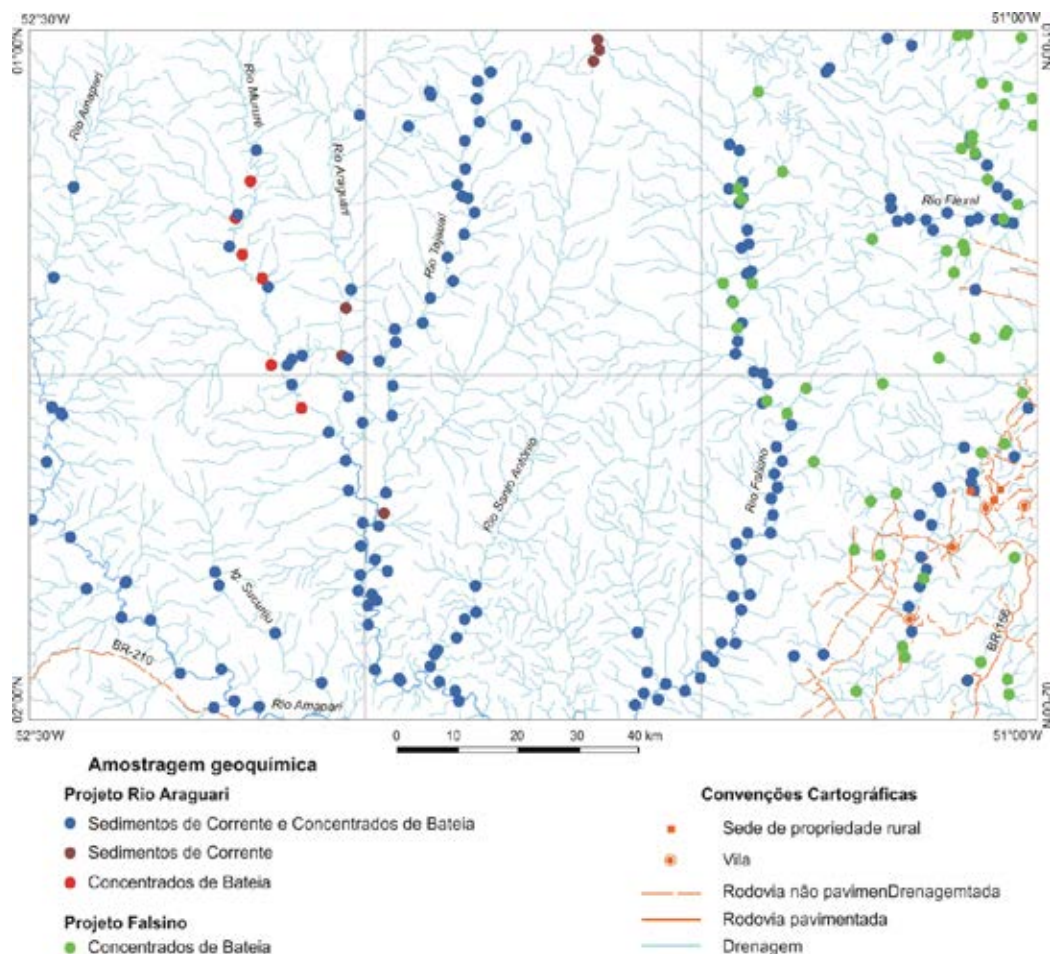


Figura 6.1 – Mapa de localização das amostras geoquímicas.

## 6.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A definição da densidade de amostragem em projetos da CPRM é fundamentada pelo Termo de Referência da CPRM (CPRM, 2006). Neste documento foi estabelecido que a densidade de amostragem para sedimentos de corrente e concentrados de bateia em levantamentos geoquímicos regionais, como é o caso da Folha Rio Araguari (Escala 1:250.000), deve ficar, respectivamente, em torno de 1 amostra/45km<sup>2</sup> (ou ~400 amostras por Folha) e 1 amostra/100 km<sup>2</sup> (ou ~180 amostras por Folha). No entanto, em função das extremas dificuldades de acesso na Folha Rio Araguari, onde cerca de 90% da área só pode ser acessada através dos principais cursos de água (rios Araguari, Amapari, Mururé, Tajauí, Santo Antônio, Falsino, Flexal, Tartarugal Grande e Igarapé Sucuriju), com acesso rodoviário apenas no canto sudoeste da Folha (Figura 6.1), estes parâmetros só foram atingidos para a amostragem de concentrados de bateia, enquanto que para sedimentos de corrente não foi alcançada a densidade ideal.

As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas no leito das drenagens ativas (Figura 6.2), dando ênfase a amostragem de material na fração silte e argila, isenta de matéria orgânica e representativa da área coletada. As amostras são do tipo composta, constituídas por alíquotas coletadas com espaçamento de aproximadamente 50 cm, que totalizam um volume em torno de 2-3 kg

A preparação inicial das amostras de sedimentos de corrente foi realizada em laboratório da CPRM – Superintendência Regional de Belém, onde estas foram secas a 60°C, peneiradas a -80# e quarteadas. Após o quarteamento, uma alíquota de cada amostra foi enviada ao laboratório comercial para análise e outra arquivada. Do total de 186 amostras coletadas, 176 foram analisadas pela ACME Analítica Laboratórios LTDA e 10 pela SGS GEOSOL. Nestes laboratórios, as amostras foram pulverizadas, digeridas com água régia e posteriormente dosadas por ICP-MS e ICP-OS para 53 elementos químicos. Na Tabela 6.1 são listados os elementos analisados, com seus respectivos limites de detecção nos dois laboratórios citados.



Figura 6.2 – Coleta de amostras de sedimentos de corrente (A) e concentrados de bateia (B) em leito de drenagem ativa.

As amostras de concentrados de bateia foram coletadas nos leitos de drenagens ativas, em locais onde a possibilidade de encontrar minerais pesados é maior, como em quebras naturais de velocidade da corrente. Foram coletados inicialmente cerca de 20 litros de material, a partir do qual o material foi concentrado por bateamento (Figura 6.2 B), chegando-se a uma amostra final com cerca de 20g de material.

As amostras de concentrados de bateia foram secas a 60°C, em laboratório da CPRM – Superintendência Regional de Belém, e em seguida enviadas para análise mineralógicas semiquantitativas. Todas as análises foram executadas na CPRM -Superintendência Regional de Porto Alegre.

## 6.3 TRATAMENTO DOS DADOS E RESULTADOS

### 6.3.1 Sedimentos de corrente

Para o tratamento dos dados analíticos de amostras de sedimentos de corrente foram utilizados os *softwares* Excel 2010 e Statística 10, obedecendo-se as seguintes etapas:

**Análise estatística univariada** - Para análise univariada foram feitas as atividades: 1) estudo da variância dos elementos; 2) cálculo dos estimadores estatísticos; 3) análise de histogramas; 4) diagrama de probabilidade e 5) matriz de correlação.

**Análise estatística multivariada** - Para análise multivariada utilizou-se a análise de agrupamento (*cluster analysis*).



Tabela 6.1 - Elementos analisados pelos laboratórios SGS GEOSOL e ACME, com seus respectivos limites de detecção. \*El. – Elemento químico.

El.*	ACME	GEOSOL	El.*	ACME	GEOSOL
Mo	0,01-2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	Na	0.001 – 10%	0,01% a 15%
Cu	0.01 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	K	0.01 – 10 %	0,01% a 15%
Pb	0.01 – 10.000 ppm	0,2 ppm a 1%	W	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%
Zn	0.1 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	Sc	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%
Ag	2 ppb – 100 ppm	0,01 ppm a 10 ppm	Tl	0.02 – 1.000 ppm	0.02 – 1%
Ni	1 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	S	0.02 – 10%	0,01% a 5%
Co	0.1 – 2.000 ppm	0,1 ppm a 1 %	Hg	5 – 100 ppm	0,01 ppm a 1%
Mn	1 – 10.000 ppm	5 ppm a 1%	Se	0.1 – 100 ppm	1 ppm a 0,1 %
Fe	0.01 – 40%	0,01% a 14%	Te	0.02 – 1000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %
As	0.1 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	Ga	0.1 – 1.000 ppm	0,1 a 1%
U	0.1 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	Cs	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %
Au	0.2 ppb – 100 ppm	0,1 ppm a 100 ppm	Ge	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%
Th	0.1 – 2.000 ppm	0,1 ppm a 1%	Hf	0.02 – 1.000 ppm	0,05 ppm a 0,05%
Sr	0.5 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	Nb	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %
Cd	0.01 - 2.000 ppm	0,01 ppm a 1%	Rb	0.1 – 2.000 ppm	0,2 ppm a 1%
Sb	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	Sn	0.1 – 100 ppm	0,3 ppm a 0,1%
Bi	0.02 – 2.000 ppm	0,02 ppm a 1%	Ta	0.05 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%
V	2 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	Zr	0.1 – 2.000 ppm	0,5 ppm a 1%
Ca	0.01 – 40%	0,01% a 15%	Y	0.01 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%
P	0.0001 – 5%	50 ppm a 1%	Ce	0.1 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %
La	0.5 - 10.000 ppm	0,1 ppm a 1%	In	0.02 – 1.000 ppm	0,02 ppm a 0,05 %
Cr	0.5 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	Re	1 – 1.000 ppb	0,1 ppm a 1%
Mg	0.01 – 30%	0,01% a 15%	Be	0.1 – 1.000 ppm	0,1 ppm a 0,01%
Ba	0.5 – 10.000 ppm	5 ppm a 1%	Li	0.1 – 2.000 ppm	1 ppm a 5%
Ti	0.001 – 10%	0,01% a 15%	Pd	2 ppb – 100 ppm	
B	1 – 2.000 ppm	10 ppm a 1%	Pt	10 ppb – 100 ppm	
Al	0.01 – 10%	0,01% a 15%			

A Tabela 6.2 apresenta o sumário estatístico dos 53 elementos analisados, onde em negrito estão destacados aqueles que não foram aproveitados para a continuidade do tratamento estatístico, por não terem atingido 70% do total dos valores válidos (As, Cd, Sb, Bi, Ca, Mg, B, Na, K, W, Tl, S, Te, Ge, Hf, Ta, Ln, Re, Be, Pd e Pt). Na Figura 6.3 são apresentados os histogramas, box plot e curva de probabilidade para os principais elementos analisados. O limiar foi determinado pelo cálculo da média geométrica (MG) multiplicado pelo desvio padrão geométrico ao quadrado (DG<sup>2</sup>). Pelo menos 7 grupos de estações anômalas foram definidos: 1) Cu-Zn-Mo-Ag-Pb; 2) Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti; 3) Ba-Rb-Sr-Cs-Li; 4) U-Th-P-La-Y-Ce-Zr; 5) Ni-Co-Cr; 6) Hg-Se e 7) Sn-Nb (Tabela 6.3).

A Tabela 6.4 mostra o diagrama de correlação para os 32 elementos selecionados para a continui-

dade o tratamento estatístico. Nesta destacam-se os elementos com correlação muito forte ( $\geq 0.8$ ), forte ( $\geq 7$  e  $< 8$ ) e moderada ( $\geq 6$  e  $< 7$ ), sendo que no primeiro grupo tem-se as correlações entre Zn-Cu ( $R^2=0,91$ ), Fe-Cu ( $R^2=0,85$ ), Cr-Cu ( $R^2=0,90$ ), Mn-Zn ( $R^2=0,83$ ), Th-Pb ( $R^2=0,83$ ), La-Th ( $R^2=0,90$ ), Al-Ga ( $R^2=0,82$ ), Cr-Zn ( $R^2=0,89$ ), Cr-Fe ( $R^2=0,86$ ), Ce-Th ( $R^2=0,95$ ) e Ce-La ( $R^2=0,97$ ). No grupo das correlações forte estão Mn-Cu ( $R^2=0,70$ ), Al-Cu ( $R^2=0,76$ ), Al-Fe ( $R^2=0,74$ ), Ga-Cu ( $R^2=0,71$ ), La-Pb ( $R^2=0,70$ ), Ce-Pb ( $R^2=0,75$ ), Co-Ni ( $R^2=0,73$ ), Fe-Mn ( $R^2=0,73$ ), Al-Cu ( $R^2=0,73$ ), Al-Zn ( $R^2=0,73$ ) e Ce-Y ( $R^2=0,72$ ). As correlações moderadas são Au-Ag ( $R^2=6,1$ ), Al-Cr ( $R^2=0,67$ ), Li-Rb ( $R^2=0,63$ ), Li-Pb ( $R^2=0,64$ ), Y-Th ( $R^2=0,68$ ) e Y-Cr ( $R^2=0,63$ ). Em destaque estão os pares de elementos que apresentaram correlação positiva e que também estão representados nos grupos anômalos listados acima.

Tabela 6.2 – Sumário estatístico dos 53 elementos analisados. Em negrito estão destacados elementos não aproveitados para o tratamento estatístico.

ELEMENTOS	VALORES	% VALORES	INF LIM DET	AMPLITUDE	MÉDIA ARIT.	MÉDIA GEOM.	DESVIO ARIT.	DESVIO GEOM.	LIMIAR (MGxDG2)	Nº ANOMALIAS
Mo (ppm)	183	98,4	3	0,01 - 0,94	0,09	0,05	0,13	2,67	0,37	6
Cu (ppm)	186	100,0	0	0,03 - 46,44	2,05	0,64	5,63	3,67	8,59	8
Pb (ppm)	186	100,0	0	0,97 - 74,5	11,55	7,57	12,19	2,49	47,12	5
Zn (ppm)	186	100,0	0	0,1 - 101,5	4,98	1,88	11,81	3,38	21,47	8
Ag (ppb)	153	82,3	33	2 - 110	5,93	3,83	10,17	2,19	18,38	9
Ni (ppm)	183	98,4	3	0,1 - 44,8	1,69	0,49	4,97	3,74	6,8	10
Co (ppm)	181	97,3	5	0,1 - 26,4	1,39	0,41	3,86	3,69	5,6	9
Mn (ppm)	185	99,5	1	1 - 246	39,13	15,10	96,44	3,39	173,77	10
Fe(%)	186	100,0	0	0,01 - 7,95	0,32	0,09	0,89	3,98	1,410	31
As (ppm)	101	54,3	85	0,1 - 1,1	0,28	0,17	0,42	2,34	0,95	4
U (ppm)	167	89,8	19	0,08 - 21,6	0,80	0,41	1,84	2,83	3,26	6
Au (ppb)	139	74,7	47	0,02 - 22,7	0,63	0,33	1,99	2,31	1,76	8
Th (ppm)	186	100,0	0	0,1 - 254	17,76	5,38	36,91	5,08	138,67	6
Sr (ppm)	153	82,3	33	0,5 - 132,9	2,23	1,03	10,73	2,27	5,33	4
Cd (ppm)	115	61,8	71	0,01 - 0,04	0,01	0,01	0,01	1,49	0,03	4
Sb (ppm)	92	49,5	94	0,02 - 0,03	0,02	0,02	0,01	1,20	0,03	2
Bi (ppm)	123	66,1	63	0,02 - 0,22	0,05	0,03	0,05	1,99	0,13	9
V (ppm)	160	86,0	26	0,2 - 189	10,21	4,90	22,85	2,78	37,98	5
Ca (%)	124	66,7	62	0,01 - 0,07	0,01	0,01	0,01	1,47	0,030	4
P (%)	182	97,8	4	0,001 - 0,0639	0,14	0,00	1,79	2,82	0,03	9
La (ppm)	183	98,4	3	0,5 - 640,5	29,23	8,59	73,74	4,66	186,17	6
Cr (ppm)	186	100,0	0	0,5 - 134,3	12,21	5,29	24,40	3,25	56,02	8
Mg_(%)	115	61,8	71	0,01 - 0,73	0,02	0,01	0,07	1,65	0,030	-
Ba (ppm)	185	99,5	1	1,3 - 377	10,25	5,62	29,51	2,39	32,12	6
Ti (%)	183	98,4	3	0,001 - 0,2	0,02	0,01	0,03	2,90	0,08	7
B (ppm)	88	47,3	98	20 - 25	20,08	20,07	0,57	1,03	21,13	2

ELEMENTOS	VALORES	% VALORES	INF LIM DET	AMPLITUDE	MÉDIA ARIT.	MÉDIA GEOM.	DESVIO ARIT.	DESVIO GEOM.	LIMIAR (MGxDG2)	Nº ANOMALIAS
Al (%)	186	100,0	0	0,02 - 1,56	0,16	0,09	0,25	2,61	0,59	12
Na (%)	121	65,1	65	0,001 - 0,02	0,00	0,00	0,00	2,08	0,010	-
K (%)	106	57,0	80	0,01 - 0,16	0,01	0,01	0,01	1,38	0,02	2
W (ppm)	89	47,8	97	0,1 - 0,1	0,10	0,10	0,01	1,08	0,12	1
Sc (ppm)	185	99,5	1	0,1 - 13,5	0,81	0,41	1,68	2,78	3,18	5
Tl (ppm)	117	62,9	69	0,02 - 0,19	0,03	0,02	0,02	1,47	0,05	5
S (%)	99	53,2	87	0,01 - 0,1	0,02	0,02	0,01	1,23	0,03	2
Hg (ppb)	180	96,8	6	5 - 174	25,92	19,19	24,12	2,11	85,4	6
Se (ppm)	159	85,5	27	0,02 - 0,6	0,15	0,13	0,09	1,60	0,34	6
Te (ppm)	94	50,5	92	0,02 - 0,02	0,02	0,02	0,00	1,11	0,02	4
Ga (ppm)	186	100,0	0	0,1 - 15	1,31	0,83	1,63	2,49	5,19	4
Cs (ppm)	169	90,9	17	0,01 - 0,75	0,08	0,04	0,14	2,69	0,29	10
Ge (ppm)	115	61,8	71	0,1 - 0,6	0,11	0,10	0,07	1,30	0,18	4
Hf (ppm)	114	61,3	72	0,02 - 0,48	0,04	0,03	0,06	1,92	0,1	8
Nb (ppm)	174	93,5	12	0,01 - 3,36	0,14	0,07	0,35	2,52	0,44	7
Rb (ppm)	168	90,3	18	0,1 - 12,9	0,40	0,21	1,07	2,47	1,26	9
Sn (ppm)	178	95,7	8	0,1 - 7,3	0,89	0,59	1,02	2,44	3,51	5
Ta (ppm)	88	47,3	98	0,05 - 0,05	0,05	0,05	0,00	1,00	0,05	-
Zr (ppm)	179	96,2	7	0,1 - 13,1	0,96	0,50	1,75	2,76	3,81	9
Y (ppm)	186	100,0	0	0,1 - 29,84	2,45	1,20	4,12	3,21	12,39	4
Ce (ppm)	186	100,0	0	0,3 - 937,5	50,54	14,64	117,47	4,96	360,63	5
In (ppm)	106	57,0	80	0,02 - 0,11	0,03	0,02	0,02	1,47	0,05	7
Re (ppb)	110	59,1	76	1 - 1	1,00	1,00	0,00	1,00	1	-
Be (ppm)	126	67,7	60	0,1 - 1,5	0,17	0,14	0,17	1,75	0,42	8
Li (ppm)	162	87,1	24	0,1 - 33,7	0,59	0,22	2,68	2,82	1,73	8
Pd (ppb)	109	58,6	77	10 - 10	10,00	10,00	0,00	1,00	10	-
Pt (ppb)	109	58,6	77	2 - 4	2,04	2,03	0,23	1,09	2,41	3



Tabela 6.3 - Estações anômalas e seus respectivos elementos/grupos anômalos

<b>Estações</b>	<b>Grupos / Elementos Anômalos</b>							
AR-S-01	U							
AR-S-04	Ag	Co	MnAl	UThPLaYCe	BaRbCsLi			
AR-S-08	CuZnAg	NiCoCr	MnFeAlTi	PY	BaSrRbCsLi			
AR-S-09	Ag	Al			BaSrRbCsLi	HgSe	Au	
AR-S-20	Rb							
AR-S-23	Sn							
AR-S-31	Pb	ThLa						
AR-S-48	Au							
AR-S-74	Sn							
AR-S-78	Ag	Al			Cs	HgSe		
AR-S-81	Hg							
AR-S-82	Sn							
CE-S-01	Zr							
CE-S-02	Al			Zr				
CG-S-01	Mo	Ti		Zr	NbSn			
CG-S-02	Mo	Zr						
CG-S-03	Ti			Zr	Nb			
CG-S-04	MoAg							
CG-S-05	PbZn	MnTi		UThPLaCeZr	BaSr	Nb		
CG-S-06	Ti			Nb				
CG-S-07	MnAlTi			Zr	Rb	Nb		
CG-S-08	AlTi			Zr	Nb			
ER-S-01	Nb							
ER-S-02	NiCr				RbCsLi			
ER-S-04	Co			P	RbCsLi			
ER-S-07	Cu	Rb						
ER-S-10	Au							
ER-S-14	Au							
ER-S-19	CuZnAg	NiCoCr	MnFeVSc	Se				
ER-S-20	CuZn	NiCoCr	MnFeVSc	CsLi				
ER-S-23	NiCoCr		MnFe	Au				
ER-S-25	RbCsLi							
ER-S-27	Au							
ER-S-28	MoCuZnAg	NiCoCr	MnFeVScAl	UP	BaCsLi	Au		
ER-S-31	Se							
ER-S-31	Au							
ER-S-33	CuZnAg	NiCo	FeAl	Cs			Se	
ER-S-34	CuZn	NiCoCr	MnFeVScAl	P				
ER-S-35	Ni		Mn					
ER-S-38	U							
ER-S-42	ThPLaYCe							
ER-S-69	Ni							
ER-S-80	Al			Hg				
ER-S-82	Mo	Fe						
ER-S-87	Pb							
ER-S-88	Pb	ThPLaCe			Sn			
ER-S-90	P				BaSr	Hg		
ER-S-91	Pb	UThPLaYCe						
PA-S-01	MoCuZnAg	NiCr	FeVScAl	Zr	Se			
PA-S-05	Hg							

Figura 6.3 – Histogramas, curvas de probabilidade e box plot para os 53 elementos analisados.

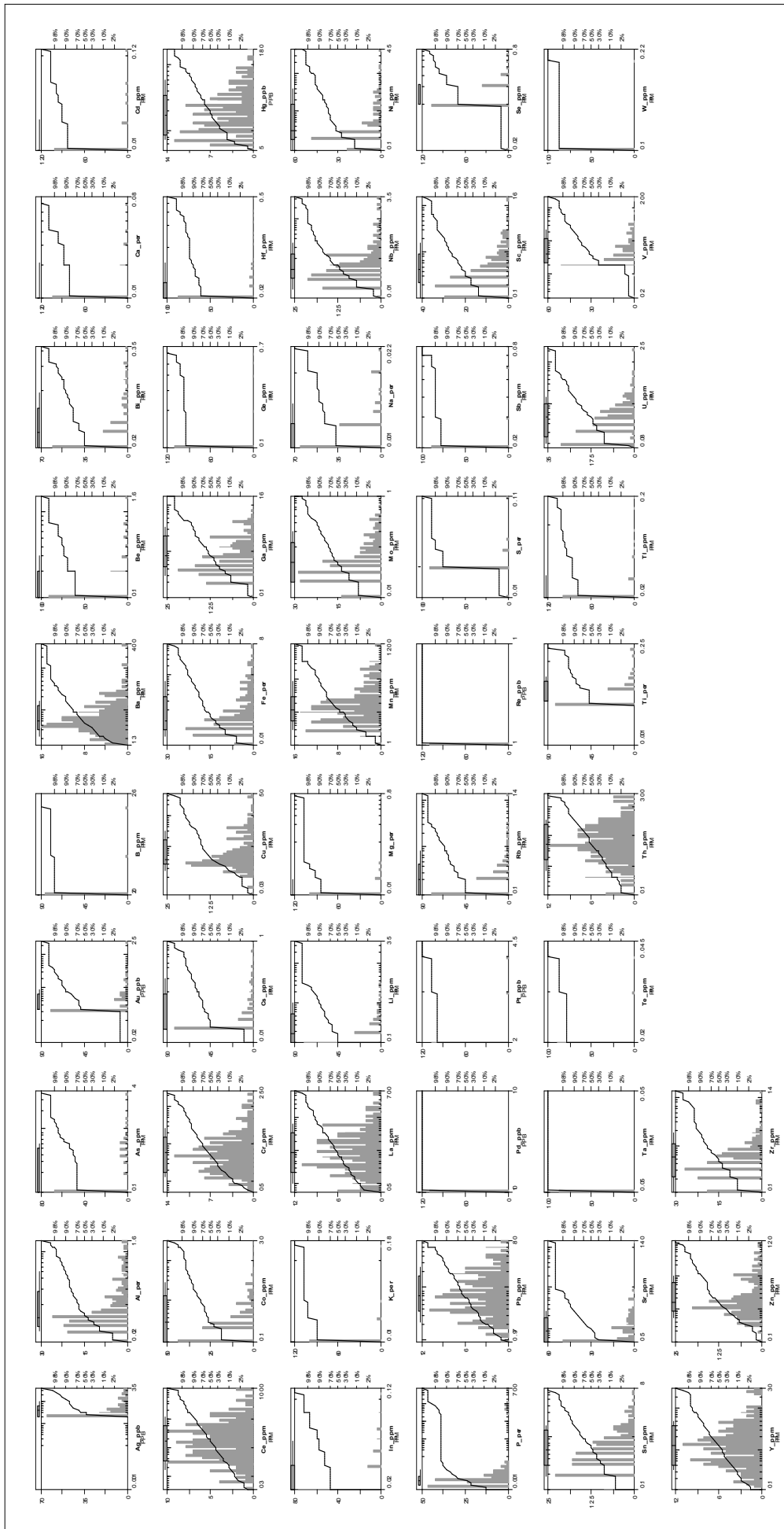


Tabela 6.4 – Matriz de correlação entre os 32 elementos selecionados.

Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	Fe	U	Au	Th	Sr	V	P	La	Cr	Ba	Ti	Al	Sc	Hg	Se	Ga	Cs	Nb	Rb	Sn	Zr	Y	Ce	Li
1,00	0,04	0,10	0,04	0,16	0,03	0,03	0,04	0,04	0,38	0,22	0,06	0,06	0,27	0,02	0,01	0,06	0,03	0,02	0,06	0,02	0,09	0,07	0,08	0,11	0,49	0,25	0,39	0,20	0,07	0,05	0,20
	1,00	0,01	0,91	0,00	0,30	0,14	0,70	0,85	0,07	0,11	0,00	0,10	0,36	0,00	0,01	0,90	0,30	0,03	0,76	0,17	0,12	0,04	0,71	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,38	0,04	0,00
		1,00	0,03	0,03	0,06	0,07	0,02	0,00	0,19	0,09	0,83	0,03	0,21	0,06	0,70	0,07	0,39	0,09	0,03	0,04	0,10	0,04	0,35	0,05	0,19	0,00	0,14	0,13	0,53	0,75	0,02
			1,00	0,03	0,30	0,15	0,83	0,75	0,07	0,09	0,06	0,07	0,28	0,00	0,05	0,89	0,40	0,04	0,73	0,15	0,16	0,01	0,61	0,08	0,08	0,05	0,05	0,43	0,08	0,03	0,03
				1,00	0,15	0,25	0,08	0,03	0,20	0,61	0,05	0,38	0,38	0,32	0,05	0,06	0,18	0,05	0,07	0,16	0,11	0,51	0,05	0,52	0,27	0,50	0,24	0,30	0,05	0,01	0,64
					1,00	0,76	0,24	0,23	0,07	0,17	0,03	0,22	0,36	0,26	0,04	0,28	0,07	0,02	0,19	0,05	0,06	0,28	0,14	0,09	0,05	0,35	0,04	0,04	0,10	0,01	0,32
						1,00	0,17	0,11	0,15	0,25	0,02	0,32	0,40	0,19	0,07	0,13	0,01	0,03	0,07	0,01	0,09	0,19	0,02	0,04	0,07	0,37	0,05	0,12	0,04	0,01	0,31
							1,00	0,73	0,05	0,03	0,04	0,05	0,31	0,01	0,02	0,81	0,28	0,02	0,57	0,16	0,14	0,04	0,50	0,00	0,04	0,06	0,03	0,02	0,25	0,04	0,04
								1,00	0,07	0,14	0,00	0,11	0,43	0,02	0,02	0,86	0,16	0,04	0,74	0,19	0,20	0,08	0,83	0,08	0,08	0,09	0,05	0,04	0,20	0,01	0,06
									1,00	0,26	0,10	0,26	0,30	0,07	0,02	0,07	0,00	0,24	0,10	0,04	0,08	0,02	0,14	0,03	0,41	0,25	0,19	0,29	0,13	0,09	0,09
										1,00	0,01	0,31	0,36	0,25	0,01	0,18	0,12	0,12	0,07	0,10	0,14	0,50	0,20	0,42	0,35	0,44	0,30	0,24	0,13	0,04	0,58
											1,00	0,08	0,10	0,07	0,90	0,03	0,46	0,06	0,03	0,03	0,08	0,09	0,21	0,16	0,11	0,03	0,07	0,07	0,68	0,95	0,08
												1,00	0,23	0,02	0,05	0,09	0,12	0,05	0,16	0,06	0,18	0,25	0,17	0,25	0,05	0,17	0,03	0,12	0,03	0,05	0,16
													1,00	0,12	0,05	0,33	0,01	0,15	0,24	0,05	0,07	0,24	0,24	0,27	0,37	0,26	0,30	0,42	0,02	0,10	0,19
														1,00	0,01	0,04	0,11	0,27	0,05	0,47	0,06	0,36	0,08	0,33	0,27	0,32	0,15	0,01	0,08	0,06	0,38
															1,00	0,03	0,29	0,05	0,03	0,03	0,06	0,04	0,14	0,07	0,04	0,07	0,02	0,02	0,63	0,97	0,08
																1,00	0,20	0,05	0,67	0,18	0,11	0,08	0,69	0,10	0,11	0,08	0,08	0,07	0,32	0,05	0,08
																	1,00	0,02	0,31	0,03	0,10	0,20	0,33	0,24	0,02	0,00	0,02	0,01	0,32	0,35	0,22
																		1,00	0,05	0,55	0,09	0,07	0,08	0,11	0,49	0,10	0,19	0,20	0,07	0,05	0,08
																			1,00	0,13	0,36	0,03	0,82	0,12	0,08	0,14	0,02	0,05	0,32	0,06	0,01
																				1,00	0,24	0,16	0,13	0,21	0,26	0,20	0,33	0,02	0,01	0,03	0,17
																					1,00	0,11	0,38	0,05	0,05	0,16	0,04	0,10	0,09	0,08	0,09
																						1,00	0,07	0,45	0,27	0,33	0,14	0,12	0,03	0,03	0,48
																							1,00	0,11	0,15	0,15	0,11	0,09	0,27	0,18	0,09
																								1,00	0,23	0,40	0,21	0,16	0,06	0,10	0,54
																									1,00	0,28	0,38	0,42	0,13	0,10	0,29
																										1,00	0,20	0,23	0,07	0,01	0,63
																											1,00	0,04	0,08	0,06	0,23
																												1,00	0,09	0,06	0,21
																													1,00	0,72	0,04
																													1,00	0,03	0,03
																														1,00	0,03
																															1,00

CORRELAÇÃO MUITO FORTE  
CORRELAÇÃO FORTE  
CORRELAÇÃO MODERADA



Para análise de agrupamento (*cluster analysis*) os dados foram inicialmente padronizados, com objetivo de eliminar os efeitos das diferentes unidades utilizadas para os elementos analisados (ppm, ppb e %), fazendo com que os valores dos elementos contribuam com o mesmo peso no cálculo de coeficiente de similaridade. Para a construção do dendograma (Figura 6.4), foi uti-

lizado o coeficiente de *r-Pearson*, e como método de agrupamento a ligação completa (*complete linkage*). Neste diagrama, a uma distância entre grupos de 0.4, as principais associações identificadas foram Ag-Li, Ni-Co, Cu-Zn-Cr-Fe-Mn, Al-Ga e Pb-Th-La-Ce, que também refletem correlações positivas no diagrama de correlação da Tabela 6.4.

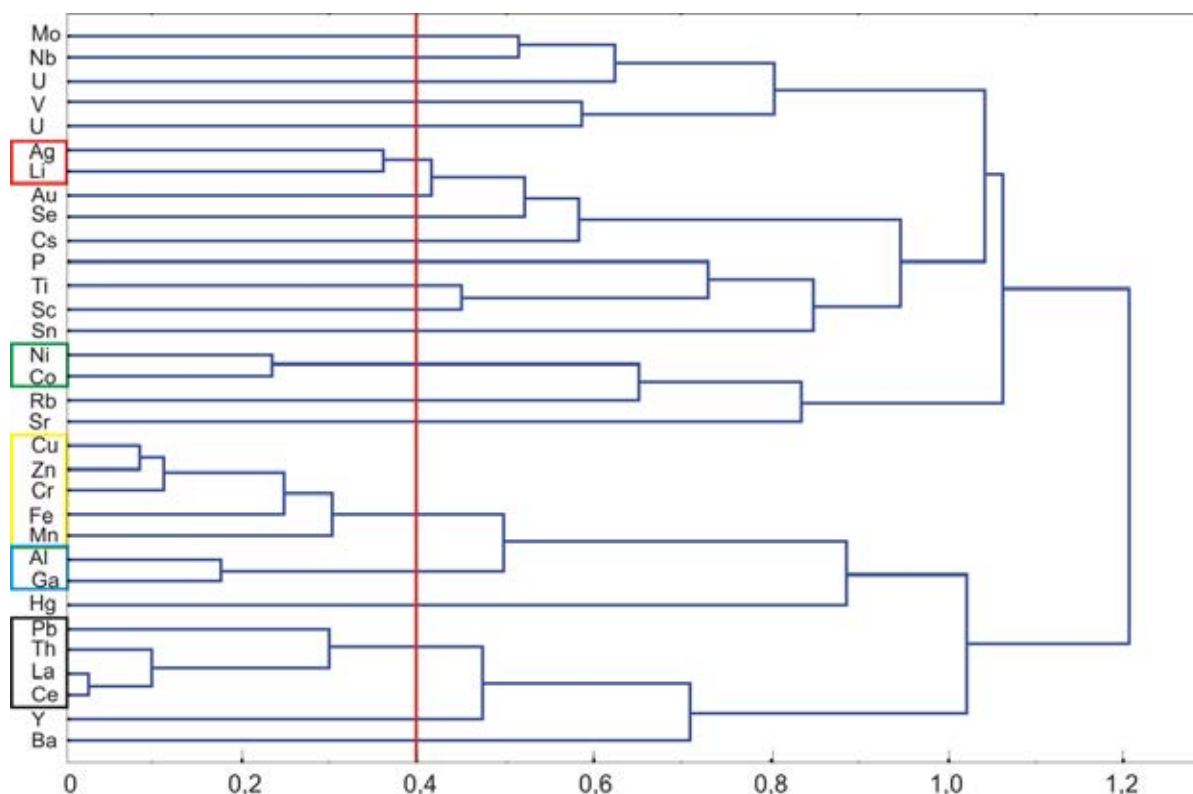


Figura 6.4 - Análise de agrupamento (*cluster analysis*) para os 32 elementos analisados.

### 6.3.2 Concentrados de bateia

Na preparação das amostras de concentrado de bateia foi realizado inicialmente o microbateamento para Au, Pb, Pt e Cu, e em seguida estas foram submetidas a raios ultravioleta para identificar a scheelita. Após essa etapa, as amostras foram passadas no separador magnético Frantz e em líquido denso (bromofórmio). Finalmente, foi realizada análise mineralométrica semiquantitativa utilizando-se lupa binocular, sendo reportadas segundo o intervalo da Tabela 6.5.

Após as análises semiquantitativas das 186 amostras de concentrado de bateia, procurou-se separar aquelas que apresentaram os melhores resultados para os principais minerais-minérios, com destaque para o ouro, estanho e torianita. Foram identificadas 32 amostras com pintas de ouro (1 a 6 pintas) e 1 com torianita. Com relação às amostras do Projeto Falsino, 22 amostras apresentaram estanho e 2 amostras partículas de ouro (Tabela 6.6).

Tabela 6.5 – Código-teor e significado adotados para análises mineralométricas semiquantitativas.

Código - teor	Significado
85	75-100%
60	50-75%
40	25-50%
15	5-25%
03	1-5%
01	<1

Tabela 6.6 – Tabela com os minerais-minérios e índices mineralógicos (Projeto Rio Araguari e Projeto Falsino).

MINERAL	ÍNDICES MINERALÓGICOS
OURO	34
ESTANHO	22
TORIANITA	1

## 6.4 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

As principais anomalias dos elementos selecionados foram agrupadas nas estações anômalas que estão representadas no mapa geoquímico. Foram selecionados 7 agrupamentos anômalos: Cu-Zn-Mo-Ag-Pb, Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti, Ba-Rb-Sr-Cs-Li, U-Th-P-La-Y-Ce-Zr, Ni-Co-Cr, Hg-Se e Sn-Nb, além das anomalias de Au, onde cada estação anômala pode apresentar um ou mais elemento ou grupo anômalo (Tabela 6.3).

O grupo anômalo U-Th-P-La-Y-Ce-Zr, que também foi evidenciado na análise de agrupamento pela associação Th-La-Ce-(Pb), está presente na porção oeste da área de estudo, relacionada aos litotipos do Complexo Rio Araguari e na porção leste associada a rochas do Tonalito Papa Vento e/ou Metagranitoide Pedra do Meio. O maior destaque para este grupo anômalo está na porção centro-norte da área, onde afloram rochas do Granito Rio Mutum, que apresenta também indícios de torianita em concentrados de bateia.

O grupo anômalo Ni-Co-Cr e Cu-Zn-Mo-Ag-Pb e as associações Cu-Zn-Cr-(Fe-Mn) e Ni-Co podem acusar a presença de rochas máficas-ultramáficas, principalmente nas sequências metavulcanossedimentares dos grupos Vila Nova e Tartarugalzinho, que não foram identificadas na escala do mapeamento, e que podem conter mineralização de cromo e níquel.

O grupo anômalo Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti apresenta um destaque significativo na região centro-sul e oeste da área, onde afloram rochas metassedimentares e metamáficas do Grupo Vila Nova e Anfíbolito Rio Mururé. Pelo menos 7 amostras deste grupo estão relacionadas a estas unidades.

A associação Al-Ga reportam às Coberturas Detrito-Lateríticas e rochas supracrustais dos grupos Vila Nova e Tartarugalzinho, ou podem estar associadas a possíveis coberturas bauxíticas desenvolvidas a partir da sequência de rochas metamáficas da Formação Jornal (Grupo Vila Nova).

O grupo anômalo Ba-Rb-Sr-Cs-Li está relacionado a rochas do Complexo Rio Araguari, e pelo menos 3 amostras estão relacionadas ao Granito Carrapatinho, que ocorre em corpos isolados na porção oeste, sul e centro sul da área. Este grupo também pode indicar mineralizações associadas a pegmatitos.

O grupo Sn-Nb tem maior destaque quando comparados com os indícios mineralógicos de Sn em concentrados de bateia, localizados principalmente na porção nordeste da área, onde afloram granitoides da Suíte Intrusiva Flexal. No entanto, os dados geoquímicos obtidos sugerem a presença de granitoides especializados em cassiterita não identificados no mapeamento, visto que a referida suíte representa magmatismo cálcio-alcálico de ambiente de arco magmático, improváveis portadores de cassiterita. Outra zona mineralógica de Sn, mas sem anomalias de Sn-Nd em sedimentos de corrente, localiza-se na porção sudeste da área.

As pintas de ouro e anomalias em sedimento de corrente estão dispersas na área de estudo, tendo maior concentração na porção nordeste da área, onde afloram rochas da Suíte Intrusiva Flexal e naquelas regiões onde ocorrem as rochas metavulcanossedimentares dos grupos Vila Nova e Tartarugalzinho.

O grupo anômalo Hg-Se, este bastante disperso na área, pode representar presença de atividade garimpeira na área.

## 6.5 SÍNTESE DOS DADOS OBTIDOS

A prospeção geoquímica de sedimento de corrente identificou pelo menos sete (7) agrupamentos de estações anômalas: Cu-Zn-Mo-Ag-Pb, Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti, Ba-Rb-Sr-Cs-Li, U-Th-P-La-Y-Ce-Zr, Ni-Co-Cr, Hg-Se e Sn-Nb. As estações anômalas estão geralmente associadas a um ou mais grupos anômalos, o que pode demonstrar a heterogeneidade de possibilidades metalogenéticas e litológicas da área de estudo ou simplesmente representam apenas anomalias estatísticas, sem sentido geológico. No mapa geoquímico de sedimentos de corrente (Anexo) as estações anômalas destacadas acima estão representadas pontualmente por diferentes cores e símbolos.

Para as anomalias que podem representar características metalogenéticas e/ou litológicas, destaca-se as estações anômalas de ETR, que também foram evidenciadas na análise de agrupamento, com associação Th-La-Ce-(Pb), com destaque para as amostras coletadas em drenagens sobre o Tonalito Papa Vento e/ou Metagranitoide Pedra do Meio.

O Granito Rio Mutum, além de apresentar amostras de sedimentos de corrente anômalas para ETR e contagem de torianita em concentrado de bateia (CG-B-06), apresentou valores significativos de Ce e Th nos resultados de química de rocha, o que reforça sua vocação metalogenética para ETR e torianita.

Os grupos anômalos Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti e Ni-Co-Cr e suas associações estão, na sua maioria, relacionados à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova. Esta sequência comporta depósitos e minas de Fe e Mn na região da Serra do Navio, rochas máfico-ultramáficas portadoras de mineralização de cromita na região das Serras da Canga e Bicicleta, localizadas na Folha Macapá – NA.22-Y-D (imediatamente a sul da Folha Rio Araguari), além da mina de ferro localizada no extremo sudeste da Folha Rio Araguari. Esta afinidade metalogenética do Grupo Vila Nova para minerais metálicos e preciosos, associada com as estações anômalas para Mn, Fe, Ni e Cr, demonstram a importância de se realizar estudos geoquímicos e geológicos de mais detalhe em regiões onde afloram as rochas deste grupo.

Os destaques mineralógicos de concentrados de bateia estão agrupados em zonas mineralógicas para ouro, estanho e torianita, sendo o primeiro agrupado em cinco zonas, o segundo em duas zonas e a torianita como destaque em uma única estação (CG-B-06, Granito Rio Mutum). As zonas de destaque mineralógico de ouro ocorrem em pelo menos cinco unidades geológicas distintas, com destaque para aquelas amostras que coletadas em drenagens que cortam rochas do Grupo Vila Nova. Para o estanho, merece destaque a zona delimitada na porção nordeste da área, onde pelo menos treze estações apresentaram cassiterita em concentrados de bateia, o que indica a necessidade de estudos geológicos e geoquímicos mais sistemáticos, com objetivo de mapear corpos de granitoides especializados em mineralização de cassiterita.

## 7. RECURSOS MINERAIS

No banco de dados de recursos minerais da Folha Rio Araguari constam 114 registros, dos quais 92 foram inseridos a partir deste projeto. Os recursos distribuem-se pelas classes dos metais nobres (Au, Ag), metais ferrosos (Fe), metais não ferrosos e semi-metais (Al, Mo, Sn, Ta), recursos energéticos (Th), gemas (topázio) e materiais para uso na construção civil. Poucas informações estão disponíveis na literatura sobre as características geológicas e, menos ainda, genéticas dos jazimentos, de forma que uma descrição sumária, por substância, é efetuada. Na Figura 7.1 é apresentada a distribuição dos principais recursos minerais no mapa de associações tectônicas da Folha Rio Araguari.

### 7.1 FERRO

O ferro é o recurso mineral de maior importância econômica atual na Folha Rio Araguari e vários jazimentos já eram conhecidos pelo menos desde os anos 1970 (p.ex., CARVALHO; SILVA 1969; JORGE JOÃO et al., 1979). Os depósitos e ocorrências de ferro concentram-se na porção sudeste da Folha, na região dos rios Tracajatuba e Tartarugal Grande. Estão associados a formações ferríferas e quartzitos ferríferos da Formação Santa Maria do Vila Nova/Grupo Vila Nova, que ocorrem como corpos descontínuos encaixados em rochas do Complexo Tartarugal Grande e do Metagranitoide Pedra do Meio (Figuras 7.1 e 7.2A). Os jazimentos ferríferos encontram-se invariavelmente destacados por anomalias magneto-métricas (Figura 7.2B).

Reservas são conhecidas apenas para o depósito do Rio Tracajatuba (mina da Zamapá), que possuía reservas entre 135-200 Mt, com 69% de Fe (LIMEIRA, 2005; ECOMETALS, 2009) e recursos potenciais de 500 Mt (ZAMINFERROUS, 2013). O minério está associado a formações ferríferas ( fácies óxido) e quartzitos ferríferos com leitos de magnetita e hematita

(JORGE JOÃO et al., 1979). Estas rochas apresentam uma foliação tectônica concordante ao acamamento sedimentar primário, com direções variando entre N60-80°E e mergulhos 20-70°SE, discordante à direção estrutural regional, predominantemente NW-SE. Dobras assimétricas são observadas, assim como intenso faturamento nas zonas de maior concentração de minério de ferro. (Figura 7.3).

Jorge João et al. (1979) designaram de Serra do Ferro uma ocorrência de minério de ferro ao longo de uma serra sinuosa que ocorre na margem esquerda do Rio Tartarugal Grande. De acordo com Greiphil (2013), no depósito da Serra do Ferro o minério de ferro está contido em formação ferrífera (ou quartzito ferrífero, segundo JORGE JOÃO et al., 1979), com 2,3 km de extensão e 300 m de largura. O minério é composto por magnetita e hematita intercaladas com níveis quartzosos e forma dois horizontes distintos, um maciço (inferior), outro friável (superior). Esses horizontes são localmente separados por granitos e pegmatitos (Figura 7.4). Intervalos mineralizados variam de 8,0 a 21,8 m de espessura, com teor de ferro entre 42,1 e 45,3%. Recursos preliminares foram estimados em 80 Mt de minério (GREIPHIL, 2013).

Durante trabalhos de campo deste projeto, foi visitado um depósito de ferro localizado logo a sudeste da Serra do Ferro, na margem direita do Rio Tartarugal Grande, designado aqui informalmente depósito do Sítio do Galeno. O minério aparece como blocos de magnetitito dispersos em topo e encosta de uma serra encurvada (dobrada?) (Figura 7.5). Os teores de ferro no minério variam entre 39,56% e 66,5% (D. Skibinski, comunicação escrita). O contexto geológico do depósito é semelhante ao da Serra do Ferro, com minério de ferro provavelmente associado a formações ferríferas, visto que foram registrados afloramentos destas rochas nos arredores da serra.



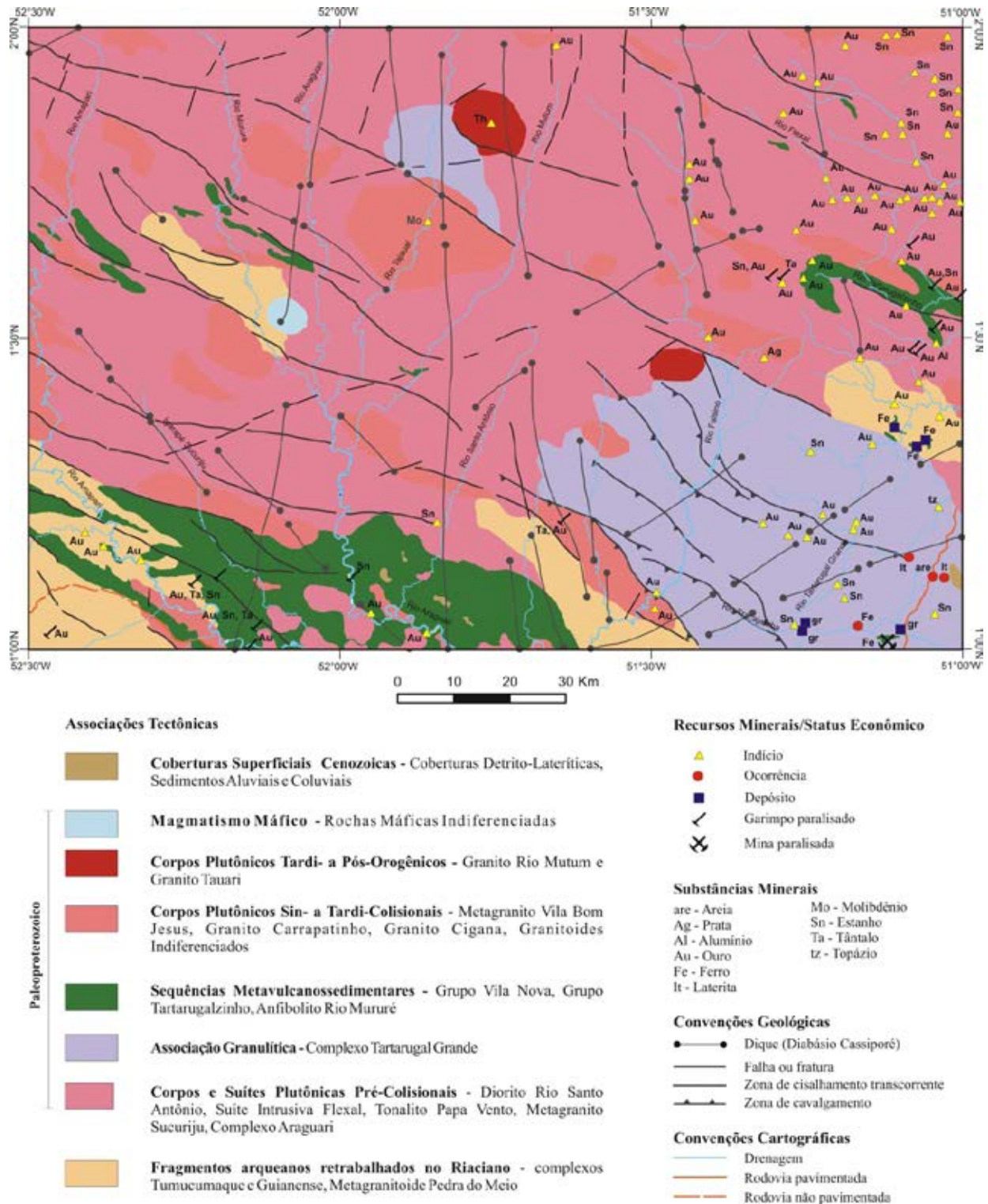


Figura 7.1 – Mapa de associações tectônicas com distribuição dos recursos minerais da Folha Rio Araguari.

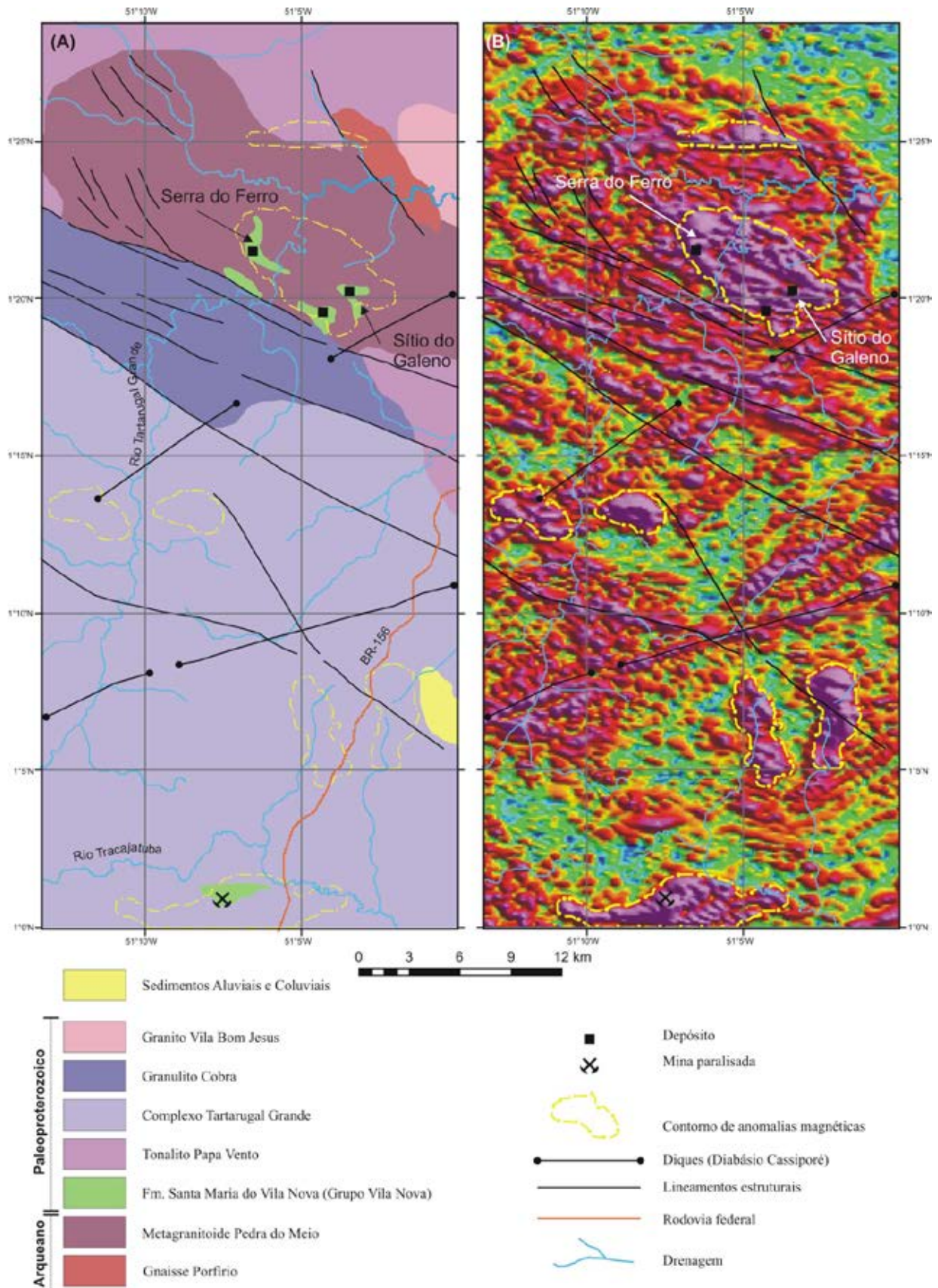


Figura 7.2 – (A) Mapa geológico da porção sudeste da Folha Rio Araguari com localização de depósitos de ferro; (B) Mapa magnético de amplitude do sinal analítico com destaque às anomalias magnéticas.





Figura 7.3 – (A) Vista geral e (B) planta de beneficiamento da mina de ferro do Rio Tracajatuba; (C) Dobra em formação ferrífera; (D) Aspecto do minério de ferro intensamente fraturado.

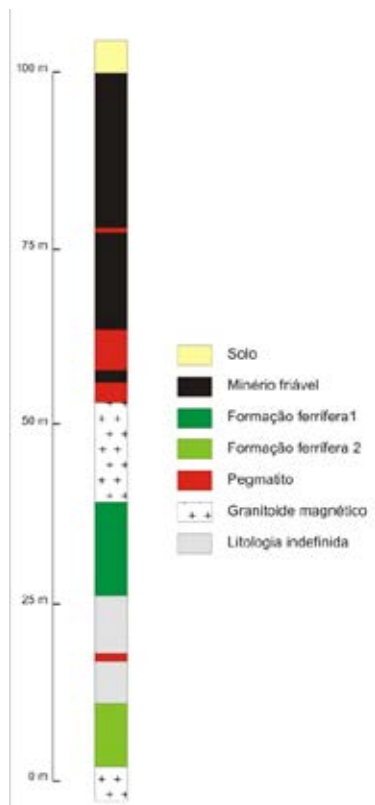


Figura 7.4 – Perfil geológico do depósito de ferro da Serra do Ferro (modificado de GREIPHIL, 2013)

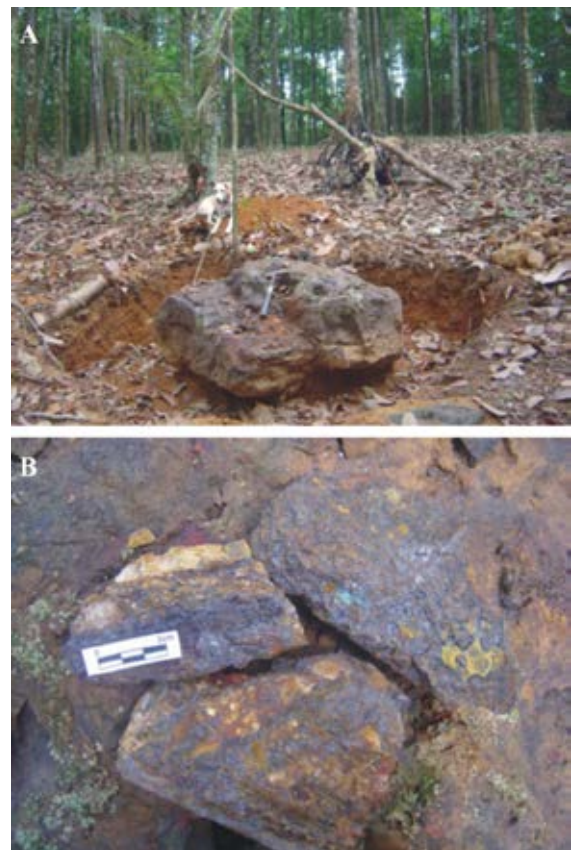


Figura 7.5 – (A) Bloco de minério de ferro no depósito do Sítio do Galeno; (B) Detalhe no minério.



## 7.2 OURO

Na Folha Rio Araguari foram registrados doze ocorrências de ouro secundário, compiladas a partir da bibliografia (JORGE JOÃO et al., 1979; CPRM, 2011; BRASIL, 2011), alguns representando antigas frentes de lavra garimpeira paralisadas. A maior parte está situada em drenagens que cortam as sequências metavulcanosedimentares dos grupos Vila Nova e Tartarugalzinho (Figura 7.1). Apenas um garimpo de natureza primária é conhecido, denominado Igarapé da Triste, em área de domínio da Suíte Intrusiva Flexal. As informações, entretanto, são muito limitadas (veios de quartzo aurífero em saprólitos), tendo sido ativo aparentemente apenas nos anos 1970 (JORGE JOÃO et al., 1979).

Adicionalmente, diversos indícios de mineralização aurífera foram identificados em sedimentos ativos de drenagens, onde foram detectados teores de ouro entre 0,05 e 0,35 ppm, além da presença de partículas de ouro em concentrados de bateia (Figura 7.1). Observa-se que vários desses indícios localizam-se na porção sudeste da folha, em área do Complexo Tartarugal Grande, mas ligeiramente alinhados em torno de uma zona de cisalhamento contraccional.

Nenhum depósito de ouro primário é conhecido nos domínios da Folha Rio Araguari. Entretanto, as sequências metavulcanosedimentares paleoproterozoicas, fortemente controladas estruturalmente, são metalotectos potenciais, uma vez que há depósitos conhecidos nestas unidades fora dos limites da Folha. O depósito de Tartaruga ocorre no prolongamento do Grupo Tartarugalzinho para sudeste e contém reserva inferida de 9,3 t de ouro. O depósito está hospedado em quartzitos e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias e se estende por cerca de 2 km ao longo de zonas de cisalhamento paralelas e orientadas segundo NW-SE (BEADELLRESOURCES, 2010, 2013). Também é conhecido o depósito de Amapari/Tucano, localizado a sul da Folha Rio Araguari, hospedado em zonas de cisalhamento de orientação submeridiana que cortam as rochas supracrustais do Grupo Vila Nova, que adentram a área da Folha. Esse depósito conta com reservas e recursos de 128t de ouro (BEADELLRESOURCES, 2013) e é tido como pertencente à classe dos depósitos orogênicos de ouro (MELO et al., 2003).

## 7.3 ESTANHO E TÂNTALO

A presença de garimpos de cassiterita, columbita e tantalita no Amapá é registrada há muito na literatura geológica (ACKERMANN, 1948; LIMA et al., 1974 e referências). Em geral, esses minerais eram lavrados nas aluviões das bacias dos rios Cupixi, Vila Nova, Amapa-

ri, Araguari e Tartarugalzinho, mas também em veios, pegmatitos e *greisens*. Na Folha Rio Araguari são registrados oito garimpos paralisados, onde um ou mais dos minerais (às vezes associados com ouro) foi extraídos de forma intermitente. Os garimpos se concentram nas cabeceiras do rio Tartarugalzinho, no interflúvio Amapari-Araguari e em grota da bacia de captação do Igarapé Segundo Braço (Figura 7.1). Com uma exceção, os garimpos são todos aluvionares. O garimpo primário localiza-se em afluente da margem direita do Rio Araguari, em área dominada pelo Grupo Vila Nova, e era ativo nos anos 1970. Segundo Vale et al. (1972), a cassiterita está hospedada em *greisen*, juntamente com magnetita e ilmenita, mas não há informação sobre a rocha encaixante do *greisen*. Em outros garimpos, ao sul da Folha Rio Araguari, filões pegmatíticos e *greisens* com cassiterita-columbita-tantalita estão encaixados em filitos, xistos e quartzitos do Grupo Vila Nova (ACKERMANN, 1948; KLOOSTERMAN, 1969; LIMA et al., 1974).

Além disso, diversos indícios de cassiterita foram revelados pela prospecção geoquímica em concentrados de bateia realizada na porção oriental da Folha Rio Araguari (JORGE JOÃO et al., 1979, vide Capítulo 6), e mais restritamente na bacia hidrográfica do Rio Santo Antônio, a sul da folha (VALE et al., 1972).

Supõe-se que a mineralização esteja associada à colocação de granitos anorogênicos relacionados a eventos magmáticos datados em torno de 1,75 Ga e 1,84 Ga, já conhecidos fora da área da Folha Rio Araguari (ex. Granito Waiãpi - 1,75 Ga / VASQUEZ, LAFON, 2001; Granito Porto Grande - 1,84 Ga / BARBOSA et al., 2013).

## 7.4 TORIANITA

A torianita chamou a atenção há alguns anos pela apreensão, pela Polícia Federal, no estado do Amapá, de lotes desse mineral destinados ao comércio ilegal. Os locais de extração, entretanto, nunca foram divulgados. Um indício de torianita foi detectado neste projeto em uma amostra de concentrados de bateia/minerais pesados coletada em grota afluente da margem esquerda do alto curso do Rio Araguari, porção centro-norte da folha (Figura 7.1). A torianita foi confirmada por microscopia eletrônica de varredura (Figura 7.6). Nesta região as drenagens cortam o Granito Rio Mutum, definido por um corpo circunscrito facilmente identificado em imagens gama-espectométricas por seus elevados valores de tório. Supõe-se que o mineral seja oriundo de pegmatitos relacionados com esse granito. Análise litoquímica de um sienogranito pegmatoide deste corpo apresentou valores de 144 ppm de Th.

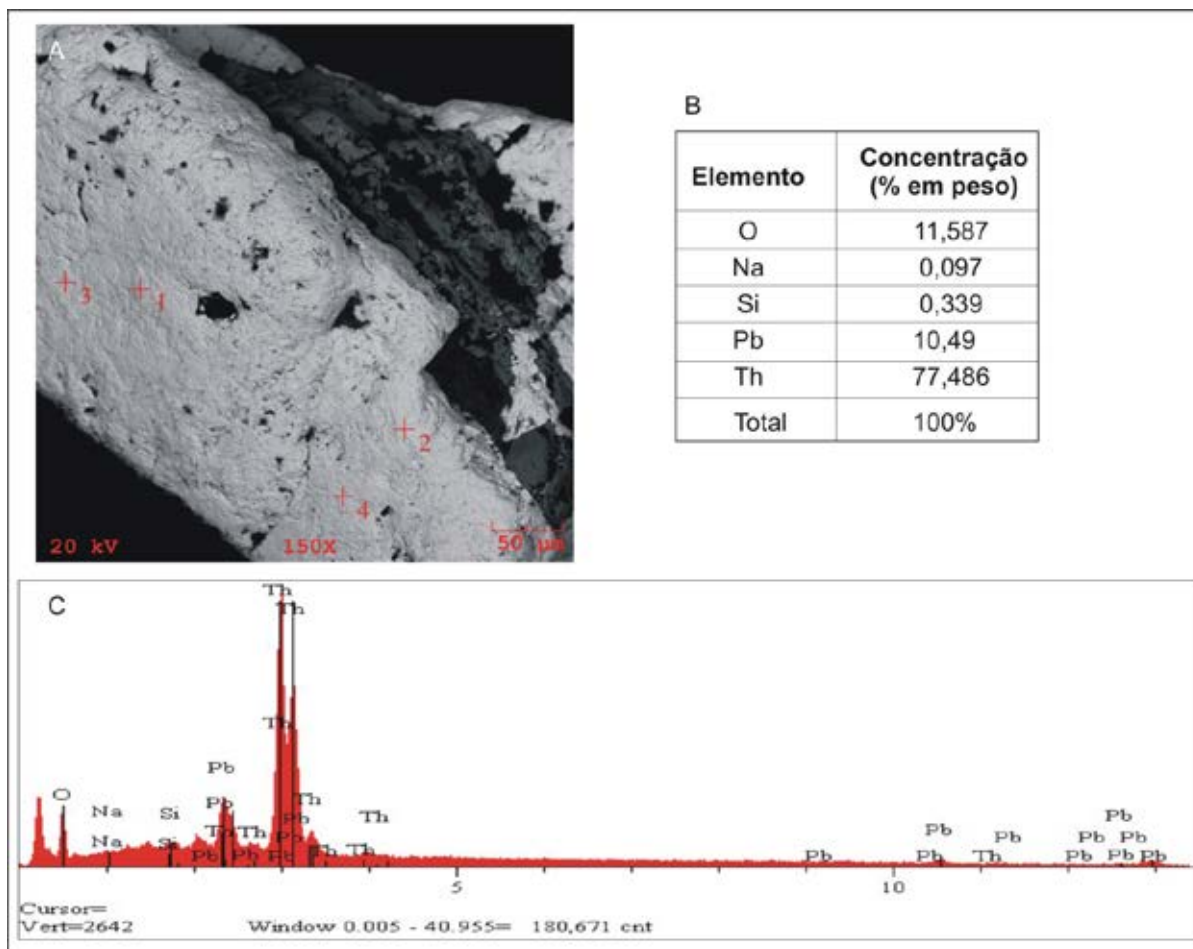


Figura 7.6 – (A) Imagem por elétrons retro-espalhados de torianita obtida por microscopia eletrônica de varredura; (B) Composição química semi-quantitativa da torianita obtida por espectroscopia de dispersão de energia no ponto 4; (C) Espectro correspondente ao ponto 4. Amostra CG-B-06.

## 7.5 MATERIAIS PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL

Na classe dos minerais e rochas para uso na construção civil, o banco de dados SIGMINE/DNPM (BRASIL, 2011), acusa a existência de quatro depósitos não explorados de granito para uso como brita, e neste projeto foram cadastradas duas ocorrências de laterita e uma de areia.

Os granitoides para uso como brita estão associados ao Complexo Tartarugal Grande e localizam-se nas proximidades da BR-156 e nas cabeceiras do rio Tartarugal Grande. Não há informações sobre volume. As ocorrências de laterita, com uso potencial para pedra de construção, relacionam-se com expressivas crostas ferruginosas em topos de colinas esculpidas por rochas do Complexo Tartarugal Grande, sobre as quais é estabelecida uma vegetação de cerrado característica (Figura 7.7 A, B). Destaca-se que uma delas coincide com expressiva anomalia magnética. Uma ocorrência de areia branca é obser-

vada na margem esquerda da BR-156 (Figura 7.7C), sentido de Porto Grande para Tartarugalzinho. A areia é branca, grossa a muito grossa, rica em grânulos de quartzo, e repousa sobre um material areno-argiloso amarelo-esbranquiçado.

## 7.6 OUTROS INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÃO

Indício de mineralização de alumínio está relacionado com um platô laterítico (laterita aluminosa) de cerca de 1 km<sup>2</sup> que ocorre sobre anfibolitos do Grupo Tartarugalzinho (Figura 7.1), na Serra do Limão, citado por Jorge João et al. (1979).

Indícios de mineralização estão relacionados com teores relativamente elevados de prata (2 ppm em tonalito) e molibdênio (100 ppm em sedimento de corrente), além da presença de topázio (crystal em concentrado de bateia) detectados pontualmente em levantamentos geoquímicos (JORGE JOÃO et al., 1979; VALE et al., 1972).

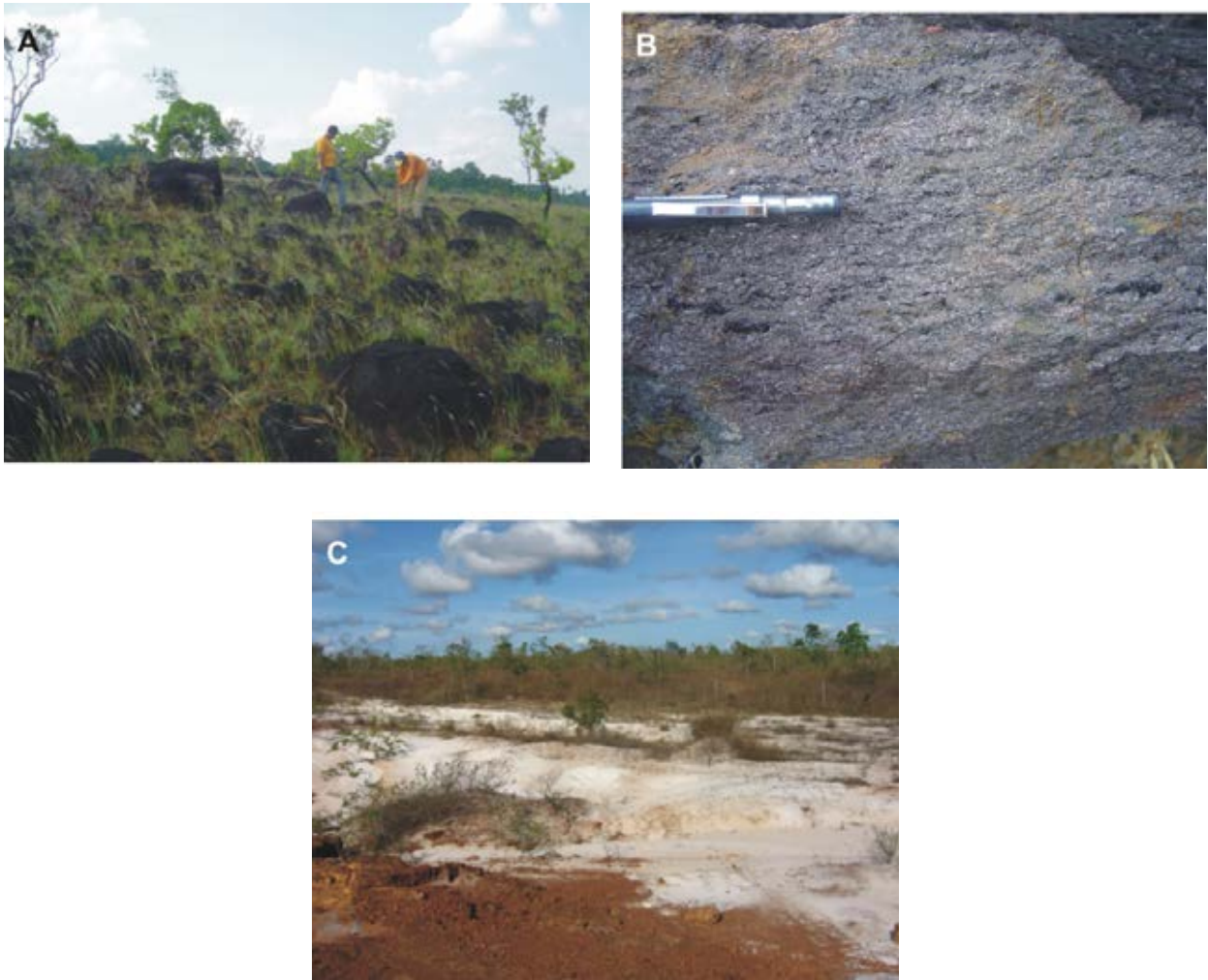


Figura 7.7 – (A) Ocorrência de grandes blocos de laterita ferruginosa sustentando colina no ramal São Sebastião (Estação CG-130); (B) Detalhe da estrutura da laterita; (C) Aspecto geral do depósito de areia branca.





## 8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico na escala 1:250.000 realizado na Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B), fundamentado na integração geológico-geofísica, trabalhos de campo e análises laboratoriais, somado ao levantamento de dados disponíveis na literatura, permitiram que neste trabalho fosse reunido um expressivo acervo de dados, que promoveram um avanço significativo no conhecimento geológico regional desta porção do Cráton Amazônico. Neste capítulo são destacadas apenas as principais contribuições produzidas por este trabalho, evitando-se repetições de informações apresentadas em capítulos anteriores.

### **Compartimentação tectônica – Domínios arqueanos e paleoproterozoicos**

A Folha Rio Araguari está inserida no contexto de uma faixa orogênica riaciana que bordejia o setor nordeste do Escudo Brasil Central, estendendo-se por toda a porção oriental e nordeste do Escudo das Guianas. Estudos geológicos realizados em território brasileiro na porção oriental do Escudo das Guianas, onde se inclui o mapeamento geológico da Folha Rio Araguari, produziram um conjunto de dados geocronológicos/isotópicos que suportam a compartimentação deste setor em 3 domínios tectônicos, denominados Bloco Amapá e domínios Carecuru e Lourenço, este último proposto neste trabalho. Sinteticamente, os domínios Lourenço e Carecuru representam terrenos predominantemente riacianos, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos magmáticos, e com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana, e o Bloco Amapá representa um bloco continental arqueano retrabalhado Riaciono.

A Folha Rio Araguari localiza-se na região de transição entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço, e por esta razão, é uma zona tectonicamente complexa, onde se observa a justaposição tectônica de rochas de diferentes idades, origens e grau metamórfico. Destaca-se neste setor claramente a direção NW-SE como o principal trend estrutural, definido por extensos lineamentos, alguns caracterizados como zonas de cisalhamento transcorrentes e contracionais.

Rosa-Costa et al. (2006) consideram que o limite norte do Bloco Amapá é definido aproximadamente pela expressiva faixa metavulcanossedimentar que caracteriza o Grupo Vila Nova, a qual é fortemente balizada por grandes lineamentos tetônicos NW-SE. No entanto, dados geocronológicos e, sobretudo, dados de isótopos de Nd, obtidos na Folha Rio Araguari em unidades magmáticas paleoproterozoicas no Domínio Lourenço (Diorito Rio Santo Antônio, Suíte Intrusiva Flexal, Tonalito Papa Vento, Metagranito Sucuriju, Complexo Araguari), cuja evolução se deu em ambiente de arco magmático, demonstram a presença marcante de crosta continental arqueana na origem destas rochas, visto que as idades TDM(Nd) obtidas são principalmente arqueanas (entre 3,47 e 2,52 Ga), com valores de  $\epsilon Nd(t)$  negativos (entre -15,37 e -2,2), e apenas localmente é caracterizada uma assinatura paleoproterozoica juvenil (vide Tabela 3.9). Registra-se ainda a presença de fragmentos de crosta arqueana preservados (inlier do Complexo Guianense de 2,63 Ga, e Granulito Tajauai de 2,87 Ga), cartografados na porção setentrional da Folha, no contexto do Domínio Lourenço, composto por uma associação de gnaisses orto- e paraderivados, de alto grau metamórfico

Estas evidências, somadas a dados geocronológicos e isotópicos recentes (ex. Barreto et al., 2013), sugerem que o segmento de crosta continental arqueana que define o Bloco Amapá se estendia mais para norte, além dos limites sugeridos por Rosa-Costa et al. (2006), tendo sido fortemente retrabalhado durante a orogênese riaciana, e participando da gênese de magmas paleoproterozoicos gerados em ambiente de margem continental ativa.

### **Principais contribuições para a estratigrafia - Aspectos da evolução orogênica riaciana**

Vinte e cinco unidades litoestratigráficas (21 pré-cambrianas e 4 fanerozoicas) foram individualizadas na Folha Rio Araguari, das quais 14 unidades pré-cambrianas representam novas proposições. Dentre as principais contribuições à estratigrafia da região destaca-se a individualização de uma associação de (meta)granitoides e sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas, que elucidam grande parte da evolução

orogênica riaciana deste segmento do Escudo das Guianas, além de apresentarem grande potencial para conter jazimentos minerais importantes.

Os (meta)granitoides definem as unidades Diorito Rio Santo Antônio (2,26 Ga), Suíte Intrusiva Flexal (2,20-2,18 Ga), Tonalito Papa Vento (2,14-2,13 Ga), Metagrano Sucuriju (2,12 Ga) e Complexo Araguari (2,1 Ga), constituídas por rochas subalcalinas, metaluminosas a peraluminosas, com assinatura cálcio-alcalina, com características químicas e mineralógicas semelhante às dos granitos Tipo I. Os dados geoquímicos e isotópicos obtidos neste trabalho indicam que estes (meta)granitoides formaram-se num contexto de margem convergente, envolvendo subducção e formação de arcos magmáticos ao longo de margem continental arqueana (Bloco Amapá).

Com relação às unidades metavulcanossedimentares, uma nova abordagem estratigráfica é proposta neste estudo. Pesquisas anteriores (ex. LIMA et al., 1974; JORGE JOÃO et al., 1979; FARACO et al., 2004; FARACO, THÉVENIAUT, 2011) consideravam o Grupo Vila Nova como uma unidade macrorregional, que englobava coletivamente as diversas faixas de rochas metavulcanossedimentares da porção oriental do Escudo das Guianas, em território brasileiro, a despeito destas estarem em domínios tectônicos distintos e associadas a (meta)granitoides de idades bastante variáveis. Neste trabalho considera-se o Grupo Vila Nova como a sequência metavulcanossedimentar representada principalmente pela faixa NW-SE que se prolonga desde a região da Serra do Tumucumaque, a noroeste, passando pela Serra do Navio, estendendo-se para sudeste a até ser encoberta por unidades sedimentares fanerozoicas. A idade mínima do Grupo Vila Nova é inferida pela idade de 2,26 Ga (BARRETO, LAFON, ROSA-COSTA, 2009), obtida em plúton do Diorito Rio Santo Antônio intrusivo nesta sequência. Considerando-se sua hierarquia de Grupo, esta unidade foi ainda individualizada nas formações Jornal e Santa Maria do Vila Nova, que englobam, respectivamente, rochas ortoderivadas e paraderivadas.

Para a sequência metavulcanossedimentar que ocorre na região do Rio Tartarugalzinho, no centro leste da Folha Rio Araguari, é proposta a designação Grupo Tartarugalzinho, subdividido em unidades onde dominam rochas metamáficas e metaultramáficas, ou rochas metassedimentares clásticas. A íntima associação desta sequência com granitoides cálcio-alcalinos de arco magmático da Suíte da Suíte Intrusiva Flexal (2,20-2,18 Ga) e Tonalito Papa Vento (2,14-2,13 Ga) sugere que a “bacia Tartarugalzinho” evoluiu em contexto de margem convergente/arco magmático, com idade máxima de 2,20 Ga, não podendo, portanto, ser correlacionada ao Grupo Vila Nova, cuja idade mínima é inferida em 2,26 Ga.

Para as faixas de ortoanfibolitos, cujos protólitos magmáticos são provavelmente rochas vulcânicas e subvulcânicas, como basaltos e diabásios, que correm intimamente associados com (meta)granitoides do Complexo Araguari (2,1 Ga), foi proposta a designação Anfibolito Rio Mururé.

Deve-se enfatizar ainda o reconhecimento de novas unidades litostratigráficas arqueanas, o Metagraniotoide Pedra do Meio (3,59 Ga), o Granulito Tajauí (2,87 Ga) e o Gnaiss Porfírio (3,49 Ga), este último representando o mais antigo evento magmático registrado no Cráton Amazônico. Embora não tenham sido obtidos dados geocronológicos que atestem a idade do metamorfismo que afetou estas unidades, o contexto geotectônico em que estão situadas indica que estes fragmentos crustais arqueanos foram retrabalhados durante a orogênese riaciana.

Rochas granulíticas representam um litotipo expressivo na Folha Rio Araguari. Além do Granulito Tajauí, acima citado, estas constituem o Complexo Tartarugal Grande, redefinido neste trabalho a partir da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (JORGE JOÃO et al., 1979), no qual foram individualizadas as unidades Granulito Coatá e Granulito Cobra, aproveitando-se também neste caso a nomenclatura originalmente proposta por Jorge João et al. (1979). Esta unidade estende-se por toda a porção sudeste da Folha, representa uma associação de rochas de origens (ortoderivadas e paraderivadas) e idades (arqueanas e paeloproterozoica) variáveis, que inclui granulitos e granitoides com intensidades variáveis de deformação, não cartografáveis na escala do mapeamento. O conjunto de idades obtidas neste trabalho ou compiladas da literatura (ex. LAFON et al., 2000; FARACO et al., 2004) sugere que este complexo engloba principalmente rochas formadas durante o Riaciano, entre 2,13 e 2,07 Ga, mas também incorpora granulitos cujos protólitos apresentam idades arqueanas, entre 2,67 e 2,60 Ga. Embora não existam ainda dados geocronológicos conclusivos que estimem a idade do metamorfismo granulítico que afetou estas rochas, a partir da avaliação dos dados existentes (LAFON et al., 2000; ENJOLVY, 2004; OLIVEIRA et al., 2008) e de informações de campo, é possível sugerir que o conjunto de rochas que define o Complexo Tartarugal Grande foi envolvido em um evento tectono-termal no Riaciano, que promoveu metamorfismo de alto grau e deformação de rochas pré-existentes e a formação de novas rochas, resultando numa complexa associação de alto grau.

Diversos corpos graníticos foram cartografados na Folha Rio Araguari (Vila Bom Jesus, Cigana, Carrapatinho, Tauari e Rio Mutum). Não foram obtidos dados geocronológicos e litoquímicos consistentes nestas unidades, mas a avaliação de aspectos como, constituição litológica, padrão de deformação e forma dos corpos, indicam que estes representam as fases magmáticas mais tardias da evolução orogênica riaciana.

#### **Arcabouço geotectônico-geológico e potencial mineral**

A Folha Rio Araguari está localizada na zona de articulação entre dois domínios tectônicos (Bloco Amapá e Domínio Lourenço). Parte desse contexto é recoberto pelas sequências metavulcanossedimentares riacianas dos grupos Vila Nova e Tartarugalzinho, que também se associam a grandes lineamentos tectônicos de orienta-



ção NW-SE. Em termos gerais, essas sequências e seu contexto tectônico se assemelham a outros setores do próprio Escudo das Guianas (ex. Grupo Ipitinga na transição Bloco Amapá/Domínio Carecuru, Grupo Paramaka da Guiana Francesa), do Cinturão Gurupi e dos crátons São Luís, São Francisco e Oeste-Africano. As sucessões supracrustais riacianas dessas unidades geotectônicas são reconhecidamente portadoras de depósitos orgênicos de ouro (TEIXEIRA et al., 2001; DARDENNE, SCHOBENHAUS, 2003; KLEIN, ROSA COSTA, 2003; MELO ET AL., 2003; KLEIN et al., 2008; KLEIN, LOPES, 2011; PERROUTY et al., 2012).

O Grupo Vila Nova tem comprovado potencial para mineralizações de ferro relacionadas às formações ferríferas bandadas, incluídas na Formação Santa Maria do Vila Nova, haja vista os depósitos conhecidos na região dos rios Tracajatuba e Tartarugal Grande, que fazem do ferro, atualmente, o principal recurso mineral da área.

Adicionalmente, considerando-se as semelhanças do Grupo Vila Nova com o Grupo Ipitinga, em termos de constituição litológica, contexto geotectônico e possivelmente idade, estima-se o potencial desta unidade para conter mineralização de Cu sulfetada, contendo ouro, do tipo vulcanogênica, tal como caracterizado por Faraco (1997) na região da Serra do Ipitinga.

#### **Outros destaques de potencialidades metalogenéticas**

Foi detectado neste projeto um indício de torianita a partir de análise mineralométrica em concentrados de bateia coletados em drenagem que corta o Granito Rio Mutum, localizado na porção centro norte da Folha Rio Araguari. Este corpo destaca-se em imagens gamaespectométricas por alta radiação no canal de Th, e análise litoquímica realizada em sienogranito pegmatóide coletado na porção central do corpo revelou concentrações anômalas de Th, de 144 ppm.

Merece destaque também um corpo plutônico circunscrito, cartografado no quadrante nordeste da Folha Rio Araguari, com base fundamentalmente na interpretação de imagens aerogeofísicas. Em uma única amostra coletada é atestada a sua natureza máfica. Estudos mais detalhados são necessários para caracterizar este corpo intrusivo, que possui características que se assemelham a intrusões alcalinas-ultramáficas, portanto, de grande interesse metalogenético.

#### **Recomendações**

- Considerando-se o contexto tectônico da Folha Rio Araguari, posicionada no limite entre blocos tectônicos distintos, recomenda-se a realização de perfis gravimétricos, com linhas gravimétricas posicionadas aproximadamente na direção N-S, que seriam importantes ferramentas para se entender a zona de articulação destes blocos, potenciais sítios para jazimentos minerais.
- A porção sudeste da Folha Rio Araguari merece cartografia de maior detalhe, o que é possível visto que especialmente este setor da área tem vias de acesso rodoviário. O objetivo seria basicamente estudar a intrincada associação de alto grau do Complexo Tartarugal Grande, além de entender as relações estruturais das faixas metassupracrustais restritas que ocorrem encaixadas neste complexo, interpretadas como parte do Grupo Vila Nova e que contêm depósitos de ferro. Especula-se que os indícios de ouro identificados em área do Complexo Tartarugal Grande, mas alinhados em torno de uma zona contracional NW-SE, possam também estar relacionados àquelas faixas metassupracrustais.
- O Grupo Vila Nova requer estudos mais detalhados no que concerne à sua constituição litológica, arranjo estrutural interno e ambiente tectônico de formação, visto que é considerado o principal metalotecto da Folha Rio Araguari. A falta de indícios mais expressivos da presença de ouro nesta Folha contrasta com outras porções desta unidade que ocorrem mais a sul, na Folha Macapá, que hospedam depósitos, várias ocorrências e áreas anômalas.
- As associações geoquímicas anômalas Ni-Co-Cr e Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti ocorrem predominantemente sobre o Grupo Vila Nova. Detalhamento deve ser efetuado para verificação da origem dessas anomalias, se refletem associação litológica máfica-ultramáfica e metassedimentar química, respectivamente, ou se têm relação com mineralizações.



# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMAN, F.L. **Recursos minerais do Território Federal do Amapá**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1948. 30p.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ARCANJO, J.B.A. **Fotogeologia**: conceitos, métodos e aplicações. Salvador, CPRM, 2011. 144p.
- AVELAR, V.G. **Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil**: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. 2002, 213 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- AVELAR, V.G. et al. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. **Géologie de la France**, v. 2, 3, 4, p. 83-100, 2003.
- BARBOSA, J.P.O. et al. **Projeto geologia da Folha Macapá - NA.22-Y-D**. Escala 1:250.000. Belém: CPRM, 2013. Programa Geologia do Brasil. 1 mapa.
- BARRETO, C.J et al. Paleoproterozoic granitoids from the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 97-116, 2013.
- BARRETO, C.J.; LAFON, J.M.; ROSA-COSTA, L.T. Magmatismo eoriaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco arqueano Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2009. 1 CD-ROM.
- BARROS, A. M. et al. **Projeto Iratapuru (área Cupixi)**: geologia regional. Goiânia: GEBAM; RADAMBRASIL, 1984. v. 1. 205 p.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v.48, p. 45-55, 1985.
- BEADELLRESOURCES. **Tartaruga Project – Amapá**. Disponível em: <<http://www.beadellresources.com.au/irm/content/tartaruga.aspx?RID=234>>. Acesso em: 10 nov. 2010.
- BEADELLRESOURCES. **Investors presentation – February 2013**. Disponível em: <<http://www.beadellresources.com.au>>. Acesso em: 03 de maio 2013.
- BLENKINSOP, T.G. **Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks**. Kluwer Academic Publishers: New York, 2000. 164 p.
- BOAVENTURA, F. M. C.; NARITA, C. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam**: Folha NA/NB.22 – Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. il. p. II/3-II/27. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- BORGES, A.A.S.; LAFON, J.M.; VILLAS, R.N.N. Magmatismo Tardi-Transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: evidências geocronológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...** SBG-NE, 2002. p. 435.
- BOSMA, W. et al. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. **Geol. Mijnbouw.**, v. 62, p. 241-254, 1983.
- BOYNTON, W. V. Geochemistry of the rare earth elements: me teorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.) **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114. 1984.
- BRASIL. Departamento da Produção Mineral. **SIGMINE**. Banco de dados. Disponível em: <[sigmine.dnpm.gov.br/webmap](http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap)>. Acessado em: 20 de out. 2011.
- CABANIS, B.; LECOLLE, M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustales. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, série 2, v.309, p. 2023-2029, 1989.
- CARVALHO, F.P.; SILVA M. R. **Relatório de reconhecimento geoeconômico da ocorrência de magnetita da região de Tracajatuba, município do Amapá, T.F. do Amapá**. Belém: DNPM, 1969. 12 p.(Relatório ostensivo, n.674).



- CARVALHO, J.M. et al. **Projeto Província Mineral da RENCA e Distrito Mineral do Ipitinga**: geologia e recursos minerais. Carta Geológica (escala 1:250.000). Belém: CPRM, 2001. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - PLGB. (Relatório Interno).
- CORDANI, U.G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 6-11 ago. 1979, Arica - Chile. **Actas...** Arica - Chile, 1979. p. 137-148.
- COSTA, J.L. et al. **Projeto Norte da Amazônia**: domínio Oiapoque-Jari: geologia da folha NA.22-V. Texto Explicativo e Mapas. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM; DNPM, 1974.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The interpretation of igneous rocks**. George, Allen and Unwin. London. 1979.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Projeto aerogeofísico Rio Araguari**: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: CPRM; LASA Engenharia e Prospecções S.A, 2004. v.1 - texto técnico. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Projeto aerogeofísico Amapá**: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções; Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2007. v.1 - texto técnico Programa Geologia do Brasil - PGB.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Projeto aerogeofísico Complemento da RENCA (Reserva Nacional do Cobre e Associados)**: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2008. v. 1. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **GEOBANK**. Base de dados. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acessado em: 20 maio 2011.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Termo de referência dos levantamentos geológicos do Serviço Geológico do Brasil**. Brasília: CPRM, 2006. Brasília, CPRM, 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB - Ação levantamentos geológicos.
- CUNHA, A.C.; SOUZA, E.B.; CUNHA, H.F.A. **Tempo, clima e recursos hídricos**: resultados do Projeto REMETAP no Estado do Amapá. Macapá: IEPA, 2010. 215 p.
- DARDENE, M.A.; SHOBENHAUS, C. Metallogeny of the Guiana Shield. **Géologie de La France**, v. 2-3-4, p.291-319, 2003.
- DECKART, K.; BERTRAND, H.; LIEGEIOS, J.P. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. **Lithos**, v. 82, p. 289-314, 2005.
- DECKART, K.; FERAUD, H.; BERTRAND, H.G. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 50, p. 205-220, 1997.
- DE LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis - its relationship with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p. 183-210, 1980.
- DELOR, C. et al. **Carte Géologique de la Guyane France à 1/500.000**. Département de la Guyane 2ème. ed. BRGM, 2001.
- DELOR, C. et al. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana. 2nd edition. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p. 5-57. 2003.
- DE PAOLO, D.J. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. **EOS**, v. 62, p: 137-145. 1981.
- ECOMETALS. Disponível em: <<http://www.ecometalslimited.com/projects>> Acesso em: 26 de out. 2009.
- ENJOLVY, R. **Caractérisation géochronologique et pétrologique de l'événement fini-Transamazonien**: etude en Guyane Française et en Amapá (Brésil). Diplôme d'Etudes Approfondies, Université Montpellier II, Montpellier, 2004.
- FARACO, M.T.L. **Evolução petroquímica-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)**. 1997. 245 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.
- FARACO, M.T.L.; THÉVENIAUT, H. **Projeto geologia da porção brasileira da Folha Oiapoque -NA.22-V-B, Estado do Amapá**, Escala 1:250.000, Belém: CPRM, 2011. 115 p. Programa Geologia do Brasil - PGB. Informações Integradas para Proteção da Amazônia. Sistema de Cartografia da Amazônia.
- FARACO, M.T.L et al. Caracterização petrográficas, geoquímica e isotópica (Pb-Pb e Sm-Nd) de granitoides do domínio Norte do Amapá, região SE do Escudo das Guianas. In: RIZZOTO, G.J.; QUADROS, M.L.; VASQUEZ, M.L. (Org.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, SBG-Núcleo Norte, 2009. v.6. p.53-66.
- FARACO, M.T.L. et al. Folha NA.22- Macapá. In: SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.
- FEYBESSE, J.L.; MILÉSI, J.P. The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? **Precambrian Research**, v. 69, p. 199-227, 1994.
- FLOYD, P.A.; WINCHESTER, J.A. Magma-type and tectonic setting discriminations using immobile elements. **Earth**

- and **Planetary Sciences Letters**, v. 27, p. 211-218, 1975.
- GAUDETTE, H.E. et al. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 11, p. 351-363, 1998.
- GIBBS, A.K. **Geology of the Barama-Mazaruni supergroup of Guyana**. 375 p. Ph.D. Thesis. Harvard University, Cambridge. 1980.
- GIBBS, A.K.; BARRON, C.N. The geology of the Guiana shield. Oxford Mono. Geol. **Geophysics**, v. 22, 1993.
- GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. **Precambrian Research**, v. 17, p. 199-214, 1982.
- GREIPHIL. Projeto Tartarugal Grande. Disponível em: <<http://www.greiphil.com.br/pt-br/projetos/br/tartarugal.php>>. Acesso em: 02 maio 2013.
- GRUAU, G. et al. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, south America. **Precambrian Research**, v. 30, p. 63-80, 1985.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JENSEN, L.S. **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks**. Division of Mines. Ontario, 1976.
- JORGE JOÃO, X. S. et al. **Projeto Sudoeste do Amapá**. Relatório Final. Texto. Belém: DNPM; CPRM, 1978. v. 1-A, 224 p.
- JORGE JOÃO, X.S et al. **Projeto Falsino**. Relatório final: texto explicativo e mapas. Escala 1:100.000. Belém: DNPM; CPRM, 1979.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T. Geology of quartz-vein gold deposits in the Ipitanga Auriferous District, norther Brazil, southeastern Guiana Shield. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p. 231-242. 2003.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T. DA; LAFON, J.M. Magmatismo Paleoarqueano (3,32 Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., Manaus. **Resumos Expandidos...** Manaus: SBG-NO, 2003. 1 CD-ROM.
- KLEIN, E.L.; LARIZZATTI, J.H.; LUZARDO, R.; MARINHO, P.A.C.; ROSA-COSTA, L.T.DA; FARACO, M.T.L. **Projeto geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão**, Escala 1:100.000, Belém: CPRM, 2008. Programa de Geologia do Brasil – PGB.
- KLEIN, E.L.; LOPES, E.C.S. **Projeto geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão SA-23-Y-B-I, Estado do Maranhão**, Escala 1:100.000, Belém: CPRM, 2011. Programa de Geologia do Brasil – PGB.
- KLOOSTERMAN J.B. Ocorrência de nigerita no Amapá. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 41, p. 565-570, 1969.
- KORNPROBST, J. **Metamorphic rocks and their geodynamic significance – A petrological handbook**. New York: Kluner Academic Publishers, 2002.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 68, p. 277-279.1983.
- KUNO, H. Differentiation of basalt magmas. In: HESS H.H., POLDERVAART A. (Eds.), **Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic compositions**. Interscience, New York, v.2, p.623-688, 1968.
- LAFON, J. M. et al. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 36., Rio de Janeiro, 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 2000. 1 CD-ROM.
- LAFON, J.M. et al. Granulitos tardi-transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: SBG-NO, 2001, CD ROM.
- LAFON, J.M. et al. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do escudo das Guianas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 64.
- LE BAS M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. **Journal of Petrology**, v.23, p. 745-750, 1986.
- LEDRU, P. et al. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. **Precambrian Research**, v. 69, p.169-191, 1994.
- LIMA, M.I.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAM**. Folha NA/NB. 22-Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. il. p. I/3-II/120. (Levantamentos de recursos naturais, 6).
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. **Anais...** Belém: SBG-NO, 1982. v.1, p. 147-162.
- LIMEIRA A. Minério de Ferro no Amapá, nasce um novo player mundial. **Brasil Mineral**, v. 238, p. 46-53, 2005.
- MACHADO FILHO, L. et al. **Projeto Iratapuru (área Iratapuru): geologia regional**. Goiânia: GEBAM; RADAM, 1986. v. 5, 64 p.
- MACAMBIRA, M.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; ARMSTRONG, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóica no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In:

- SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho, RO: SBG-NO, 2007. 1 CD-ROM.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MARZOLLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v.284, p.616-618, 1999.
- McREATH, I.; FARACO, M.T.L. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., Campos do Jordão, 1997. **Extended Abstracts...** Campos do Jordão, 1997. p.194-196.
- McREATH, I.; FARACO, M.T.L. Paleoproterozoic greenstone – granite belts in Northern Brazil and the former Guiana shield – West African Craton province. **Geologia USP: série científica**, v. 5, n. 2, p. 49-63, 2006.
- MELO, L.V.; VILLAS, R.N.N.; SOARES, J.W.; FARACO, M.T.L. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p. 243-255. 2003.
- MESCHÉDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 56, p. 207-218, 1986.
- MELO, L.V. et al. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p 243-255, 2003.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Anais...** Manaus: SBG-NO, 1984. p.54-57.
- MULLEN, E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 62, p. 53-62, 1983.
- NAGELL, R.H. Geology of the Serra do Navio manganese district, Brazil. **Economic Geology**, v.57, p. 481-498, 1962.
- NOGUEIRA, S.A.A.; BETTENCOURT, J.S.; TASSINARI, C.C.G. Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 261-264. 2000.
- NOMADE, S.; POUCLÉ, A.; CHEN, Y. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic central Atlantic Magmatic Province. **Journal of Geodynamics**, v. 34, p. 595–614, 2002.
- NOMADE, S. et al. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. **Earth and Planetary Science Letters**, v.184, p. 155-168, 2000.
- NOMADE, S. et al. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 246, p. 326–344. 2007.
- NORCROSS, C.E. et al. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. **Precambrian Research**, v. 102, p. 69-86, 2000.
- OLIVEIRA, E. C. et al. Datação Sm-Nd em rocha total e grana da do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá central. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 116-129. 2008.
- ONSTOTT, T.C.; HARGRAVES, R.B. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. **Nature**, v. 289, p. 131-136, 1981.
- ONSTOTT, T.C. et al. Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic, I. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. **Geological Society of American Bulletin**, v. 95, p. 1045-1054, 1984.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, p. 63-81, 1976.
- PEARCE, J.A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v.19, p. 120-125, 1996.
- PEARCE, J.A. **Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis in active continental margins**. In: HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M.J. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249, 1983.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PERROUTY, S.; ALLIÈRES, L.; JESSELL, M.W.; BARATOUX, L.; BOURASSA, Y.; CRAWFORD, B. Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. **Precambrian Research**, v. 12-39, p. 204-205, 2012.
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; SPIER, C.A. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 371-376, 2002.
- PRIEM, H.N.A.; ROEVER, E.W.F.; BOSMA, W. A note on the age of the Paramacá metavolcanic in northwestern Suriname. **Geol. Mijnbouw**, v. 59, n. 2, p. 171-173, 1980.
- RICCI, P.S.F. et al. **Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I**. Belém: CPRM, Relatório Interno, 2001.



- RICCI, P.S.F. et al. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. **Anais...**, SBG-NE, João Pessoa, p.524. 2002.
- RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, v. 22, p. 247-263, 1989.
- ROEVER, E.W.F. et al. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I petrological, and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, v. 2-3-4, p. 175-206, 2003.
- ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Longman Scientific & Technical, Singapura, 1993.
- ROSA-COSTA, L.T. **Geocronologia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , Sm-Nd, U-Th-Pb e  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico**. 2006. 226 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M., DELOR, C. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3/4, p. 277-300, 2006.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozoico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: SBG-NO. 2001. 1 CD ROM.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Geology and geochronology of archean and paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. **Géologie de La France**, v. 2-3-4, p.101-120, 2003.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Sm-Nd, Pb-Pb e Ar-Ar dating of high-grade metasedimentary rocks from the Archean Amapá Block, northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6. **Anais...** San Carlos de Bariloche-Argentina, 2008a.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.26, p. 445-462, 2008b.
- ROSA-COSTA, L.T. et al.  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): evidence for contrasting cooling histories. **Journal of South American Earth Sciences**, v.27, p. 113-128, 2009.
- SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A.; CHOBEBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, 2003.
- 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. (Coord.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG-NO, 1997. v.1, p. 91-142. 1997.
- SCARPELLI, W. The Serra do Navio manganese deposit (Brazil). In: GENESIS of Precambrian iron and manganese deposits: Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970. UNESCO, 1973. p. 217-228. (Earth Sciences, v.9).
- SCARPELLI, W. Preliminary geological mapping of the Falsino River, Amapá. Brazil. **Verth. Ned. Geol. – Mijnbouwkundig**, v.27, p. 125-130, 1969.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v.59, p. 101-118, 1982.
- SPIER, C.A.; FERREIRA FILHO, C. F. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do projeto Vila Nova, escudo das Guianas, Amapá, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 173-178, 1999.
- STRECKEISEN, A. L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. **Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte**, v. 1, p. 1-15, 1976.
- SUN, S.S; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRIS, M. J. (Eds), **Magmatism in the Ocean Basins**. Geological Society Special Publication, v. 42, p. 313-345, 1989.
- TASSINARI, C.C.G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos**. . 1996. 139p. Tese (Livre-docência) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, C.C.G. et al. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém, **Resumos expandidos...** Belém: SBG-NO, 2001. 1 CD-ROM.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.
- TAVARES, R.P.S. **Granitoides e anfíbolitos da Serra do Navio, borda norte do bloco arqueano Amapá: caracterização petrográficas e geoquímica, geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd**. 2009, Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará,

Belém, 2009.

TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. **The continental crust: its composition and evolution**. Blackwell, Oxford, 312 p. 1985.

TEIXEIRA, J.B.G.; SOUZA, J.A.B.; SILVA, M.G.; LEITE, C.M.M.; BARBOSA, J.S.F.; COELHO, C.E.S.; ABRAM, M.B.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M.; IYER, S.S.S. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia, Brazil: Tectonic framework and metallogenesis. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 332–344, 2001.

THOMPSON, R. N. et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. **Transactions of Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, A310, p. 549-590, 1984.

VALE, A. G. et al. **Projeto Macapá-Calçoene**: relatório final. Belém: DNPM; CPRM, 1972. 8v.

VANDERHAEGHE, O. et al. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. **Precambrian Research**, v. 92, p. 165-193, 1998.

VASQUEZ, M.L.; LAFON, J.M. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., **Resumos expandidos...** Belém: SBG-NO, 2001. 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L.T.R. **Geologia e recursos minerais do Pará**: texto explicativo dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p. Escala 1:1.000.000. Sistema de Informações Geográficas-SIG; Programa Geologia do Brasil – PGB.

VIEIRA, K.L.R. **Levantamento geológico e caracterização do magmatismo da região de Calçoene, norte do Estado do Amapá**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2007.

VOICU, G. et al. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. **Mineral. Dep.**, v. 35, p. 302-314, 2001.

YARDLEY, B.W.D. Introdução à petrologia metamórfica. Traduzido por Reinhardt A. Fuck. Brasília: Ed. UnB, 1994.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.95, p.407-409, 1987

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis, a Global Tectonic Approach**. Chapman & Hall, London. 466 p. 1989.

ZAMINFERROUS. Zamapa. Disponível em: <<http://www.zaminferrous.com/index.php/en/operations/2011-08-10-12-21-11/zamapa>>. Acesso em: 03 maio 2013.

**ANEXO****1 - SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO DA FOLHA RIO ARAGUARI NA.22-Y-B**

<b>ATRIBUTO UNIDADE QUANTIDADE</b>	<b>UNIDADE</b>	<b>QUANTIDADE</b>
Área mapeada	Km2	18.000
Perfis executados	Km	760
Afloramentos descritos	afloramentos	535
Recursos minerais inseridos no SIG	unidade	114
Amostras de rocha coletadas	amostra	666
Amostras de concentrados de bateia coletadas	amostra	186
Amostras de sedimento de corrente coletadas	amostra	186
Análises petrográficas	lâminas delgadas	571
Análises petrográficas de lâminas de projetos históricos	lâminas delgadas	224
Análises litogeoquímicas	amostra	101
Análises geocronológicas em zircão - Evaporação de Pb	amostra	14
Análises geocronológicas em zircão - U-Pb LA-ICP-MS	amostra	6
Análises Sm-Nd em rocha total	amostra	36
Análises mineralométricas de concentrados de bateia	amostra	186
Análises geoquímicas de sedimentos de corrente	amostra	186