

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA



RELATÓRIO INTEGRADO

Escala: 1:500 000

FOLHAS:

SC.21-V-D – Rio São João da Barra

SC.21-X-C – Alta Floresta

SC.21-Z-A – Ilha 24 de Maio

SC.21-Z-B – Vila Guarita

ORGANIZADO POR

João Olímpio Souza

Antônio Augusto Soares Frasca

Cipriano Cavalcante de Oliveira



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

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA (PROMIN-ALTA FLORESTA)

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALTA FLORESTA (Relatório Integrado)

FOLHAS SC.21-X-C, SC.21-V-D, SC.21-Z-A e SC.21-Z-B

ESTADOS DE MATO GROSSO E DO PARÁ

*Organizadores
João Olímpio Souza,
Antônio Augusto Soares Frasca e
Cipriano Cavalcante de Oiveira*

BRASÍLIA/2005

GEOLOGIA E RECURSOS
MINERAIS DA FOLHA
ALTA FLORESTA
(Relatório Integrado)

FOLHAS SC.21-X-C, SC.21-V-D,
SC.21-Z-A e SC.21-Z-B

ESCALA 1:500.000

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

<i>Ministro de Estado</i>	Silas Rondeau Cavalcante Silva
<i>Secretário Executivo</i>	Nelson Hubner
<i>Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral</i>	Cláudio Scliar

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

<i>Diretor-Presidente</i>	Agamenon Sergio Lucas Dantas
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Manuel Barreto da Rocha Neto
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	José Ribeiro Mendes
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	Alvaro Rogério Alencar Silva
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Carlos Schobbenhaus Filho

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Manfredo Ximenes Ponte
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Elbio Pereira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Maria Abadia Camargo
<i>Superintendente de Manaus</i>	Daniel Borges Nava
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Irineu Capeletti
<i>Superintendente de Recife</i>	José Wilson de Castro Temóteo
<i>Superintendente de Salvador</i>	Ivanaldo Vieira Gomes da Costa
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Superintendente de Fortaleza</i>	Darlan Filgueira Maciel
<i>Superintendente de Porto Velho</i>	Helena da Costa Bezerra
<i>Superintendente de Teresina</i>	Francisco Batista Teixeira

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA

COORDENAÇÃO NACIONAL

Carlos Schobbenhaus Filho
Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO E SUPERVISÃO TÉCNICA

Cartografia Geológica	Joffre Valmório de Lacerda Filho
Geologia Estrutural	Reginaldo Alves dos Santos
Geofísica	Murilo Machado Pinheiro
Geoquímica	Eric Santos Araújo
	Renato Sales de Andrade
Metalogenia	Inácio de Medeiros Delgado
	Franciscus Jacobus Baars
Geocronologia	Márcio Martins Pimentel
Petrografia	Maria Abadia Camargo
Sensoriamento Remoto	Cidney Rodrigues Valente

EQUIPE EXECUTORA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Coordenação Regional	Joffre Valmório de Lacerda Filho
Supervisão e Chefia do Projeto	João Olímpio Souza
Equipe Executora	Antônio Augusto Soares Frasca
	Cipriano Cavalcante de Oliveira
	Edson Gaspar Martins
	Felicíssimo Rosa Borges
	Hélio de Oliveira Godoi
	João Olímpio Souza
	José Domingos Alves Baêta Jr.
	Luiz Carlos Moreton
	Mário Cavalcanti Albuquerque
	Paulo Fernando Villas Boas
	Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

Colaboradores

Roberto Gusmão de Oliveira
Waldemar Abreu Filho
Ruy Benedito Calliari Bahia
João Orestes Schneider Santos
Emílio Lenine C. Catunda da Cruz

Consultores

Wilson Wildner
Augusto José Pedreira
Nilson Francisquini Botelho (UnB)

CRÉDITOS DE AUTORIA

1- INTRODUÇÃO

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2- GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

Antônio A. Soares Frasca

2.1.1 Síntese Geológica

Antônio A. Soares Frasca
João Olímpio Souza

2.2 Estratigrafia

Antônio A. Soares Frasca
João Olímpio Souza

2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno

Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Felicíssimo R. Borges
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas

2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú

Cipriano C. de Oliveira
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.3 Suíte Intrusiva Matupá

Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.4 Suíte Intrusiva Flor da Serra

Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.5 Suíte Intrusiva Juruena

Cipriano C. de Oliveira
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas

2.2.6 Suíte Intrusiva Paranaíta

Cipriano C. de Oliveira
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas
Antônio A. Soares Frasca

2.2.7 Alcalinas Rio Cristalino

Cipriano C. de Oliveira

2.2.8 Intrusivas Básicas Guadalupe

Cipriano C. de Oliveira
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas

2.2.9 Suíte Colíder

Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins
Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas

2.2.10 Granito Nhandu

Antônio A. Soares Frasca
Cipriano C. de Oliveira
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.11 Complexo Nova Monte Verde

Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas
Antônio A. Soares Frasca

2.2.12 Suíte Vitória

Antônio A. Soares Frasca
Paulo F. Villas Boas
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Cipriano C. de Oliveira

2.2.13 Granito São Pedro

Antônio A. Soares Frasca
Cipriano C. de Oliveira
Paulo F. Villas Boas
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.14 Granito São Romão

Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas
Antônio A. Soares Frasca

2.2.15 Granito Apiacás

Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas
Antônio A. Soares Frasca

2.2.16 Granito Teles Pires

Cipriano C. de Oliveira
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.17 Grupo São Marcelo-Cabeça

Antônio A. Soares Frasca
Felicíssimo R. Borges

2.2.18 Suíte Nova Canaã

Antônio A. Soares Frasca
Felicíssimo R. Borges

2.2.19 Diques e Sills Básicos

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2.2.20 Grupo Beneficente

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2.2.21 Grupo Caiabis Formação Dardanelos

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2.2.22 Diabásio Cururu

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2.2.23 Coberturas Cenozóicas

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

2.2.24 Depósitos Aluvionares

João Olímpio Souza
Antônio A. Soares Frasca

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Joffre Valmório de L. Filho

4. RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA

Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins
Paulo F. Villas Boas

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Antônio A. Soares Frasca
João Olímpio Souza

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS RIO SÃO JOÃO DA BARRA, ALTA FLORESTA,
ILHA 24 DE MAIO E VILA GUARITA

Revisão final

Divisão de Geologia Básica – DIGEOB
Departamento de Geologia – DEGEO

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA

(PROMIN- ALTA FLORESTA)

Executado pela CPRM- Serviço Geológico do Brasil

Superintendência Regional de Goiânia

Coordenação – Rio de Janeiro

DEPAT/DICART/DIEDIG

(Editoração/Diagramação/Design)

S729 Souza, João Olímpio

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizada [por] João Olímpio Souza, Antônio Augusto Soares Frasca [e] Cipriano Cavalcante de Oliveira. - Brasília : CPRM - Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DICART/DIEDIG, 2004.

1 CD-ROM

Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta)

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Goiânia.

1. Geologia Econômica – Mato Grosso. 2. Geologia Econômica – Pará. 3. Economia Mineral – Mato Grosso. 4. Economia Mineral – Pará. 5. Mapeamento Geológico – Mato Grosso. 6. Mapeamento Geológico – Pará. 7. Geomorfologia. 8. Metalogenia. I. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. II. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). III Frasca, Antônio Augusto Soares, (Org.). IV. Oliveira, Cipriano Cavalcante de, (Org.). V. Projeto Mineral de Alta Floresta (promin - Alta Floresta. VI. Título.

CDD 558.11

SUMÁRIO

RESUMO.	x
ABSTRACT	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Histórico.	1
1.2 Localização e Acesso.	2
1.3 Método de Trabalho.	3
1.4 Aspectos Socioeconômicos	3
1.5 Clima, Geomorfologia e Fisiografia	6
2 GEOLOGIA.	10
2.1 Contexto Geológico Regional.. . . .	10
2.1.1 Síntese Geológica.	14
2.2 Estratigrafia	16
2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)	16
2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú (PPcc)	24
2.2.3 Suíte Intrusiva Matupá (PPym)	26
2.2.4 Suíte Intrusiva Flor da Serra (PPβfs)	29
2.2.5 Suíte Intrusiva Juruena (PPγj)	31
2.2.6 Suíte Intrusiva Paranaíta (PPγp).	35
2.2.7 Alcalinas Rio Cristalino (PPλrc)	38
2.2.8 Intrusivas Básicas Guadalupe (PPβg)	42
2.2.9 Suíte Colíder (PPαc).	43
2.2.10 Granito Nhandu (PPγn)	50
2.2.11 Complexo Nova Monte Verde (PPmv)	56
2.2.12 Suíte Vitória (PPγv)	59

2.2.13 Granito São Pedro (PP γ sp)	63
2.2.14 Granito São Romão (PP γ sr)	69
2.2.15 Granito Apiacás (PP γ a)	73
2.2.16 Granito Teles Pires (PP γ tp)	77
2.2.17 Grupo São Marcelo-Cabeça (PPmc _s -PPmc _v)	81
2.2.18 Suíte Nova Canaã (PP γ nc ₁ a PP γ nc ₄)	90
2.2.19 Diques e <i>Sills</i> Básicos (MPdb)	96
2.2.20 Grupo Beneficente (PPb ₁ a PPb ₅)	97
2.2.21 Grupo Caiabis – Formação Dardanelos (MPd ₁ a MPd ₄)	101
2.2.22 Diabásio Cururu (Jdc)	104
2.2.23 Coberturas Cenozóicas (NQi)	104
2.2.24 Depósitos Aluvionares (Q _{2a})	104
3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	106
3.1 Introdução	106
3.2 Análise e Interpretação dos Dados	108
3.2.1 Domínio Dúctil	108
3.2.2 Domínio Rúptil-Dúctil a Rúptil	113
3.3 Evolução Tectônico-Geológica	117
4 RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA	122
4.1 Ouro	122
4.1.1 Mineralização Secundária	122
4.1.2 Mineralização Primária	125
4.1.2.1 Tipologia dos Depósitos	138
4.2 Manganês	140
4.3 Calcário	140
4.4 Minerais e/ou Rochas Industriais Utilizadas na Construção Civil	141
4.5 Índícios Mineralométricos, Químicos e Geofísicos	142
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	147
BIBLIOGRAFIA	150

APÊNDICE

Súmula dos Dados Físicos de Produção

ANEXOS

I – Mapa Geológico

RESUMO

O Projeto Alta Floresta foi desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de Goiânia, dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Engloba o mapeamento geológico, levantamento geoquímico regional e estudo dos principais depósitos de ouro, em uma área de aproximadamente 72.000km², envolvendo quatro folhas na escala 1:250.000; Vila Guarita (SC.21-Z-B), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A); Alta Floresta (SC.21-X-C); e Rio São João da Barra (SC.21-V-D).

Foram realizados cerca de 9.950km de perfis geológicos ao longo de estradas, rios e trilhas, estudados 1.564 afloramentos, descritas 1.177 lâminas petrográficas e efetuadas 163 análises litoquímicas e 23 determinações geocronológicas U-Pb e Sm/Nd.

Acompanha este estudo o levantamento geoquímico regional com 1.224 amostras de sedimento de corrente e 1.153 amostras de concentrado de bateria, além de levantamento gravimétrico ao longo de rodovias, com cerca de 389km de extensão, efetuado em convênio com o Observatório Nacional.

Os avanços no conhecimento geológico da região estão sintetizados nesta nova proposta de ordenação estratigráfica, com a individualização de 24 unidades litoestratigráficas e apresentação de um novo modelo tectônico mobilista para a região, envolvendo processos orogênicos com convergência e consumo de placa litosférica, colisão oblí-

qua de alta temperatura com conseqüente espessamento crustal, e acreção transcorrente.

Também, foram identificados nesta região três domínios geotectônicos com características distintas, marcados pela abundância de rochas graníticas associadas a vulcânicas ácidas a intermediárias.

O primeiro situa-se na porção nordeste da área é caracterizado por rochas com idade modelo Sm/Nd de 2,3Ga e idade U-Pb em torno de 1,9Ga, representadas por gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, granitóides pouco deformados da Suíte Intrusiva Matupá e rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Possivelmente representando um prolongamento do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e os granitos orogênicos e pós-orogênicos, definidos na região do Tapajós (Vasques *et al.*, 2002).

O segundo domínio abrange a maior parte da área e apresenta idade modelo Sm/Nd de 2,1Ga e idade U-Pb entre 1,85 e 1,75Ga. É caracterizado por dois segmentos crustais distintos: terreno plutovulcânico pouco deformado, em regime rúptil a rúptil-dúctil (suítes Juruena, Paranaíta, Colíder, Alcalina Cristalino e granitos Nhandu e Teles Pires) e terreno de médio a alto grau metamórfico, domínio dúctil (Complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, Suíte Vitória e granitos São Pedro, São Romão e Apiacás). Estes dois terrenos foram denominados neste estudo de Arco Magmático Juruena com direção geral NW-SE.

Localizado a sul/sudoeste da área e justaposto ao Arco Juruena, o último domínio constitui um provável arco magmático acrecionário, caracterizado por um terreno metavulcano-sedimentar, deformado em regime dúctil, representado por uma bacia tipo *back-arc* (Grupo São Marcelo-Cabeça)

Esta bacia é correlacionada ao Grupo Roosevelt (Rizzoto *et al.*, 1995), e esta associada com intrusões graníticas meso a epizonais, peraluminosas (Suíte Nova Canaã), com idade-modelo ainda não definida e idades U-Pb em torno de 1.743 ± 4 Ma.

Sedimentos paleoproterozóicos constituídos pelos grupos Beneficente e Caiabis com idades máximas Pb/Pb de 1,7Ga e 1,3Ga, respectivamente (Saes & Leite, 2002) para o início de sua sedimentação, são encontrados respectivamente na porção norte e sul da área do projeto.

Ambas bacias são interpretadas como resultante de uma tectônica binária, conseqüência da reativação de megazonas de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil a rúptil, de direção E-W a NNW-ESE, atuantes de modo conjugado e sincronizado, crian-

do área transtracionada tipo *strike slip* ou *pull-apart*, que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide, receptora de sedimentos pelito-carbonáticos, psamo-pelíticos e siliciclásticos.

Os depósitos auríferos são principalmente do tipo veios de quartzo, brechas e *stockworks*. A maioria dos depósitos primários de ouro está regionalmente relacionadas a um megassistema de cisalhamento sinistral rúptil e rúptil-dúctil de direção NNW/ESE, formado por uma compressão principal N50°E

Os principais depósitos estão localizados em fraturas subsidiárias extensionais e de cisalhamento de direções N-S, NW e N50°E, associados a processos hidrotermais, ricos em filossilicatos (muscovita, sericita e clorita), acompanhados de quartzo, epidoto, sulfetos e óxido de ferro.

As principais unidades hospedeiras destes depósitos são as suítes Matupá, Flor da Serra, Paranaíta, Colíder e Nova Canaã o Granito Nhandu, o Grupo São Marcelo-Cabeça, possuindo estas unidades garimpos em atividade.

ABSTRACT

The Alta Floresta Project was carried out by CPRM – Serviço Geológico do Brasil -Superintendência Regional de Goiânia as part of a basic geological surveying national program – PLGB. Comprises 72,000 km² in four quadrangles 1:250,000 (Vila Guarita, Ilha 24 de Maio, Alta Floresta and São João da Barra).

The main purpose of this work is to contribute to the knowledge of gold mineralizations control, in the Alta Floresta Mineral Province, situated at the northern part of Mato Grosso State.

This report refers to the geological mapping results, which includes 23 geochronological determinations (U-Pb Sm/Nd) and 163 lithochemical analysis, integrated with geochemical study by 1224 stream sediments and 1153 samples of pan concentrates, as well as 389 km of gravimetric survey.

The enhancements regarding geological acknowledgement are in a new proposal of stratigraphic ordination, where twenty four units are individualized into a tectonic model which evolution involves orogenic processes consisting of: convergence and lithospheric plate consumption, high temperature oblique collision with consequent crustal generation and transcurent accretion.

Three distinct geotectonic domains are recognized, markedly by the abundance of granitic rocks associated to acidic to intermediate volcanism: I) characterized by rocks aging 2.3 Gy (Sm/Nd) and U-Pb around 1.9 Gy i.e. gneisses of Cuiú-Cuiú Complex, granitoids less deformed of Matupá Intrusive

Suite and basic rocks of Flor da Serra Intrusive Suite. This domain, situated in the northeastern part of the area, possibly represents an extension of the Cuiú-Cuiú Magmatic Arc and its orogenic and post-orogenic granites reported by Vasques *et al.* in the Tapajós Project region.

A second domain (II) involving rocks with 2.1 Gy Sm/Nd and U-Pb around 1.85 e 1,75 Gy ages, dominant in the most part of the area, is represented by two NW-SE distinct crustal segments, nominated in this study, by Juruena Magmatic Arc: the first segment, a plutovolcanic terrain characteristically submitted to a ruptile to ruptile-ductile regime, comprises the Juruena, Paranaíta and Colíder suites, Rio Cristalino Alkalines as well as Nhandu and Teles Pires granites; the second a medium to high metamorphic grade dominantly ductile terrain, includes the Bacaeri-Mogno and Nova Monte Verde Complexes, Vitória Suite and, São Pedro, São Romão and Apiacás granites.

The third domain (III), situated in the S-SW region, juxtaposed to the Juruena Arc, constitutes a probable accretion magmatic arc (back arc type basin) characterized by a metavolcanosedimentary terrain submitted to a ductile regime (São Marcelo Group correlated to the Roosevelt Group) associated to Nova Canaã Suite peraluminous granitic intrusions with model age not yet defined and U-Pb around 1743 ± 4 My.

A binary tectonics as a result of reactivation of EW to NNW-ESE transcurent ruptile-ductile to ruptile

shear mega zones, acting in conjunction and in a synchronous way, in order to create a transtraction zone, strike slip or pull-apart type, expanding gradually to a rhomboid basin, gave place to the paleoproterozoic sedimentation of pelitic carbonate, psamo-pelitic siliciclastic nature of Beneficente and Caiabis groups.

Gold deposits are predominantly fault controlled quartz vein type in a ductile and ruptile-ductile regime. These mineralizations characterized by venules and veins, stockworks and hydrothermal breccias in fractures and transcurent faults, are related to a NNW/ESE sinistral

shearing magasystem of ruptile and ruptile-ductile nature, formed by a N50°E main compression. The ore shoots are in NS and N50°E extension and shear subsidiary fractures in association to a hydrate paragenesis phyllosilicate rich (muscovite, sericite and chlorite) followed by quartz, epidote, sulphide and iron oxides. Subordinately there are porphyry type deposits also with intense hydrothermal alteration.

Matupá, Flor da Serra, Paranaíta, Colíder and Nova Canaã suites, Nhandu Granite, São Marcelo-Cabeça Group are the main host units of these deposits.

1

INTRODUÇÃO

1.1 Histórico

Este documento contém as informações obtidas durante a execução do Projeto Província Mineral de Alta Floresta, realizado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, na região norte do Estado de Mato Grosso e sudoeste do Estado do Pará, como parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB (figura 1.1).

O projeto consistiu em mapeamento geológico na escala 1:250.000, acompanhado de levantamento geoquímico regional e estudo dos principais depósitos de ouro, em uma área de aproximadamente 72.000 km², envolvendo as folhas Vila Guarita (SC.21-Z-B), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A), Alta Floresta (SC.21-X-C) e Rio São João da Barra (SC.21-V-D).

Seu principal objetivo foi o conhecimento geológico e metalogenético da região de Alta Floresta, uma das principais províncias auríferas do país, de onde foram extraídas, entre 1980 e 1998, através de atividade garimpeira, aproximadamente 125 toneladas de ouro.

O projeto iniciou-se em 1995 com o levantamento de dados da Folha Vila Guarita, sob responsabilidade do geólogo Paulo Fernando Villas Boas e coordenação do geólogo Gilberto Scislewski. Foi in-

terrompido no 3º trimestre de 1995 e somente reiniciado em 1998, após reavaliação da CPRM, quando se decidiu pela inserção de prospecção geoquímica regional. Nessa época o geólogo Pedro Sérgio Estevam Ribeiro respondia pela coordenação regional do projeto.

A partir de 1998, sob a coordenação regional do geólogo Joffre Valmório de Lacerda Filho, a equipe de mapeamento passou a contar com os seguintes geólogos: Luiz Carlos Moreton e Edson Gaspar Martins (Folha Vila Guarita); Cipriano Cavalcante de Oliveira e Mário Cavalcanti de Albuquerque (Folha Alta Floresta); Pedro Sérgio Estevam Ribeiro e Paulo Fernando Villas Boas (Folha Rio São João da Barra); Hélios de Oliveira Godoi e José Domingos Alves Baêta Júnior (Folha Ilha 24 de Maio). Nas últimas três etapas de campo a Folha Ilha 24 de Maio passou a ser mapeada pelos geólogos Antônio Augusto Soares Frasca e Felicíssimo Rosa Borges. O geólogo Antônio Augusto Soares Frasca, foi o responsável pela análise litoquímica de todo projeto e pelo tratamento dos dados estruturais da maior parte deste.

As descrições das lâminas delgadas foram realizadas pela geóloga Maria Abadia Camargo e as interpretações de imagens de satélite, das informações aerogeofísicas e dos resultados das análises

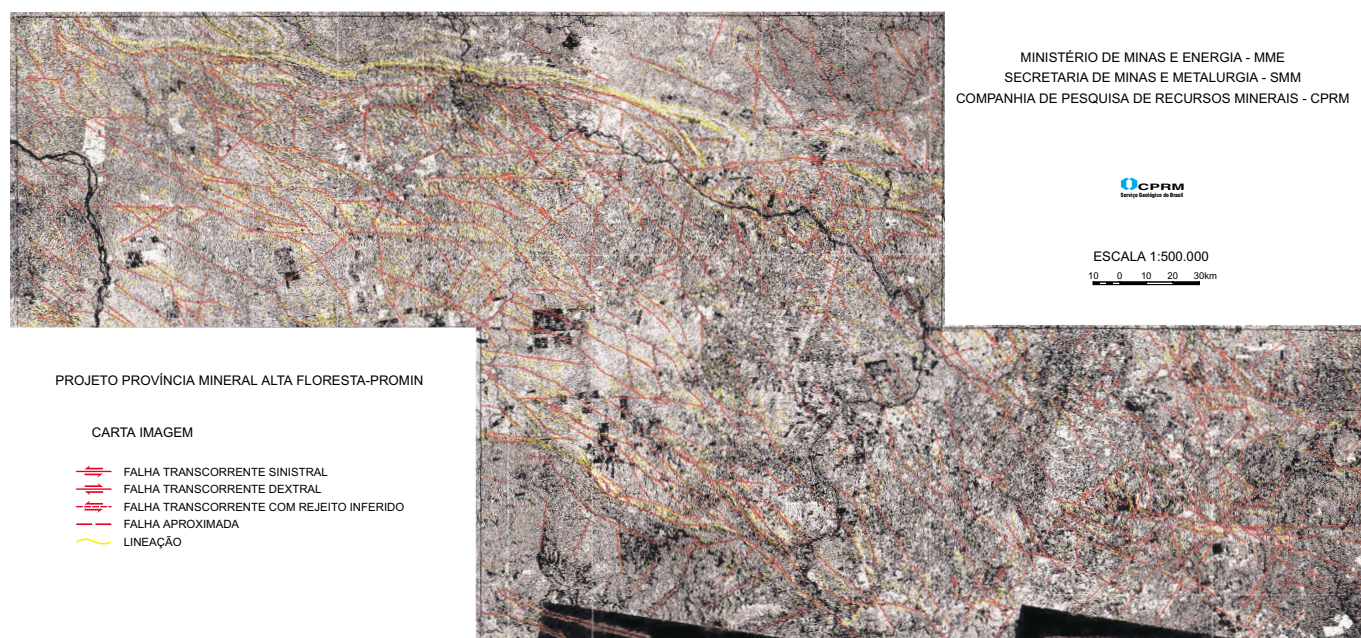


Figura 1.1 – Imagem de satélite da área do projeto com a interpretação de seus principais traços estruturais.

geoquímicas foram efetivadas, respectivamente, pelos geólogos Sidney Rodrigues Valente, Murilo Machado Pinheiro e Eric Santos Araújo. O mapeamento das rochas sedimentares e a supervisão e chefia do projeto ficaram sob a responsabilidade do geólogo João Olímpio Souza. Ocasionalmente houve a participação do geólogo Waldemar Abreu Filho, chefe do Núcleo de Apoio de Cuiabá - NABA.

Paralelos aos serviços de mapeamento, realizaram-se estudos específicos em áreas com jazimentos de ouro primário, conduzidos pelos geólogos Reginaldo Alves dos Santos (DIGEOB) e Emílio L. C. Catunda da Cruz (DEREM).

Os seguintes geólogos ainda participaram como consultores: Augusto José Pedreira (Rochas Sedimentares); Márcio Martins Pimentel (Geocronologia); Wilson Wildner (Rochas Vulcânicas); Nilson Francisquini Botelho (UnB - Rochas Graníticas e Petroquímica); Reginaldo Alves dos Santos (Geologia Estrutural); e Franciscus Jacobus Baars e Inácio de Medeiros Delgado (Metalogenia). As atividades de campo foram encerradas em setembro/2001.

As lâminas e descrições petrográficas foram feitas no laboratório da Superintendência Regional de Goiânia; as análises químicas de rocha em laboratórios externos (Bondar Clegg e ACME); as datações geocronológicas na Universidade de Brasília (Sm/Nd) e na University of Western da Austrália

(U-Pb e Pb-Pb); as análises químicas de sedimentos de corrente no laboratório da Bondar Clegg; a contagem de minerais pesados das amostras de concentrado de bateia nas superintendências regionais de Recife e Porto Alegre; e as análises paleontológicas no LAMIN-RJ.

1.2 Localização e Acesso

O Projeto Alta Floresta situa-se na Região Amazônica e engloba as seguintes sedes municipais, todas elas localizadas na porção norte do Estado de Mato Grosso: Alta Floresta, Colíder, Matupá, Peixoto de Azevedo, Terra Nova do Norte, Nova Santa Helena, Nova Canaã do Norte, Carlinda, Paranaíta, Nova Monte Verde, Apiacás, Nova Esperança e Nova Bandeirantes. Parte do município de Santarém, sul do Pará, ocupa o norte deste projeto (figura 1.2).

Os limites do projeto são os paralelos 9°00' e 11°00' de latitude sul e os meridianos 54°00' e 58°30' de longitude oeste de Greenwich, ocupando área de aproximadamente 72.000 km².

O acesso à área, a partir de Cuiabá-MT, é feito por via terrestre ou aérea, através de rodovia asfaltada (BR-163) ou de vôos regulares em aeronaves de médio porte, até a cidade de Alta Floresta. Rodovias estaduais ou federais, transitáveis na maior parte do ano, interligam as principais cidades e vi-

las. Algumas áreas do projeto, principalmente na parte norte, somente são alcançadas por aviões de pequeno porte ou por via fluvial, em barcos de pequeno e médio calados, esta última via sempre dificultada pela presença de trechos encachoeirados.

Estradas de terra batida ou simplesmente picadas de madeireiros interligam povoados, vilas, fazendas e assentamentos do INCRA, quase sempre em condições precárias.

1.3 Método de Trabalho

Este projeto foi executado pela Superintendência Regional de Goiânia e constou de três fases, seguindo os parâmetros estabelecidos pelo PLGB (figura 1.3).

A primeira, denominada pré-campo, consistiu nas seguintes atividades: planejamento; aquisição de documentação técnica; compilação bibliográfica; interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite e radar; interpretação dos levantamentos aerogeofísicos preexistentes; cadastramento dos jazimentos minerais e dos locais com atividades garimpeiras; catalogação dos dados geocronológicos; elaboração de mapa geológico preliminar; e programação das etapas de campo envolvendo mapeamento geológico regional, coleta de amostras geoquímicas, mapeamento de detalhe nos locais com jazimentos auríferos primários e levantamento gravimétrico.

A segunda englobou as operações de campo, abrangendo as seguintes atividades: mapeamento geológico na escala 1:250.000, com execução de perfis ao longo de estradas, trilhas, rios e picadas; estudo geológico de detalhe dos principais jazimentos auríferos primários; coleta de amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia, com área de captação de aproximadamente 25 km² por amostra; e levantamento gravimétrico em estradas previamente selecionadas, este último realizado por técnicos do Observatório Nacional-RJ. No intervalo entre as campanhas de campo foram selecionadas e preparadas amostras para análises petrográficas, palinológicas, geoquímicas, mineralógicas, químicas e geocronológicas.

A última fase envolveu a integração dos dados de campo e laboratório com as seguintes atividades: interpretação dos resultados analíticos; redação de relatórios temáticos (geoquímica, geofísica, prospectos, rochas sedimentares e rochas vulcânicas); elaboração (digitação e digitalização), revisão e compatibilização dos textos e mapas geoló-

gicos de cada folha, na escala 1:250.000, e do relatório integrado e dos mapas geológico e metalogenético, na escala 1:500.000.

1.4 Aspectos Socioeconômicos

Segundo o censo demográfico realizado pelo IBGE no ano de 2000, existem cerca de 140.000 habitantes na área do Projeto Alta Floresta, com 60% na zona urbana e 40% na zona rural.

As sedes municipais são servidas por estabelecimentos de ensino fundamental e de ensino médio (24), enquanto as zonas rurais possuem escolas primárias e centro de estudos agrícolas.

O setor de saúde é servido por 11 hospitais, localizados nas principais sedes municipais e possuindo também um grande número de unidades ambulatoriais (74), distribuídas tanto na zona urbana, quanto na rural.

A infra-estrutura é representada pela SANEMAT, na distribuição e abastecimento de água e pela CEMAT no fornecimento de energia elétrica. Os sistemas de comunicação são amplos e diversos, prestados por serviços de telefonia a cabo e celulares, agências de correios e telégrafos, Internet e canais de televisão e rádio.

A rede bancária ainda está em expansão, com 5 agências nas cidades de maior porte e o comércio é bastante diversificado. A rede hoteleira oferece uma infra-estrutura básica apenas nas cidades de Alta Floresta, Colíder e Matupá, sendo insuficiente ou em ampliação nas demais localidades. Hotéis voltados para ecoturismo na região são poucos e estão em fase de ampliação.

As principais atividades econômicas da região estão ligadas ao setor primário, com destaque para a pecuária, seguindo-se a agricultura, o extrativismo vegetal e a atividade garimpeira.

A pecuária ocupa a maior parte da área desmatada e envolve basicamente a criação de gado para corte, com cerca de 1.500.000 cabeças. Frigoríficos de médio porte, instalados em Alta Floresta, Colíder e Matupá, exportam produtos semi-industrializados para outros estados.

A agricultura desenvolve-se de forma moderada, com culturas permanentes de café, guaraná, cacau, chá-da-índia, coco-da-bahia, banana, laranja e culturas temporárias e de subsistência: feijão, mandioca, cana-de-açúcar, abacaxi, melancia, tomate e outros, geralmente ligadas a pequenos produtores. Algumas propriedades de maior porte, mecanizadas, produzem principalmente soja, arroz, milho e algodão.

A extração de madeiras, atividade pioneira da região, começa a dar sinais de esgotamento em face da escassez de matéria-prima e de uma maior fiscalização dos órgãos ambientais. Atualmente as espécies mais exploradas são: peroba, umburama, piúva, angico, ipê, cedro, mogno e Itaúba. Outros produtos oriundos do extrativismo vegetal são a castanha-do-pará e o palmito.

Apesar do alto índice pluviométrico e da densa rede de drenagens, os maiores centros urbanos já apresentam problemas com a demanda de água para abastecimento, exigindo a implantação de projetos multidisciplinares que permitam o uso e ocupação do meio físico de modo racional e sustentável.

Um ponto com grande interesse científico-turístico (fotografia 1.1) está situado na fazenda Ouro

Branco, próximo a Paranaíta, onde existem inscrições rupestres gravadas em lajedos de rochas graníticas. Este sítio arqueológico foi tombado pelo Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional – IPHAN.

A atividade de garimpagem teve um papel importante no desenvolvimento da região, principalmente entre 1980 e 2000, quando foram produzidas cerca de 125 toneladas de ouro. Com o início da exaustão dos depósitos secundários e devido à fiscalização implantada pelos órgãos ambientais, a produção entrou em declínio no final da década de 90 e ficou restrita a alguns depósitos de ouro primário. A perspectiva para a retomada da produção aurífera assenta-se na pesquisa de ouro primário em nível empresarial, cujas informações básicas estão sendo disponibilizadas neste trabalho, em adição às já existentes.

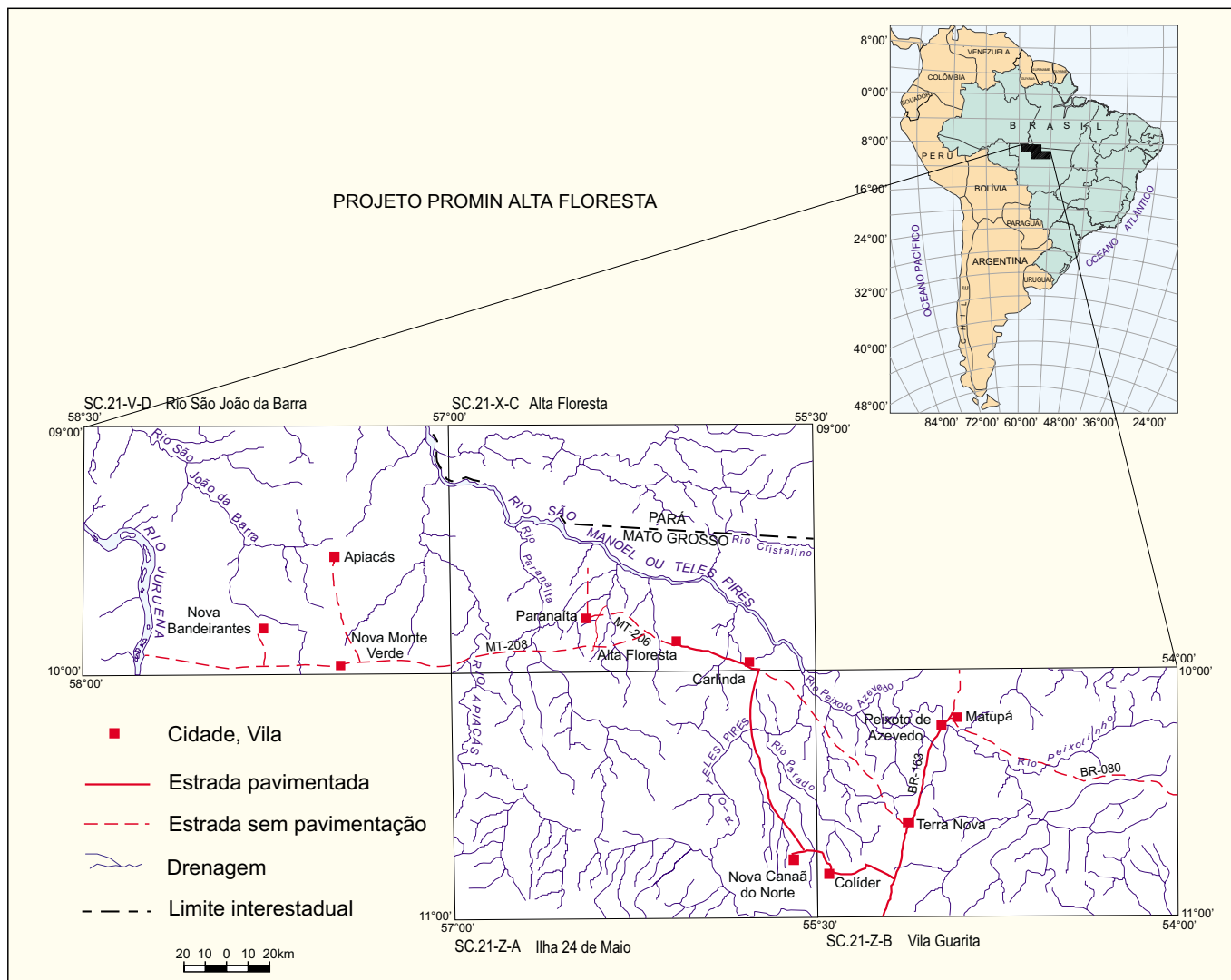


Figura 1.2 - Localização da área do projeto.

PROJETO PROMIN - ALTA FLORESTA

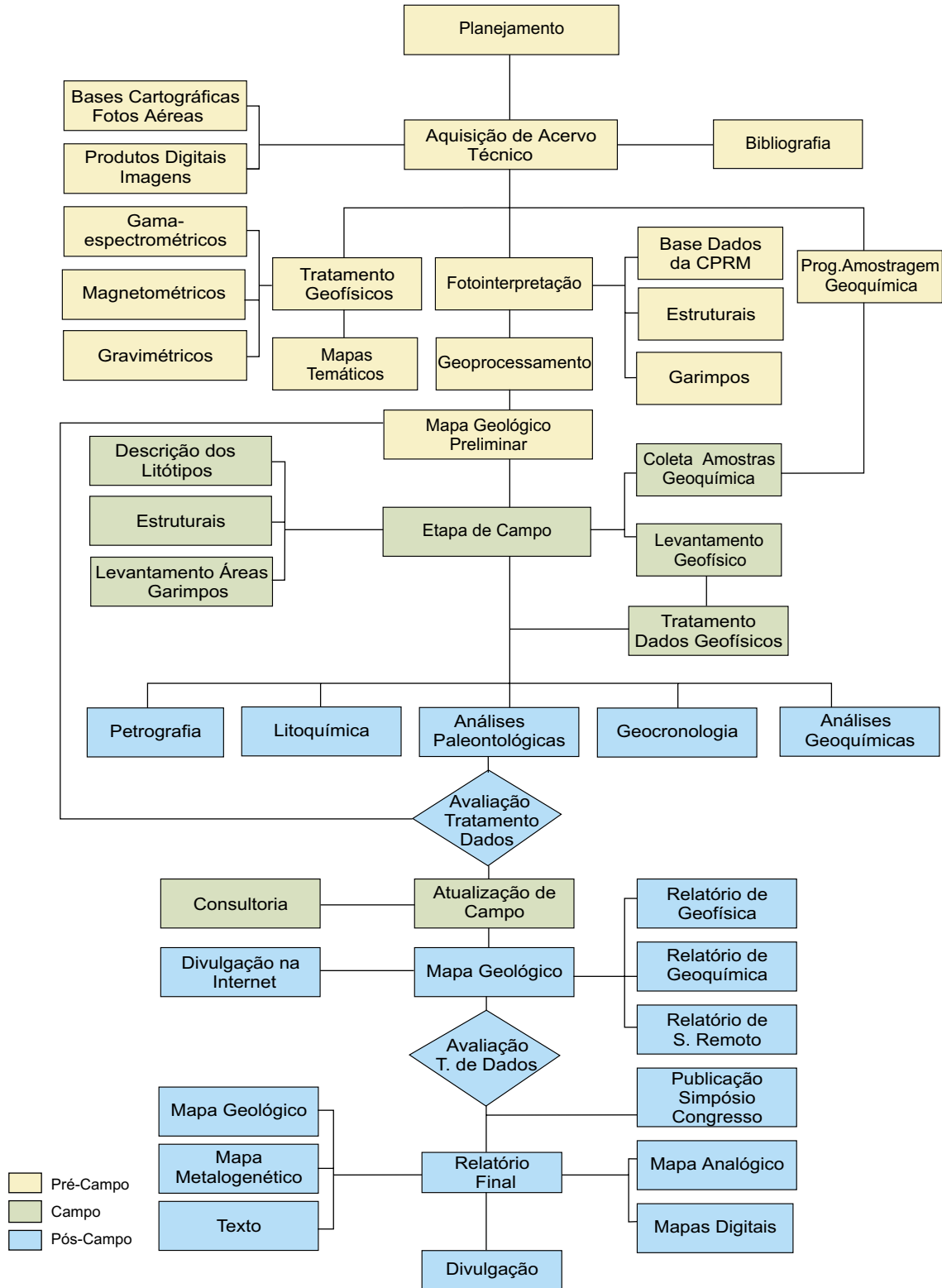


Figura 1.3 – Fluxograma do Projeto Alta Floresta.



Fotografia 1.1 – Detalhe de pinturas rupestres do sítio arqueológico da fazenda Ouro Branco, no município de Paranaíta. CC-313 (540045/8942546).

Matérias-primas para a construção civil são abundantes em praticamente toda a área. Entretanto, o pó calcário, usado como corretivo de solo para a agricultura e pastagens, é proveniente de Nobres-MT, local considerado muito distante em razão da forte influência do valor do frete no preço final. Em função da expressiva demanda deste produto, torna-se necessário o mapeamento geológico detalhado de todas as unidades das sedimentares da região.

1.5 Clima, Geomorfologia e Fisiografia

O clima da região é quente e úmido, típico da Amazônia, e apresenta duas estações bem definidas. Uma chuvosa, que se estende de setembro a abril, com precipitações médias mensais atingindo valores superiores a 300mm, e outra relativamente seca nos demais meses do ano e com precipitações médias mensais inferiores a 100mm. A precipitação média anual, obtida a partir de estações operadas pela CPRM para a Agência Nacional das Águas – ANA, localizadas na área do projeto ou em suas imediações, é superior a 2.100mm e a temperatura média máxima do ano de 2002 registrada na estação de Alta Floresta foi em torno de 32°C, conforme constam respectivamente nas tabelas 1.1 e 1.2.

Com base no posicionamento altimétrico relativo e na semelhança de formas de relevo, na área do Projeto Alta Floresta, Melo & Franco (1980) identificaram cinco unidades geomorfológicas (figura 1.4), descritas a seguir.

Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional – É a unidade mais extensa, correspondendo a uma vasta superfície rebaixada, dissecada em for-

mas predominantemente convexas, com altimetria variando entre 200m e 300m e drenagem organizada segundo padrão dendrítico.

Ocupa a maior parte da faixa situada entre as serras do Cachimbo (norte) e Caiabis (sul) e se desenvolveu preferencialmente sobre rochas plutovulcânicas e sedimentares. É representada por uma floresta ombrófila aberta tropical associada a relevo ondulado suave e a solos predominantemente podzólicos vermelho-amarelados distróficos, com latossolos vermelhos distróficos em menor proporção. Nas áreas mais acidentadas aparecem também solos podzólicos álicos e litólicos distróficos.

Nas áreas de ocorrência sobre as rochas sedimentares observa-se uma transição de savanas arbóreas, densas e abertas, para floresta estacional em áreas com relevo plano a ondulado suave e solos formados por areias quartzosas álicas.

Planalto dos Parecis – Situa-se na parte sudeste da área e constitui um planalto relativamente homogêneo, com altitudes variando entre 350m e 400m e predomínio de formas dissecadas tabulares com relevo de topo convexo. Associa-se a restos de superfície laterítica evoluída sobre rochas vulcânicas da Suíte Colíder e sedimentares da Formação Dardanelos. Em seu relevo plano a ondulado suave desenvolveu-se floresta estacional em transição para savana arbórea densa, com predomínio de latossolos vermelho-amarelados distróficos e com areias quartzosas e solos podzólicos e concrecionários subordinados.

Planalto Dissecado Sul da Amazônia – Forma relevos muito dissecados, fortemente ondulados a montanhosos e apresenta altimetria variando entre 350m e 450m. Margeia o flanco sul da serra dos Apiacás, comporta formas de topos convexas, tabulares e aguçados e foi esculpido preferencialmente em rochas da Suíte Colíder. Uma floresta ombrófila densa tropical desenvolve-se sobre solos litólicos e podzólicos, vermelhos e distróficos.

Planalto dos Apiacás-Sucunduri – Compreende uma faixa de relevos ondulados a montanhosos, orientados paralelamente aos lineamentos estruturais WNW-ESE, com topos predominantemente tabulares e alongados, talhados preferencialmente em sedimentos de borda sul do Grupo Beneficente. Os solos são diversificados com predomínio dos litólicos nos relevos tabulares. Secundariamente aparecem latossolos e afloramentos rochosos. A vegetação é complexa, compreendendo uma zona de contato entre savana e floresta.

Tabela 1.1 – Índices pluviométricos médios (mm) para estações localizadas na área do Projeto Alta Floresta ou em suas adjacências.

ESTAÇÃO/ PERÍODO	Coord.	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOTAL
Agropecuária Cajabi (1976 a 2002)	10°44'46" 54°32'46"	381	323	276	170	56	9	3	17	88	205	254	317	2.099
Alta Floresta (1978 a 1997)	9°52'13" 56°06'08"	337	352	340	220	86	16	7	29	121	204	257	316	2.285
Cachimbo (1984 a 2002)	9°49'02" 54°53'09"	324	355	334	225	70	10	7	26	108	218	277	369	2.323
Colíder (1982 a 2002)	10°47'51" 55°26'55"	334	283	234	175	48	7	9	15	93	134	205	246	1.783
Fazenda Tra- tex (1994 a 2002)	10°57'21" 55°32'55"	358	285	322	175	29	9	3	13	101	179	262	307	2.043
Indeco (1975 a 2002)	10°06'45" 55°34'12"	337	341	284	185	57	11	11	35	105	189	225	334	2.114
Jus. Peix. Azevedo (1980 a 2002)	9°38'33" 56°01'06"	351	265	341	259	65	13	5	29	119	185	229	330	2.191
Marcelândia (1999 a 2002)	11°07'47" 54°28'10"	334	257	206	104	19	4	2	24	100	142	321	414	1.927
Paranaíta (1999 a 2002)	9°41'38" 56°28'27"	379	318	368	151	46	12	12	11	176	127	194	387	2.181
Nova Monte Verde (1999 a 2002)	9°58'51" 57°27'40"	435	416	391	88	58	56	16	37	159	213	313	396	2.578
Novo Planeta (1982 a 2002)	9°22'22" 57°13'21"	298	248	273	154	92	8	7	17	90	179	198	283	1.847
Núcleo Ariel (1982 a 2002)	9°51'22" 58°14'49"	308	283	312	170	56	12	7	34	62	121	231	300	1.896
Trivelato (1982 a 2002)	9°56'25" 57°07'55"	347	276	339	225	65	10	11	25	92	182	296	398	2.266
MÉDIA		348	308	309	177	57	14	8	24	109	175	251	338	2.118

Fonte: ANA/CPRM.

Tabela 1.2 – Temperatura média máxima mensal da estação de Alta Floresta.

ANO 2002	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉDIA
Temp. (°C)	-	30,2	31,5	32,1	33,1	33,3	34	34,9	32,6	32,6	32,2	-	32,65

A altimetria situa-se em torno de 450m e esta unidade funciona como divisor de águas, com os tributários de menor porte dispostos ortogonalmente e os de maior porte (rios Teles Pires e São Benedito) correndo paralelamente.

Planaltos Residuais do Norte de Mato Grosso – Compreende blocos de relevos separados por extensa superfície rebaixada, representados na área pelas serras do Cachimbo, na parte nordeste, e dos Caiabis, na porção sudoeste.

Na primeira a topografia é aplainada e dissecada, com formas tabulares desenvolvidas sobre sedimentos subhorizontalizados do Grupo Beneficente. Relevos residuais, de topo tabular ainda conservado, delimitados por escarpas erosivas, aparecem tanto sobre os sedimentos quanto sobre as demais litologias, conforme observado na parte nordeste da Folha Vila Guarita. A vegetação presente, transição de savana para floresta estacional, desenvolve-se sobre areias quartzosas e solos álicos.

Na serra dos Caiabis nota-se relevo tabular dissecado, associado a rochas plutônicas ou vulcano-sedimentares e a sedimentos da Formação Dardanelos. Nesta área ocorre vegetação de contato de floresta ombrófila com residual e de savana com floresta, associada a solos litólicos e a areias quartzosas.

Os principais traços da drenagem são assinalados pelos rios Teles Pires e Juruena, que confluem a norte da área, para formar o rio Tapajós. O rio Juruena está restrito à parte oeste do projeto e tem como principais afluentes os rios São João da Barra e dos Peixes. O rio Teles Pires, também conhecido como São Manuel, drena a maior parte da área e tem como principais afluentes os rios Peixoto de Azevedo, Cristalino e São Benedito, pela margem direita e Tapaiúna, Santa Helena, Paranaíta e Apicás, pela margem esquerda.

Estes rios fluem preferencialmente sobre a depressão interplanáltica, onde é comum a formação de planícies com deposições fluviais intercaladas com alguns trechos encachoeirados.

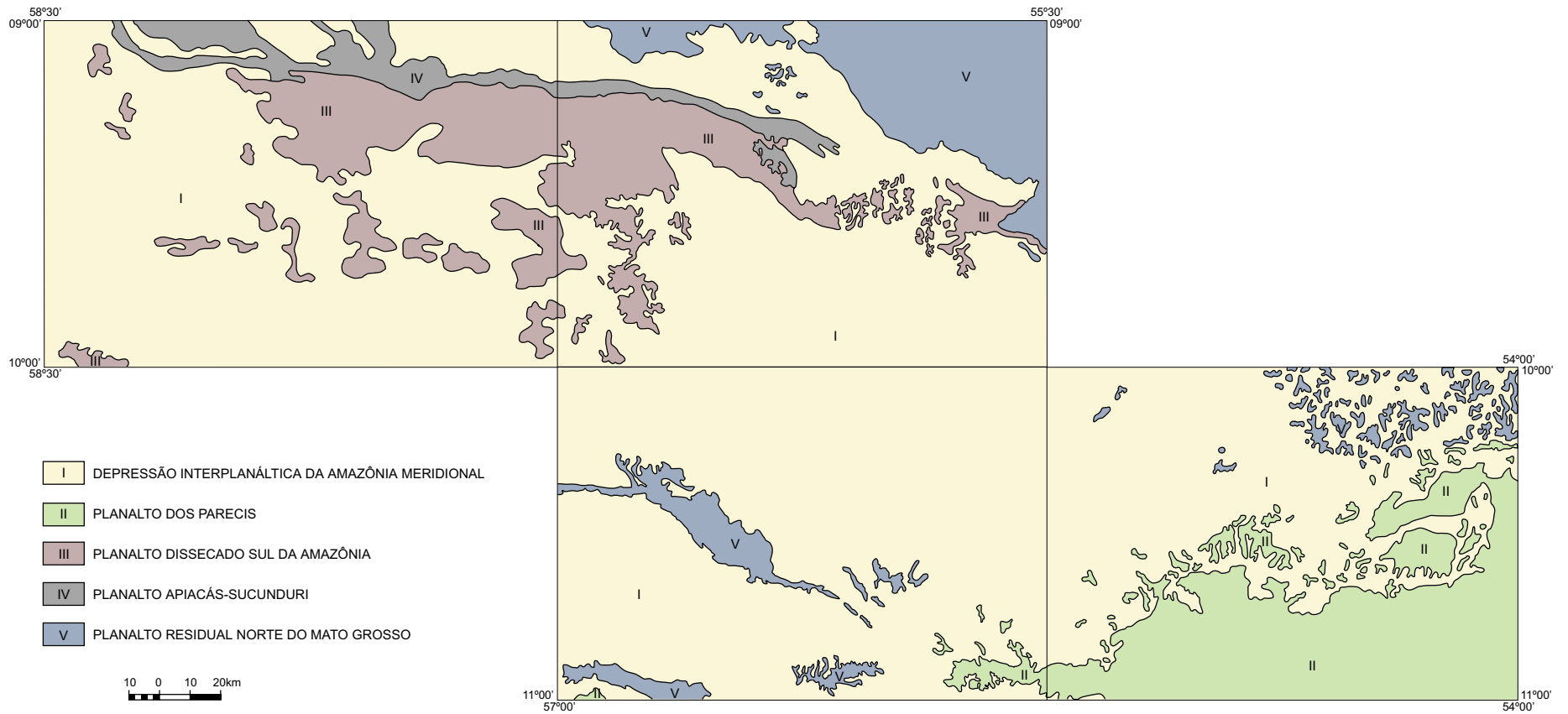


Figura 1.4 – Unidades geomorfológicas.

2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

Comportando-se como área estabilizada durante o Ciclo Brasileiro, o Cráton Amazônico (Braun, 1974; Almeida *et al.*, 1976; Almeida, 1978) compreende quase a totalidade das rochas arqueanas e paleoproterozóicas expostas na região norte do Brasil.

Este cráton foi dividido por Almeida *et al.* (1977) em duas províncias estruturais, separadas pela Bacia sedimentar Amazônica: a Província Rio Branco, a norte e a Província Tapajós, ao sul. Foi também denominado de Cráton do Guaporé por Almeida (1965).

Desde o século passado existem referências de reconhecimento geológico no Cráton Amazônico, mas somente a partir da década de 70 esta área foi alvo de estudos sistemáticos, com a execução de uma série de projetos de mapeamento geológico, levantamentos geoquímicos e geofísicos e datações geocronológicas.

Recentemente nesta área, trabalhos de mapeamento e pesquisas foram retomados pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, através dos projetos Tapajós e Alta Floresta.

A evolução do conhecimento da geologia da região pode ser observada desde os primeiros traba-

lhos realizados pelo Projeto RADAMBRASIL (figura 2.1) até os mapas gerados pelo projeto Alta Floresta, que contemplam desde a fotointerpretação aos mapas geológicos preliminares e final (figuras 2.2, 2.3 e 2.4).

Na mesma época, dissertações de mestrado e teses de doutorado, monitoradas por universidades e pesquisas de empresas de mineração na busca de ouro, contribuíram sobremaneira para o entendimento da evolução geológica.

O Projeto Alta Floresta acha-se localizado na porção centro-sudoeste do Cráton Amazônico, que tem sua evolução ligada ao Arqueano e Proterozóico. Estudos recentes divergem sobre a questão, exibindo dois modelos para a evolução geológica deste cráton.

Estes se acham embasados em torno de duas hipóteses: um modelo fixista de retrabalhamento de uma crosta antiga e um modelo mobilista com eventos de acreção crustal.

O modelo fixista de retrabalhamento crustal, de Gibbs & Barron (1983), adotado por Amaral (1984), Santos & Loguercio (1984) e Issler & Lima (1987), é baseado na ausência de episódios compressivos e orogenéticos. Considera apenas a ocorrência de manifestações tectônicas distensivas com reativa-

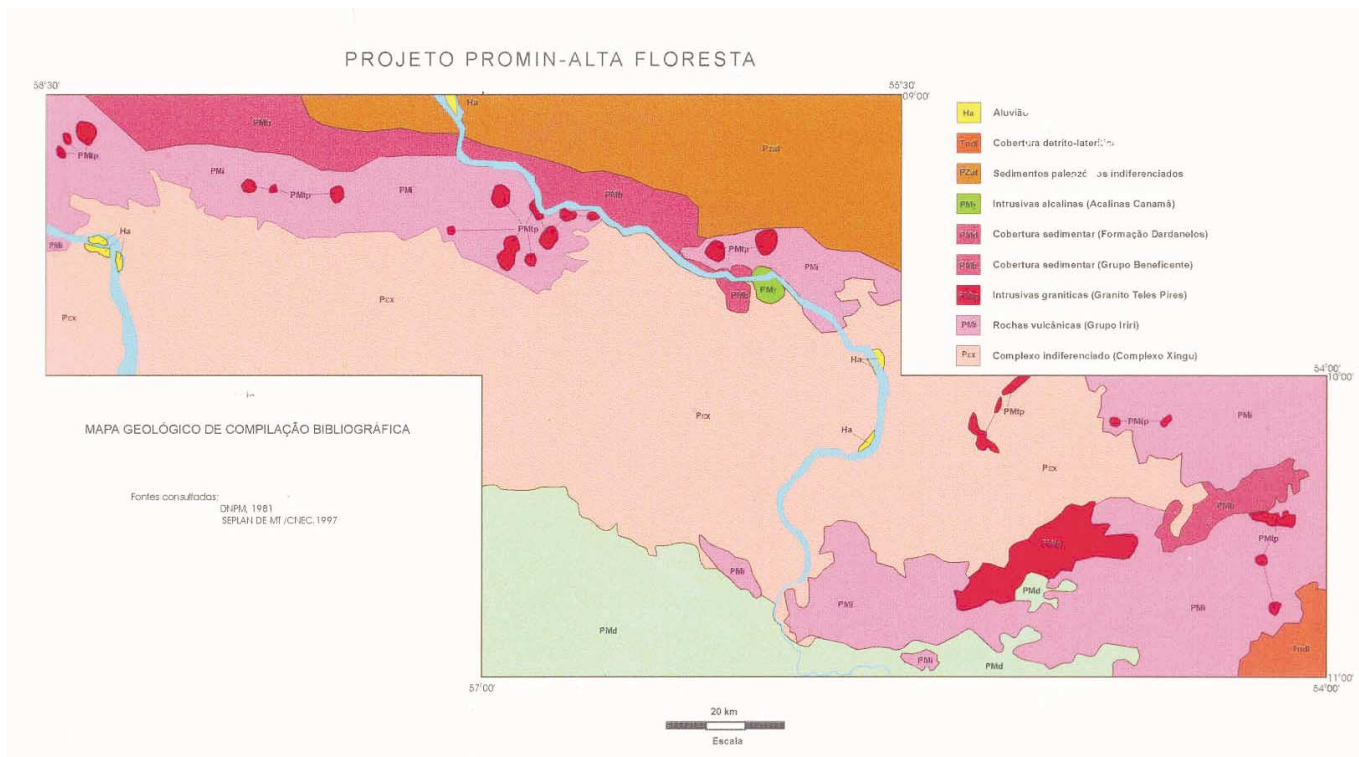


Figura 2.1 – Esboço geológico de compilação bibliográfica (fonte principal: Projeto RADAMBRASIL).

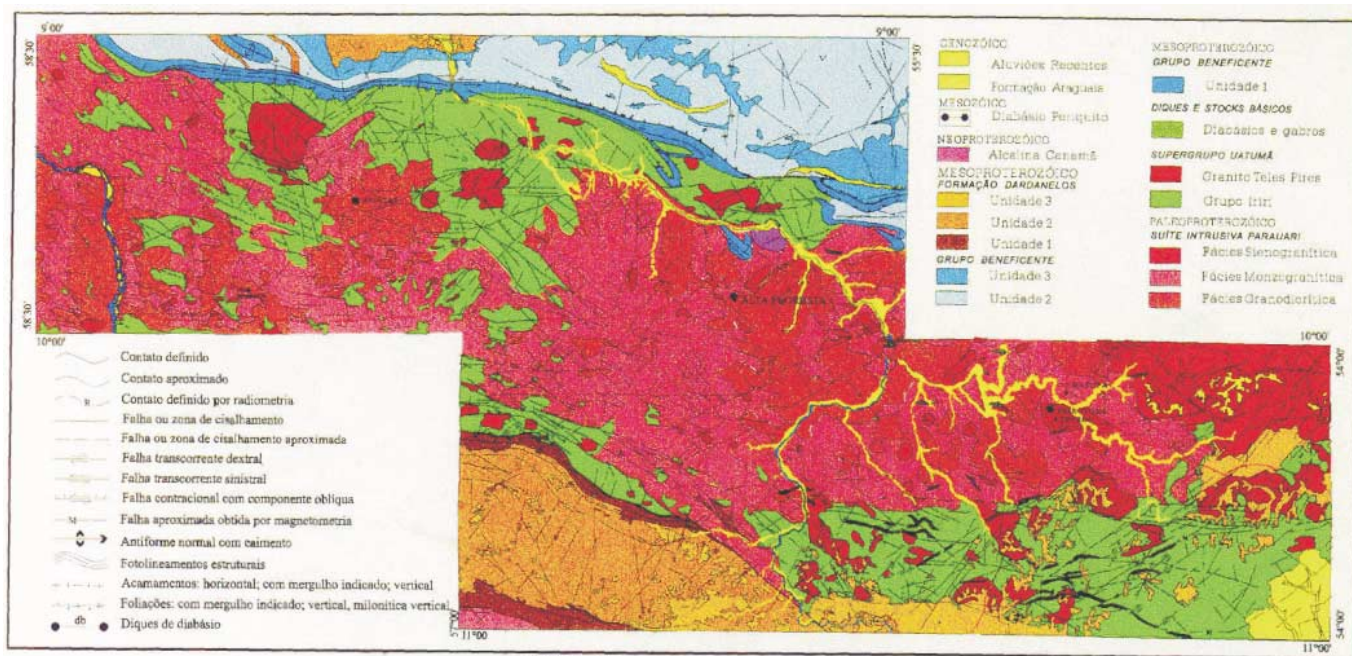


Figura 2.2- Esboço fotogeológico (1998-1999).

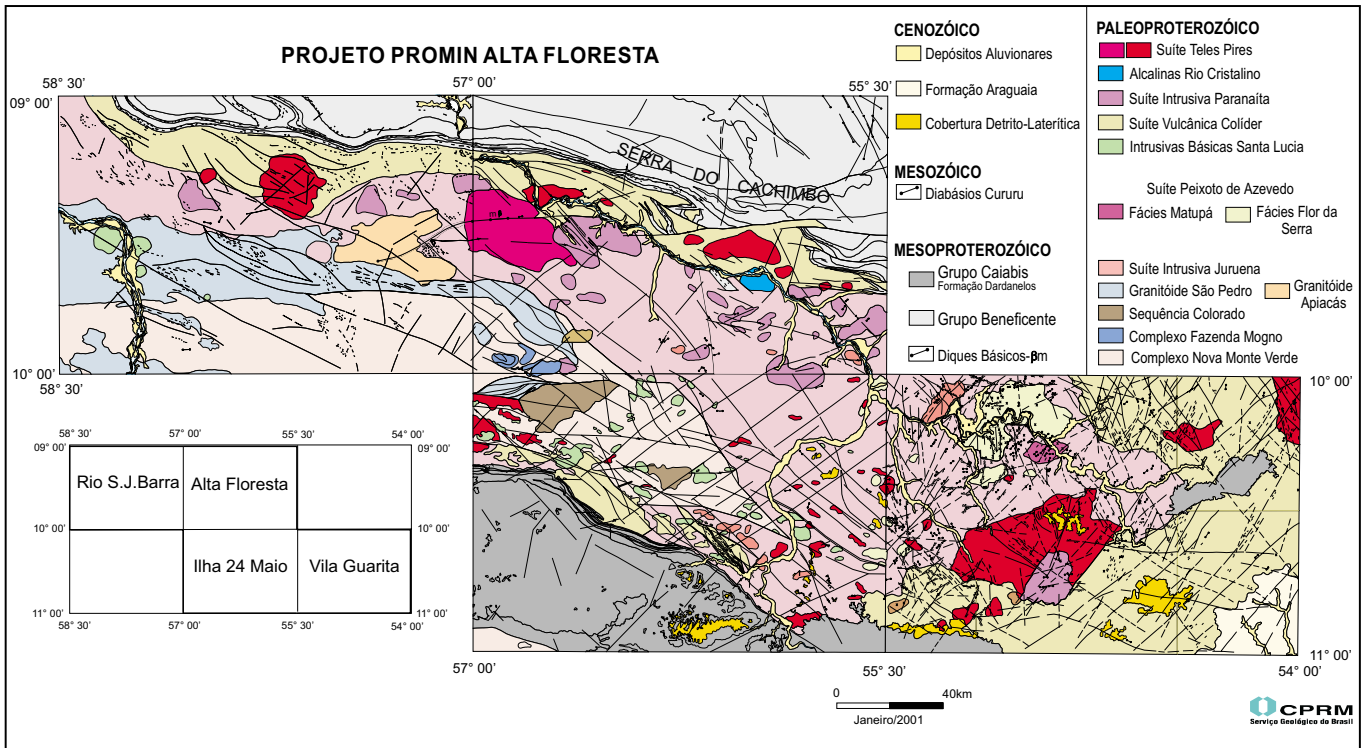


Figura 2.3 – Esboço geológico preliminar (2000).

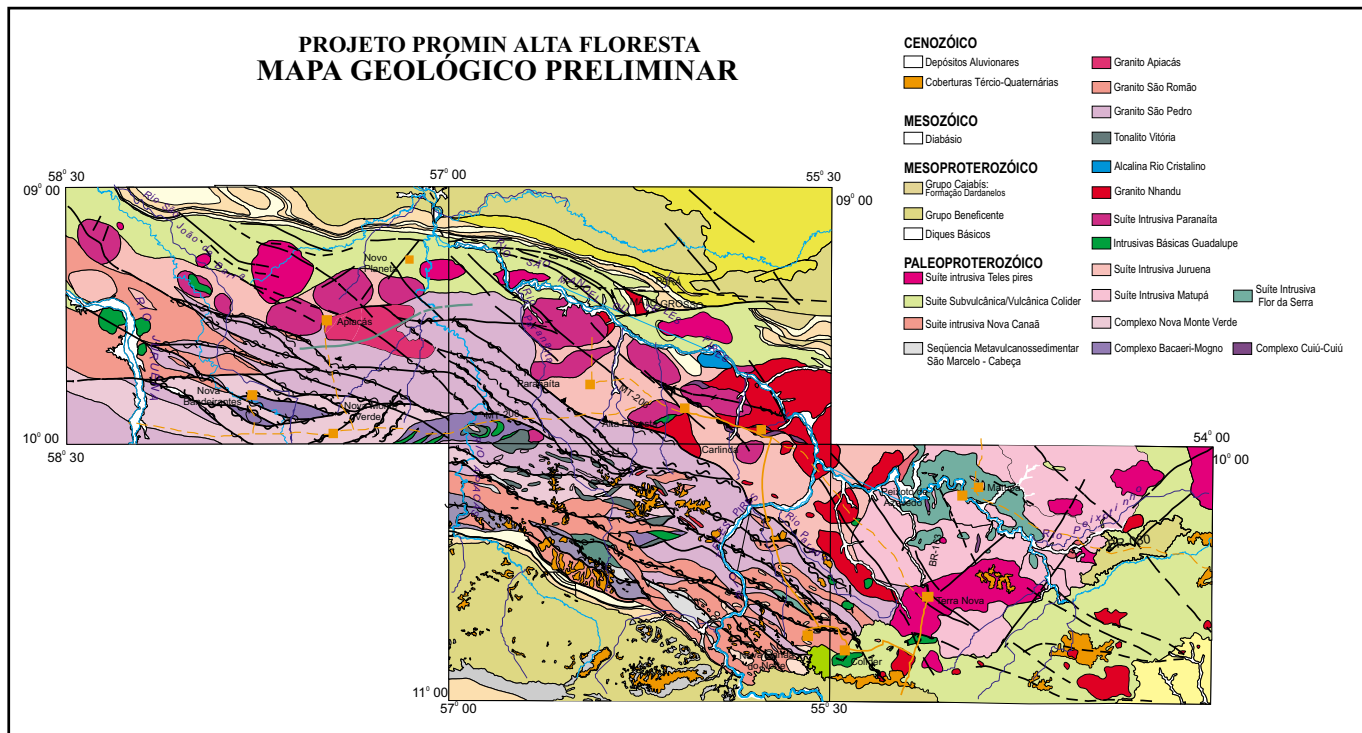


Figura 2.4 – Esboço geológico final (2003).

ções plataformais e conseqüente fraturamento, vulcanismo e granitogênese anorogênica.

Com base em dados geofísicos e estruturais, Hasui *et al.* (1984) (figura 2.5) descreveram as principais feições tectônicas e descontinuidades do Cráton Amazônico, configurando-o em vários blocos crustais relacionados à evolução arqueana, onde as bordas dos blocos são definidas por anomalias gravimétricas positivas, fortes variações nas respostas magnéticas e *trends* lineares de estruturas tectônicas. Nos núcleos dos blocos ocorrem, com freqüência, granitóides e seqüências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*.

Para estes autores, a conclusão é de que o Cráton Amazônico conforma um conjunto de massas continentais, aglutinadas no Arqueano ou Paleoproterozóico, geradas por processos geológicos ainda não muito esclarecidos, que teriam posteriormente sido afetadas por retrabalhamento crustal e rejuvenescimento isotópico.

Por outro lado, Cordani *et al.* (1979), Tassinari (1981), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Macambira *et al.* (1990) e Tassinari (1996), sugerem a existência de eventos tectônicos compressivos, responsáveis pelo desenvolvimento de cinturões móveis (*mobile belts*) bordejando um pe-

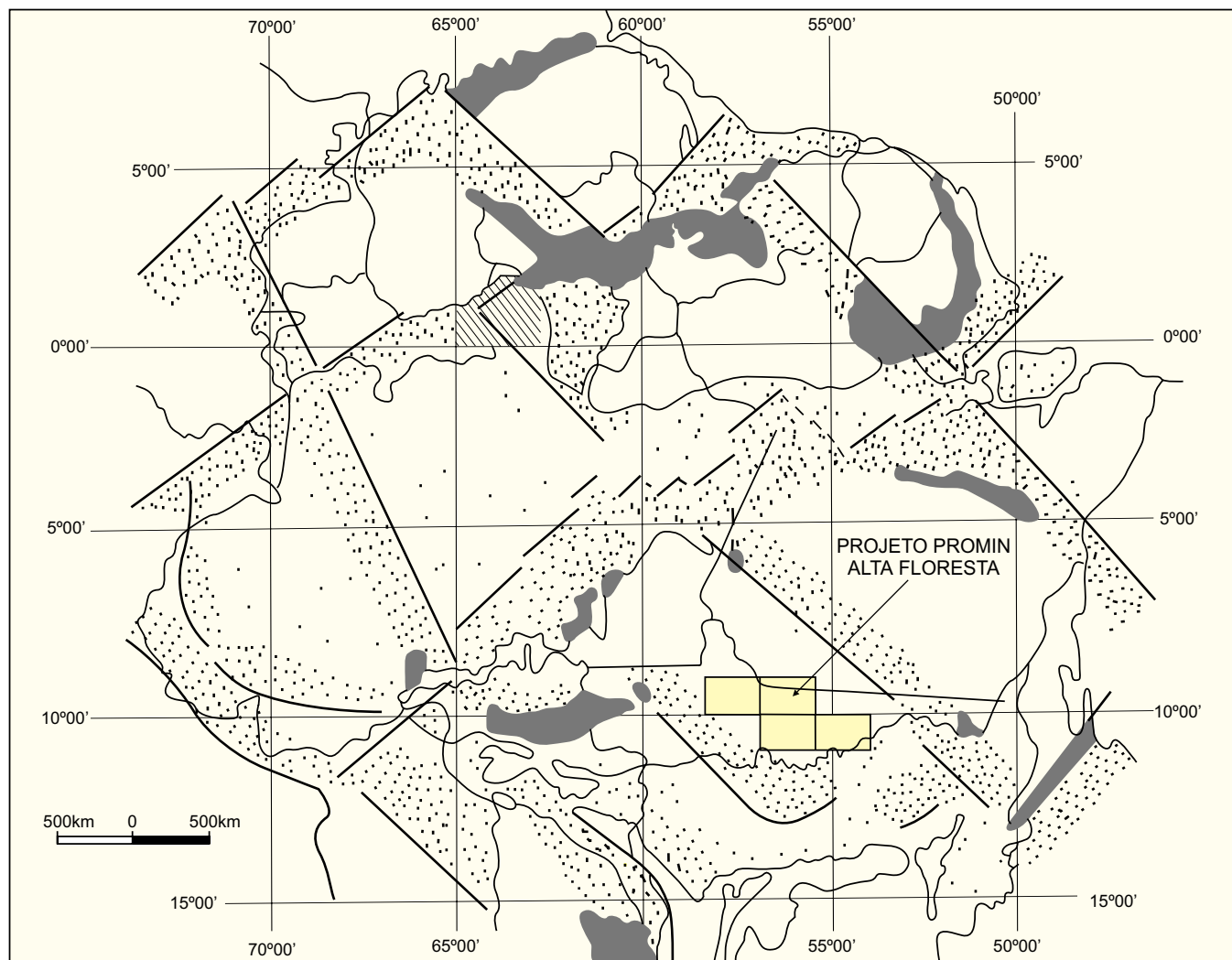


Figura 2.5 – O modelo fixista para o Cráton Amazônico baseado em dados geofísicos e estruturais (Hasui *et al.*, 1984).

queno núcleo arqueano, com características cratônicas, denominado Província Amazônia Central.

A hipótese mobilista, fundamentada em crescentes e atualizados dados isotópicos, propõe uma evolução do Cráton Amazônico a partir de acreção juvenil e aglutinação de fragmentos crustais arqueanos (terrenos granito-*greenstone*) em torno dos quais se desenvolveram cinturões paleoproterozóicos, envolvendo geração de crosta em arcos magmáticos ou, formados sobre uma crosta preexistente.

Nesta linha, Tassinari (1996), Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari & Sato (1997), subdividiram o Cráton Amazônico em diversos domínios geocronológico-tectônicos com características próprias (figura 2.6).

Esses domínios representariam fragmentos crustais, cinturões móveis e arcos magmáticos cuja interação e aglutinação teria gerado uma grande

massa cratônica desde o paleoproterozóico fazendo parte do Continente Atlântica (2,0-1,0Ga), Rogers (1995).

Assim, as informações coligidas pelo levantamento geológico e geoquímico aliado a uma reavaliação dos dados bibliográficos convergem para uma hipótese mobilista, na qual é reconhecido o domínio orogênico denominado Arco Magmático Juruena de idade U-Pb 1,85 a 1,75Ga, como parte de um arco colisional/acrescionário ao Continente Atlântica.

2.1.1 Síntese Geológica

Um resumo da evolução geotectônica do Arco Magmático Juruena se for examinado em detalhe os diversos segmentos crustais envolvidos e os processos geradores. Para tal entendimento,

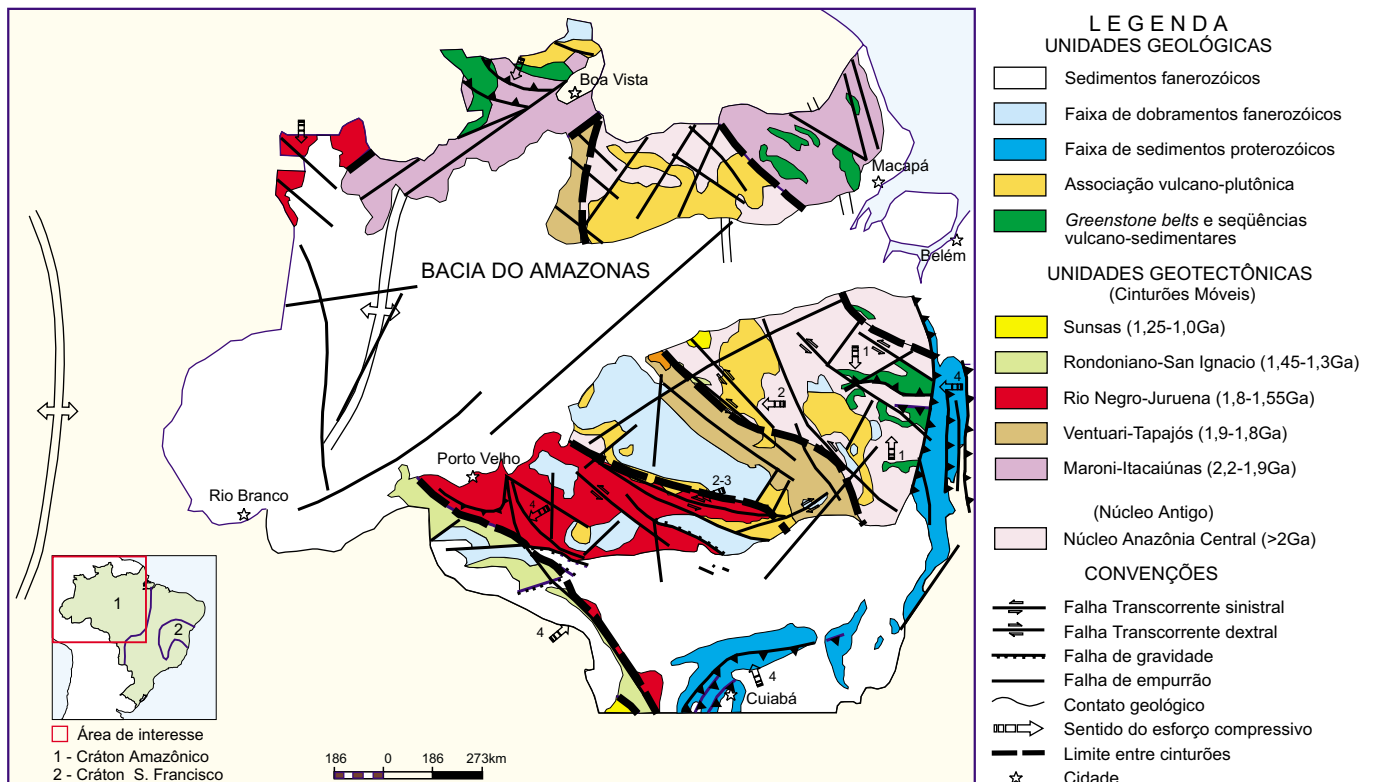


Figura 2.6 – Esboço Geológico-Geotectônico do Cráton Amazônico, segundo o Modelo Mobilista.

faz-se necessário o discernimento que tanto produtos quanto processos fazem parte de um sistema progressivo e espacialmente delimitado.

Esta hipótese fundamenta-se em um modelo móbil, com consumo de placa litosférica, geração de crosta, colisão oblíqua e de alta temperatura.

As rochas supracrustais, orto e paraderivadas, pertencentes ao Complexo Bacaeri-Mogno de Idade isocrônica Sm/Nd de 2,24Ga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de +2,5, representam um segmento crustal de origem oceânica.

A instalação de movimentos compressivos, inicialmente de sudeste para noroeste, rotacionando de sudoeste para nordeste, força a movimentação desta placa oceânica em direção de um segmento de crosta continental, preexistente representada na área pelo Complexo Cuiú-Cuiú ($1.992 \pm 7\text{Ma}$) e suítes Matupá ($1.894 \pm 6\text{Ma}$) e Flor da Serra, ocorrendo a conseqüente subducção deste fragmento crustal.

Este processo convergente, onde as rochas supracrustais depositadas originalmente em margens passivas ou ativas são transferidas a grande profundidade durante o processo colisional, é suportado pelos dados geofísicos de gravimetria, que atestam, sinais de espessamento crustal, nesta área.

Como efeito, são gerados magmas híbridos e ascendentes nesta zona de subducção, resultado da interação de fontes mantélicas e crustais, responsáveis pela geração dos granitos do Arco Magmático Juruena, paralelamente dispostos na direção NW-SE.

Foram edificadas dentro deste domínio orogênico dois segmentos crustais, de relativa contemporaneidade e diferenciados em posicionamento crustal: os terrenos plutovulcânicos e acrescionários de médio a alto grau metamórfico.

Os terrenos plutovulcânicos representam um cinturão de rochas ígneas sin a pós-colisionais, pouco deformadas e com metamorfismo incipiente, em grande parte intrusiva em rochas pertencentes à crosta preexistente (Complexo Cuiú-Cuiú).

Formam um conjunto de rochas de origem híbrida, cuja evolução é demonstrada pela sua natureza orogênica, edificada dentro de um arco plutovulcânico, por sua litoquímica primordial e pela geocronologia dos eventos.

São rochas de afinidade calcioalcalina, metaluminosas e médio K, destacando uma série monzonítica/monzogranítica/granítica (suítes Paranaíta/Juruena), reunindo granitos tipo I oxidados, subvulcânicas, com idades U-Pb entre 1.819 a 1.793Ma,

em íntima associação com as Intrusivas Básicas Guadalupe.

Rochas vulcânicas ácidas e intermediárias de natureza calcioalcalina e cogenéticas associam-se, com as suítes Paranaíta, Juruena e Granito Nhandu e estão representadas pela Suíte Colíder, de idade U-Pb entre 1.803 e 1.786Ma.

Em seu término evoluem para termos tardi-orogênicos ou pós-colisionais com granitos calcioalcalinos de alto-K e de tendência shoshonítica representados pelo Granito Nhandu e rochas alcalinas saturadas do Rio Cristalino, tipo quartzo sienitos e riebeckita-aegirina sienitos, posicionadas nas porções mais maduras do Arco Magmático Juruena.

Em associação espaço-temporal com esses conjuntos e numa situação francamente pós-orogênica ocorrem os alcaligranitos da Suíte Teles Pires de idade U-Pb $1.756 \pm 16\text{Ma}$, apresentando idade modelo T_{DM} de 2,10Ga, intrusivos na Suíte Colíder e em granitóides da Suíte Juruena.

Na porção dos terrenos acrescionários de médio a alto grau metamórfico, desenvolvem-se unidades litoestratigráficas onde os efeitos de deformação progressiva são preponderantes. Nestas imbricam-se tectonicamente as rochas supracrustais, orto e paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, como restos da crosta oceânica primordial não digerida.

Terreno ortognáissico-migmatítico, representado pelo Complexo Nova Monte Verde, gerado pela desidratação da placa subduzida em fácies anfíbilito médio a granulito e por descompressão em sua fase ascendente, vincula-se a uma variedade de litotipos graníticos de arco e tipos pós-colisionais, sincinemáticos, de natureza calcioalcalina alto-K, metaluminosos a peraluminosos, representados pela Suíte Vitória e pelos granitos São Pedro, São Romão e Apiacás.

Em sua evolução são submetidos a metamorfismo de médio a alto grau, em regime deformacional dúctil caracterizado por megazonas de cisalhamento transcorrentes (E-W e NW-SE), dentro de um modelo de colisão oblíqua de alta temperatura, onde a principal característica é a formação de granitos calcioalcalinos alto K, peraluminosos e, em menor proporção, leucogranitos tipo "S", a duas micas.

O terreno metavulcanossedimentar, domínio dúctil, compreende um estágio pós-colisional do Arco Juruena e está associado à imbricação tectônica de unidades mais jovens provavelmente relacionada à retaguarda de um arco a sudoeste, acoplada ao Arco Juruena em evento geodinâmico posterior.

Está representado pelo Grupo São Marcelo-Cabeça, constituído por uma grande diversidade litológica, desde rochas metassedimentares químicas a rudáceas, intercaladas a rochas vulcânicas ácidas e metamorizadas em baixo grau e interpretadas como uma seqüência de bacia *back-arc*, intrudida pela Suíte Nova Canaã, de afinidade calcioalcalina, alto-K e peraluminosa, associada às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescidos sob um regime de esforços ora compressionais, ora transtrativos, de idade U-Pb de $1.743 \pm 4\text{Ma}$.

Marcando fase terminal desse fragmento crustal, formam-se bacias deposicionais controladas por megazonas transcorrentes EW a NWSE, depositando as coberturas sedimentares, preponderantemente siliciclásticas e psamo-pelíticas.

A estruturação da bacia e sua sedimentação constituem provas da instabilidade tectônica da área, com ativação e reativação das feições estruturais herdadas da evolução de seu embasamento, o Arco Magmático Juruena, propiciando o desenvolvimento de bacias do tipo *pull-apart* ou tipo *strike slip* representadas pelas formações Dardanelos e Beneficiente relacionadas a zonas transtracionadas.

O Fanerozóico acha-se representado pelos diques de diabásio jurássicos (180Ma) tipo Cururu.

Recobrando as unidades mais antigas ocorrem as coberturas detriticas/lateríticas terciárias e aluvionares quaternárias, que completam o quadro geológico da Província Juruena.

2.2 Estratigrafia

As quatro folhas integradas que compõem o Projeto Alta Floresta individualizaram vinte e quatro unidades litoestratigráficas, estabelecidas em função da cartografia geológica sistêmica de afloramentos descritos, associados às análises de sensores remotos, geofísicos e de prospecção geoquímica.

Contribuiu em destaque para a diferenciação e detalhe destas unidades a análise geocronológica, a qual mostrou-se como uma ferramenta fundamental para o mapeamento e ordenação litoestratigráfica de rochas Proterozóicas, bem como as análises petrográficas, calcográficas e litoquímicas.

Com o arcabouço estratigráfico montado procurou-se estabelecer o registro dos principais eventos deformacionais ocorridos, através da caracterização estrutural destas unidades.

O somatório das informações geológicas coletadas estão demonstradas no mapa geológico integrado na escala 1: 500.000 (anexo I) e a descrição sintética e a interpretação de cada unidade é expressa a seguir.

2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)

As rochas desta unidade foram cartografadas por Silva *et al.* (1980) como integrantes do Complexo Xingu, definido como um conjunto polimetamórfico indiviso, composto por granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e granulitos.

Silva Neto *et al.* (1980) individualizaram, a oeste de Alta Floresta, anfíbolitos, kinzigitos e rochas metassedimentares clásticas e os correlacionaram à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977).

Scabora (1997), em trabalhos de pesquisa mineral nas fazendas Mogno, Apiacás e Bacaeri, para a Mineração Santa Elina, identificou uma seqüência de paragnaisses aluminosos com intercalações de quartzitos e formações ferríferas e um complexo de rochas máficas, deformados em regime compressivo de alto ângulo e metamorizados na fácies anfíbolito alto a granulito, porém ainda os mantiveram como parte do Complexo Xingu.

Neste trabalho propõe-se a denominação Complexo Bacaeri-Mogno para associação de rochas supracrustais e plutônicas, metamorizadas na fácies anfíbolito alto a granulito e cuja associação espacial delimita uma zona de sutura crustal, marcada por uma descontinuidade gravimétrica (figura 2.7).

As rochas deste complexo apresentam uma foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico, orientados segundo as direções E/W e ESE/WNW, com mergulhos de médio a alto ângulo para N/NNE, configurando uma estrutura de *underthrust* com vergência para SSW e transporte tectônico de SW para NE. Assim, neste processo, as rochas deste complexo foram subductadas de SW para NE, sob uma placa continental constituída por rochas atribuídas à Província Tapajós.

Esta unidade ocorre como lentes, megaenclaves ou lascas tectônicas, orientadas, dispersas e associadas às rochas do Complexo Nova Monte Verde e do Granito São Pedro, aflorando desde as proximidades da Vila Colorado até as fazendas Lígia e Bom Sossego, na parte oeste da área. Suas melhores exposições localizam-se no vale do rio Apiacás e no interflúvio dos rios Apiacás e Paranaíta, próximo às fazendas Bacaeri e Mogno. Normalmente os seus contatos são através de zonas de cisalhamento.

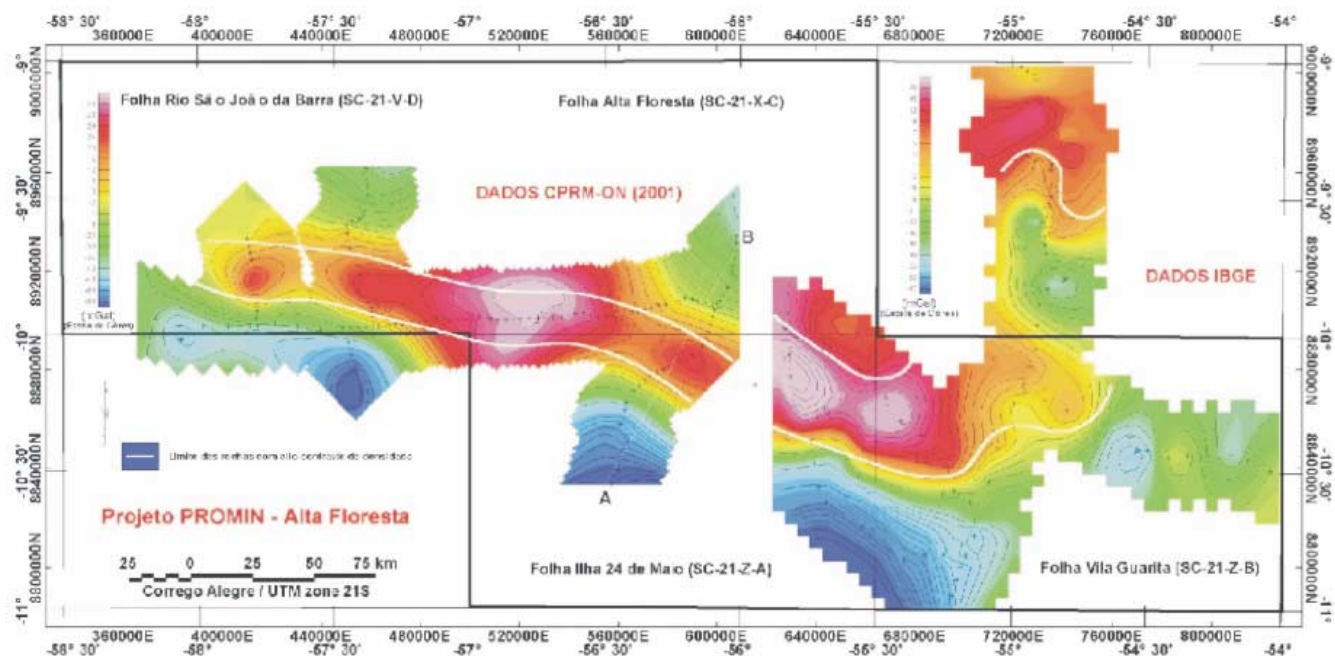


Figura 2.7 – Mapa Bouguer exibindo anomalia gravimétrica (vermelho) que delimita zona de espessamento crustal, de direção NW/SE a EW, correspondendo no campo a faixa granulítica/migmatítica e possível zona de sutura.

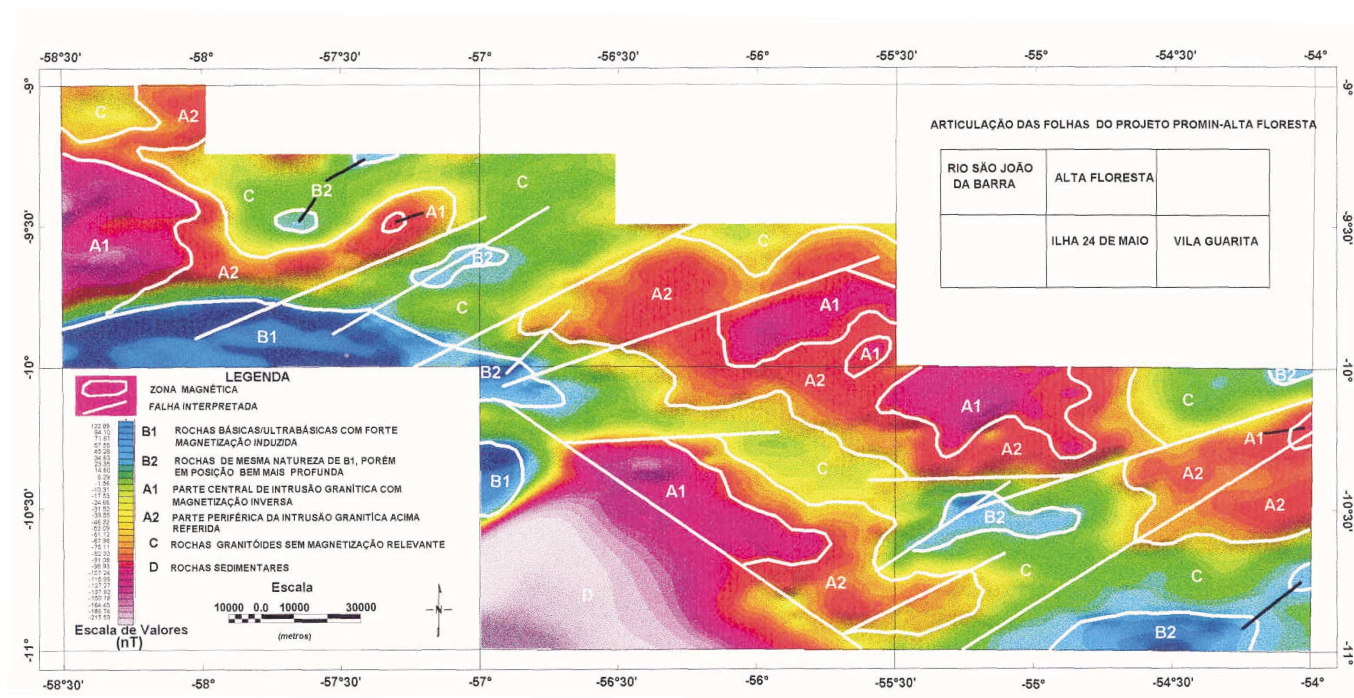


Figura 2.8 – Imagem aeromagnética de continuação ascendente.

Nos mapas aerogeofísicos correspondem a expressivas anomalias magnéticas, refletindo o alto conteúdo de magnetita disseminada (figura 2.8), tanto nas rochas supracrustais, como nos corpos plutônicos associados. Os mapas gamaespectrométricos mostram baixos valores para os canais de K e U e valores anômalos no canal de Th.

Perfis realizados ao longo da rodovia MT-208 e estradas transversais identificaram um *trend* gravimétrico anômalo e positivo, delineando uma descontinuidade de direção WNW-ESE (Oliveira & Escobar, 2002) ao longo da qual são encontradas rochas deste complexo.

A origem desta sutura representaria a um evento colisional de alta temperatura, caracterizado por zonas de cisalhamento dúctil, de caráter compressional e oblíquo, acompanhadas de intenso magmatismo.

A atribuição desta anomalia gravimétrica, apenas como tendo sua origem em rochas com densidades diferentes seria inconsistente, já que a maior parte das rochas desta unidade é composta de rochas supracrustais metamórficas (kinzigitos e gnaisses aluminosos) e migmatitos e gnaisses de composição e densidade semelhantes às rochas adjacentes, o que não marcaria este contraste acentuado e tampouco sua distribuição linear.

As rochas supracrustais são formadas por gnaisses sílico-aluminosos, de derivação pelítica, representados por sillimanita-biotita gnaisse, grana-da-sillimanita-biotita gnaisse (fotografia 2.1) e sillimanita gnaisse, com intercalações de quartzitos e quartzitos ferruginosos contendo hornblenda, piroxênios e granada e rochas calcissilicáticas de deri-



Fotografia 2.1 – Granada-sillimanita-biotita gnaisse (kinzigito) exibindo enclaves anfibolíticos centimétricos bordejados por cristais de granada. Estrada São José do Apuí-Trivelato. PS-145 (485071/8901660).

vação química, tipo *chert* ferrífero ou carbonático, além de lentes de orto e clinopiroxênio anfibolitos.

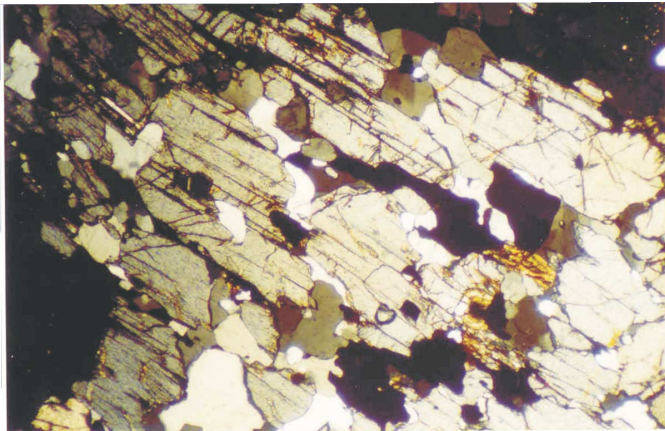
Os gnaisses mostram, com frequência, transição para terrenos migmatíticos do Complexo Nova Monte Verde, caracterizados por paleossomas de natureza máfica, invadidos por mobilizados graníticos (neossoma) preenchendo fraturas/falhas ou interpondo-se ao longo da foliação milonítica/bandamento metamórfico, e incorporando-se à estrutura gnáissica.

Na caracterização mineralógica destas rochas de estruturação gnáissica destacam-se os seguintes termos: quartzo, em forma de *ribbon* e com forte extinção ondulante; feldspato potássico perítico sob a forma de agregados deformados e fraturados; plagioclásio (andesina) como cristais tabulares, subidiomórficos a xenomórficos; sillimanita, em prismas alongados, aciculares, paralelos aos *ribbons* de quartzo, marcando a foliação milonítica e às vezes uma variedade fibrosa, associada a intercrescimentos simplectitos com a biotita.

Cordierita e granada, em cristais tabulares, xenomórficos, sendo a primeira parcialmente substituída pela pirita nas bordas e mostrando efeitos de retro-metamorfismo; e biotita em palhetas subidiomórficas e em agregados lamelares, pleocróicos, pardos a marrom-avermelhados, típicos de variedade titanífera (alta temperatura). Ocorrem ainda agregados granulares e prismáticos de cianita, cristais verdes e xenomórficos de espinélio e cristais idiomórficos e subidiomórficos de magnetita. Como acessórios aparecem zircão, rutilo, opacos e apatita, enquanto tremolita, carbonatos, pirita e sericita, produtos de alteração hidrotermal, atestam uma fase retrometamórfica.

Intercalados nos gnaisses ocorrem granada quartzitos com ortopiroxênio, finamente bandados e foliados, compostos por faixas subcentimétricas quartzosas alternadas com faixas escuras constituídas por piroxênio, hornblenda, granada e magnetita. Formam morrotes alinhados na direção da estruturação regional (E-W) e com transição local para formações ferríferas bandadas (*BIF's*), pelo incremento de minerais opacos (magnetita).

Ao microscópio mostram textura granoblástica média a grossa e estrutura bandada. O quartzo ocorre em mosaicos de cristais poligonizados, ora tangenciais, ora imbricados entre si. Os piroxênios (clino e orto) aparecem como cristais prismáticos e tabulares, poiquilíticos, às vezes alterados e parcialmente substituídos ou totalmente pseudomorfizados por anfibólios e incluindo grãos de quartzo (fotomicrografia 2.1). A granada ocorre como cristais idiomórficos a xenomórficos, arredondados a poiquilíticos e associa-se a cristais xenomórficos



Fotomicrografia 2.1 – Metapelite quartzosa mostrando cristais prismático de hiperstênio poiquilítico e granada em cristais xenomórficos, arredondados e poiquilíticos, associada a opacos (magnetita).



Fotografia 2.2 – Formação ferrífera (BIF) com bandamento composicional / estratificação (S_0) preservado. AF-46 (584042/8854783).



Fotografia 2.3 – Formação ferrífera (BIF) com deformação dúctil em dobra apertada assimétrica, de plano axial subhorizontalizado e paralelo à estratificação (S_0). AF-46 (584042/8854783).

de magnetita e hematita. Entre os minerais acessórios destacam-se a biotita, epidoto, apatita e zircão.

As formações ferríferas (BIF's) (fotografias 2.2 e 2.3) estão sob a forma de lentes de espessuras centimétricas a decamétricas em gnaisses silico-aluminosos e como xenólitos e megaenclaves em rochas graníticas.

Apresentam finas bandas, foliação milimétrica e coloração cinza-claro a cinza-escuro, amarelo-avermelhada e preta alternando-se regularmente. São compostas, respectivamente, de quartzo e minerais máficos (ortopiroxênio, hornblenda, biotita, granada e opacos - magnetita).

Estes termos petrográficos gradam para formações ferríferas (BIF's) pelo incremento de minerais opacos, (magnetita e/ou hematita) e metacherts (fotografia 2.4).

Ao microscópio são caracterizadas por uma textura granoblástica fina a média e estrutura bandada.

O quartzo ocorre em mosaicos de cristais poligonizados, ora tangenciais, ora imbricados entre si, entremeados por bandas predominantemente ricas em ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, granada e magnetita.

Os minerais opacos são constituídos por magnetita/hematita e apresentam-se como cristais xenomórficos formando bandas intercaladas a bandas quartzosas ricas em granada e/ou piroxênio.

O ortopiroxênio (hiperstênio) e o clinopiroxênio apresentam-se muito alterados, parcialmente substituídos por anfibólios e hidróxido de ferro amarelo a vermelho, ou totalmente pseudomorfizado por anfibólio fibroso, provavelmente por um membro da série antofilita-gedrita.

Os clinopiroxênios formam agregados de cristais tabulares, xenomórficos, por vezes estirados.

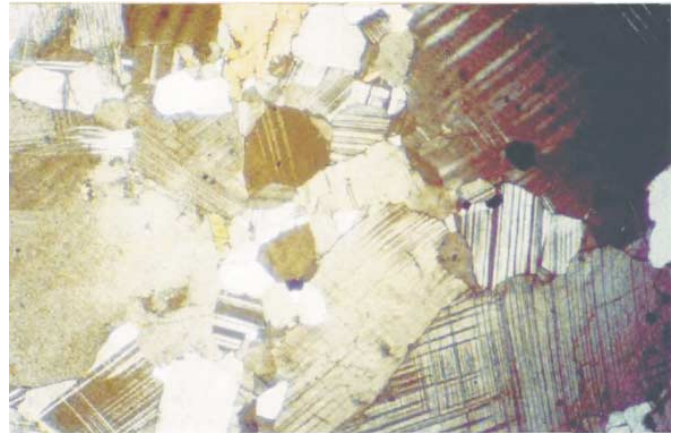
Granada ocorre idiomórfica a xenomórfica, arredondada e poiquilítica, associada a opacos (magnetita). Entre os minerais acessórios destacam-se a biotita lamelar, geralmente cloritizada, epidoto, apatita e zircão em grãos.

As rochas calcissilicáticas estão representadas por escapolita-quartzo-hornblenda-biotita-plagioclásio gnaiss e hornblenda-clinopiroxênio gnaiss.

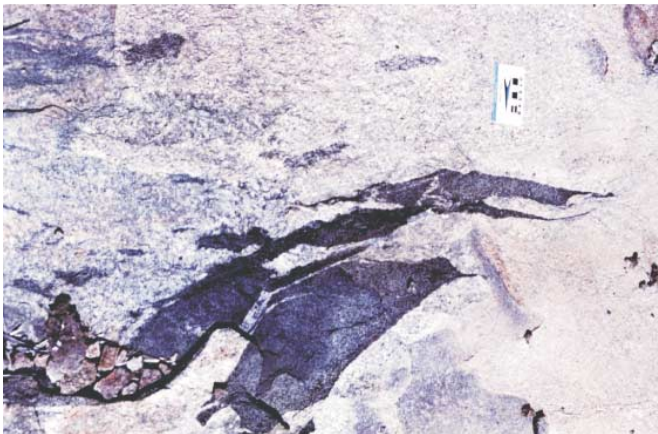
Anfibolitos e metahornblendito, de derivação vulcânica e composição básica a ultrabásica apresentam-se em menor proporção como lentes associadas aos metapelitos de médio a alto grau, ou como enclaves em granitos e gnaisses ortoderivados (fotografia 2.5), e mostram coloração verde-escura, estrutura foliada, textura granolepidoblástica a nematoblástica, fina média e constituem-se essencialmente de hornblenda e plagioclásio.



Fotografia 2.4 – Metachert milonítico, em bloco deslocado encontrado ao longo da rodovia MT-225. AF-03 (584285/8882695).



Fotomicrografia 2.2 – Cristais de plagioclásio poligonizados apresentando junções tríplices e maclas ígneas complexas preservadas em metaquartzo-dioritos.



Fotografia 2.5 – Enclaves anfibolíticos em lentes sigmoidais dexas, englobadas por gnaisses ortoderivados. AF-130 (598885/8849000).

sio e secundariamente de biotita, granada, quartzo e opacos. Epidoto, sericita e argilominerais são produtos de alteração hidrotermal.

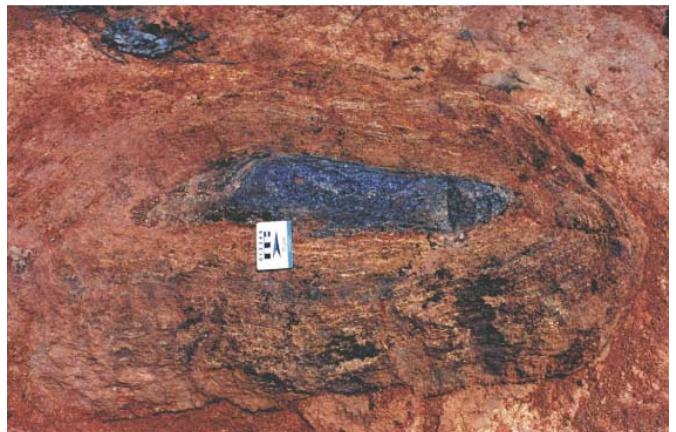
As rochas plutônicas são representadas por enderbitos e metagabros. Os enderbitos formam dois corpos elipsoidais, localizados nas adjacências da Fazenda Mogno e no Morro do Túnel, encaixados nos gnaisses sílico-aluminosas, tipo kinzigitos e cortados por diques, apófises e *stocks* de granitos porfíricos da Suíte Paranaíta.

Em sua área de ocorrência o relevo é subaplainado e desenvolvem-se solos avermelhados, argilosos e ricos em magnetita. Mostram cor cinza-avermelhado com manchas escuras, estrutura homogênea, granulação média a grossa, enclaves anfibolíticos com até 20cm, orientados na direção N70°E e compõem-se, predominantemente, de

quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, ortopiroxênio e opacos. Ao microscópio apresentam textura hipidiomórfica inequigranular, média a grossa, localmente granoblástica, formada por mosaicos poligonizados de plagioclásio exibindo pontos de junção tríplice (fotomicrografia 2.2) próprios de metamorfismo de médio a alto grau.

Mineralogicamente destacam-se cristais tabulares, anédricos e zonados de plagioclásio. Quartzo intersticial, agregados de biotita titanífera e cristais prismático de hornblenda e ortopiroxênio são comuns. Carbonatos e sericita aparecem como produtos de alteração hidrotermal. Apatita e zircão são os minerais acessórios.

Os metagabróides incluem metagabro-noritos, metanoritos e metagabro-dioritos (fotografia 2.6) e ocorrem nas fazenda Mogno e Bom Sossego, no Morro do Túnel e próximos ao povoado de Colora-



Fotografia 2.6 – Pods metagabro-noríticos em zona de cisalhamento contracional de direção E/W, 15km a NW do Distrito de Colorado. AF-47 (588371/8855829).

do, em regiões de relevo pediplanizado e caracterizam-se por registrar fortes anomalias magnéticas nas cartas aerogeofísicas. Os metagabros possuem cor cinza-esverdeada, estruturas homogênea, e isotropa a milonítica nas zonas mais deformadas e compõem-se de plagioclásio, hornblenda, clino e ortopiroxênios, granada e biotita.

Ao microscópio mostram textura variando de granoblástica a blastomilonítica, com obliteração das feições originais, nos termos mais deformados. O plagioclásio, mineral predominante, ocorre como cristais tabulares, subidiomórficos a idiomórficos, formando mosaicos poligonizados com pontos de junção tríplice e maclas ígneas complexas. Os piroxênios aparecem em cristais tabulares e pleocróicos, dispostos em mosaicos e com bordas substituídas por hornblenda, reflexo de uma fase retro-metamórfica, subsequente à fase de granulitização. Cristais idiomórficos a xenomórfico de granada e agregados lamelares de biotita completam a mineralogia, enquanto magnetita, apatita e zircão são os principais acessórios.

A associação entre clinopiroxênio e plagioclásio, indicativa de condições de baixa pressão (6 a 8kbar) e alta temperatura (700 a 800°C) segundo Green & Rigwood (1967) e Winkler (1977), a recristalização de ortopiroxênio em suítes plutônicas (Winkler, 1977) e a ocorrência de pontos de junções tríplices caracterizam um ciclo metamórfico principal de fácies anfibolito alto a granulito. A deformação dúctil destas rochas, ocorrida durante o processo de granulitização, indica que elas passaram por uma ação contínua de efeitos tectônicos compressivos, direcionados de sudoeste para nordeste, provocando a formação de um *underthrust* de direção WNW-ESE.

Após o evento de granulitização, sob um regime transcorrente e transtrativo houve um processo de descompressão associado a nova migmatização deste blocos com inversão dos movimentos.

A ascendência progressiva destas rochas para os níveis da crosta superior resultou no reequilíbrio mineral para as fácies anfibolito e xisto-verde.

A litoquímica das rochas supracrustais (tabela 2.1) mostra uma forte dispersão nos valores dos óxidos, principalmente o SiO₂ que varia de 59% a 70%, influenciado em parte por enriquecimento secundário. Estas rochas apresentam natureza peraluminosa e índices A/KCN superiores a 1, compatíveis com os minerais aluminoso-silicáticos encontrados (sillimanita, cordierita e cianita). Os percentuais de K₂O são geralmente superiores aos de Na₂O, sugerindo uma natureza pelítica reunida a

sedimentos químicos (formação ferrífera bandada e *chert* carbonático), semelhante aos paragranelíticos do NW da Escócia (Drury, 1973). As altas concentrações Zr, Ba e Th também atestam sua origem sedimentar, com valores acima da média crustal estabelecida por Taylor & MacLennan (1985). As rochas gnáissicas mostram ainda um fracionamento de elementos terras-raras leves (ETRL) e depleção de elementos terras-raras pesadas (ETRP), com uma pequena anomalia negativa de európio (figura 2.9). Segundo Jakes & Taylor (1974), a depleção de Eu desenvolveu-se em função destes sedimentos serem provenientes de uma fonte de provável natureza calcioalcalina ou de uma mistura de rochas máficas e félsicas.

A análise e interpretação petroquímica das rochas plutônicas foram realizadas integralmente para todas as amostras disponíveis no projeto, incluindo desde metagabróides a enderbitos.

Apesar dos resultados de apenas cinco análises químicas (tabela 2.2), esses litótipos revelaram-se empobrecidos em SiO₂ (46,41% a 49,92%, K₂O (0,09% a 0,37%) e Na₂O (0,09% a 1,17%) e enriquecidos em FeO (7,18% a 27,29%), Fe₂O₃ (1,41% a 5,35%), CaO (4,16% a 11,79%) e MgO (4,55% a 20,33%) em relação à média crustal estabelecida por Taylor (1965), tendo profundas afinidades toleíticas (figura 2.10), assemelhando-se aos pirobolitos de Tiree na Escócia (Drury, 1973), que são pobres em SiO₂ e ricos em ferro total.

Esses litótipos revelaram baixa concentração em Ba (77 a 358ppm), Sr (7 a 491ppm), La (8 a 27ppm) e Ce (14 a 55ppm).

Os padrões de terras-raras, normalizados ao manto primitivo, obtido a partir de anfibolitos, mostram-se completamente depletados em ETRL e ETRP, resultando uma curva subhorizontalizada (figura 2.11), semelhante às estabelecidas para os toleítos arqueano e moderno, tipo MORB (basaltos de fundo oceânico), segundo Condie (1981).

O padrão terras-raras, normalizado ao manto primitivo para rocha metagabróide, esboçados no diagrama (figura 2.12), mostra um fracionamento de ETRL (elementos terras-raras leves) e uma depleção de ETRP (elementos terras-raras pesadas), com ausência de anomalia de európio, semelhante aos toleítos de arcos modernos.

Os resultados geocronológicos Sm/Nd obtidos por Pimentel (2001), em anfibolitos, revelam uma idade isocrônica de 2,24Ga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de 2,5, considerada a mais antiga da área e ligada a restos de uma seqüência vulcânica preservada em meio às rochas juvenis (Lacerda Filho *et al.*, 2001). Na

Tabela 2.1 – Análises químicas de elementos maiores e terras-raras para o Complexo Bacaeri-Mogno (rochas supracrustais). Dados integrados do projeto.

Amostra	PS-R-44	PS-R-145	PS-R-152	CC-R-99B	CC-R-235	CC-R-237
Elementos Maiores (% peso)						
SiO ₂	59,20	62,25	60,43	68,22	47,33	70,36
TiO ₂	0,53	0,83	0,95	0,12	1,75	0,63
Al ₂ O ₃	14,65	16,97	15,29	16,39	13,67	14,90
Fe ₂ O _{3t}	7,50	8,75	6,32	4,06	15,35	4,49
MnO	0,17	0,07	0,13	0,11	0,17	0,04
MgO	4,78	1,41	3,05	1,39	7,48	1,04
CaO	6,76	1,81	7,59	1,14	10,66	1,11
Na ₂ O	2,32	2,34	2,20	1,73	2,21	2,49
K ₂ O	2,22	4,62	2,86	3,88	0,42	3,73
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,36	0,07	0,10	0,03
Elementos-Traço (ppm)						
Hf	7,70	16,00	7,60	11,00	2,40	12,00
Zr	277	448	279	389	82	451
Ti	3.177	4.976	5.695	719	10.491	3.777
Y	54	31	31	46	32	26
Th	14,00	50,90	26,00	14,00	0	20,70
U	1	2	-	-	0,10	2,80
Elementos Terras-Raras (ppm)						
La	34	150	74	47,5	4,5	65,1
Ce	72	256	120	80	12,9	134,7
Nd	44	120	56	35	13,1	63,2
Sm	11,4	19,5	9,2	5,8	3,9	9,9
Eu	1,8	3,1	2	1,5	1,38	1,83
Gd	0	0	0	0	5,18	7,36
Tb	2	2	1	-1	0,86	1
Dy	0	0	0	0	6	5,22
Ho	0	0	0	0	1,26	0,98
Er	0	0	0	0	3,85	2,94
Tm	0	0	0	0	0,49	0,41
Yb	6	3	3	6	3,55	2,6
Lu	0,7	0,4	0,5	0,7	0,51	0,45

Tabela 2.2 – Análises químicas de elementos maiores e terras-raras para o Complexo Bacaeri-Mogno (rochas plutônicas).

Amostras	CC-R-98a	CC-R-98b	CC-R-99a	JD-R-16	AF-47c
Elementos Maiores (%)					
SiO ₂	47,9	46,41	47,82	46,91	49,92
TiO ₂	1,68	2,11	0,4	0,11	0,92
Al ₂ O ₃	13,1	14,85	12,95	3,55	5,39
Fe ₂ O ₃	2,57	2,8	1,41	5,35	1,98
FeO	13,12	14,26	7,18	27,29	10,1
MnO	0,34	0,26	0,18	0,87	0,2
MgO	7,24	5,89	13,2	4,55	20,33
CaO	9,97	10,16	11,79	4,16	9,42
Na ₂ O	0,97	1,17	0,85	0,09	0,6
K ₂ O	0,23	0,16	0,37	0,09	0,34
P ₂ O ₅	0,2	0,41	0,06	0,23	0,27
Elementos-Traço (ppm)					
Hf	3,1	4,8	-	-	2,3
Zr	104	154	31	27	72
Ti	10.072	12.649	2.398	659	5.515
Y	25	26	9	-5	38
Th	-	-	0,7	3,2	0,4
U	-	-	-	1	0
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	11	27	8	12	13,6
Ce	23	55	14	27	36
Nd	18	39	-	13	37
Sm	4,7	7,9	1,9	2,7	8,7
Eu	1,6	2,5	0,6	1	1,53
Gd	0	0	0	0	8,35
Tb	1	1	-	-	1,23
Dy	0	0	0	0	7,22
Ho	0	0	0	0	1,51
Er	0	0	0	0	4,28
Tm	0	0	0	0	0,5
Yb	3	4	2	2	3,51
Lu	0,4	0,5	-0,2	0,3	0,5

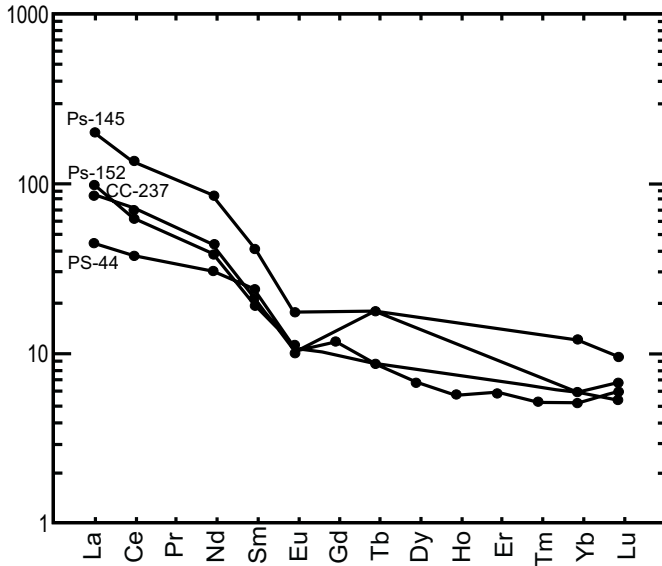


Figura 2.9 – Espectro de ETR de amostras de gnaisses silício-aluminosos (kinzigitos) normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

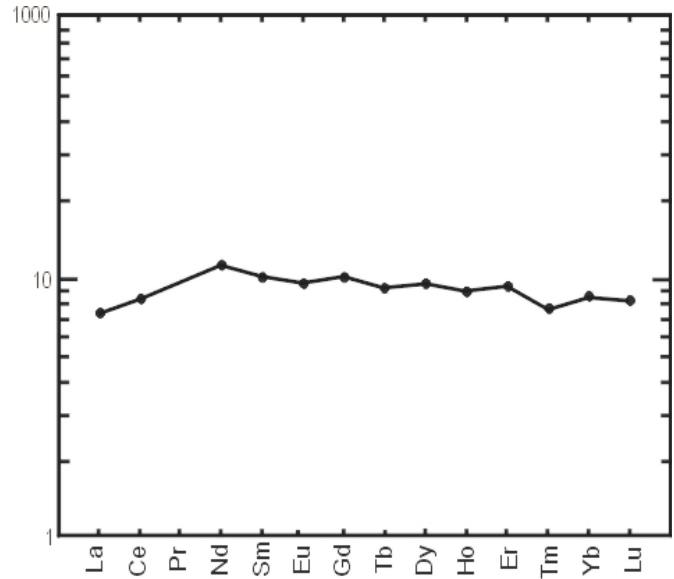


Figura 2.11 – Espectro de ETR (opx-cpx anfibolito) normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

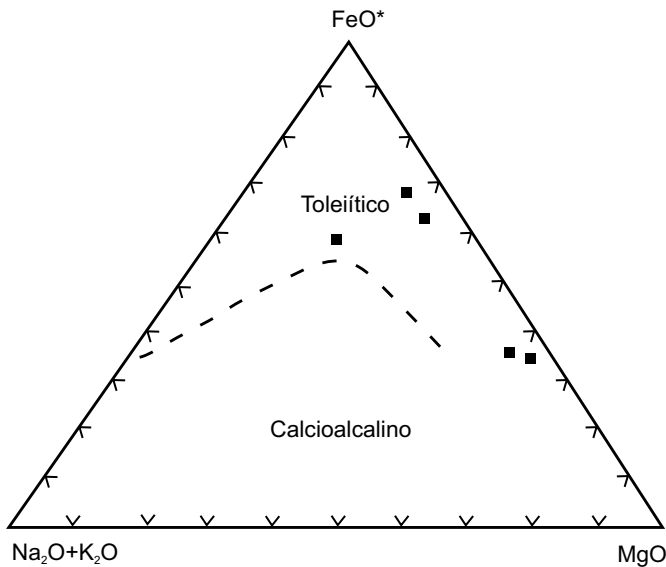


Figura 2.10 – Diagrama AFM aplicado a amostras de metagabróides (Irvine & Baragar, 1971).

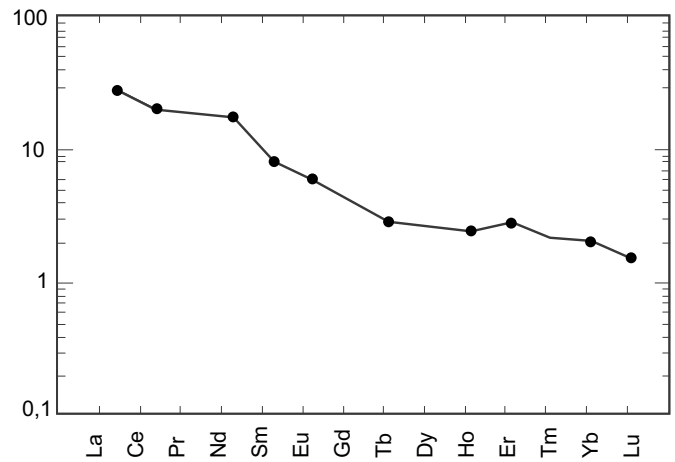


Figura 2.12 – Espectro de ETR metagabroide (CC-98b) do Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm), normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

construção desta isócrona os valores ϵ_{Nd} (o) (tabela 2.3) indicam sua ligação com fontes mantélicas enriquecidas com alguma contribuição crustal (De paolo, 1988).

Datação U-Pb SHRIMP (Pimentel, 2001) em enderbita da Suíte Vitória aponta idade de 1,85Ga e T_{DM} de 2,26Ga, podendo esta ser uma idade referencial para o início do processo de subducção do Complexo Bacaeri-Mogno e formação do magmatismo do Arco Juruena.

2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú (PPcc)

As rochas gnáissicas, migmatíticas e anfibolíticas, polideformadas, aflorantes na área, foram mapeadas por Silva *et al.* (1980) e Barros (1993) como integrantes do Complexo Xingu e são correlacionadas, neste trabalho, ao Complexo Cuiú-Cuiú, conforme definido por Pessoa *et al.* (1977), nas proximidades da Vila Tapajós. Ocorrem sob a forma de faixas estreitas, alongadas e descontínuas, nem

Tabela 2.3 – Dados isotópicos Sm/ Nd em anfibolitos da Folha Alta Floresta, Pimentel et al. (2001).

Amostra	Laboratório	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	ε _{Nd} (o)	ε _{Nd} (t)
CC-235	GHP-235	3.197	9.412	0,2053	0,512897±17	5,06	3,10
CC-235a	GHP-236	3.207	9.751	0,1988	0,512817±15	3,50	3,02
CC-235b	GHP-237	4.885	16.458	0,1794	0,512447±17	-3,73	1,42
CC-235c	GHP-238	3.418	10.093	0,2047	0,512876±36	4,64	2,82
CC-235e	GHP-240	478	15.746	0,1835	0,512580±25	-1,12	1,89

sempre mapeáveis na escala deste trabalho, e têm boas exposições nas imediações de Alta Floresta e Carlinda, onde estão associadas a zonas de cisalhamentos transcorrentes de direção geral NW-SE, e nos arredores de Peixoto de Azevedo, onde se encontram englobadas por rochas graníticas ou básicas ou associadas a zonas de falhamentos de direção N-S.

Esta unidade é composta por ortognaisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados, e anfibolitos.

As rochas gnáissicas apresentam textura granolepidoblástica a porfiroblástica, bandamento composicional milimétrico a centimétrico, com alternância de faixas leucocráticas quartzo-feldspáticas, e faixas máficas compostas por biotita e hornblenda (fotografia 2.7).

Ao microscópio o plagioclásio e o feldspato potássico apresentam-se sob a forma de cristais prismático-tabulares orientados, subidiomórficos e xenomórficos e geminados segundo a lei da Albita-Carlsbad, e o quartzo é intersticial e forma mosaicos de cristais xenomórficos com extinção ondulan-

te moderada. As faixas máficas são formadas por agregados lamelares de biotita e localmente enriquecidas com cristais prismático-tabulares orientados de hornblenda. Opacos, titanita, apatita e zircão aparecem com os minerais acessórios e sericita, clorita, epidoto, argilominerais e carbonatos são os principais produtos de alteração hidrotermal.

Os anfibolitos mostram cor verde-escuro a cinza, granulação fina, textura granolepidoblástica orientada e compõem-se essencialmente de cristais prismático-tabulares de hornblenda verde e plagioclásio com geminação Albita-Carlsbad, e de lamelas dispersas e em parte cloritizadas, de biotita parda.

Os termos miloníticos são realçados pela presença de estruturas tipo S/C (fotografia 2.8) e dobras sem raiz (fotografia 2.9), porfiroclastos amendoados e assimétricos de feldspatos e bastonetes de quartzo.

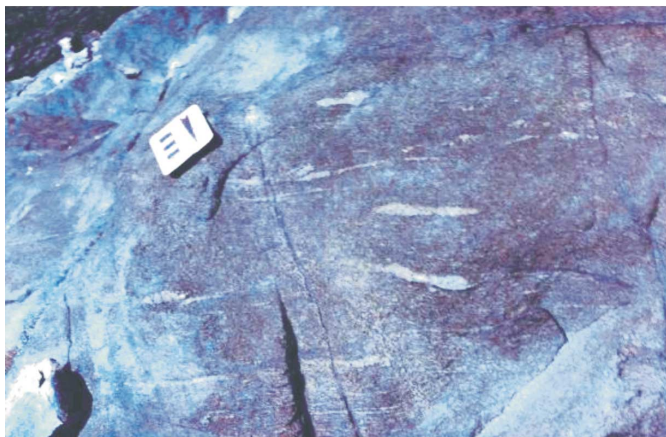
Estudos litoquímicos indicam tendência calcioalcalina de baixo potássio com termos metaluminosos a peraluminosos em ambiente de arco vulcânico, semelhante ao verificado por Klein *et al.* (2000) na Província Tapajós.



Fotografia 2.7 – Ortogneisso granítico exibindo mesodobras desarmônicas. 1ª Vicinal Leste de Alta Floresta. CC-02 (604130/8912692).



Fotografia 2.8 – Lajedo de gnaisso granítico exibindo superfícies S/C. Vicinal D / NE de Carlinda. CC-305 (634063/8897888).



Fotografia 2.9 – Lajedo de ortogneisse granítico com vênulas de quartzo. CC-340 (629501/8923597).

Estudos litoquímicos indicam tendência calcioalcalina de baixo potássio com termos metaluminosos a peraluminosos em ambiente de arco vulcânico, semelhante ao verificado por Klein *et al.* (2000) na Província Tapajós.

Datação em ortogneisse granítico (CC-02), pelo método U-Pb SHRIMP, revelou idade de $1.992 \pm 7\text{Ma}$, compatível com as idades obtidas por Santos *et al.* (1997) e Santos (1999) através U-Pb convencional e SHRIMP, compreendidas entre $2.005 \pm 7\text{Ma}$ e 2.033Ma em gnaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú na Província Tapajós, apontadas como idade de cristalização dessas rochas.

2.2.3 Suíte Intrusiva Matupá (PPym)

As rochas atribuídas a esta unidade foram anteriormente cartografadas como Complexo Xingu, Granito Teles Pires e Grupo Uatumã (Santos *et al.*, 1980; Abreu Filho & Barros, 1992; Barros, 1993). O termo Matupá foi inicialmente usado por Moura (1998) para particularizar um corpo granítico aflorante a sul da cidade homônima.

Neste projeto é adotada a denominação Suíte Intrusiva Matupá (Moreton & Martins, 2000) para englobar diversas fácies graníticas expostas nas porções central e norte da Folha Vila Guarita, individualizadas por critérios petrográficos, petroquímicos, morfológicos e geofísicos, compostas predominantemente pelas seguintes rochas: **Fácies 1** – Biotita granito e biotita monzogranito; **Fácies 2** – Hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito; **Fácies 3** – Clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético; **Fá-**

cies 4 – Granito, biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados.

Fácies 1 – Corresponde ao Granito Matupá mapeado por Moura (1998), com área de ocorrência ampliada para oeste. É caracterizada por um relevo acidentado, o que facilita a sua delimitação através de imagens aéreas. Nos mapas aerogeofísicos é destacada por elevadas anomalias radiométricas, notadamente nos canais de potássio e urânio e apresenta também enriquecimento nestes elementos e em tório dos mapas de distribuição ternária. Nos mapas aeromagnéticos é representada por padrões baixos ou ausentes. Mostra-se como um corpo homogêneo, isotrópico, com deformações predominantemente rúpteis e localmente dúcteis, como na Pedreira Matupá, onde zonas de fraturas nuclearizadas com o auxílio da percolação de fluidos hidrotermais, geram *shear bands* em escala centimétrica a métrica e cujos litótipos encontram-se deformados e enriquecidas em sericita (fotografia 2.10).

É composta por biotita granitos e biotita monzogranitos de cores rosa a cinza e textura equigranular média a grossa e porfirítica. Entre os minerais essenciais destacam-se quartzo, plagioclásio zonado (An_{20} a An_{40}), biotita e hornblenda e como acessórios têm-se magnetita, ilmenita, titanita, zircão, fluorapatita, allanita e monazita.

Segundo Moura (1998) diques cogenéticos de composição riolítica, com direção $N70^\circ W$ a E-W e espessura métrica, cortam estes granitos. Nos trabalhos de campo foram também observados diques de diabásio (Suíte Intrusiva Flor da Serra) de textura fina a média, porfiríticos, sulfetados e magnéticos, preenchendo fraturas extensionais de direção $N40^\circ E$. Encontra-se cortada ou englobada sob



Fotografia 2.10 – Suíte Matupá, com detalhe de fraturas nuclearizadas por fluidos hidrotermais. LM-03.

a forma de megaxenólitos pelas rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra e em contato coalescente com os granitos da fácies 4.

Os dados petroquímicos de Moura (1998) indicam uma composição calcioalcalina (figura 2.13), metaluminosa a peraluminosa, semelhante aos granitos tipo I, com conteúdo elevado de Ba e Sr, quantidade moderada de Zr e Rb, e baixos valores de Nb, Y, Ta, Ga e Li e padrões terras-raras (figura 2.14) apresentando um padrão fortemente fracionado, com forte anomalia negativa de európio, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada. Conclui ainda que estes se assemelham a granitos

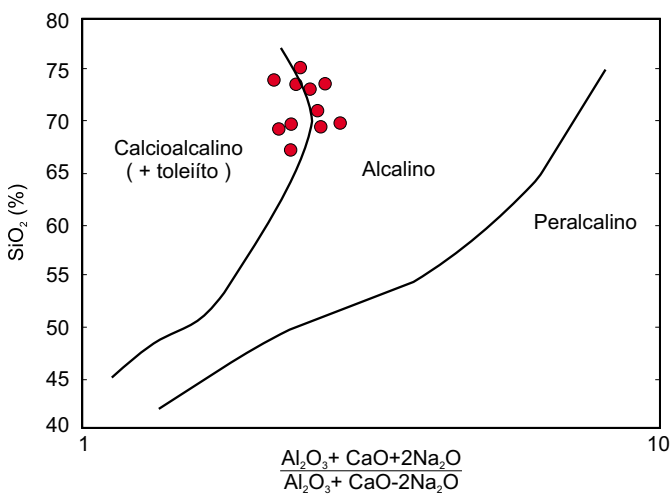


Figura 2.13 – Gráfico de Wright (1969) da Suíte Matupá, segundo Moura (1998).

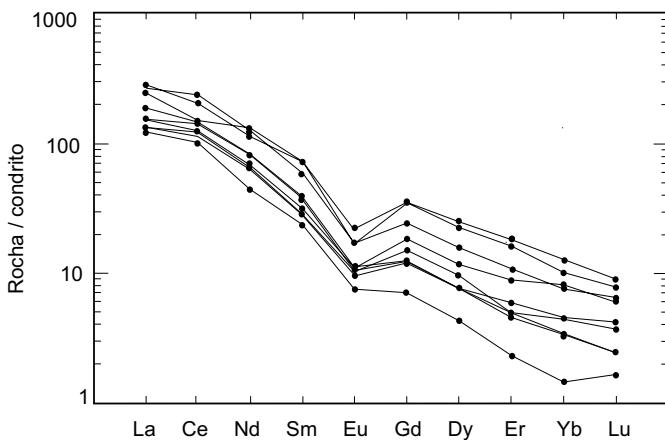


Figura 2.14 – Espectro dos elementos terras-raras da Suíte Matupá, segundo Moura (1998).

orogênicos, especialmente a granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais.

Estas rochas possuem mineralizações do tipo ouro pórfiro (disseminado/*stockwork*) associadas a sulfeto de ferro (pirita) e cobre (calcopirita) em zonas de alteração hidrotermal. Foram objetos de exploração pelo método de garimpagem no início da década de 90.

Idade de cristalização de 1.872 ± 12 Ma (método Pb/Pb em zircão) e idades-modelo (T_{DM}) entre 2,34 e 2,47 Ga com $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -2,7 e -4,3 foram obtidas por Moura (Moura, 1998).

Neste trabalho datou-se uma amostra (LM-76d) localizada a sul do Garimpo de Serrinha, através do método Sm-Nd, obtendo-se uma idade-modelo de 2.346 Ma com $\epsilon_{Nd}(t) = 3,09$, confirmando os dados de Moura (*op. cit.*).

Diante destas considerações e idades disponíveis pode-se inferir que estas rochas são correspondentes às encontradas para a Suíte Intrusiva Parauari, conforme os dados do Projeto Tapajós (Klein *et al.*, 2000), sugerindo tratar-se do evento de magmatismo calcioalcalino, possivelmente pertencente aos granitos pós-orogênicos (Vasques, Ricci & Klein, 2002), da Província Tapajós.

Fácies 2 – Apresenta-se sob a forma de dois batólitos situados a leste de Matupá e Nova Santa Helena, em locais anteriormente mapeados como Grupo Uatumã (Silva *et al.*, 1980). Ocupam, respectivamente, áreas com aproximadamente 1.350 km² e 500 km², com destaque para o menor, pela produção de ouro primário associado a veios de quartzo com sulfetos e ouro em menor proporção (garimpos das fazendas Figueira Branca e Uru).

Esta fácies diferencia-se da anterior pela sua composição mineralógica, por seu padrão radiométrico menos elevado, pelo relevo magnético um pouco maior e contrastando com altos valores pontuais de campo total e por sua topografia bem mais arrasada.

O corpo situado a leste de Matupá encontra-se coalescido aos granitos da fácies 4, numa relação de contato não muito clara. É cortado por granitos Teles Pires e por diques e *stocks* da Suíte Intrusiva Flor da Serra e em parte recoberto pelas rochas vulcânicas da Suíte Colíder. O outro corpo está em contato tectônico ou recoberto pelas vulcânicas da Suíte Colíder e sendo intrudido ou cortado por *stocks* e diques da Suíte Intrusiva Flor da Serra e por granitos Teles Pires em sua porção norte.

São rochas de cor cinza a cinza-azulado ou arroxeadas com tonalidades lilás, isotrópicas, maciças,

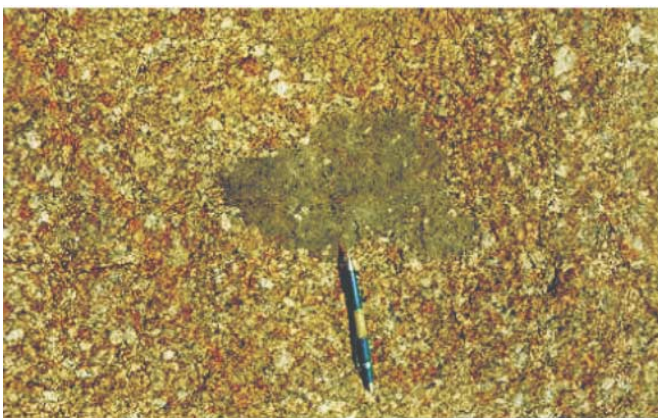
de textura granular média a grossa e constituídas essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo. É comum a presença de porções mais finas, centimétricas e irregulares, caracterizando autólitos e enclaves de composição mais básica, de formas diversas e dimensões centimétricas a métricas (fotografia 2.11). Os tipos petrográficos mais comuns são hornblenda monzogranitos, hornblenda monzodioritos e biotita-hornblenda monzonitos e a presença constante de hornblenda e de mineralizações auríferas primárias são características desta fácies.

Ao microscópio exibem textura inequigranular média a porfirítica e compõem-se predominantemente por cristais prismáticos-tabulares e euédricos de plagioclásio geminados e zonados e por megacristais poiquilíticos e pertíticos de feldspato potássico.

Ocorrem ainda como minerais essenciais biotita parda lamelar e hornblenda tabular idiomórfica, em agregados e às vezes associadas a cristais de clinopiroxênio. Sericita, clorita, epidoto, argilominerais e carbonatos aparecem como produtos de alteração hidrotermal e apatita em prismas, opacos xenomórficos, titanita subidiomórfica e zircões euédricos como minerais acessórios.

Fácies 3 – Apresenta-se sob forma de batólitos e *stocks*. O corpo maior, com área aproximada de 150 km² exibe contornos irregulares balizadas por falhas de natureza rúptil-dúctil e direção N-S. Situa-se a sul da confluência dos rios Peixoto de Azevedo e Formoso.

Stocks com área de menor expressão e formato elipsóidais, foram cartografados ao longo da estrada Nova Agrovila – BR-080. Esta fácies ocorre em



Fotografia 2.11 – Autólitos e/ou enclaves de composição básica, de formas diversas e dimensões centimétricas a métricas.

região de topografia arrasada, associada a solos vermelhos e ricos em magnetita. Mostra composição intermediária entre as rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra e as fácies mais graníticas da Suíte Intrusiva Matupá, resultado de um provável processo de mistura de magmas.

A presença de xenólitos com contornos variando de nítidos e abruptos a graduais e difusos e a composição mineralógica reforçam esta hipótese.

São intrusivos na fácies 4, cortados pelas rochas do Granito Teles Pires e da Suíte Intrusiva Flor da Serra, recobertos pelas Vulcânicas Colíder e localmente exibem contatos tectônicos.

Os dados aerogeofísicos mostram baixos valores tanto para a radiometria quanto para a magnetometria, apesar de seu alto teor em magnetita.

Estas rochas são maciças, isotrópicas, sem deformação, possuem cor rosa-avermelhado com pintas verde-acinzentadas dadas pelos minerais máficos e textura granular a inequigranular, fina a média e raramente porfirítica. São constituídas predominantemente por cristais prismático-tabulares de plagioclásio, euédricos a subeuédricos, geminados e geralmente saussuritizados, e feldspato potássico pertítico, xenomórfico e intersticial. Cristais de quartzo fragmentados ou em fenocristais e hornblenda verde, prismática a tabular, associada a cristais tabulares xenomórficos de clinopiroxênio, completam os minerais essenciais e os opacos são os minerais acessórios mais abundantes.

Fácies 4 – É a que apresenta maior distribuição geográfica, ocupando as porções central e noroeste da Folha Vila Guarita. Ocorre sob a forma de extenso batólito cortado ou em contato tectônico com as demais fácies desta suíte, intrudido pelos granitos Teles Pires e pela Suíte Flor da Serra e encaixando restos de gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú.

No limite leste é recoberto por sedimentos da Formação Dardanelos e por vulcânicas da Suíte Colíder e na parte oeste é limitado por rochas da Suíte Intrusiva Juruena e do Granito Nhandu, próximo ao rio Braço Dois. São também recobertos a exemplo das demais fácies, pelos sedimentos aluvionares da bacia do rio Peixoto de Azevedo.

Esta subunidade é bem delineada pelo levantamento aerogeofísico, mostrando valores radiométricos baixos e relativamente homogêneos, tanto no canal de potássio quanto no de contagem total. O relevo magnético também é baixo.

Granitos e biotita granitos são as rochas predominantes. Ocorrem sob a forma de blocos e em lajedos maciços, com boas exposições e edificando um relevo plano a levemente ondulado. Apresentam

tam cor cinza-claro com tonalidades rosadas, estrutura variando de maciça e homogênea até suborientada e fortemente orientada nas faixas de influência de falhas ou de zonas de cisalhamento, onde se observam rochas cataclásticas, miloníticas e ultramiloníticas, freqüentemente evidenciados pelos processos de alteração hidrotermal.

As análises petrográficas indicam a seguinte composição mineralógica média: feldspato potássico perfitico (35%), com geminações Carlsbad e polissintética cruzada; plagioclásio (25%), geminado segundo a lei da Albita; e quartzo (30%) com extinção ondulante e intersticial aos feldspatos. Epidoto, sericita, clorita, muscovita e argilominerais estão relacionados aos processos de hidrotermalização, assumindo a posição de minerais essenciais nas zonas de cisalhamento, que normalmente contêm veios de quartzo mineralizados ou não em ouro. Estas zonas deformadas estão confinadas e com espessura inferior a 10m e em locais com mineralizações auríferas foram exploradas até profundidades superiores a 100m. Os microgranitos e granófiros são subordinados e apresentam textura fina a média, subvulcânica e às vezes mostram textura porfirítica em matriz granular fina e pórfiros de feldspato potássico com textura *rapakivi* e *antirapakivi*.

Em contrapartida ocorre também, em partes localizadas, granito grosso e porfirítico, incluindo cristais de feldspatos com dimensões até 5cm.

2.2.4 Suíte Intrusiva Flor da Serra (PPβfs)

As primeiras referências a estas rochas são atribuídas a Abreu Filho e Barros (1992). Moura (1998) classifica-as como basaltos de médio potássio, subalcalino, com padrão geoquímico semelhante aos toleitos continentais, comparando-as com lavas de margem continental primitiva e as correlaciona aos diques paleoproterozóicos do Maciço de Goiás.

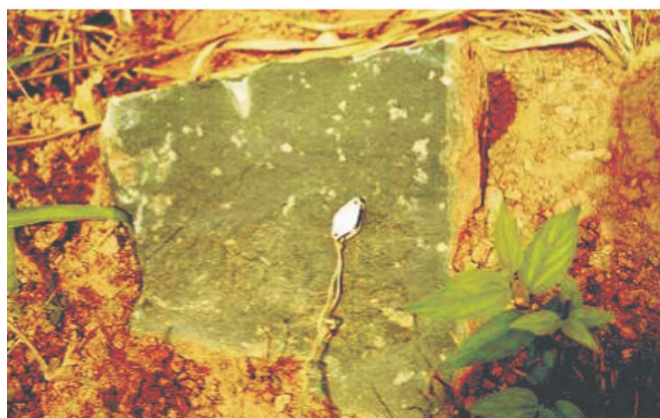
Estas rochas afloram nas cercanias das cidades de Matupá e Peixoto de Azevedo e sobretudo na região do povoado de Flor da Serra, sua área-tipo. Foram cartografadas e definidas por Moreton e Martins (2000) em área anteriormente mapeada como Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1980; Abreu Filho & Barros, 1992; e Barros, 1993). Um corpo de maiores dimensões e forma ligeiramente convexa aparece na margem direita do rio Peixoto de Azevedo, desde as proximidades da foz do rio Peixotinho I até a do rio Braço Norte, onde se inflete para sul. Corpos menores expõem-se a sul e sudoeste do principal. Esta unidade é intrusiva ou engloba gra-

nitos da Suíte Intrusiva Matupá e localmente nota-se contato difuso entre as mesmas, sugerindo mistura de magmas (*magma mixing*). Localmente são observados contatos tectônicos entre elas. Diques e apófises de rochas básicas desta unidade, com textura fina e fenocristais centimétricos de plagioclásio, cortam freqüentemente os granitos da Suíte Intrusiva Matupá, e mais restritamente a própria unidade, numa manifestação tardia do mesmo evento. Rochas gnáissicas tonalíticas, atribuídas ao Complexo Cuiú-Cuiú, aparecem como megaxenólitos ou como pequenos corpos não-mapeáveis na escala do projeto, englobados por massas gabro-dioríticas.

Esta unidade é composta predominantemente por gabros, gabrodioritos, dioritos, monzogabros, monzodioritos e diabásios e apresenta-se sob a forma de corpos maciços, homogêneos, sem metamorfismo de cunho regional e com deformações restritas a zonas de falhas. A textura é variável, sendo grossa nas partes centrais e evoluindo para texturas finas e porfiríticas nas bordas.

Os gabros mostram cor cinza-escuro com tonalidades esverdeadas, estrutura maciça e homogênea, textura granular média subófticas e a seguinte composição média: plagioclásio (46%); clinopiroxênio (12%); hornblenda (11%); biotita (4%); opacos (4%); quartzo (1%) e titanita (1%). Tremolita (9%) e outros produtos de alteração hidrotermal completam a mineralogia. Localmente observou-se a presença destas rochas com olivina (olivina gabros) ou com textura fina subóftica e fenocristais de plagioclásio com até 2cm (gabros porfiríticos) (fotografia 2.12).

Os dioritos e monzodioritos possuem cor cinza com tonalidades esverdeadas e pontos rosados,



Fotografia 2.12 – Gabro com textura porfirítica fina com clastos de plagioclásio. LM-76.

devido a presença de feldspato potássico, e textura granular média. São maciços, homogêneos, localmente porfíricos ou microporfíricos e constituem-se predominantemente de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, hornblenda e biotita. Algumas amostras apresentam um maior conteúdo de quartzo (quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos).

Os monzogabros exibem cor cinza-esverdeado, textura intergranular fina a média, estrutura maciça e homogênea e compõem-se de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, feldspato potássico e quartzo. Epidoto, clorita, tremolita e actinolita são comuns e algumas amostras com maior alteração hidrotermal foram classificadas como metabásicas e anfibolitos e normalmente estão associadas a zonas de falhas.

Em menor escala ocorrem traquiandesitos com textura microporfírica muito fina, compostos predominantemente por plagioclásio e feldspato potássico, este representando, em parte, processos de metassomatismo.

No levantamento aerogeofísico, os mapas radiométricos são os que melhor delimitam esta unidade, correspondendo a áreas com baixa intensidade de potássio. Sua área também é realçada por anomalias de cobre e ferro provenientes das amostras de sedimento de corrente.

As análises litogeoquímicas destas rochas mostram uma composição basáltica a andesito-basáltica, de médio a alto potássio. Quando plotadas no gráfico de Irvine e Baragar (1971) mostram uma tendência toleítica a calcioalcalina conforme a figura 2.15, ou ainda se enquadram como toleíitos ricos em ferro e magnésio, segundo Jensen (1976) (figura 2.16).

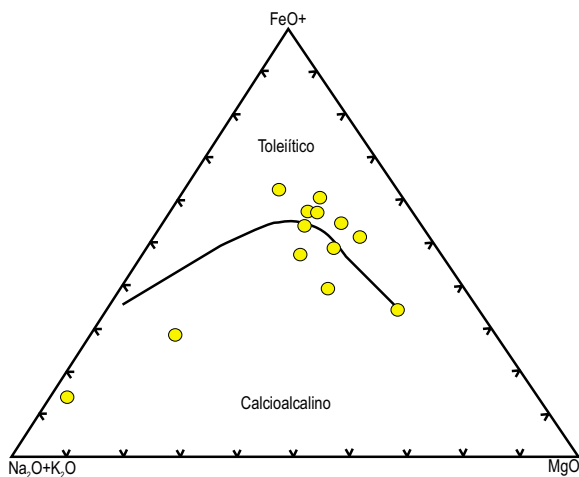


Figura 2.15 – Gráfico de Irvine e Baragar (1971) para Suíte Intrusiva Flor da Serra.

O ambiente tectônico é inferido como de tipo continental intraplacas (Pearce *et al.*, 1977) ou como toleíitos de arco (Pearce & Cann, 1973).

O diagrama Zr x Ti (figura 2.17) mostra tendência para ambientes do tipo (IAB), compatíveis com o modelo de evolução crustal de arco magmático adotado neste projeto, embora algumas amostras ainda plotem no campo de cadeia meso-oceânicas (MORB).

Datação Sm/Nd em gabro revelou idade T_{DM} de 2.336Ma com $\epsilon_{Nd}(t) -2,08$, indicando contaminação crustal. É correlacionável à Suíte Ingarana (Klein *et al.*, 2000) de idade Pb-PB em zircão de $1.887 \pm 3Ma$ (Vasquez *et al.*, 2000) e U-Pb SHRIMP em zircão $1.879 \pm 3Ma$ (Santos, 2000) com a qual mostra semelhança composicional e litológica.

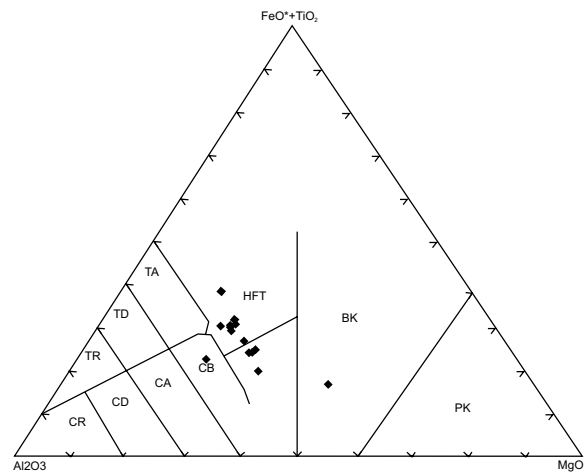


Figura 2.16 – Diagrama de Jensen (1976), para Suíte Intrusiva Flor da Serra; HFT (High-Fe Tholeiite); HMT (High-Mg Tholeiite) e CB (Calc-Alkaline Basalt).

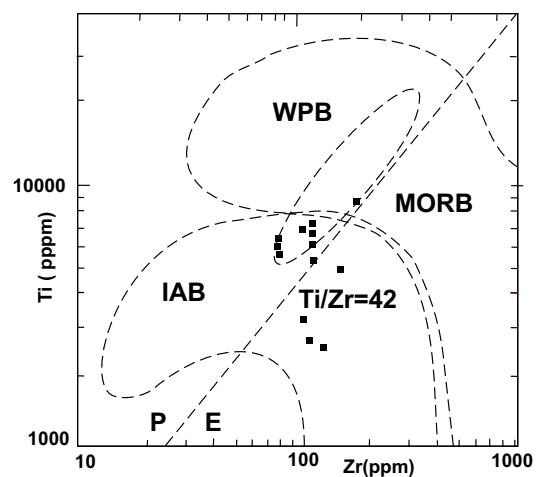


Figura 2.17 – Diagrama Zr x Ti de Pharaoh & Pearce (1984), para a Suíte Intrusiva Flor da Serra.

2.2.5 Suíte Intrusiva Juruena (PP_{γj})

Silva *et al.* (1974) propuseram a designação Granito Juruena para caracterizar corpos graníticos aflorantes na Folha Juruena, freqüentemente gnaisificados, elipsoidais, com orientação NW-SE e expressão topográfica positiva em imagens de radar. Sugeriram ainda uma origem sin-orogênica, idade pré-cambriana média e os atribuíram ao Ciclo Transamazônico (2,25Ga a 2,05Ga).

Silva Neto *et al.* (1980) utilizaram esta mesma denominação para distinguir corpos graníticos, granodioríticos e trondhjemíticos, ovalados a semicirculares, não deformados, distribuídos a sul e sudeste de Paranaíta.

Na Folha Alta Floresta, Oliveira e Albuquerque (2002) usam o termo Juruena para especificar uma suíte granítica calcioalcalina, não deformada e não magnética. Na área deste projeto estas rochas estendem-se, sob a forma de faixa com mais de 10km de largura, desde as proximidades da confluência dos rios Teles Pires e Peixoto de Azevedo, até o seu extremo-NW, passando pelas imediações das cidades de Carlinda (S), Alta Floresta (NW e SE), Paranaíta (S e NW) e Apicás (N e NW). Ocorrem sob a forma de blocos do tipo *boulders* ou matacões (fotografias 2.13 e 2.14) e lajedos maciços, compondo batólitos aglutinados e amalgamados, dispostos segundo a direção NW-SE.

Exibe contatos tectônicos, por zonas de transcorrências dúcteis ou falhas contracionais, com os granitos São Pedro, São Romão e Apicás e a Suíte Colíder. Está intrudida pelas rochas da Suíte Paranaíta e do Granito Nhandu, através de contatos



Fotografia 2.13 – Aspecto típico da forma e ocorrência da Suíte Juruena. Boulders métricos evidenciando homogeneidade estrutural e composicional. HG-104 (639100/8892404).



Fotografia 2.14 – Aspecto de afloramento dos granitos da Suíte Juruena na forma ovalada. SE de Carlinda, estrada MT-208, Folha Alta Floresta. CC-70 (637448/8894325).

aproximados, em função de se localizarem em região aplainada e com desenvolvimento de espessa camada de solo. Restos do Complexo Cuiú-Cuiú, na forma de xenólitos, às vezes estão englobados na unidade.

Em imagens aerogeofísicas os granitóides Juruena caracterizam-se por exibirem baixos valores radiométricos nos canais de K, Th e U e contagem total (figura 2.18).

Biotita granito é o tipo litológico predominante, com monzogranitos, granodioritos e monzonitos subordinados (fotografias 2.15 e 2.16 e figura 2.19).

Mostram cores cinza-claro a cinza-rosado, estrutura homogênea e textura granular fina a grossa. Não foram observadas deformações ou transformações relacionadas a metamorfismo regional. Entretanto, zonas de cisalhamento restritas e localizadas, de espessura centimétrica a métrica, são formadas a partir da nuclearização de fraturas, ocasionando o surgimento de filonitos constituídos por quartzo, sericita, clorita e epidoto, devido aporte de fluidos e mudança progressiva na mineralogia, textura e microestrutura dessas rochas. Estruturas de fluxo magmático estão presentes e caracterizam-se pelos alinhamentos sutis de feldspato potássico e de pequenos e raros enclaves e xenólitos *clots* biotíticos.

Os estudos petrográficos mostram uma composição à base de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. O feldspato potássico é pertítico e apresenta-se como cristais prismático-tabulares, subdiomórficos e xenomórficos, com geminação polissintética, cruzada e chegam a atingir até 2cm. O plagioclásio ocorre como cristais prismáti-

co-tabulares, idiomórficos a subdiomórficos, parcialmente saussuritizados e às vezes zonados e com bordas albitizadas. O quartzo é intersticial aos feldspatos, recristalizado e forma mosaicos de subgrãos tangenciais ou imbricados entre si. A biotita é verde, parda ou marrom e mostra-se em agregados lamelares, às vezes cloritizados ou muscovitizados. Sericita, clorita, epidoto e muscovita aparecem como produtos de alteração hidrotermal e entre os acessórios destacam-se apatita, zircão, opacos, titanita e allanita, esta subédrica e parcialmente metamictizada.



Fotografia 2.15 – Vista em planta de biotita granito porfirítico. Estrada Nova Bandeirantes/ Fazenda do Português. PS-35 (410626/8958115).

As análises litoquímicas permitem concluir que estas rochas constituem uma série calcioalcalina, alto potássio, meta a peraluminosa, com quimismo e características mineralógicas compatíveis com granitos de arcos vulcânicos, similares aos encontrados em margens continentais ativas (tabela 2.4 e figuras 2.20 e 2.21).

Exibem teores de SiO_2 variando entre 58 e 71%, de Al_2O_3 entre 11 e 16% e de CaO entre 0,78 e 5%, elevadas razões MgO/TiO_2 e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ maiores que 1.



Fotografia 2.16 – Aspecto textural do biotita granito porfirítico. Estrada MT-208 (Carlinda – Porto da Indeco). CC-70 (637448/8894325).

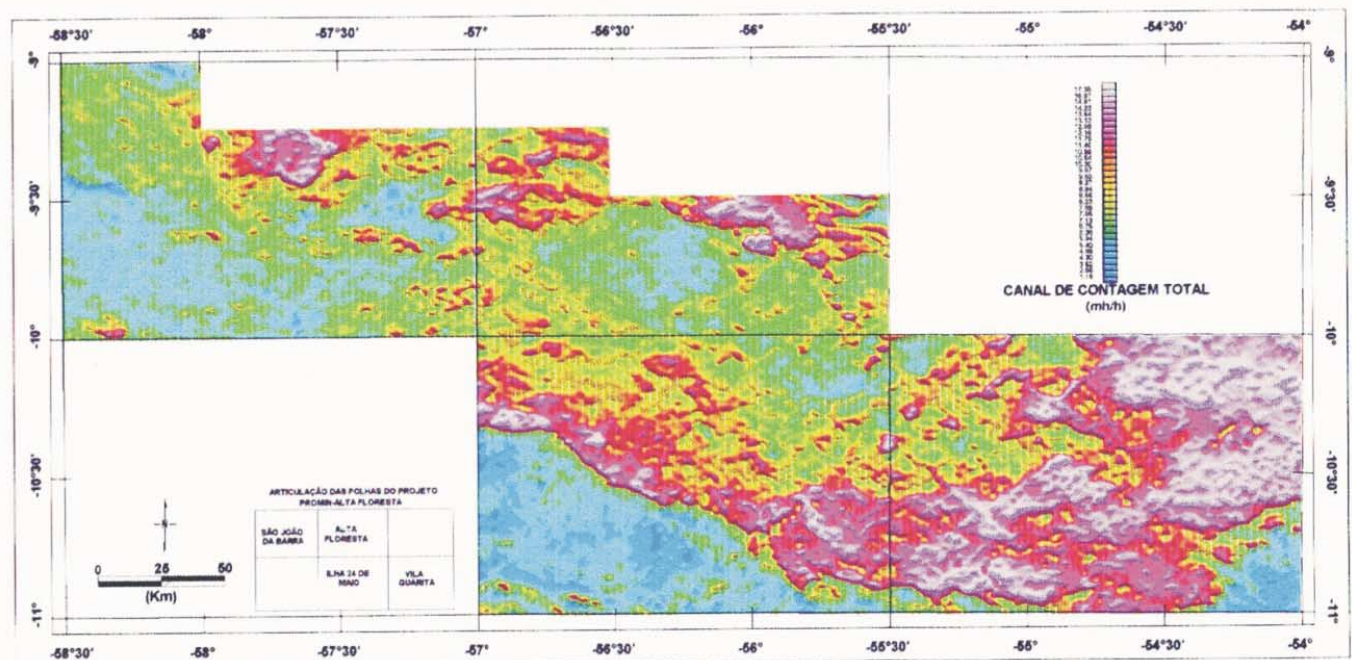


Figura 2.18 – Imagem radiométrica, contagem total. Observam-se os baixos valores radiométricos, em matiz verde e azul, desta unidade no extremo-NW da Folha Vila Guarita, passando pela parte central das folhas Alta Floresta e Rio São João da Barra.

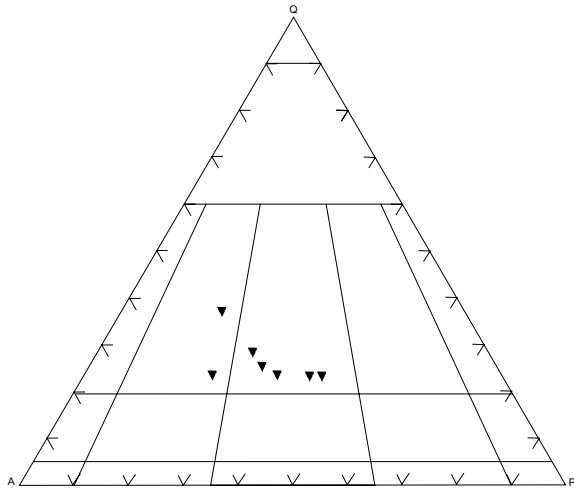


Figura 2.19 – Representação modal da Suíte Juruena, Streckeisen (1975).

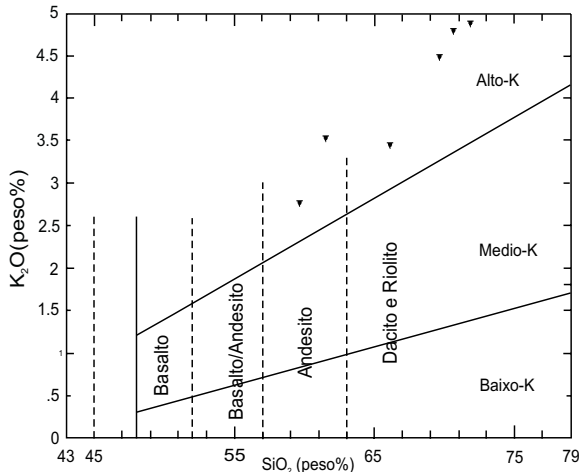


Figura 2.20 – Gráfico K₂O x SiO₂ (Suíte Juruena). Le Maitre (1989).

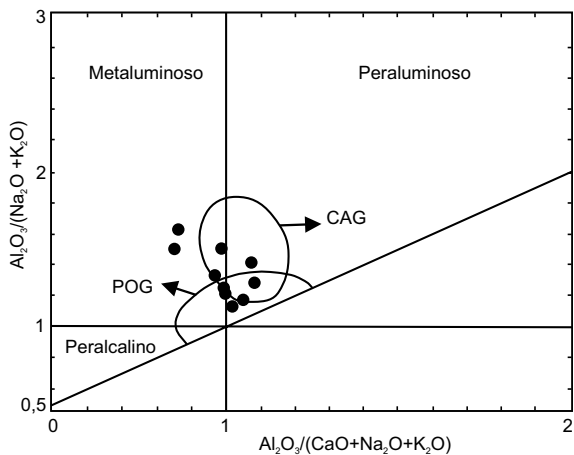


Figura 2.21 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). Discriminante de rochas de plutônicas de arco continental para Suíte Juruena.

Mostram enriquecimento em elementos de raio iônico grande LIL (Ba, Sr, Rb), em HFS (Zr e Hf), terras-raras leves (ETRL) e uma acentuada depleção em terras-raras pesadas (ETRP), semelhante às suítes calcioalcalinas alto potássio definidas por Liégeois *et al.* (1998) na região de Tuareg, norte da África (figuras 2.22 e 2.23).

Algumas amostras evidenciam valores elevados de Na, característica de granitos pré-colisionais, outras possuem valores moderados e aproximados entre Na e K, com enriquecimento relativo em Ba, Rb e Th e ETRL sugerindo refusão de uma placa basáltica subductada sob uma crosta continental, em íntima associação com uma cunha litosférica subcontinental.

No diagrama Hf-Rb/30-3Ta, elaborado por Harris *et al.* (1986) na tentativa de discriminar quimicamente as rochas intrusivas ácidas a intermediárias

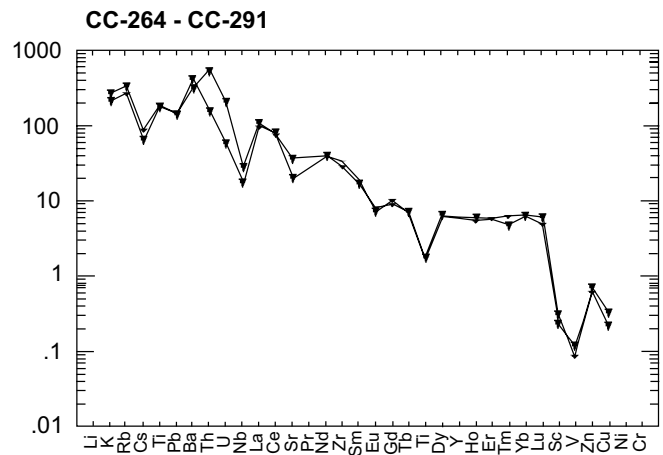


Figura 2.22 – Distribuição multielementar (Suíte Juruena).

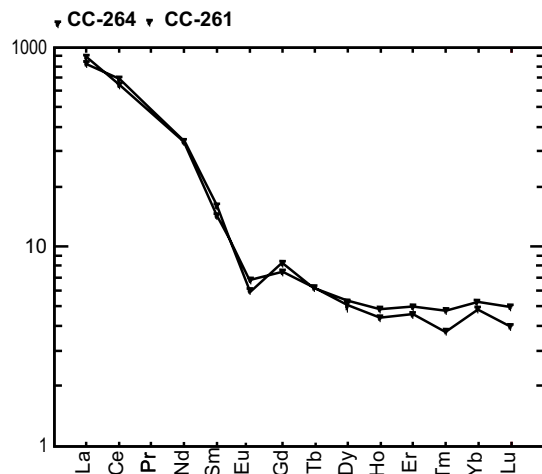


Figura 2.23 – Distribuição dos elementos terras-raras (Suíte Juruena).

Tabela 2.4 – Análises químicas (Suíte Juruena).

Amostras Minerais	PS-35	PS-35a	PS-35b	PS-108	PS-108a	PS-116	JD-9a	LM-106	GM-68	CC-264	CC-291
Elementos Maiores (%)											
SiO ₂	69,59	76,19	59,85	70,94	65,92	70,56	72,19	65,06	58,1	68,32	70,53
TiO ₂	0,54	0,27	1,1	0,31	0,53	0,57	0,3	0,63	0,9	0,27	0,26
Al ₂ O ₃	13,9	11,69	15,13	14,52	16,37	13,84	13,77	16,7	16,36	16,27	14,95
Fe ₂ O _{3(t)}	3,43	1,65	3,2	1,82	3,84	2,71	1,95	3,7	7,1	2,16	1,57
MnO	0,09	0,04	0,2	0,08	0,12	0,08	0,06	0,06	0,15	0,05	0,04
MgO	0,8	0,3	1,47	0,28	0,66	0,51	0,24	0,98	2,84	0,62	0,38
CaO	2,27	0,78	4,36	1,32	1,94	1,55	0,91	3,28	4,99	2,12	1,35
Na ₂ O	3,15	2,43	3,79	3,83	4,46	3,63	3,45	4,43	4,3	4,03	3,38
K ₂ O	4,72	5,31	3,44	5,24	5,13	4,8	5,76	3,38	2,7	4,37	5,43
P ₂ O ₅	0,19	0,06	0,45	0,1	0,14	0,21	0,12	0,31	0,36	0,06	0,05
P.F.	0,4	0,36	0,71	0,4	0,36	0,58	0,4	0,4	1,07	0	0
Total	99,08	99,08	93,71	98,84	99,47	99,04	99,15	99,4	98,87	98,27	97,04
Elementos-Traço (ppm)											
Rb	232	279	183	294	291	262	211	99	155	138	175
Sr	205	119	303	132	124	179	84	698	636	611	336
Y	73	42	90	128	86	164	65	23	33	20	20
Zr	463	189	470	327	521	361	456	488	517	230	267
Nb	20	22	15	15	32	30	27	26	29	21	9,5
Ba	900	300	1.000	580	780	150	560	1.800	480	2.032	1.534
Th	28	49	6,1	43	39	38	29	26	24	9,9	36
U	3	6	1	7	9	9	4	2	5	1	3,5
Cr	30	20	25	30	20	37	20	20	32		
Cu										6	9
Pb										17	16
Zn										30	35
Co	7	5	13	5	7	5	5	7	23	4	3
Elementos Terras-Raras (ppm)											
La	89	94	100	190	32	248	120	110	61	55,3	50,9
Ce	160	160	190	227	72	327	233	200	130	101,2	108
Nd	75	68	110	150	46	160	90	68	59	39,7	40,7
Sm	13,3	10	21,7	23,86	12,2	22,6	15	9	10	5,7	6,4
Eu	1,6	1,2	3,6	2	1	3,1	1	1,7	1,4	1,02	0,9
Gd										3,99	4,44
Dy										3,39	3,57
Ho										0,66	0,73
Er										2	2,18
Yb	8,8	5	8	14	12	16	5	2	3	2,17	2,37
Lu	1	0,6	1,1	1,8	1,5	2,2	0,7	0,3	0,5	0,27	0,34
Tm										0,26	0,33

de zonas de colisão, a maioria das amostras posicionou-se no campo de granitos de arco vulcânico e apenas duas no campo dos granitos pós-colisionais (figura 2.24). Esta sobreposição de assinatura geoquímica é esperada por esses autores, que consideram a colisão de placas um evento dinâmico, evoluindo desde o estágio de subducção inicial de uma placa litosférica oceânica até a estabilização da litosfera continental.

Wyborn *et al.* (1992) utilizam diagrama multielementar, normalizado ao manto primordial, para mostrar que os granitos podem ser empobrecidos em Y e ricos em Sr, ou empobrecidos em Sr e ricos em Y. Os primeiros têm a granada estável nas regiões fontes em algum estágio de sua geração e os outros têm o plagioclásio como mineral predominante na região geradora. A ausência de anomalia de Y nas rochas da Suíte Juruena indica que a granada não foi uma fase estável nas fontes geradoras, implicando em níveis de profundidades menores que 45km para estas rochas.

Dados petrográficos e químicos desta unidade como baixa ocorrência de enclaves máficos, ausência de anomalia de Y em diagramas multielementares, pequena anomalia negativa de Eu, baixos teores de Sr e correlação negativa entre Sr e os indicadores de fracionamento, sugerem a geração do magma em condições de pressão menores que 10kb, onde a granada esteve ausente, o plagioclásio residual é abundante e a evolução crustal processou-se por cristalização fracionada (Norman *et al.*, 1992 e Rapela & Pankhurst, 1996).

Sua área de ocorrência é bem delimitada pelo levantamento aerogeofísico, com baixos valores radiométricos, principalmente no canal de potássio, e

magnetométricos. Os dados coletados no campo indicam valores entre 40 e 60cps, bem inferiores em relação às outras unidades.

Devido à inexistência de dados geocronológicos na área do projeto, sua idade é inferida como mais antiga que 1.810Ma, idade máxima atribuída às rochas da Suíte Paranaíta que o secciona. Dados em área adjacente, a norte da Folha Vila Guarita, obtidas pelo JICA/MMAJ (2000) atribuem idades de cristalização U-Pb de $1.848 \pm 17\text{Ma}$, $1823 \pm 35\text{Ma}$ e $1.817 \pm 57\text{Ma}$.

2.2.6 Suíte Intrusiva Paranaíta (PPγp)

Foram anteriormente cartografadas como Complexo Xingu, Formação Iriri e Granito Teles Pires (Silva Neto *et al.*, 1980; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 1980).

Bittencourt Rosa *et al.* (1997), ao realizarem perfis geológicos na área de Paranaíta-Alta Floresta, propuseram a denominação de Granitóide Paranaíta para as rochas graníticas dessa região.

Scabora (1997), em trabalhos de prospecção mineral para a Mineração Santa Elina, cartografou corpos de menores dimensões destas rochas, nas proximidades da fazenda Mogno, denominando-os de Complexo Intrusivo Félsico e reunindo-os a rochas migmatíticas e enderbíticas do Complexo Xingu. Estudos de prospecção mineral nestas rochas foram também realizados pelo Convênio JICA/MMAJ (2000), a 20km a NW de Paranaíta, ocasião em que as designaram de Granitos Pré-Uatumã, do tipo II e as correlacionaram ao Granito Matupá (Moura, 1998).

Oliveira & Albuquerque (2002) designaram o termo Suíte Intrusiva Paranaíta para as rochas calcioalcalinas de médio a alto potássio e composição monzonítica, monzogranítica e granítica aflorantes nas imediações de Paranaíta, Alta Floresta e Apiaçás. Apresentam-se sob a forma de extensos batólitos orientados preferencialmente na direção NW-SE, portadores de mineralizações auríferas e de quartzo azulado, com posicionamento crustal meso e epizonal e de estilo intrusivo forçado a permissivo, indicado pela presença de enclaves, foliação confinada e feldspatos peritíticos.

Ocorrem sob a forma de *stocks* com até aproximadamente 600km^2 de área, em sua maioria alongados na direção NW-SE e intrusivos na Suíte Juruena. Localmente são observados contatos tectônicos com o Granito São Pedro e com as suítes Colíder e Juruena. Próximo a Alta Floresta são ainda envolvidos pelos granitos Nhandu ou mostram mega-

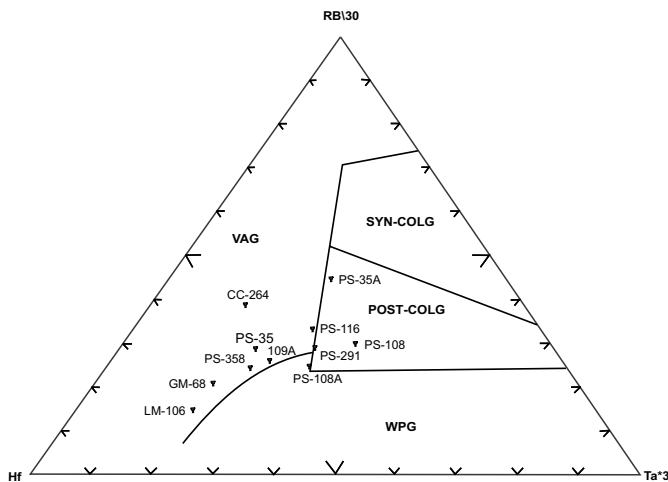


Figura 2.24 – Diagrama de posicionamento tectônico de Harris (1986) (Suíte Juruena).

enclaves do Complexo Cuiú-Cuiú e das Intrusivas Básicas Guadalupe. Nas imediações da fazenda Mogno dois pequenos *stocks*, pesquisados pela Mineração Santa Elina (alvos do Rato e Morro do Túnel), encontram-se intrusivos em rochas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. Os afloramentos aparecem sob a forma de blocos e matações arredondados (fotografia 2.17) e o posicionamento de seus limites é impreciso, em função do espesso solo e elevado grau de arrasamento do relevo. As exposições localizadas no córrego Jaú e nas adjacências do Porto da Aldeia, situadas a NW de Paranaíta, foram consideradas como área-tipo.

A composição mineralógica mostra uma variação entre termos monzoníticos, monzograníticos e graníticos (figura 2.25). Normalmente estes litótipos

apresentam cor cinza-arroxeadado a cinza-rosado, textura porfírica média a grossa e equigranular e estrutura isotropa (fotografia 2.18).

É comum a presença de enclaves máficos centimétricos (fotografia 2.19) a métricos de biotita-quartzo diorito e biotita-hornblenda diorito, pórfiros com formas elípticas a arredondadas e com feições de *mingling* marcadas por inserções de cristais de plagioclásio.

Na pedra de Alta Floresta revelam duas direções de fluxo magmático, ligadas à orientação dos megacristais de K-feldspato (N70°W/50°SW) e à dos enclaves quartzo-dioríticos (E-W/subvertical) (fotografia 2.20), indicando uma perfeita mistura de magmas, onde são notadas estruturas tipo *mingling*.



Fotografia 2.17 – Vista geral dos afloramentos de granitóides (Suíte Intrusiva Paranaíta). Estrada Apiacás, Garimpo do Mutum. PS-247 (476865/8954800).



Fotografia 2.18 – Aspecto textural e estrutura maciça típica dos biotita granitos (Suíte Intrusiva Paranaíta). AF-27 (632351/8894265).

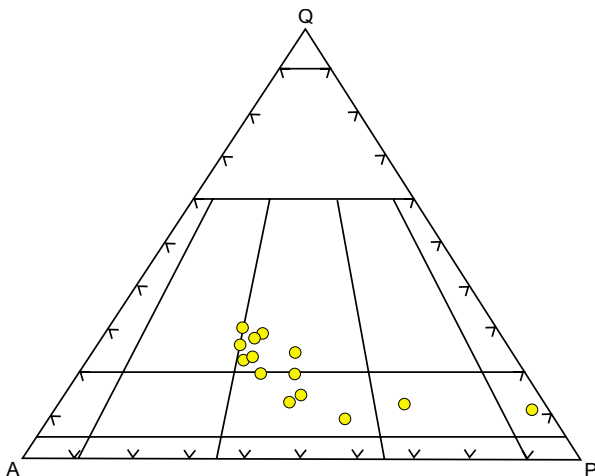
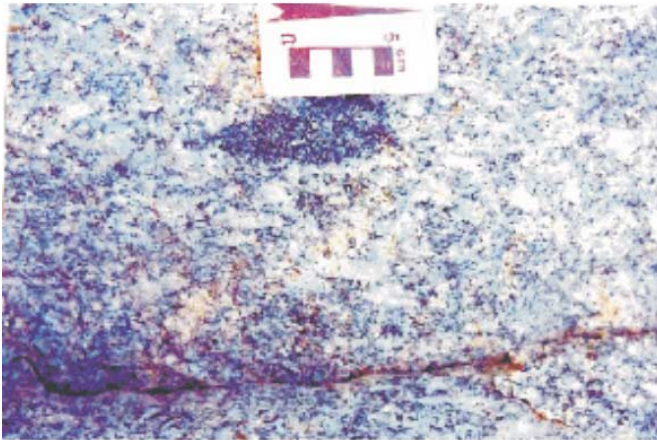


Figura 2.25 – Representação modal (Suíte Intrusiva Paranaíta). Streckeisen (1976).



Fotografia 2.19 – Bloco de hornblenda-biotita monzogranito porfírico com enclave quartzo-diorítico (Suíte Intrusiva Paranaíta). Garimpo do Valdomiro/NW de Paranaíta. CC-156 (547067/8947868).



Fotografia 2.20 – Fluxo magmático em biotita granito porfirítico dado pela orientação dos megacristais de K-feldspato e de enclave diorítico. Pedreira de Alta Floresta. CC-22 (591595/8907983).

Foram também observados veios de granitos pegmatóides com espessura centimétrica e atitude N80°W/20°SW, cortando o conjunto. Na fazenda Cachoeirinha foi cartografado um megaenclave relacionado às Intrusivas Básicas Guadalupe, geneticamente ligadas à evolução da Suíte Paranaíta.

Os estudos petrográficos indicam que tanto os pórfiros como a matriz são representados predominantemente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e, às vezes, hornblenda.

O volume dos minerais opacos, principalmente a magnetita, superior a 1%, confere a estas rochas uma susceptibilidade magnética de 10x10 e.m.u/g, limite para o enquadramento desses litótipos como granitos à magnetita (Ishihara, 1981).

O feldspato potássico e os plagioclásios ocorrem sob a forma de cristais tabulares, em média com 1cm e chegando a atingir 4cm. Os primeiros exibem geminação Carlsbad e polissintética cruzada e alteram-se para sericita e albita e os plagioclásios são zonados, geminados segundo a lei da Albita e mostram composição variando de oligoclásio a andesina (An₂₀ a 40). O quartzo é xenomórfico, intersticial aos feldspatos, forma mosaicos de cristais fraturados e tangenciais ou imbricados entre si, exibe extinção ondulante e, às vezes, aparece com coloração azulada nos termos subvulcânicos. A biotita é verde e aparece como agregados lamelares, geralmente transformada em clorita e a hornblenda é rara. Sericita, epidoto, clorita e carbonatos são os principais produtos de alteração e os minerais acessórios são apresentados por magnetita, ilmenita, titanita, zircão, apatita e allanita.

Os dados litoquímicos desta suíte caracterizam-na como uma série calcioalcalina de médio a alto potássio (diagramas de Irvine e Le Maitre (1989) (figuras 2.26 e 2.27), meta a levemente peraluminosa (Maniar e Piccoli, 1989, figura 2.28), com quimismo compatível a granitos de arcos vulcânicos (Harris *et al.*, 1986, figura 2.29) e similares às intrusões calcioalcalinas encontradas em margens continentais ativas, como as séries monzoníticas da Patagônia (Lameyre, 1987 e Rapela & Pankhurst, 1996).

Mostram valores entre 56 e 75% de SiO₂, 14 a 18% de Al₂O₃ e 1,5 e 4,7% de CaO, elevada razão MgO/TiO₂ (2,1), razão K₂O/NaO maior que 1, enriquecimento em Ba e Sr, valores moderados de Zr e Rb e baixos teores de Nb, Y e Ta (tabela 2.5).

Os padrões de terras-raras, normalizados em relação ao condrito, apontam elevado enriquecimento

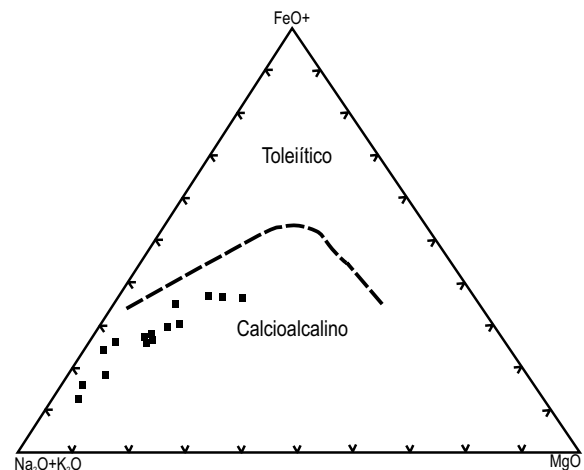


Figura 2.26 – Diagrama AFM discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico (Irvine & Baragar, 1971).

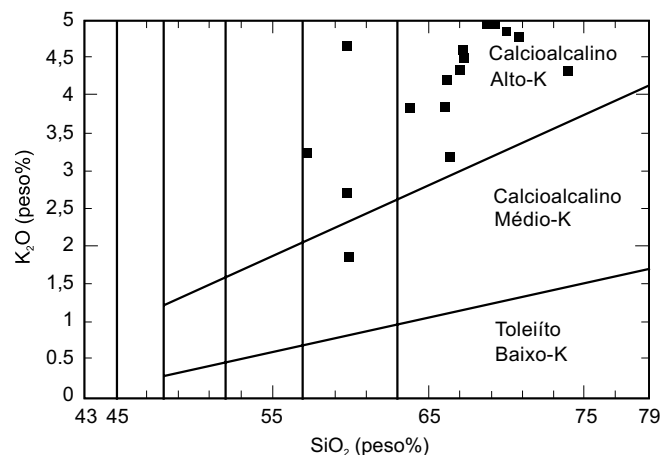


Figura 2.27 – Gráfico K₂O x SiO₂ (Le Maitre, 1989).

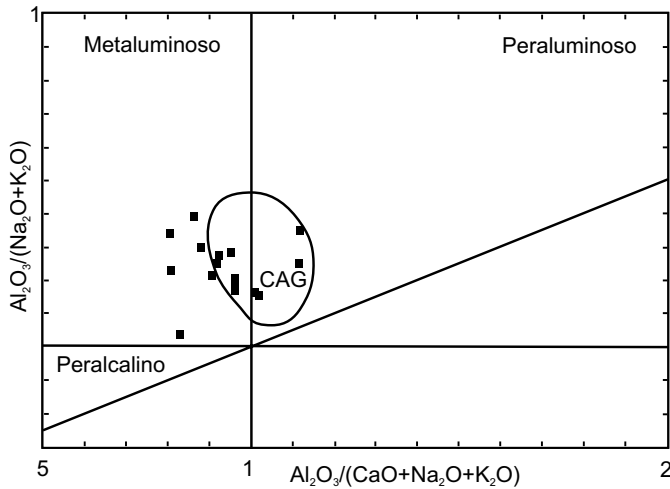


Figura 2.28 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989).

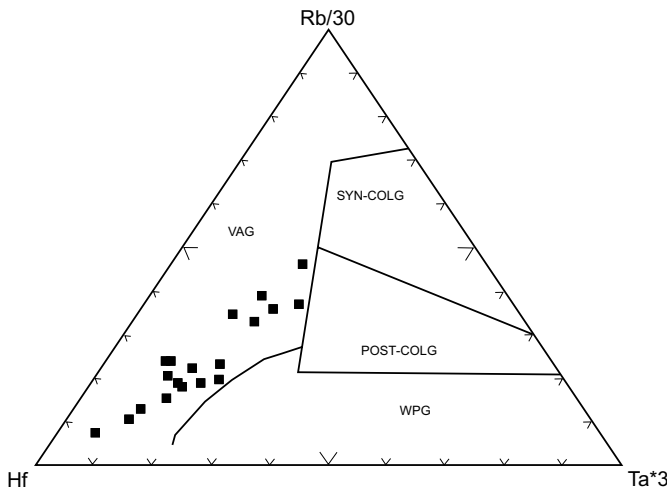


Figura 2.29 – Diagrama de posicionamento tectônico (Harris, 1986).

to em ETRL e menor em ETRP, forte fracionamento (La/Yb) e anomalia negativa de Eu (figura 2.30), o que aliado ao enriquecimento em K, Ba, Rb e Th favorece a hipótese, admitida neste projeto, da subducção de W para E/NE de uma placa sob uma crosta continental e em íntima associação com uma cunha do manto litosférico, posicionada numa zona distal.

No diagrama de Harris *et al.* (1986) esta suíte localiza-se no campo de arco vulcânico. Estes autores consideram a colisão de placas um evento dinâmico, evoluindo desde o estágio inicial da subducção até a sua estabilização, o que justificaria a sobreposição entre as assinaturas geoquímicas nestes ambientes.

A potencialidade metalogenética destas rochas graníticas é evidenciada pelo grande número de garimpos de ouro primário em veios de quartzo encaixados nestas intrusões e de ouro secundário localizados nas bordas das intrusões. A concentração elevada de fácies oxidada, rica em magnetita, demonstra um magma hidratado com alta taxa de fugacidade de oxigênio e rico em sulfetos e ouro.

Dados geocronológicos, pelo método U-Pb, revelaram as seguintes idades: $1.793 \pm 6\text{Ma}$, $1.803 \pm 16\text{Ma}$, $1.801 \pm 7,8\text{Ma}$ e $1.816 \pm 57\text{Ma}$ (Santos, 2000). Análises isotópicas Sm/Nd, em granito porfirítico da pedreira de Alta Floresta, mostraram razões $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ de 0,1121 e $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ de $0,511584 \pm 13 (1\lambda)$ e idade-modelo T_{DM} de 2.221 Ma, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -1,25 (Pimentel, 2000).

2.2.7 Alcalinas Rio Cristalino (PPλrc)

Silva *et al.* (1980) cartografaram, sob a denominação de Alcalinas Canamã, um corpo de rochas de natureza álcali-sienítica, aflorante a norte de Alta Floresta, em correlação ao Sienito Canamã, definido por Silva e Issler (1974), na região do Rio Canamã, parte nordeste da Folha SC.21-Y-A (Aripuanã) e cuja idade Rb-Sr é de $1.175 \pm 14\text{Ma}$.

No presente trabalho propõe-se a mudança da designação Alcalinas Canamã para Alcalinas Rio Cristalino para as rochas sieníticas aflorantes na confluência dos rios Cristalino e Teles Pires, NNE de Alta Floresta, em função da idade encontrada por Santos (2000) ter sido bem mais elevada (1.806Ma – U-Pb), o que as diferencia temporalmente das encontradas na região de Aripuanã.

Acham-se reunidas sob a forma de batólito (7km x 14km) intrudido em rochas vulcânicas ácidas da Suíte Colíder, como observado na margem direita do rio Teles Pires, 2km a leste do porto da Madeseik, onde brechas de intrusão com xenólitos angulares de rochas vulcânicas, encontram-se associadas a riebeckita-aegirina sienito (fotografia 2.21) e a sienito com megacrístais de anfibólio sódico. Em geral seus contatos encontram-se mascarados por coberturas aluvionares e latossolos vermelhos ricos em magnetita. Na parte sudoeste encontram-se em contato tectônico com sedimentos do Grupo Beneficente.

Em mapas aerogeofísicos (figuras 2.31 e 2.32) esta unidade corresponde às mais expressivas anomalias radiométricas (canais de K, Th e U e de Contagem Total) da área, com registro de anomalias com até 1.500cps (cintilômetro SPP-2) durante as etapas de campo, nos domínios do riebecki-

Tabela 2.5 – Resultados químicos (Suíte Paranaíta).

Amostras	CC-1	CC-2c	CC-13	CC-14*	CC-22a	CC-22d	CC-113a	CC-113b	CC-113b	CC-13	CC-117a	CC-118	CC-108	CC-123	CC-145	CC-156c	CC-155	CC-210	PS-65	PS-67	PS-68	JD-11a	JD-10
Elementos Maiores (%)																							
SiO ₂	65,08	65,71	64,42	58,13	69,42	58,82	56,00	65,80	64,30	63,68	67,16	63,71	72,51	68,57	69,92	63,07	58,86	67,57	67,89	64,34	66,34	67,76	66,70
TiO ₂	0,53	0,59	0,60	0,94	0,43	0,84	0,88	0,57	0,64	0,61	0,58	0,84	0,21	0,57	0,51	0,79	0,88	0,65	0,54	0,79	0,54	0,35	0,61
Al ₂ O ₃	16,47	15,28	15,15	15,48	15,02	18,60	16,80	15,37	15,38	15,14	14,60	16,53	14,35	15,22	14,02	14,78	16,84	15,57	15,13	14,83	14,89	15,8	14,88
Fe ₂ O ₃	3,79	4,19	4,18	7,47	2,00	5,28	7,42	4,02	4,38	1,68	3,85	4,30	1,44	2,58	3,26	5,72	7,14	3,54	3,24	5,46	3,95	2,34	3,9
MnO	0,08	0,10	0,12	0,22	0,04	0,09	0,27	0,10	0,07	0,09	0,10	0,14	0,09	0,11	0,09	0,09	0,22	0,11	0,09	0,14	0,10	0,06	0,08
MgO	1,15	1,33	1,90	2,76	0,42	1,42	3,94	1,45	1,72	0,00	1,36	1,56	0,47	0,78	0,42	0,00	3,03	0,56	0,89	1,16	1,14	0,59	0,67
CaO	3,75	3,38	3,64	4,71	2,46	6,13	6,00	3,08	3,35	3,65	2,62	2,78	1,65	1,97	1,69	3,44	4,71	1,97	2,02	2,8	2,20	2,17	2,19
Na ₂ O	4,33	2,68	3,25	3,48	3,69	5,13	3,97	3,40	3,30	3,13	3,12	3,46	3,47	3,86	3,11	2,83	4,67	3,13	3,84	3,89	3,71	4,94	4,00
K ₂ O	3,13	4,29	4,29	4,56	4,69	1,84	3,20	4,53	4,63	3,30	4,87	3,73	4,26	4,79	5,17	4,82	2,67	4,85	5,03	4,04	4,57	3,98	4,49
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,26	0,53	0,34	0,78	0,46	0,30	0,37	0,26	0,26	0,12	0,09	0,23	0,15	0,48	0,41	0,18	0,21	0,24	0,16	0,18	0,33
P.F.	0,27	0,31	0,00	0,58	0,36	0,36	1,11	0,54	0,54	0,00	0,67	1,99	0,36	0,45	0,40	0,00	0,50	0,22	0,4	1,02	0,9	0,40	0,54
Total	98,91	98,12	97,44	98,86	98,87	99,29	100	99,08	98,14	94,54	99,19	99,16	98,90	99,13	98,74	96,02	99,93	98,25	99,28	98,71	98,50	98,57	98,36
A/CNK	1,47	1,46	1,36	1,31	1,38	1,41	1,27	1,40	1,36	1,52	1,37	1,65	1,52	1,43	1,40	1,33	1,39	1,56	1,71	1,87	1,80	1,42	2,16
MgO/TiO ₂	2,17	2,25	3,17	2,94	0,98	1,69	4,48	2,54	2,68	-	2,34	1,86	2,23	1,37	0,82	-	3,44	0,86	1,65	1,47	2,11	1,69	1,10
K ₂ O/Na ₂ O	0,72	1,60	1,32	0,74	1,27	0,35	0,80	1,33	1,40	1,05	1,56	1,08	1,23	1,24	1,66	1,70	0,57	1,55	1,31	1,04	1,23	0,80	1,12
Elementos-Traço (ppm)																							
Rb	106	140	194	215	157	91	174	185	176	0	200	223	185	183	189	0	186	189	192	211	223	109	247
Sr	769	435	491	351	325	675	471	465	514	534	400	481	478	372	147	472	432	153	455	335	326	318	184
Y	38	34	37	43	23	33	23	31	33	34	35	40	34	51	59	57	39	86	68	68	80	39	80
Zr	486	309	303	315	481	1.098	145	319	401	314	275	358	238	342	702	590	198	580	531	959	576	276	576
Nb	6	17	17	16	2,00	9	10	10	15,8	19,6	16	32	27	34	21	25,70	12,00	34	25	13	24	20	57
Ba	2.300	1.200	960	580	1.300	1.300	660	1.100	1.082	-	890	780	1.200	850	1.600	-	500	1.100	1.200	1.900	1.300	940	890
Th	13	27	23	17	25	17	11	18	18,3	17,9	19	36	26	32	30	26,20	11	41	42	21	33	10	33
U	1	1	4	6	5	5	3	3	5,40	5,90	6	8	12	16	3	12,30	6	5	5	3	4	-	4
Ta	1	1,40	1,20	1,00	1,60	1,10	1,10	1,40	1,50	1,20	1,60	3,10	1,4	2,40	1,80	8,20	1,20	2,70	1,7	1,9	1,6	1,1	6,2
Hf	10	8,90	8,60	8,80	12,00	29,00	4,00	7,90	10,60	7,80	7,50	10	5,6	8,90	22	14,90	6,20	15	14	21	14	8,1	14
Cu	-	-	-	-	-	-	-	49	-	14	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	198	-	-	-	-	-	-	-
Zn	100	100	100	110	100	100	110	100	64	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	110	-	100	-
Elementos Terras-Raras (ppm)																							
La	130	100	62	87	90	99	47	69	68,20	17,90	81	81	72	96	66	80,40	73	160	140	81	95	55	95
Ce	140	160	110	130	150	150	92	110,00	129,4	116,10	130	231	120	160	110	171,10	120	266	221	200	140	110	140
Nd	85	65	50	69	63	62	51	47	49,5	49,1	56	75	57	81	59	77,20	54	140	90	82	72	49	72
Sm	10,70	9,30	7,70	10,40	8,30	7,80	8,40	6,70	7,90	8,50	8,20	12,20	12,20	12,20	11,30	12,00	8,20	22,40	12,21	14,3	11	10,5	11
Eu	2,30	1,7	1,50	2,10	1,70	2,80	1,70	1,40	1,53	1,52	1,40	1,80	1,50	1,80	2,50	1,93	1,70	2,80	1,8	3	1,7	1,1	1,7
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	5,97	7,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	5,19	5,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	1,24	1,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	3,61	3,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	3	3	4	4	2	3	3	3	3,81	3,92	4	7	3	6	7	6,49	5	10	5	7	6	3	6
Lu	0,30	0,40	0,30	0,50	0,30	0,50	0,50	0,50	0,64	0,63	0,50	0,80	0,40	0,70	1,00	1,04	0,60	1,20	0,7	1	0,8	0,3	0,8
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	0,49	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

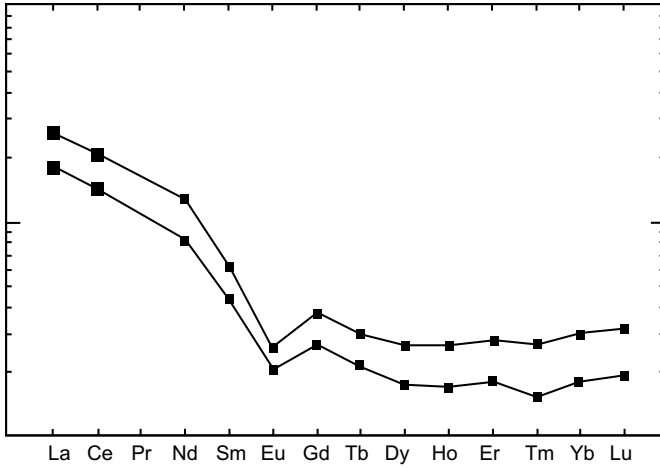


Figura 2.30 – Distribuição dos elementos terras-raras, normalizados segundo o manto primitivo (Taylor e MacLennan, 1985).



Fotografia 2.21 – Aspecto textural do riebeckita-egirina sienito com megacristais prismático tabulares de anfíbólio sódico e xenólitos de rocha vulcânica ácida. CC-218 (610111/8935041).

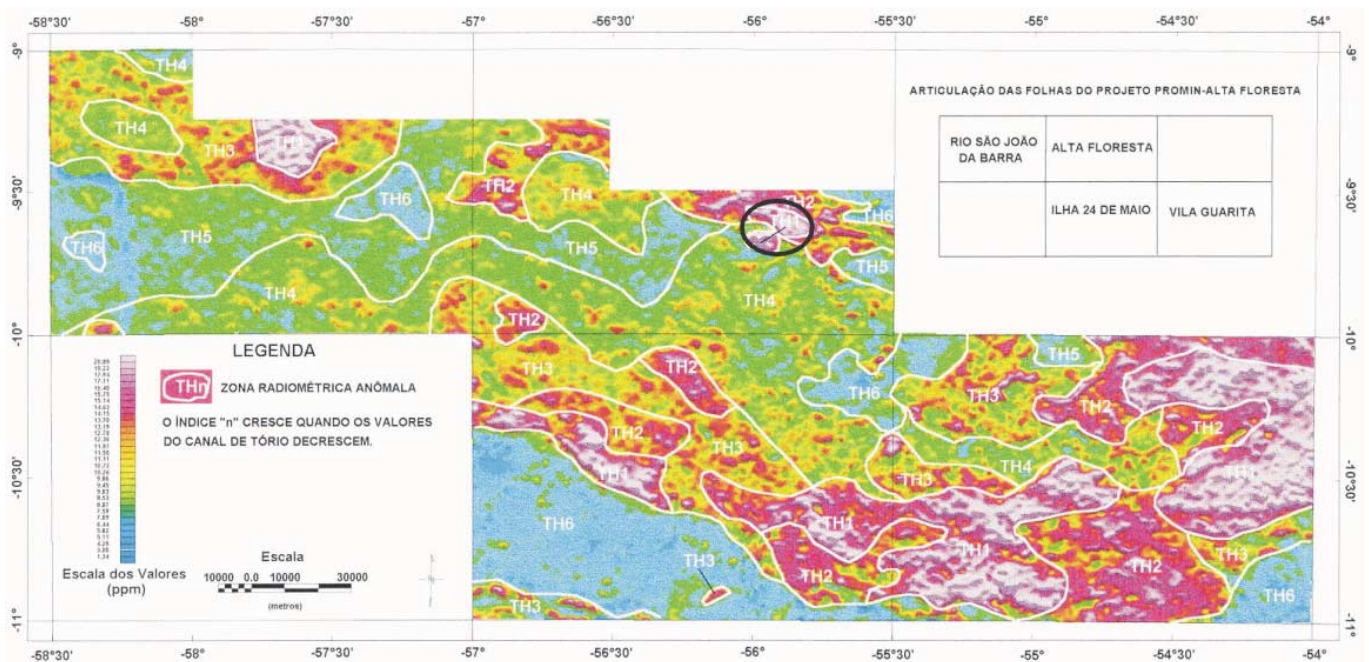


Figura 2.31 – Imagem radiométrica (canal Th) da área do Projeto PROMIN Alta Floresta, observam-se os altos valores radiométricos de Th na Folha Alta Floresta, em matiz vermelho.

ta-aegirina sienito, sua área de ocorrência também associa-se a acentuada anomalia magnética ($> 5,8$ nT/m), possivelmente reflexo do alto conteúdo de magnetita.

No domínio desta unidade, a partir de análises mineralógicas efetuadas em concentrados de batedeira, foram detectados fosfatos de estrôncio, grupo da hamlinita, série goiasita-gorceixita-florencita.

Petrograficamente a rocha predominante é riebeckita-aegirina sienito de cor cinza-avermelhado, textura granular média porfirítica com matriz hipidiomórfica e estrutura maciça. É composto por feldspatos, clinopiroxênio e anfíbólio.

Os feldspatos potássicos são predominantes e peritéticos e ocorrem como cristais prismático-tabulares, euédricos a subédricos, tanto na matriz

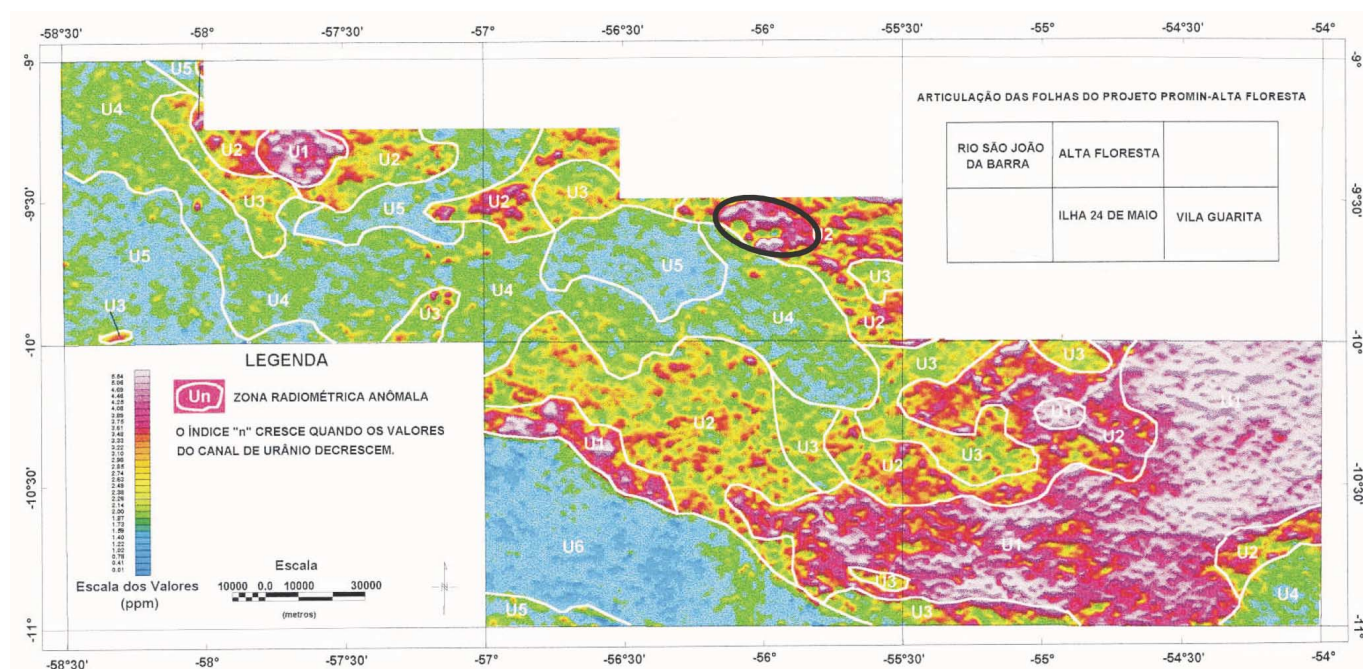


Figura 2.32 – Imagem radiométrica (canal U) da área do Projeto PROMIN Alta Floresta, observam-se os altos valores radiométricos de U na Folha Alta Floresta, em matiz vermelho.

quanto como nos pórfiros. O plagioclásio é parte essencial da matriz e preenche os interstícios dos feldspatos potássicos. Os minerais máficos formam agregados de megacristais xenomórficos, por vezes poiquilíticos, com inclusões de feldspatos e são representados por clinopiroxênios verdes (aegirina) e anfibólio sódico azul a verde (riebeckita), que atinge até 4cm nos sienitos pegmatóides.

O quartzo é raro, xenomórfico e aparece como mosaicos de cristais fraturados. Entre os minerais acessórios destacam-se a magnetita, a titanita e a fluorita. Como produtos de alteração hidrotermal ocorrem sericita, clorita, carbonatos e argilomineerais.

Na Fazenda do Cristalino ocorre uma fácies mais fina com o sienito apresentando cor vermelha-escura, textura fina a média, estrutura maciça e com o feldspato potássico perfazendo 80% da rocha.

A sul do porto da Madeseik, com o aumento de quartzo, estes termos passam para quartzo sienitos homogêneos.

O estudo litoquímico mostra que os sienitos e os quartzo-sienitos têm filiação cogenética, com valores de SiO₂ entre 61 e 62,58%, MgO entre 0,06 e 0,66%, Na₂O entre 0,75 e 8,16%, Al₂O₃ entre 16,01 e 16,38% e CaO entre 0,27 e 2,39%, assemelhan-

do-se aos resultados das alcalinas pós-colisionais de Mali (África), segundo Liégeois *et al.* (1998).

Estas rochas derivam de um magmatismo alcalino com alto teor de Na₂O, ratificado pela presença de minerais ferro-magnesianos sódicos (aerigina e riebeckita) e diferindo do magmatismo calcioalcalino alto potássio (HKCA) da Suíte Intrusiva Juruena e do Granito Nhandu. Apresentam alto conteúdo de alumínio, com índice agpaítico em torno de 0,67, bem abaixo do das rochas alcalinas típicas (>1).

Pelo diagrama multielementar (figura 2.33), normalizado ao manto primordial, as amostras selecionadas mostram um enriquecimento em elementos HFS (alto campo de força) como Zr, P, Nb, Th e U e empobrecimento em Ti e elementos LILE como Sr e Ba, sugerindo uma maior participação de fontes mantélicas em sua geração.

Mostram ainda um elevado enriquecimento em terras-raras leves (ETRL) e depleção em terras raras pesadas (ETRP), em relação ao manto primitivo, figura 2.34. A relação La/Yb=14 e a pequena anomalia negativa de Eu são indicativas de fracionamento de plagioclásio num líquido silicático durante a evolução de um magma parental mais máfico.

Segundo Liégeois *et al.* (1998) o magmatismo calcioalcalino alto potássio (HKCA) apresenta ampla distribuição e maior volume e estão ausentes em períodos anorogênicos e de colisão frontal, sen-

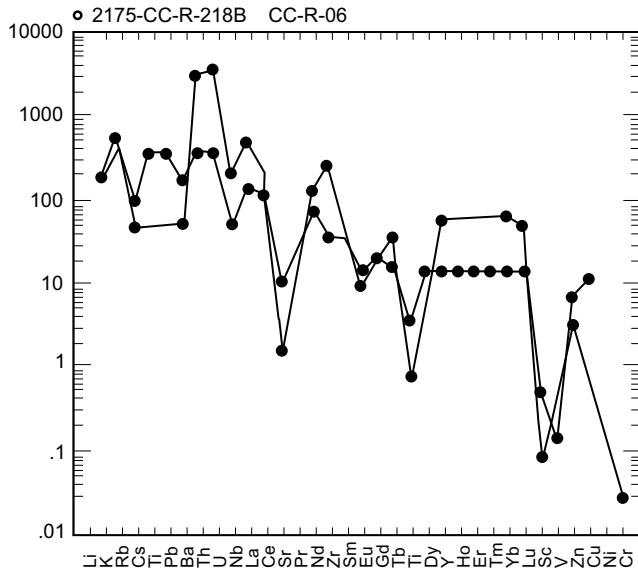


Figura 2.33 – Diagrama multielementar, normalizado ao manto primordial de Taylor e MacLennan (1985).

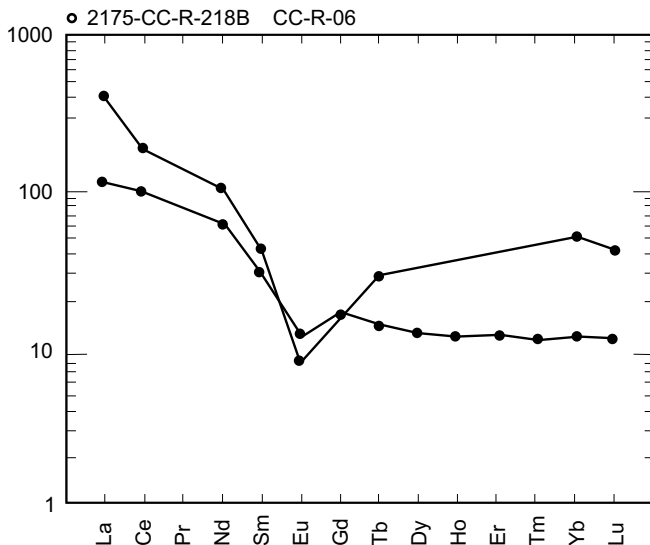


Figura 2.34 – Distribuição dos elementos terras-raras normalizado ao manto primordial de Taylor e MacLennan (1985).

do compatível com ambiente pós-colisional originário de uma subducção oblíqua, balizada por profundas zonas de cisalhamento transcorrente. Já o magmatismo alcalino é restrito, em menor volume, ligado a profundas falhas litosféricas e marca o fim do período orogênico.

Segundo Foley (1992) os granitóides HKCA geralmente são resultantes de subducção e desidratação de uma placa oceânica, que provoca um metassomatismo potássico ou hibridização do manto

litosférico subjacente, permitindo a geração de magmas potássicos.

Portanto, zonas do manto ricas em potássio vão gerar as séries HKCA (Suíte Intrusiva Juruena) e até as séries shoshoníticas (Granito Nhandu). Liégeois *et al.* (1998) propuseram como núcleo gerador das rochas alcalinas um enriquecimento localizado da litosfera inferior e topo da astenosfera.

Os dados geocronológicos disponíveis para os sienitos do Rio Canamã indicam idades de $1.169 \pm 57\text{Ma}$ pelo método K-Ar (Tassinari e Teixeira, 1978) e de $1.175 \pm 14\text{Ma}$ pelo método Rb/Sr (isócrona verdadeira em rocha total e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,705) (Basei, 1974).

Para os sienitos do Rio Cristalino tem-se uma isócrona Rb/Sr de $1.332 \pm 29\text{Ma}$ (Silva *et al.*, 1980) e uma idade de $1.806 \pm 3\text{Ma}$ obtida pelo método U/Pb (Santos, 2000), desvinculando-se temporalmente, o Evento alcalino Rio Cristalino do Evento Canamã.

2.2.8 Intrusivas Básicas Guadalupe (PPβg)

Esta denominação é proposta por Oliveira & Albuquerque (2002) para individualizar um clã de corpos básicos representados por gabros, microgabros, diabásios e dioritos porfíricos aflorantes nas cercanias da comunidade de Nossa Senhora de Guadalupe, sudoeste de Alta Floresta. Estes litotipos ocorrem sob a forma de *stock* intrusivo em granitos porfíricos da Suíte Intrusiva Paranaíta, e também sob a forma de enclaves e megaenclaves, razão pela qual estas unidades são consideradas cogenéticas.

Corpos monzodioríticos e dioríticos, aparecem a norte de Nova Bandeirantes, próximo à sede da Agropecuária Blumenau e na região de Novo Astro, no córrego Queixadinha.

Neste último local, além de estarem associadas à Suíte Intrusiva Paranaíta, são controlados por zonas de cisalhamentos transcorrentes com direção variando de NW-SE a E-W.

Os gabros possuem cor cinza-escuro com tonalidades esverdeadas, textura granular média, estrutura maciça e a seguinte composição mineralógica: hornblenda verde em cristais prismáticos-tabulares, dispostos em agregados e substituindo os clinopiroxênios; plagioclásio prismático, subidomórfico e parcialmente saussuritizado; quartzo e feldspato potássico, intersticiais; biotita, epidoto, sericita, carbonato e pirita como produtos de alteração hidrotermal; e titanita, magnetita e apatita como minerais acessórios.

Estas rochas transicionam para dioritos porfíricos de cor verde-escura com manchas acinzentadas, textura porfírica e compostos predominantemente por fenocristais de hornblenda imersos em matriz formada por cristais subidiomórficos, poligonizados e parcialmente saussuritizados de plagioclásio. Subordinadamente aparecem clinopiroxênitos e megacristais de até 3cm de hornblenda.

Os monzodioritos mostram cor cinza com manchas verde-escuras, textura inequigranular fina a grossa, estrutura maciça e constituem-se predominantemente de plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda, quartzo e biotita. Os dioritos têm cor verde com tons cinzentos, textura inequigranular média e compõem-se essencialmente de plagioclásio, hornblenda, biotita e tremolita (tabela 2.6).

Diques de diabásio porfírico, cortando rochas do Granito Nhandu (região do Trairão) e das suítes Colíder (Novo Sonho) e Paranaíta (N. Sra. do Guadalupe), são correlacionados a esta unidade. Mostram textura microporfírica com matriz subofítica fina, estrutura maciça, e constituem-se de fenocristais de clinopiroxênio, tabulares e xenomórficos e com bordas substituídas por hornblenda verde-pálida, distribuídos em matriz formada por cris-

tais ripiformes e fortemente saussuritizados, de plagioclásio. O quartzo e o feldspato potássico formam intercrescimentos gráficos e mirmequíticos.

Como estas rochas encontram-se intimamente associadas aos granitóides da Suíte Intrusiva Paranaíta, admite-se que tenham idades aproximadas de 1,8Ga.

2.2.9 Suíte Colíder (PP α c)

Oliveira & Leonardos (1940) caracterizaram de Série Uatumã um extensivo vulcanismo ácido anorogênico, pré-cambriano ocorrido no Cráton Amazônico.

Forman *et al.* (1972) utilizaram a denominação Formação Iriri para especificar rochas riolíticas e riodacíticas aflorantes ao longo do rio homônimo. Andrade *et al.* (1978) adotaram o termo Grupo Iriri, subdividido nas formações Aruri (vulcanoclásticas) e Salustiano (derrames ácidos), para rochas semelhantes expostas na região do Tapajós.

Silva *et al.* (1980) enfeixaram na Formação Iriri rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, vulcanoclásticas e sedimentares e acrescentaram à unidade o Granito Teles Pires, passando a designar o conjunto plutovulcânico de Grupo Uatumã.

Tabela 2.6 – Composição modal estimada (%) das Intrusivas Básicas Guadalupe na Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra).

Petrografia	Bt-hb monzodior.granof.	Hb-bt monzodiorito	Bt-hb monzodiorito	Bt-hb diorito
Mineralogia	PS-117	PS-118	PS-124	PS-213
Quartzo	10	10	5	2
Plagioclásio	37	33	42	34
K-Feldspato	18	20	20	3
Hornblenda	10	5	20	-
Biotita	10	10	5	5
Ortopiroxênio	-	-	-	-
Tremolita	-	-	-	10
Olivina	-	-	-	-
Clorita	TR	3	1	5
Sericita	2	2	1	2
Epidoto	5	8	2	-
Titanita	2	3	2	3
Apatita	TR	TR	TR	TR
Zircão	TR	TR	TR	TR
Opacos	5	5	1	1
Bowlingita	-	-	-	-
Uralita	--	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-
Argilominerais	1	1	1	-

Os primeiros trabalhos sugerindo episódios magmáticos distintos foram apresentados por Silva *et al.* (1974) e Basei (1974), quando admitiram um decréscimo das idades destas rochas, de nordeste para sudoeste, apoiados em datações Rb/Sr.

Pinho (2001), com base em dados geocronológicos U-Pb, propõe a retomada da denominação Magmatismo Teles Pires para estas rochas na região norte do Estado de Mato Grosso.

A extensiva distribuição de rochas vulcânicas no Cráton Amazônico com idades, ambientes, metalogênese e estruturas distintas, permitem vincular sua evolução a arcos magmáticos, temporal e espacialmente diferenciados, aglutinados entre si e com idades sucessivamente mais antigas na parte leste do Cráton Amazônico e mais novas na parte oeste, abandonando o modelo de derrame fissural continental, estendido indiscriminadamente a toda plataforma amazônica.

Neste contexto, as rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas, aflorantes nas cercanias da cidade de Colíder, na parte leste deste projeto e bordejando a parte sul da Serra do Cachimbo, foram denominadas de Suíte Colíder. Estas rochas apresentam-se relacionadas ao Arco Magmático Juruena, erigido entre 1,85Ga e 1,75Ga, inclui termos vulcânicos de natureza calcioalcalina, composição ácida a intermediária e evolução vinculada às suítes graníticas Paranaíta, Juruena e Nhandu.

Datações geocronológicas da região de Tapajós indicam idades Pb-Pb em zircão variando de $1.877 \pm 2\text{Ma}$ a $1.890 \pm 2\text{Ma}$ para as vulcânicas ácidas (Vasquez *et al.*, 1999; e Dall'Agnol *et al.*, 1999), bem superiores à idade U-Pb de $1.786 \pm 17\text{Ma}$ obtida em riolito pórfiro localizado a noroeste de Paranaíta (JICA/MMAJ, 2000) e à idade U/Pb de $1.781 \pm 8\text{Ma}$. do riolito pórfiro aflorante a sudeste de Nova Santa Helena. (Pimentel *et al.*, 2001).

Pimentel *et al.* (2001) apresentaram também a idade modelo destas rochas com T_{DM} de 2.344Ma e $\epsilon_{Nd}(t)$ de -3,75, indicando uma fonte mantélica com contaminação crustal.

Essas últimas idades foram ratificadas por datação U-Pb em ignimbritos riódacíticos provenientes de furo de sonda situado na região do rio Moriru, norte da cidade de Aripuanã, onde se obteve idade de $1.801 \pm 11\text{Ma}$ (Pinho *et al.*, 2001) e que constitui provavelmente a continuidade para oeste da faixa de rochas vulcânicas cartografada pelo Projeto Alta Floresta.

Esta unidade apresenta ampla distribuição geográfica na área do projeto, com boas exposições

nas proximidades de Colíder, onde foi considerada área-tipo.

Na parte leste é recoberta pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos e pelas coberturas terció-quaternárias e aluvionares, recobre ou apresenta-se em contato tectônico com as unidades plutônicas São Pedro, Nova Canaã, Nhandu e Matupá e é intrudida pelos granitos Teles Pires. Localmente observa-se uma transição entre os microgranitos e granófiros subvulcânicos e os granitóides Nhandu que por vezes cortam também as vulcânicas.

Na parte norte manifesta-se como uma faixa contínua, com largura média de 20km, direção WNW/ESSE, recoberta ou em contato tectônico com as rochas sedimentares do Grupo Beneficente, cortada pelos granitos Teles Pires ou recobrindo rochas graníticas de diversas unidades mais antigas.

Reúne uma grande diversidade litológica com predominância de rochas vulcânicas e subvulcânicas, seguidas de piroclásticas e epiclásticas em menor proporção (tabela 2.7). As subvulcânicas têm uma ampla distribuição e representam cúpulas de intrusões graníticas, hipoabissais compondo um pacote maciço, com texturas microporfíricas a finamente cristalina com estruturas de fluxo pouco evidentes. São formadas por microgranitos, microquartzo-monzonitos, micromonzonitos, micromonzonitos e granófiros.

Apresentam composição homogênea, estrutura maciça e cores variando de cinza-avermelhado a cinza-arroxeadado com tonalidades róseas e esverdeadas. Ao microscópio mostram textura porfírica e matriz granular fina, granofírica, constituída por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico perfitico com intercrescimentos gráficas e mirmequíticos e com lamelas de biotita verde. Os fenocristais são de feldspatos potássicos perfiticos, às vezes poiquilíticos nas bordas, plagioclásio e quartzo anédrico e mostram indícios de corrosão magmática. Localmente são observadas amostras ricas em hornblenda.

Estas rochas, a leste de Nova Santa Helena e nas proximidades da fazenda Raio do Sol, mostram uma gradação desde rochas de granulação grossa atribuídas ao Granito Nhandu até rochas com matriz afanítica e microgranular de aspecto sacaroidal e contendo fenocristais de quartzo e feldspatos potássicos com franjas de intercrescimento mirmequítico, próprios de intrusões em regime de epizona e, localmente, transicionando para rochas vulcânicas com estruturas de fluxo (fotografia 2.22).

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Tabela 2.7 – Composição modal estimada (%) de amostras da Suíte Colíder, das folhas Alta Floresta (CC) e Vila Guarita (LM e GM): riodacito (CC-7, CC-174, CC-186b, CC-205b, CC-206b, GM-80, GM-83, GM-97); andesito (CC-229, CC-282, LM-50, GM-13a, GM-17b, GM-57e, GM-69a, GM-78a); microgranito (CC-173, CC-196d, CC-196a e CC-208); microquartzo-monzonito (CC-198a e CC-198b) e brecha riodacítica (CC-179a e CC-179b).

Minerais	Amostras																										
	CC-7	CC-8	CC-173	CC-174	CC-79a	CC-79b	CC-86b	CC-96d	CC-96a	CC-98a	CC-98b	CC-05b	CC-206b	CC-208	CC-218a	CC-229	CC-282	LM-50	LM-95	GM-13a	GM-17b	GM-57e	GM-69a	GM-78a	GM-80	GM-83	GM-97
Quartzo	51	15	15	30	25	25	20	30	20	10	10	20	25	30	20	20	30	10	38	20	10	5		10	20	20	20
Feldspato Potássico	15	5	49	25	15	15	10	22	36	20	30	15	21	34	25	10		10	10	10					37	15	39
Biotita		10	5	3	2	3			3			5	2	2	20		5								2		
Hornblenda		3			5										5							10	15				
Muscovita	2																										
Sericita	30	15	2	5	3	5		10	2	5	5	10	4	1	10	5	2	50	2	5	5	5	3	4	2	2	5
Epidoto		28		3	1		5		2	2		8	1	1		5	5			3	5	10	10		1	5	3
Clorita		5	1	1	5	5		8	5	12	5	2	tr	3		4	8			10	10	20	4	5	5	5	
Fluorita						tr	tr		1				1		1										1		
Carbonatos		1	tr	5	5	5			2	10	10	4	1	tr		3	4				2	1		10		3	
Argilominerais			1	1	1	2		5	1	2	3	3	1	1		1	1	20	5	3			1	2	1	1	8
Opacos	2	5	2	2	2	3	2	3	1	10	3		3	2	2	5	3	10	5	3	5	2	2	5	1	3	5
Zircão	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr			tr	tr										
Titanita		3			1	1		2	1	3	tr	2	1	tr	2	2	2			1		2				1	
Apatita		tr		tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr										
Turmalina				tr																							
Allanita									1																		

Associadas a estas rochas são observadas, a norte da fazenda Raio do Sol, brechas vulcânicas bandadas, ricas em sulfetos (pirita e calcopirita), com matriz riódacítica, afanítica a microgranular, contendo fragmentos centi a decimétricos de riódacito e de rochas quartzo-feldspática félsica crip-to a microcristalina, estirados e orientados verticalmente ao longo do fluxo (fotografia 2.23).

Estas brechas não apresentam deformação tectônica, indicando ter sido este local uma área de extravasamento de magma e/ou voláteis. As vulcânicas apresentam composição variando de riolítica a andesítica e têm distribuição mais restrita.

Corpos andesíticos foram cartografados a sul e leste de Colíder e na fazenda Vaca Branca, norte de Alta Floresta, onde ocupam áreas arrasadas e originam solos avermelhados e ricos em magnetita.



Fotografia 2.22 – Estratificação plano-paralela e truncada em lava riolítica. GM-78 (684215/8797191).



Fotografia 2.23 – Bloco de brecha vulcânica com matriz riódacítica e fragmentos orientados de riódacito e de rocha feldspática félsica, microcristalina. Estrada para o distrito de Novo Sonho. CC-186 (534215/8968831).

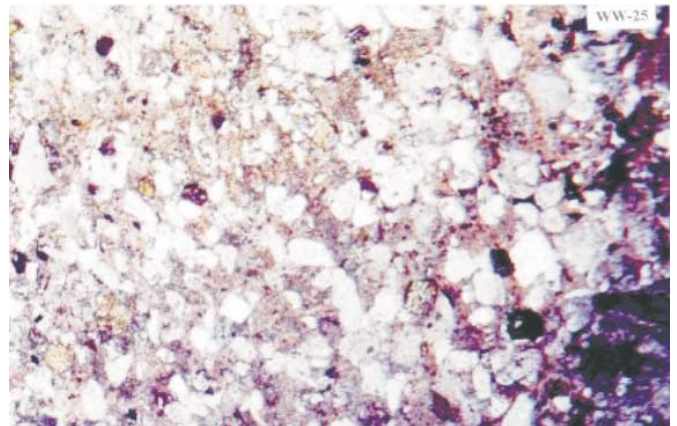
Estes litótipos apresentam cor cinza-escuro a preta, estrutura maciça e textura microlítica fluidal e porfirítica a microporfirítica, com fenocristais euédricos e ripiformes de plagioclásio e raros cristais de quartzo com indícios de corrosão magmática, imersos em matriz originalmente vítrea (fotomicrografia 2.3).

Notam-se ainda aparentes estratificações cruzadas convolutas e plano-paralelas, fragmentos de microgranitos e vesículas centimétricas preenchidas por sílica ou carbonato, normalmente amarradas e achatadas, demonstrando movimentação durante a cristalização e gerando texturas de fluxo direcional na lava.

A leste de Nova Santa Helena, na interfícies de intrusões graníticas epizonais rasas, ocorrem riolitos com textura de fluxo bem desenvolvida, onde identifica-se uma mesóstase vítrea fluidal contendo fenocristais euédricos de feldspato potássico e quartzo de alta temperatura, ambos com golfos de corrosão (fotomicrografia 2.4).

A sul de Colíder, em direção à serra Formosa, nota-se uma seqüência de lavas andesíticas e riolíticas com intercalações de rochas piroclásticas e epiclásticas, localmente cortadas por rochas quartzo-sieníticas. Uma seqüência semelhante localiza-se na encosta da serra do Cachimbo, a norte de Paranaíta (fazenda Nossa Senhora Aparecida) conforme o perfil da figura 2.35.

Na Cachoeira do Mercúrio, situada a leste de Colíder, nota-se um pacote com cerca de 25m de espessura de rochas com marcas onduladas e acamadamentos gradacionais decimétricos. Petrograficamente são identificados um agregado de cristalo-clastos de plagioclásio, máficos, fragmentos líti-



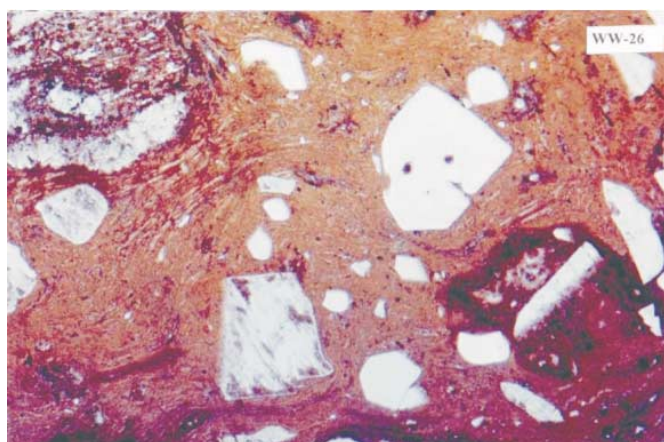
Fotomicrografia 2.3 – Microfenocristais euédricos de plagioclásio porfirítico a microporfirítico, e raros cristais de quartzo com indícios de corrosão magmática e aparentes estratificações plano-paralelas.

cos e pumáceos (fotomicrografia 2.5), imersos em matriz fração pó, estruturas laminares nítidas e acaamadamento gradacional.

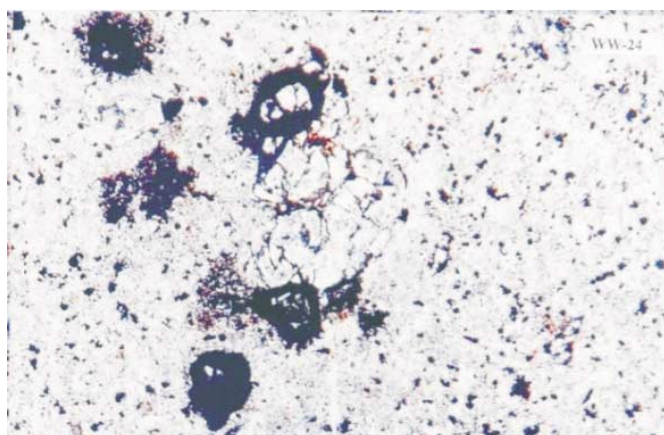
Estas rochas recobrem e são capeadas por lavas andesíticas microporfíricas com texturas de regime de derrames aéreos, sugerindo um regime de deposição do tipo surgência.

A área de ocorrência desta suíte é bem marcada nos mapas radiométricos por anomalias moderadas a altas (canais de Th e K e Contagem Total). É delineada também nos mapas magnetométricos. Entretanto a escala do levantamento aerogeofísico não permitiu a individualização das litologias ou das cúpulas graníticas de epizona.

Dados químicos da unidade são expressos na tabela 2.8.



Fotomicrografia 2.4 – Lavas riolíticas com fenocristais euédricos de K-feldspato e quartzo de alta temperatura.



Fotomicrografia 2.5 – Textura de andesitos, agregado de cristaloclastos de plagioclásio com fragmentos máficos.

Em termos litoquímicos esta suíte apresenta características calcioalcalina, alto-K, (figuras 2.36 e 2.37), metaluminosa a peraluminosa, compatíveis com os padrões dos granitos orogênicos (suítes Paranaíta e Juruena e Granito Nhandu).

Nos diagramas multielementares, normalizados ao condrito, acham-se registradas acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sm e Eu, ausência de anomalias de Y e Ba e aumento dos valores de Rb, Th e U (figura 2.38).

Foram obtidos enriquecimentos sensíveis dos elementos litófilos (LIL), tais como La, Ce, Rb e Ba e dos elementos HFS como Zr, Hf e ETRL e uma pronunciada depleção em ETRP, semelhantes aos encontrados na Suíte Intrusiva Paranaíta e no Granito Nhandu, evidenciando uma correspondência destes litótipos plutovulcânicos.

Estudos geocronológicos efetuados no âmbito da Província Tapajós, Vasquez *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de $1.888 \pm 2\text{Ma}$ para os riolitos da Formação Salustiano; Dall'Agnol *et al.* (1999) encontraram idade idêntica pelo mesmo método nos riolitos peralcalinos do rio Jamaxim e Lamarão *et al.* (1998) conseguiram idades Pb-Pb em zircão de $1.890 \pm 2\text{Ma}$ a 1.877Ma em ignimbritos e riolitos e até $2.001 \pm 6\text{Ma}$, nos dacitos da Folha Vila Riozinho.

Na área do Projeto Alta Floresta datação efetuada pela JICA/MMAJ (2000), em riolito pórfiro situado a noroeste de Paranaíta, na Folha Alta Floresta, pelo método U-Pb, resultou idade de $1.786 \pm 17\text{Ma}$, intimamente vinculado temporal e espacialmente com os monzogranitos da Suíte Paranaíta datados nas adjacências pelo mesmo método, resultando idades da ordem de 1.801 a 1.803Ma (JICA/MMAJ).

Pimentel (2001) obteve idade pelo método U/Pb de $1.781 \pm 8\text{Ma}$ com idade-modelo T_{DM} de 2.344Ma , com $\epsilon_{Nd}(T)$ de $-3,75$, em riolitos pórfiros atribuídos como pertencentes a Suíte Colíder, indicando uma fonte geradora híbrida, mantélica com contaminação crustal.

Estes dados geocronológicos foram em parte ratificados pela datação feita em ignimbritos riolíticos provenientes de furo de sonda, na região do rio Moriru, norte da cidade de Aripuanã, onde Pinho *et al.* (2001), obtiveram idade U-Pb de $1.801 \pm 11\text{Ma}$, que caracteriza provavelmente a continuidade para oeste da faixa de vulcânicas cartografada pelo Projeto Alta Floresta, da base da Serra do Cachimbo e da Serra de Formosa, até os arredores da cidade de Colíder.

Os dados geocronológicos obtidos nesta faixa de vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas da região



Figura 2.35 – Perfil na borda sul da Serra do Cachimbo (madeira Nossa Senhora Aparecida), Wildner (2001).

Tabela 2.8 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras da Suíte Colíder, Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra).

Amostras	GM-62	CC-218a	PS-73	PS-75	CC-229	CC-198b	CC-205b	CC-179a	HG-66a	GM-17b	GM-57e	GM-62	GM-69a	GM-78	GM-83	GM-97	LM-116	GM-118	GM-69a
Elementos Maiores (%)																			
SiO ₂	68,58	60,63	69,37	64,69	67,63	65,28	68,66	69,89	67,12	55,96	53,70	68,58	57,19	64,42	66,74	67,97	71,05	67,66	57,21
TiO ₂	0,49	0,65	0,60	0,77	0,83	0,69	0,58	0,33	0,48	0,89	0,91	0,49	1,00	0,76	0,69	0,62	0,44	0,50	0,99
Al ₂ O ₃	16,04	18,40	12,52	13,68	14,81	13,73	14,92	13,79	15,82	15,22	17,31	16,04	15,87	14,98	15,52	15,15	14,52	15,06	16,01
Fe ₂ O ₃ ^{* tot}	1,85	5,37	5,24	5,24	3,70	4,36	3,53	2,42	2,96	8,28	7,73	1,85	7,84	4,68	3,34	3,85	2,30	3,7	8,0
MnO	0,07	0,13	0,15	0,14	0,10	0,16	0,11	0,10	0,11	0,24	0,16	0,07	0,16	0,11	0,09	0,03	0,05	0,05	0,12
MgO	0,41	1,58	1,04	1,01	0,62	0,71	0,68	0,60	0,60	3,67	3,56	0,41	3,23	1,19	0,55	0,37	0,51	1,80	3,57
CaO	1,02	0,38	1,27	2,97	1,60	3,00	1,63	1,84	1,05	4,24	6,81	1,02	4,45	1,31	1,73	0,18	0,75	3,01	4,93
Na ₂ O	4,77	5,91	2,11	3,71	3,78	2,82	2,89	3,47	3,98	2,23	3,13	4,77	3,99	3,15	4,33	0,16	4,42	3,85	4,11
K ₂ O	5,31	4,82	5,39	4,49	4,56	4,53	5,34	4,66	5,73	3,03	3,24	5,31	3,01	5,30	4,39	8,99	5,09	2,95	3,43
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,18	0,27	0,22	0,30	0,17	0,11	0,13	0,26	0,31	0,14	0,35	0,41	0,16	0,11	0,07	0,08	0,37
P.F.	0,53	1,12	1,27	2,24	1,30	3,13	1,16	2,11	1,26	4,85	2,21	0,53	1,57	2,59	1,04	1,71	0	0	0
Total	99,21	99,10	99,14	99,21	99,15	98,71	99,67	99,32	99,24	98,87	99,07	99,21	98,66	98,9	98,58	99,14	99,2	98,66	98,74
Elementos-Traço (ppm)																			
Rb	189	640	296	164	148	171	246	213	140	116	115	189	112	-	155	160	210	132	113
Sr	172	141	140	132	348	154	222	206	181	480	844	172	677	-	371	46	137	326	795
Ba	1.100	800	1.300	1.200	1.900	2.200	1.500	800	910	770	1.700	1.100	1.200	1.400	1.900	530	2.340	843	1.248
Zr	391	309	532	532	296	624	407	232	866	177	171	391	201	-	374	945	260	136	167
Nb	39	30	17	21	15	11	15	14	19	9	9	39	11	-	19	30	15,7	12	11,5
Y	49	49	53	75	43	51	56	40	33	20	22	49	27	-	36	89	31	12	26
Th	23	26	24	22	13	16	22	24	14	8,6	6	23	10	14	13	12	18	16,1	10,7
U	3	10	4	3	3	3	4	5	2	1	-	3	1	3	3	2	4,8	5,5	2,1
Ta	2,2	1,7	1,8	1,8	1,2	1,6	1,5	1,7	1,1	-	-	2,2	-	-	-	2	1,1	1,3	0,8
Hf	12	7,7	14	14	7,3	14	10	7,2	19	4,8	4,5	12	5,6	10	9,2	21	8,2	4,7	5,9
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	9	40
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	30	0
Zn	--	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	54	71	75
Elementos Terras-Raras (ppm)																			
La	130	97	74	99	70	68	85	71	110	37	35	130	43	72	49	100	60,3	35,1	44
Ce	220	140	130	180	120	120	130	110	221	78	71	220	91	140	110	213	124,3	68,8	93,3
Nd	70	70	65	88	64	60	69	52	77	38	35	70	42	60	39	85	52,6	28,5	46,6
Sm	10,7	10,9	10,8	14,5	10,3	10,3	10,9	7,6	10	6,2	5,6	10,7	7,6	10	6,5	13,6	8,4	4,4	7,5
Eu	1,4	1,6	1,7	2,2	2,3	3,2	2,2	1,2	1,4	1,5	1,5	1,4	1,7	1,8	1,7	2,1	1,73	0,72	1,9
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,23	3,08	6,19
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,52	2,36	4,72
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,05	0,42	0,91
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,39	1,23	2,79
Yb	5	5	6	7	4	5	6	4	3	2	2	5	3	4	3	9	3,12	1,05	2,54
Lu	0,8	0,6	0,8	0,9	0,5	0,6	0,7	0,5	0,5	0,3	0,3	0,8	0,3	0,7	0,5	1,3	0,51	0,13	0,32
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,42	0,18	0,36

norte do Mato Grosso, com idades de formação oscilando entre 1.800Ma a 1.780Ma, mais jovens em pelo menos 80Ma das similares da Província Tapajós. Isso tornou imperativo a proposição de uma nova unidade litodêmica denominada de Suíte Colíder para representar um retrociclo de vulcanismo ácido, calcialcalino, relacionado a geração do Arco Magmático Juruena.

Da mesma forma, pelos dados de relações de campo, litoquímicos e geocronológicos obtidos desvincula-se da Suíte Colíder do magmatismo Te-

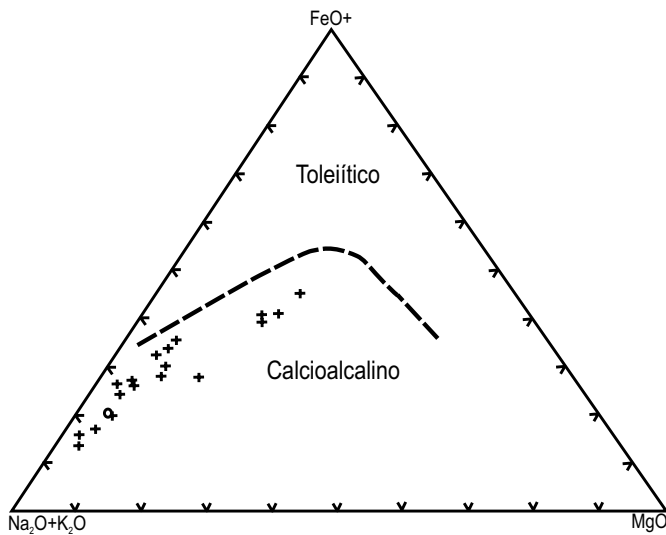


Figura 2.36 – Diagrama AFM discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico para Suíte Colíder (Irvine & Baragar, 1971).

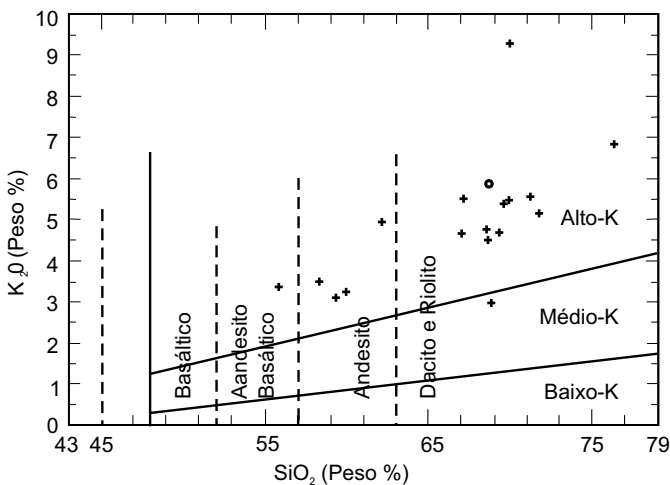


Figura 2.37 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$ modificado de Rickwood (1989), evidenciando a natureza intermediária a ácida e alto-K da Suíte Colíder.

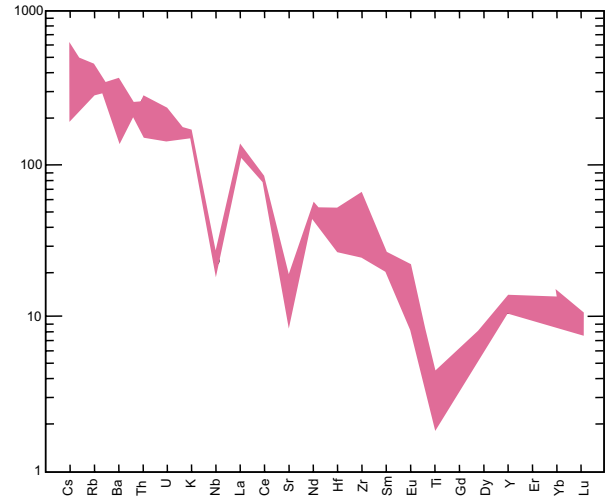


Figura 2.38 – Diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989).

les Pires, nitidamente intrusivo nestas vulcânicas e que apresenta idade em torno de 1.750Ma.

2.2.10 Granito Nhandu (PP γ n)

A área de ocorrência destas rochas foi inicialmente cartografada como Complexo Xingu ou Formação Iriri (Silva *et al.*, 1974; Silva Neto *et al.*, 1980; e Silva *et al.*, 1980). O termo Granito Nhandu foi introduzido por Souza *et al.* (1979) para denominar granitóides porfiroblásticos de composição granodiorítica a tonalítica, estrutura isótropa e textura pseudo-rapakivítica, aflorantes a leste de Alta Floresta, no médio curso do Rio Nhandu.

Neste projeto utilizou-se esta denominação para individualizar corpos intrusivos, de posicionamento crustal epizonal, natureza calcioalcalina, alto potássio e com tendência shoshonítica. Apresentam-se como *stocks* aglutinados de geometria circular a elíptica, subconcordantes a discordantes e incluindo apófises. Fácies subvulcânica de composição química semelhante aparece sob a forma de diques, *sills* e cúpulas.

Os corpos de maiores dimensões situam-se nas imediações de Carlinda, sul de Alta Floresta e nas porções noroeste e sudeste da Folha Vila Guarita e mostram uma orientação geral NW-SE. Ocorrem também corpos de menores dimensões, muitas vezes não mapeáveis nesta escala. Encontram-se preferencialmente intrusivos nas suítes Colíder e Juruena e englobam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Paranaíta. Transicionam com freqüência para rochas vulcânicas da Suíte Colíder, passando por uma interfácies subvulcânica.

Localmente observam-se contatos tectônicos com estas e outras unidades mapeadas.

A representação mesonormativa no diagrama QAP (figura 2.39), embasada nas análises mineralógicas constantes na tabela 2.9, evidencia uma predominância de granitos e monzogranitos e com termos granodioríticos e sienograníticos subordinados. Os litótipos plutônicos predominantes são biotita granitos, biotita-hornblenda granitos, biotita monzogranitos, biotita-hornblenda monzogranitos e sienogranitos. Como fácies subvulcânica destacam-se granitos finos porfíricos, monzonitos finos porfíricos, monzogranitos microporfíricos, micro-monzodioritos e granófiros. A ocorrência de enclaves e sills de gabros e gabrodioritos porfíricos é um indicativo de atividade magmática bimodal.

As rochas plutônicas predominantes apresentam cor cinza-avermelhado a cinza-rosado, textura granular a equigranular, fina a grossa a localmente porfírica, variável em função de seu posicionamento dentro da intrusão, e estrutura isótropa a pouco deformada ou protomilonítica (fotografia

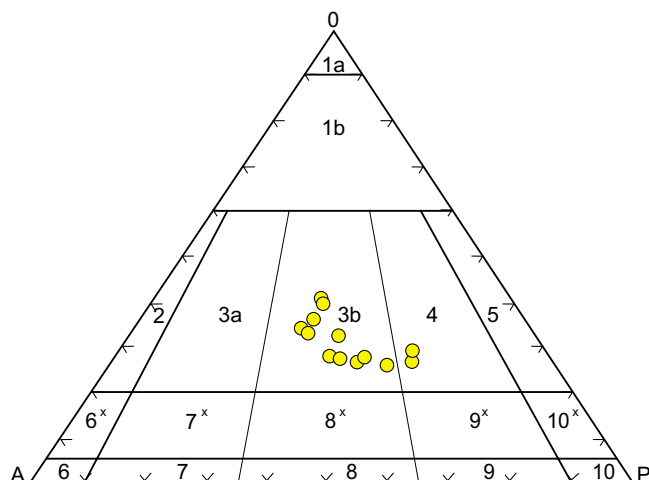


Figura 2.39 – Composição mesonormativa (Granito Nhandu).

2.24), quando próximo a zonas de falhas. A composição mineralógica básica é formada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita e com hornblenda menos freqüente.

Tabela 2.9 – Composição modal estimada (%) do Granito Nhandu.

Mineralogia	HG-05	HG-06a	HG-06b	HG-100	HG-101	HG-102	HG-108	HG-120
Quartzo	25	25	20	20	20	20	25	20
Plagioclásio	30	30	25	30	30	30	30	25
K-Feldspato	38	33	29	40	30	43	36	31
Biotita	1	3	10	5	8	3	3	10
Muscovita	5	3	1	-	-	-	2	-
Clorita	-	1	3	Tr	2	-	-	-
Sericita	2	2	2	1	3	1	1	1
Epidoto	-	3	6	1	3	-	1	10
Fluorita	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-
Titanita	-	Tr	2	Tr	1	-	Tr	1
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr
Allanita	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Rutilo	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-
Opacos	2	Tr	1	2	2	1	1	1
Carbonato	-	-	Tr	-	Tr	1	Tr	-
Argilominerais	-	Tr	2	1	1	1	1	1



Fotografia 2.24 – Estrutura tipo rabo-de-cavalo, zona de cisalhamento dextral antitética de direção N/S, fácies Granito Nhandu e subvulcânicas associadas. CC-334 (6480750/8906474).

Dentre os minerais acessórios destaca-se a magnetita, seguida de allanita, titanita, apatita, muscovita, rutilo e zircão. Os demais minerais são produtos de alteração hidrotermal. O feldspato potássico é o mineral mais abundante e aparece sob a forma de cristais prismático-tabulares de até 1 cm, peritíticos e às vezes poiquilíticos, com inclusões de plagioclásio e quartzo.

O plagioclásio é prismático-tabular, hipidiomórfico a subidiomórfico e às vezes zonado e o quartzo forma mosaicos cristais xenomórficos, às vezes azulados e intersticiais aos feldspatos. A hornblenda mostra-se como cristais verde a azulados, prismáticos a tabulares e em agregados, junto com a biotita.

Os sienogranitos apresentam coloração vermelho-escuro com manchas verdes (fotografia 2.25), estrutura isotrópica, textura porfirítica e matriz quartzo-feldspática granofírica, com perititas. Os pórfiros de feldspato potássico peritítico, são predominantes, sendo também notados cristais de plagioclásio alterados para saussurita e de quartzo com golfos de corrosão pela matriz. Sulfetos de cobre e ferro são freqüentes nestas rochas.

Entre os termos subvulcânicos, posicionados geralmente em zonas apicais ou de cúpulas de

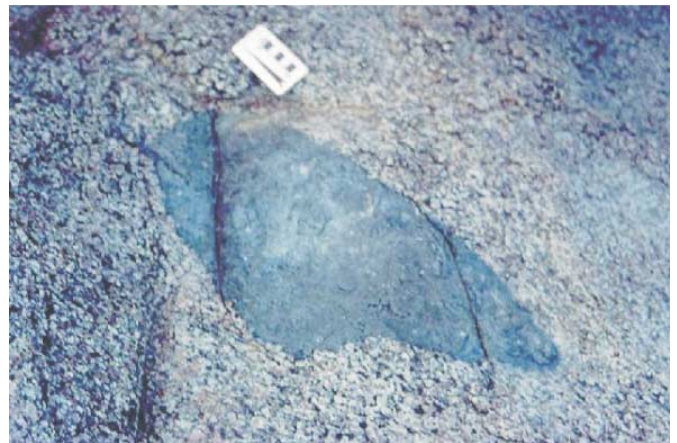
stocks, destacam-se: monzonitos finos porfiríticos e granofíricos e monzogranitos microporfiríticos com sulfetos disseminados e localmente greisenizados (Garimpo Trairão); micromonzodioritos com textura subofítica fina, alteração hidrotermal e sulfetos e magnetita disseminados (10%) (Ilha Altair/rio Teles Pires); micromonzogranitos com estruturas primárias e granitos finos porfiríticos (Ilha da Ilusão e Porto de Carlinda/rio Teles Pires).

Os enclaves ocorrem como faixas centimétricas a métricas, de espessura variável, contato nítido e com estruturas, feições internas de deformação dúctil ou como corpos oblatos, centimétricos (fotografia 2.26).

São constituídos por dioritos, quartzo dioritos e monzodioritos, ricos em plagioclásio, hornblenda e biotita.



Fotografia 2.25 – Sienogranitos porfiríticos, com bolões ricos em biotita e hornblenda. LM-23 (664490/8854314).



Fotografia 2.26 – Enclave de quartzo-diorito próximo à Ilha Regina, leito do Rio Teles Pires. CC-330 (658605/8893579).

O posicionamento destes corpos de forma circular a alongada e subconcordantes à estruturação regional, a predominância de textura isotrópica inequigranular grossa e de estrutura maciça, a baixa proporção de enclaves, a ocorrência de biotita verde podendo indicar uma temperatura de cristalização mais baixa ou diminuição na concentração de titânio, a associação a níveis crustais superiores e a presença de fácies vulcânicas, sugerem condições epizonais de estilo permissivo para este evento magmático.

Os estudos litogeoquímicos indicam que as rochas desta unidade, quando plotadas nos gráficos de Irvine & Baragar (1971), caem nos campos calcioalcalino e subcalcalino (figuras 2.40 e 2.41). Entretanto estudos mais detalhados sugerem outra interpretação.

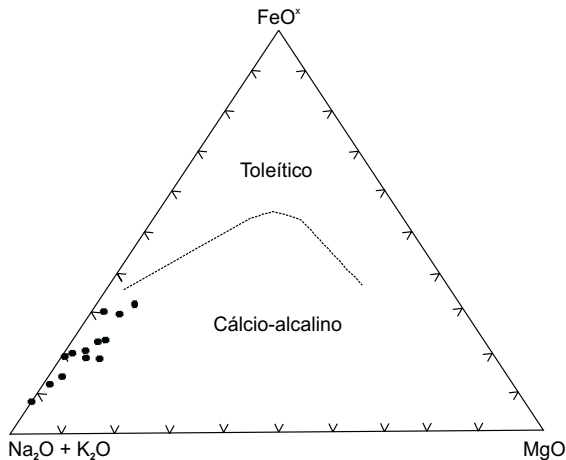


Figura 2.40 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

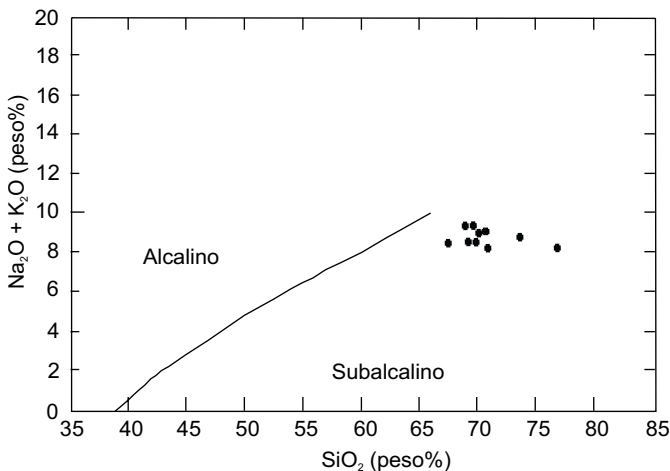


Figura 2.41 – Gráfico discriminante dos campos alcalino e subcalcalino (Irvine & Baragar, 1971).

Segundo Liégeois (1998), a sucessão das séries magmáticas é uma evolução normal. A própria origem dos magmas calcioalcalinos é, em si, uma sucessão de origens. Granitóides calcioalcalinos, alto-K a shoshoníticos, geralmente plotam no campo dos granitos tipo-A e sua origem orogênica associada a zonas convergentes é, então, desprezada.

Os estudos petroquímicos evidenciam que os granitos Nhandu apresentam um padrão de série magmática calcioalcalina potássica de tendência shoshonítica.

A série shoshonítica sugerida por Joplin (1965) engloba rochas com alto teor de K₂O. Para Willmot (1972), citado em Hughes (1982), a definição química de shoshonitos refere-se essencialmente a rochas alcalinas com razão K₂O/Na₂O próxima ou maior que 1, além de baixos valores de TiO₂. Morrison (1980) restringiu este termo para séries de rochas saturadas em SiO₂ e descreveu suas principais características químicas. Atualmente autores como Eklund *et al.* (1998) Liégeois *et al.* (*op. cit.*), Duchesne *et al.* (1998) e Nardi (1986) admitem rochas supersaturadas como pertencentes à série shoshonítica.

Alguns parâmetros obtidos para o Granito Nhandu, tais como alto K₂O, baixo enriquecimento em ferro elevado Na₂O+K₂O (maior que 5%), alta razão K₂O/Na₂O, enriquecimento de P, Rb, Sr, Ba, Pb e ETRL, baixo teor de TiO₂ (menor que 1,3%), e alto, porém variável teor de Al₂O₃, apresentam características semelhantes à série shoshonítica (tabela 2.10). A tabela 2.11 apresenta um paralelo entre diversos granitóides supersaturados da série shoshonítica e os valores médios obtidos para os granitos Nhandu, mostrando uma clara correlação em relação aos elementos maiores.

O gráfico K₂O x SiO₂, modificado de Rickwood (1989) (figura 2.42), confirma o posicionamento da maior parte das amostras no campo shoshonítico.

No diagrama de Harris *et al.* (1986) estes litótipos apresentam-se como granitos de arco vulcânico e quando comparados ao Índice de Shand e ao gráfico de Maniar e Piccoli (1989) (figuras 2.43 e 2.44), mostram-se como híbridos metaluminosos a peraluminosos, indicando provável contaminação crustal.

Esta peraluminosidade da série shoshonítica, segundo Eklund *et al.* (1998), também pode ser explicada em granitos quando o conteúdo de SiO₂ supera o valor de 65%, mostrando uma relação direta e proporcional, ou seja, quanto mais ácido, mais peraluminoso.

Tabela 2.10 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras (Granito Nhandu).

	LM-08	LM-165	GM-13	GM-75	CC-10a	CC-10c	CC-66d	CC-297	CC-311	GM-80a
Elementos Maiores (% Peso)										
SiO ₂	69,21	69,65	69,73	67,97	68,40	69,78	68,44	66,36	68,49	75,18
TiO ₂	0,32	0,81	0,47	0,80	0,41	0,27	0,45	0,97	0,52	0,26
Al ₂ O ₃	14,74	12,71	14,21	14,97	15,39	15,51	15,01	13,66	13,76	12,03
Fe ₂ O ₃	2,32	4,38	2,55	3,40	2,56	1,76	3,00	4,97	4,71	1,93
MnO	0,05	0,10	0,08	0,10	0,07	0,04	0,10	0,08	0,08	0,01
MgO	0,85	0,81	0,58	0,85	0,50	0,33	0,64	1,07	0,37	0,27
CaO	1,69	1,32	1,18	0,68	2,39	1,43	1,60	2,34	0,94	0,14
Na ₂ O	4,24	3,80	3,78	3,92	3,78	3,72	4,39	3,37	3,20	2,17
K ₂ O	3,92	5,20	5,28	5,42	4,77	5,39	4,14	5,09	6,16	6,75
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,13	0,18	0,29	0,12	0,19	0,45	0,05	0
P.F.	1,09	0,00	0,67	1,26	0,36	0,67	0,90	0	0	0
Total	98,59	98,95	98,66	99,55	98,92	99,02	98,86	98,36	98,28	98,74
K ₂ O/Na ₂ O	0,92	1,37	1,40	1,38	1,26	1,45	0,94	1,53	1,92	3,11
Elementos-Traço (ppm)										
Rb	132	174	260	226	151	262	193	145	94	258
Sr	589	62	148	136	304	282	365	207	136	23
Ba	1.400	763	690	1.000	1.500	1.300	1.600	1.152	1.296	193
Y	18	73	40	68	28	32	29	76	29	108
Zr	244	742	501	753	466	298	260	1618	1547	364
Nb	18	28,6	35	37	21	33	25	23,3	10,2	24,8
Ta		1,90	1,30	2,60		2,10	1,20	2,20	8,50	2,10
Th	22	23,82	29	41	30	37	17	17,8	7,1	24,9
U	6	6,80	7	9	3	4	3	3	1,8	7,10
Cr		0	20	25	27				0	0
Cu		8						30	11	7
Pb		14						3	3	2
Zn		188	100	110				87	49	33
Co		4					6	6	4	1
Zr/TiO ₂	0,0762	0,0916	0,1066	0,0941	0,1137	0,1104	0,0578	0,1668	0,2975	0,14
Elementos Terras-Raras (ppm)										
La	39	125,20	86	130	110	79	45	172,3	45,3	128
Ce	67	258,90	160	241	180	130	76	338,2	104,6	156,7
Nd	23	107,30	56	97	81	54	35	153,1	46,7	93,7
Sm	2,9	17,20	8	15,3	7	10	5,5	22,9	7,2	16,3
Eu	0,6	2,02	0,9	1,8	1,9	1,2	1,3	3,21	2,66	1
Gd		14,60						17,18	6,28	16,9
Tb		2,06	1	2				2,29	0,79	2,53
Dy		13,52						13,02	5,19	16,04
Ho		2,47						2,71	1,15	0,42
Er		8,25						8,41	3,53	1,23
Yb		7,88	4	7	2	2	3	7,35	3,44	1,05
Lu		1,15	0,6	1	0,3	0,4	0,4	1,07	1,07	0,13
Tm		1,07						1,06	0,50	0,18
Ce/Yb (N)		8,51	10,36	8,92	23,32	16,84	6,56	11,92	25,33	41,48
La/Yb (N)		10,72	14,51	12,54	37,13	26,70	10,13	15,83	28,58	33,88

Os granitos Nhandu plotam no campo álcali-cálcicas, segundo a nomenclatura sugerida por Peacock (1931) (figura 2.45) e segundo Pearce (1984) este *trend* é próprio de rochas de arcos mais maduros que evoluem de termos calcioalcalinos para álcali-cálcicos.

Segundo Nardi (1986) a série shoshonítica pertence à série álcali-cálcica e cita que os elementos traços, tais como os litófilos de grande raio iônico (Ba, Sr, Rb), mostram enriquecimento acentuado e

constituem parâmetros mais eficazes que os elementos maiores na caracterização de séries shoshoníticas. Os valores relativamente baixos de Sr encontrados (média de 248ppm) podem ser explicados pela ocorrência de termos muito diferenciados (SiO₂ de 67 a 69%), o que produz por vezes reduções bruscas nas concentrações de Sr e Ba. Este decréscimo de Sr pode ser o resultado do fracionamento de feldspato potássico ou plagioclásio e biotita (Nardi, *op. cit.*).

Segundo Tauson (1983) os granitos mais diferenciados da série shoshonítica podem apresentar concentrações de Ba, Sr e Rb similares aos granitóides ultrametamórficos de caráter calcioalcalinos, que também apresentam razões K_2O/Na_2O elevados.

A diferença entre as duas séries está na concentração de Y, Nb e Zr entre os tipos graníticos. Os shoshoníticos apresentam teores relativamente altos, enquanto os de produtos de anatexia mostram baixas concentrações. Em algumas amostras os granitos Nhandu apresentam valores elevados de

Zr, Nb e Y, sugerindo uma passagem gradual entre litótipos de caráter calcioalcalino de alto potássio para termos de tendência shoshonítica.

O comportamento dos elementos terras-raras nas rochas shoshoníticas assemelha-se aos da série calcioalcalina (Girod, 1978 e Nardi *et al.*, 1986). A análise destes elementos (figura 2.46) mostra enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalias de Eu pouco expressivas.

O grau de fracionamento moderado a alto pode ser observado nas razões $(La/Yb)_N$ e $(Cr/Yb)_N$ apresentados na tabela 2.8. Diagramas Ta/Yb

Tabela 2.11 – Composição química média de granitóides da série shoshonítica em relação a médias de granodioritos e granitos. 1- Granito Nhandu; 2- Média das rochas félsicas shoshoníticas do Tismana pluton (Duchesne *et al.*, 1998); 3- Granito Lemland (Eklund *et al.*, 1998); 4- Zona central do Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984); 5- Monzogranitos do Maciço de Ballons (Pagel & Leterrier, 1980); 6- Monzogranito Santa Rita (Naumann, 1985, in Nardi, 1986); 7- Granitóides de Bingham (Moore, 1972); 8- Média dos granodioritos pós-arqueanos (Condie, 1982) e 9- Média dos granitos pós-arqueanos (Condie, 1982). Tabela adaptada de Nardi (1986).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	69,32	68,78	67,08	70,18	66,07	70,03	59,25	66,90	72,10
TiO ₂	0,53	0,62	0,72	0,32	0,44	0,38	0,84	0,57	0,37
Al ₂ O ₃	14,20	14,46	15,30	15,24	14,52	14,12	15,40	15,70	13,90
FeO	-	-	3,15	2,30	-	1,70	3,00	2,59	1,67
Fe ₂ O ₃	3,16	3,84	-	0,27	3,59	2,30	2,85	1,33	0,86
MnO	0,07	0,05	0,05	0,04	0,07	0,06	0,45	0,07	0,06
MgO	0,63	0,87	1,16	0,61	2,16	0,81	3,65	1,57	0,52
CaO	1,37	1,62	2,15	1,79	2,78	2,11	4,60	3,56	1,33
Na ₂ O	3,64	2,58	3,42	4,45	3,18	4,49	3,60	3,84	3,08
K ₂ O	5,21	5,71	5,68	3,78	5,12	3,38	4,75	3,07	5,46
P ₂ O ₅	0,17	0,26	0,21	0,10	-	0,12	0,47	0,21	0,18
Ba	1.089	1.140	4.423	1.021	1.137	1.174	2.500	600	500
Sr	225	292	1232	739	410	490	1750	450	100
Zr	679	364	536	197	-	164	250	130	200
Nb	26	38	32	17	-	-	20	-	-
Rb	189	212	103	143	333	80	-	110	250
Y	50	25	42	19	-	-	158	-	-

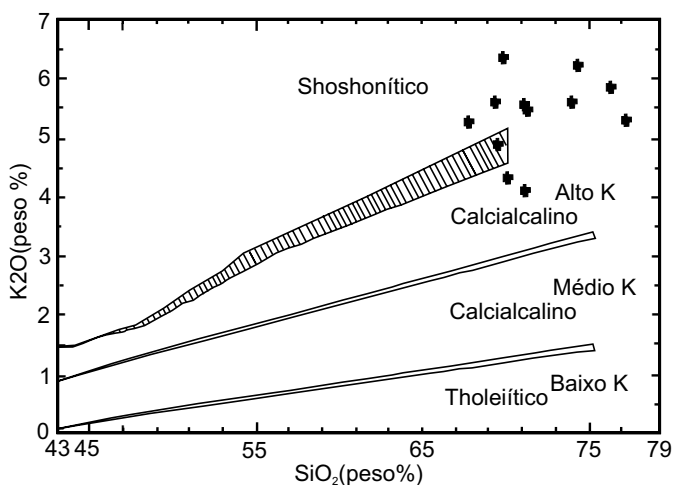


Figura 2.42 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$, modificado de Rickwood (1989).

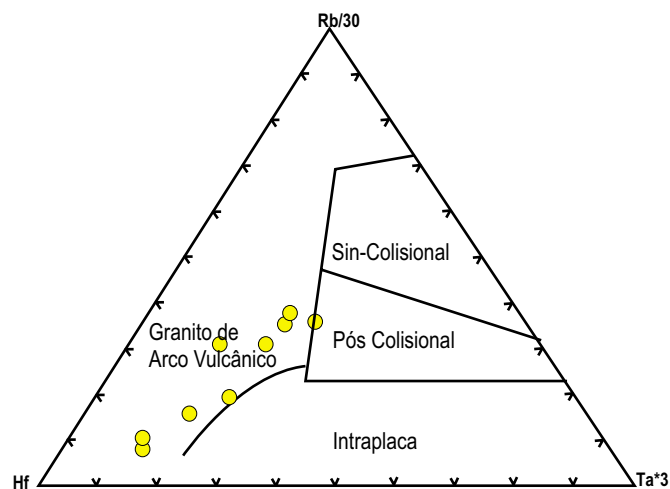


Figura 2.43 – Diagrama para ambiente geotectônico Harris *et al.* (1986).

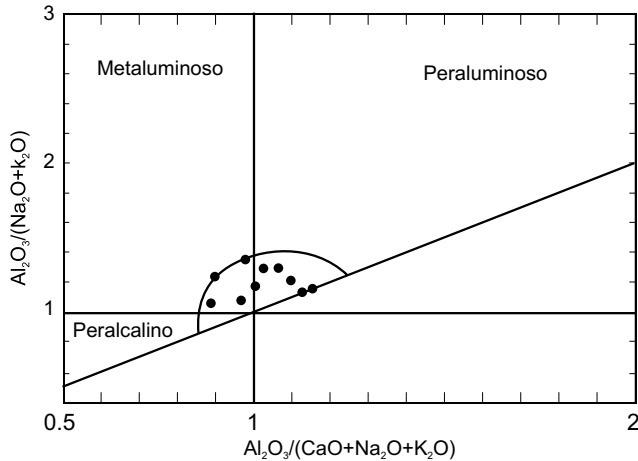


Figura 2.44 – Índice de Shand (modificado por Maniar & Piccoli, 1989).

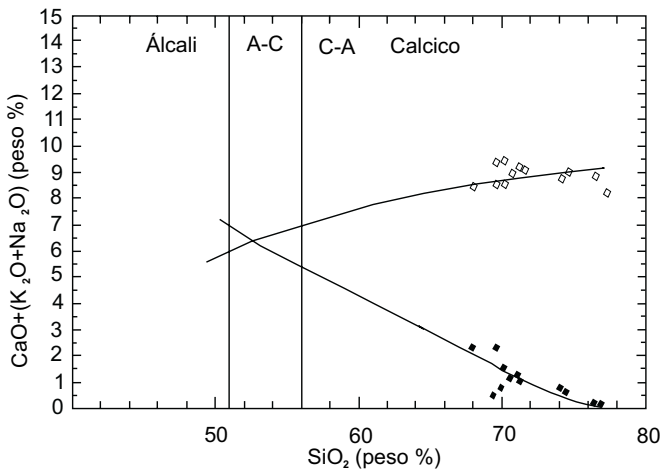


Figura 2.45 – Índice de alcalinidade de Peacock.

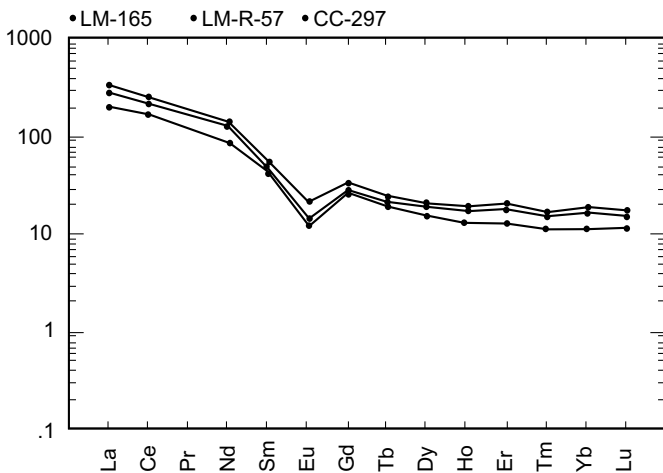


Figura 2.46 – Padrão elementos terras-raras normalizado pelo manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

(Pearce, 1982) também mostram o caráter shoshonítico das rochas desta unidade (figura 2.47).

Ainda não se dispõe de dados geocronológicos desta unidade e sua idade é estimada em função de suas relações de campo com as rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta cujas datações U-Pb situam-se em torno de 1,8Ga.

Foram registrados dois jazimentos de ouro primário em rochas desta unidade (garimpos do Edu e Trairão). Diversos exemplos de mineralizações deste tipo, associados a granitóides da série shoshonítica são conhecidas, dentre as quais destacam-se as intrusões monzoníticas e quartzo-monzoníticas de Bingham, contendo até 65% de SiO₂ e sendo geradoras de mineralizações do tipo cobre pórfiro com Au, Ag, Mo, Pb e Zn como subprodutos (Lanier *et al.*, 1978; Nardi, 1986) e a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, com mineralizações de Cu-Au tipo pórfiro e zonação semelhantes às de Bingham (Lima, 1985).

2.2.11 Complexo Nova Monte Verde (PPmv)

Designação proposta para caracterizar um conjunto de rochas metamórficas, predominantemente ortoderivadas, de natureza tonalítica a monzogranítica, com sienogranitos e enclaves de anfibolitos e dioritos subordinados e apresentando estruturas gnáissicas e migmatíticas. Essas rochas foram inicialmente atribuídas ao Arqueano e agrupadas sob a denominação de Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1980).

Ocorrem na porção sul da Folha Rio São João da Barra, sob a forma de faixas com orientação E-W a WNW-ESE, com até 30km de largura e se estendem

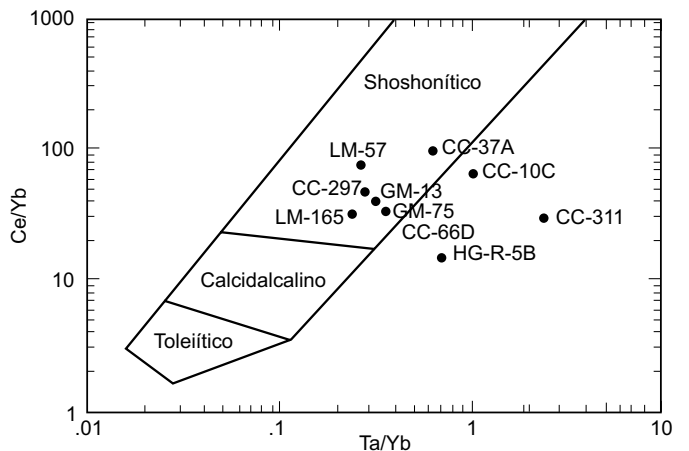


Figura 2.47 – Diagrama de Pearce (1982).

para sudoeste, onde são mais estreitas. Sua morfologia caracteriza-se por um relevo arrasado, com pequenas elevações alinhadas segundo a estruturação regional, e suas melhores exposições situam-se nas imediações de Nova Monte Verde e das rodovias MT-225, oeste do rio Apicacás e 5^a Sul, oeste da fazenda Urupá.

Os contatos com os granitos São Pedro e São Romão e com o Complexo Bacaeri-Mogno são predominantemente tectônicos, através de zonas de cisalhamento transcorrente, ou localmente transicionais, como observado na fazenda Elizabete e no leito do rio Juruena, onde os migmatitos gradam para o Granito São Pedro.

No Complexo Nova Monte Verde os gnaisses (biotita gnaiss granítico, biotita gnaiss monzogranítico, biotita gnaiss granodiorítico, biotita-hornblenda gnaiss quartzo-diorítico, biotita-granada gnaiss tonalítico) predominam sobre os migmatitos.

Os primeiros são leucocráticos, róseos a cinza-claro, inequigranulares e mostram texturas granoblásticas e porfiroblásticas, caracterizando um bandamento composicional centimétrico, com alternância entre bandas félsicas quartzo-feldspáticas e bandas máficas ricas em biotita, hornblenda e piroxênio.

Os cristais de feldspatos potássico e plagioclásio são tabulares e geminados e localmente mostram-se estirados segundo o plano do bandamento. O quartzo é intersticial, xenomórfico e às vezes estirados e mostra extinção ondulante. Os cristais de hornblenda são tabulares e às vezes deformados e associam-se a lamelas de biotita. Cristais po-

ligonizados de feldspatos e de hornblenda, formando pontos de junção tríplice, são freqüentes. As bandas com predominância de minerais máficos nem sempre são contínuas, formando lentes sigmoidais de direções variadas, geralmente transpostas por zonas de cisalhamentos subparalelas.

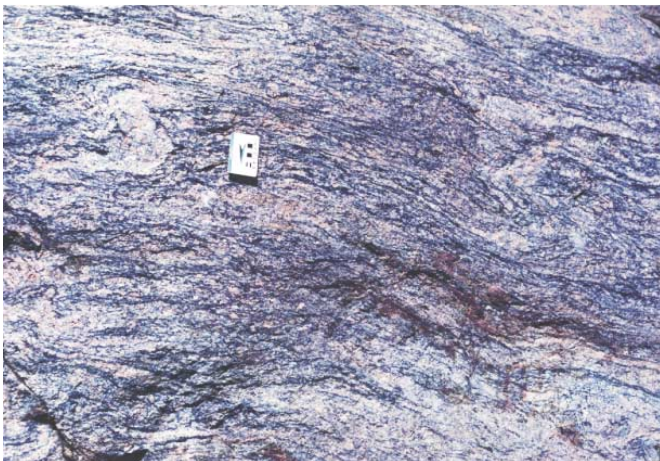
Feições dúcteis desta fase inicial compressiva e/ou transpressiva, como dobras assimétricas (fotografia 2.27), sigmoides rotacionados e estirados de cristais de feldspatos e eixos paralelos à foliação de plano axial mostram predominância de movimentação sinistral.

Dobras com limbos boudinados, dobras sem raízes, estrutura *pinch and swell*, boudinagem do bandamento e estruturas de dilatação indicam uma fase posterior sob regime transtrativo dextral (fotografia 2.28).

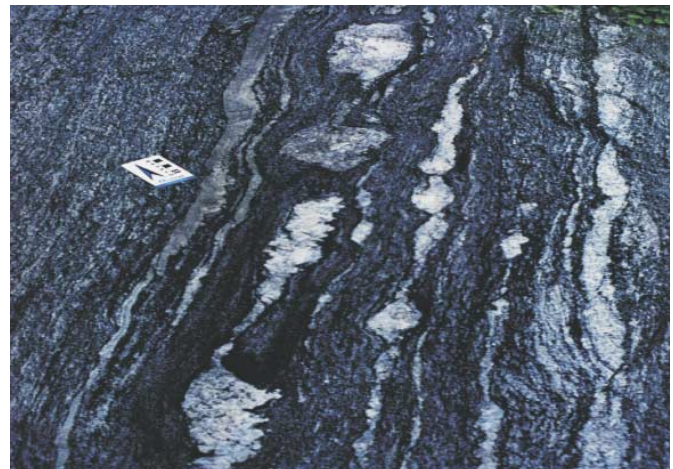
Há também a presença de cristais de granada e feldspato potássico, pós-tectônico, simétricos e sem efeitos de sombras de pressão, indicativos de evento metamórfico posterior à deformação (fotografia 2.29).

Os migmatitos são produtos da fusão parcial das rochas gnáissicas e ocorrem de maneira restrita e localizada. Estão relacionados à fase sin a pós-colisional posicionando-os ao nível crustal correspondente desde a fácies anfibolito à xisto-verde.

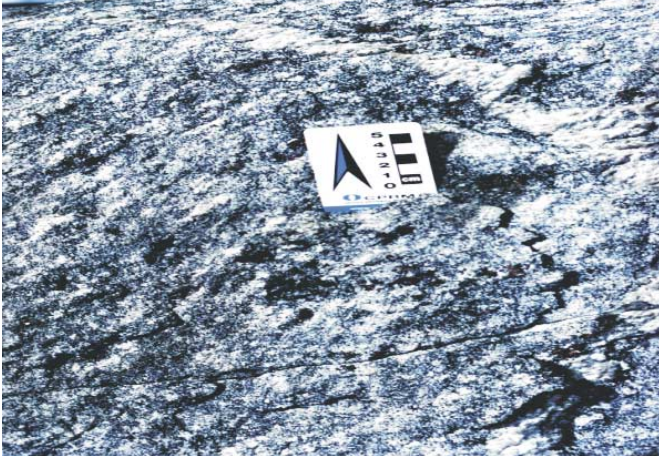
Mostram cores rosa a cinza, com tonalidades escuras e claras, composição variando de granítica a diorítica e estruturas do tipo Augen, Raft, ptigmática, venulada, de dilatação, dobrada e nebulítica, com contatos entre seus termos petrográficos variando de nítidos e retilíneos a lobados e sinuosos e gradacionais (fotografia 2.30).



Fotografia 2.27 – Biotita gnaiss de composição granítica com bandamento descontínuo e dobras assimétricas, sem raiz, de cinemática sinistral.



Fotografia 2.28 – Hornblenda-biotita gnaisses dioríticos e metatonalitos (melanossoma e leucossoma) com estruturas boudinadas de fase transtrativa.



Fotografia 2.29 – Tonalito peraluminoso, com granadas euédricas (pontuações pretas) pós-cinemáticas.



Fotografia 2.30 – Migmatitos de estrutura dobrada e em camadas onde veios de leucossoma são injetados ao longo de porções irregulares de paleossoma granodiorítico.

As estruturas pitgmáticas apresentam forte encurtamento, indicando mecanismo de flambagem em regime de cisalhamento puro, comuns nos terrenos de alto a médio grau (fotografias 2.31 e 2.32).

Os paleossomas observados são anfíbolitos, dioríticos e raras lentes ou *pods* de rochas paraderivadas. Normalmente o neossoma exibe bandas máficas, ricas em plagioclásio, biotita e hornblenda e com textura porfiroclástica preservada, intercaladas com bandas félsicas formadas predominantemente por feldspatos potássicos peritíticos, plagioclásio e quartzo.

Quando não separado em bandas de composições distintas, a rocha mostra características híbridas com estruturas nebulíticas e composição gra-

nodiorítica. Tanto nos termos gnáissicos como nos migmatíticos ocorrem mobilizados quartzo-feldspáticos pegmatóides que cortam ou acompanham o bandamento ou a foliação milonítica, aos quais se associam cristais centimétricos de magnetita e/ou hornblenda e granada.

A composição modal indica uma composição variando de tonalítica a monzogranítica com termos sienograníticas subordinadas.

O metamorfismo é de fácies anfíbolito médio a alto. Interpreta-se a unidade como produto anatéxico derivado de fusão parcial, com formação de migmatitos por processos de metassomatismo



Fotografia 2.31 – Estruturas pitgmáticas composta por segregações quartzo-feldspáticas (leucossoma) com dobras apertadas discordantes do paleossoma.



Fotografia 2.32 – Estruturas de fluxo complexas associando dobra e boudinage, apresentando zonas de discordância e injetados em material granodiorítico.

e/ou de fusão parcial de fases granitofílicas favorecidos pela existência de alta pressão de H₂O.

Sua formação pode estar relacionada ao evento de subducção com a desidratação das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno (protólitos), ou associada às zonas de cisalhamento oblíquas sinistras na fase colisional.

Nesta unidade foi ainda impresso um evento tardio decompressivo evidenciado através de falhas dextrais da fase transtrativa, responsável pelo seu posicionamento em nível crustal superior.

A área de ocorrência desta unidade corresponde a uma descontinuidade crustal no mapa gravimétrico e a fortes anomalias magnéticas.

Os dados U-Pb indicam idade de 1.774 ± 28 Ma para amostra de melanossoma do migmatito, coletada em leito do rio Juruena. As idades-modelos situam-se entre 2.001 Ma e 2.065 Ma.

2.2.12 Suíte Vitória – (PP γ v)

Denominação proposta neste projeto para caracterizar uma associação de rochas plutônicas de composição diorítica a tonalítica e afinidade química calcioalcalina, médio potássio, metaluminosa a ligeiramente peraluminosa. Ocorre sob a forma de corpos elípticos a sigmoidais, de dimensões variáveis. Distribui-se desde a Agropecuária Vitória

(área-tipo) até o rio Juruena, com boas exposições nas proximidades das fazendas Torres e Mogno, a norte de São José do Apuí e a sul de Apiacás e Nova Bandeirantes. Aparecem como corpos intrusivos no Complexo Bacaeri-Mogno e em contato transicional ou tectônico, através de falhas ou zonas de cisalhamento, com os litótipos do Complexo Nova Monte Verde e dos granitos São Pedro e São Romão.

O posicionamento geográfico destes corpos são, em sua maior parte, aproximados, em função do relevo e da espessura do solo, tendo sido os mapas aerogeofísicos uma das principais ferramentas utilizadas em sua delimitação, em virtude de suas fortes anomalias magnetométricas (figura 2.48). Em alguns locais esta unidade exibe contatos nítidos, sinuosos e irregulares com o Granito São Pedro, demonstrando plasticidade e uma discreta mistura mecânica entre as duas unidades.

Dispõem-se em forma elipsoidal, alongados na direção EW a WNW-ESE em local de relevo subaplainado, com seus afloramentos despontando-se como lajedos ou em matacões ovalados (fotografia 2.33).

Os principais tipos litológicos e sua mineralogia são apresentados na tabela 2.12 e representados no diagrama QAP (figura 2.49).

Os dioritos são predominantes e mostram cor cinza com manchas pretas e esverdeadas, estru-

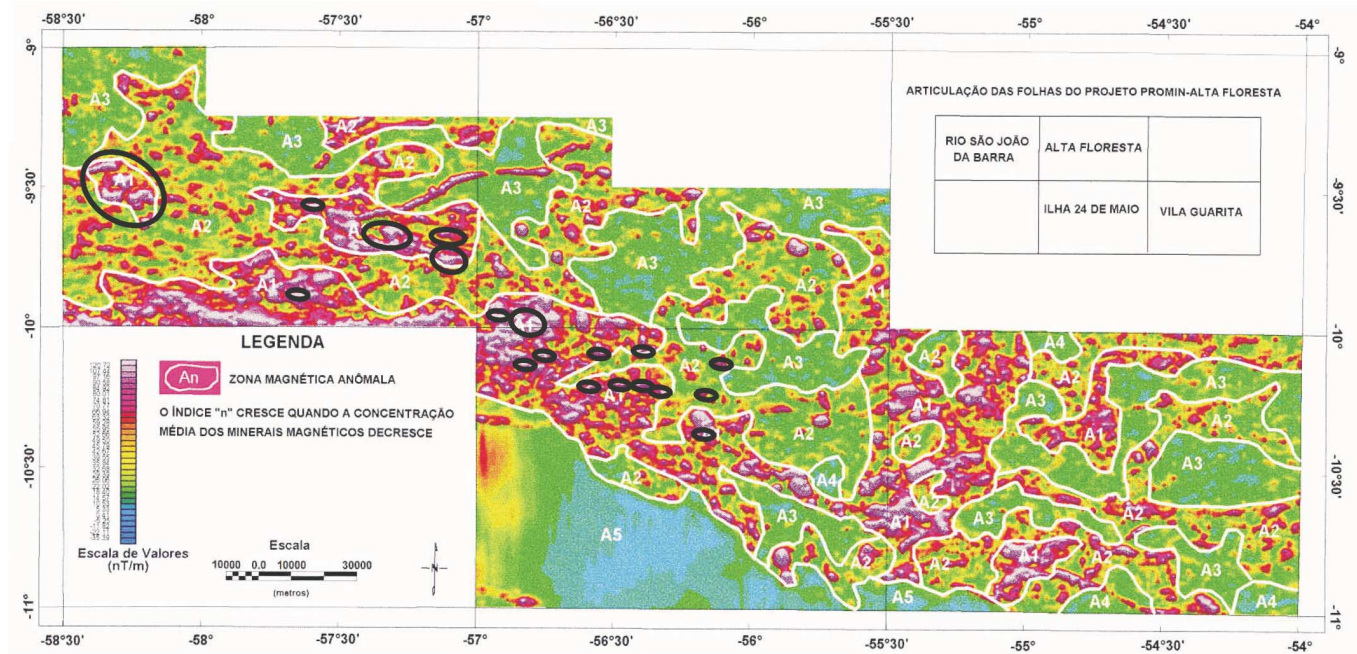


Figura 2.48 – Imagem geofísica, magnetometria sinal analítico, discriminante de grande parte das rochas da Suíte Vitória e Complexo Bacaeri-Mogno.



Fotografia 2.33 – Aspecto de afloramento do enderbita magnético aflorante próximo à fazenda Mogno. CC-233 (529332/8897683).

ra foliada, bandada ou protomilonítica e texturas variadas, predominando as granoblásticas e granolepidoblásticas, inequigranulares, fina a grossa, refletindo a intensidade da deformação a que foram submetidas.

São compostas predominantemente por cristais prismáticos e idiomórficos de plagioclásio e hornblenda verde e por cristais poligonais de quartzo e biotita lamelar. Gradam composicionalmente, por diferenciação magmática, para quartzo-dioritos, monzodioritos e tonalitos, termos mais evoluídos desta série. O aumento em sílica nos produtos finais implica em proporções mais elevadas em quartzo,

plagioclásio e feldspato potássico e empobrecimento em hornblenda.

Os tonalitos possuem cor cinza-claro com níveis estirados e descontínuos pretos e esverdeados, texturas granular, granoblástica e granolepidoblástica, inequigranular fina a média e estrutura foliada a protomilonítica e localmente gnássica.

Esta associação, embora deformada e metamorfozada nas fácies xisto-verde a anfibolito médio, apresenta, em alguns locais, feições texturais e mineralógicas como cristais idiomórficos a hipidiomórficos de plagioclásio, que atestam sua origem ígnea.

Os estudos petroquímicos evidenciam uma afinidade calcioalcalina, médio potássio, em grande parte metaluminosa, mas com certo teor de contribuição crustal, demonstrado pela peraluminosidade apresentada em algumas amostras, conforme observado nas figuras 2.50 (Irvine & Baragar, 1971), 2.51 (Le Maitre, 1989) e 2.52 (Índice de Shand modificado de Maniar & Piccoli, 1989).

Os resultados analíticos de amostras desta unidade são apresentados na tabela 2.13, onde se observam os seguintes dados: *range* homogêneo de SiO₂ (média de 62%); valores altos em FeO, CaO e MgO; teores elevados para K₂O (média entre 1,76 e 2,07%, segundo Le Maitre, 1976); alto teor em álcalis (K₂O + Na₂O > 5%); e teores elevados em Rb, Sr e Ba. Os padrões dos Elementos Terras-Raras, normalizados ao condrito, mostram um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com leve anomalia negativa de Eu, compatíveis com o das rochas calcioalcalinas (figura 2.53).

Tabela 2.12 – Composição modal (%) da Suíte Vitória nas folhas Alta Floresta (CC) e Ilha 24 de Maio (AF e HG).

Litológia / Mineralogia	Dioritos e Quartzo-dioritos										Enderbitos		Tonalitos	
	AF-80a	AF-113a	AF-113b	AF-91	AF-77	AF-79	AF-92	HG-25	CC-100	CC-97	CC-233	HG-133b	AF-54	HG-22c
Quartzo	15	5	10	12	10	15	5	10	10	8	10	20	20	25
Plagioclásio	58	46	32	56	61	60	55	67	68	45	48	55	50	56
K-Feldspato	2	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	3	5	-
Hornblenda	10	-	29	7	5	10	15	-	5	25	15	5	8	-
Biotita	12	15	15	10	15	12	12	10	10	10	15	10	6	10
Hiperstênio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-
Clorita	-	-	2	-	-	-	3	1	-	-	-	-	1	-
Sericita	1	-	4	2	1	1	2	2	2	Tr	-	1	1	2
Epidoto	Tr	-	3	10	3	Tr	4	2	3	-	-	3	2	5
Granada	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	1	-	-	1	2	-	2	Tr	1	-	-	2	2	-
Apatita	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr
Allanita	-	-	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr
Zircão	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	-	1	1	1	2	1	Tr	1	7	6	1	4	Tr
Carbonato	-	-	Tr	Tr	-	-	-	Tr	Tr	5	2	-	-	1
Argilominerais	-	-	1	1	1	-	1	2	1	-	-	1	1	1

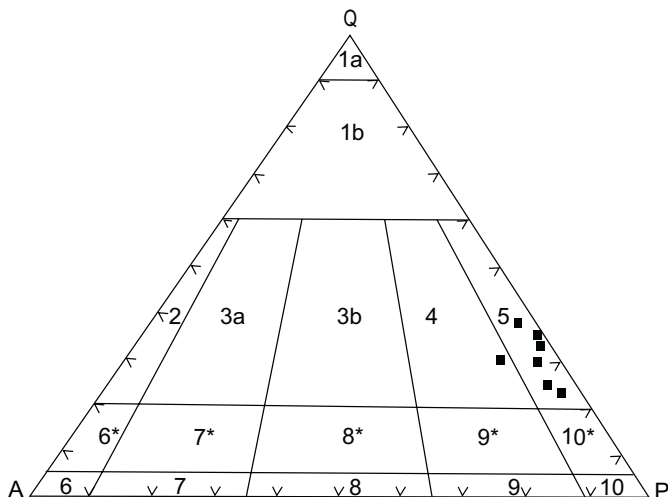


Figura 2.49 – Classificação mesonormativa (Suíte Vitória).

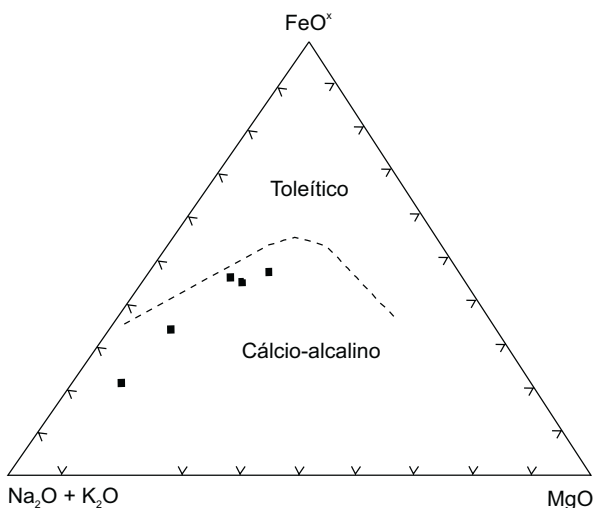


Figura 2.50 – Gráfico discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico (Irvine & Baragar, 1971).

Estes dados analíticos são semelhantes aos obtidos para os granitos São Pedro e São Romão, com os quais possui relação de campo direta, principalmente quando analisados autólitos tonalíticos e dioríticos.

Datação U/Pb (SHRIMP) em zircões de tonalito forneceu idade de $1.785 \pm 8\text{Ma}$ e foi encontrada idade-modelo Sm/Nd de 2.182Ma , com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de $-2,56$, indicando contribuição crustal ou hibridização para sua origem ou fonte, e quando comparados com as idades obtidas para o Granito São Pedro ($1.784 \pm 17\text{Ma}$ – U/Pb e entre 2.060Ma e 2.147Ma – Sm/Nd, com ϵ_{Nd} entre $-2,56$ e $+1,32$) reforçam ainda mais esta correlação.

Esta datação U-Pb SHRIMP (Pimentel, 2001) em enderbito da Suíte Vitória com idade de $1,85\text{Ga}$ e T_{DM} de $2,26\text{Ga}$, pode representar uma idade referencial para o início do processo de subducção do Complexo Bacaeri-Mogno e formação do magmatismo do Arco Juruena.

A interpretação destes dados sugere que esta suíte apresenta correspondência com os granitos São Pedro e São Romão, no entanto, algumas características litoquímicas podem indicar que esta unidade pertença a um evento pré-colisional, calcioalcalino gerado em ambiente de subducção por fusão do manto metassomatizado e interação crustal.

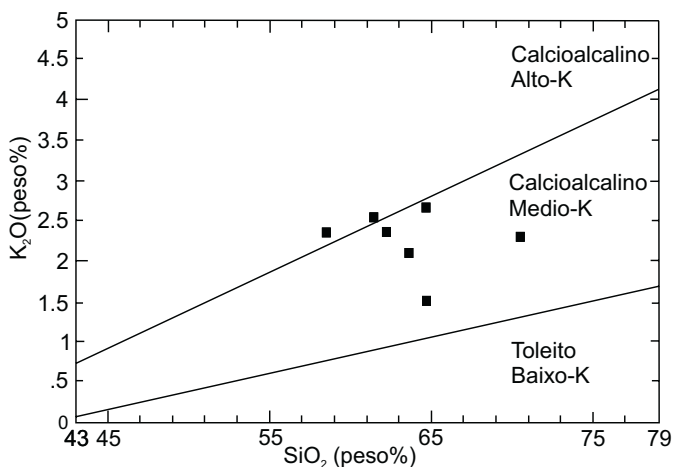


Figura 2.51 – Gráfico K₂O x SiO₂ (Le Maitre, 1989).

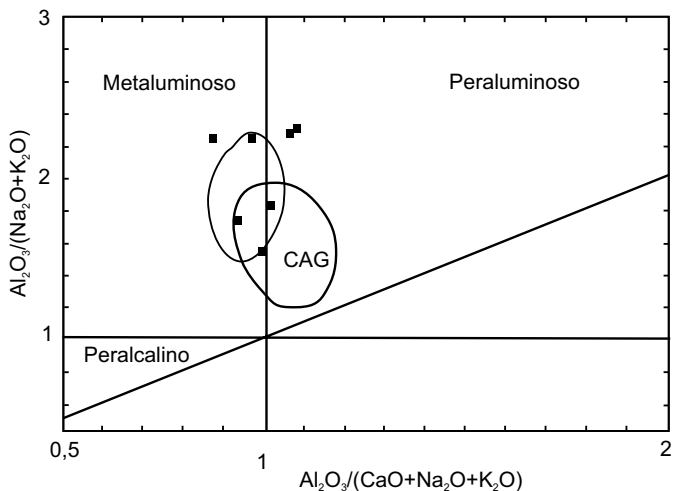


Figura 2.52 – Índice de Shand, modificado de Maniar & Piccoli (1989) (Suíte Vitória).

Tabela 2.13 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras em amostras da Suíte Vitória.

AMOSTRAS	CC-166	PS-42	PS-R-42	CC-100	HG-25b	HG-22c	AF-47b	AF-91	CC-233
SiO ₂	63,19	60,64	62,28	60,19	63,47	69,10	60,75	57,23	50,54
TiO ₂	0,76	0,70	0,61	0,90	0,68	0,34	0,60	1,18	1,54
Al ₂ O ₃	13,94	17,08	16,72	16,73	17,67	15,41	17,35	16,27	18,56
FeO _(t)	7,68	7,01	6,77	7,16	4,37	2,40	5,94	8,50	1,8
MnO	0,23	0,11	0,15	0,14	0,10	0,07	0,07	0,11	9,19
MgO	2,75	2,55	2,03	2,48	1,26	0,87	2,99	3,41	0,14
CaO	3,77	4,66	4,66	5,46	4,24	3,01	5,33	6,33	3,42
Na ₂ O	3,19	2,97	3,10	2,89	4,94	4,64	3,44	2,88	8,43
K ₂ O	2,62	2,32	2,07	2,51	1,50	2,29	1,67	2,32	2,89
P ₂ O ₅	0,30	0,09	0,18	0,21	0,22	0,13	0,16	0,47	0,76
P.F.	0,76	0	0,68	0,45	0,85	0,44	0	0	0,73
Total	99,19	98,13	99,25	99,12	99,30	98,70	98,30	98,70	98,00
Rb	160	112	103	-	107	116	29	134	33
Sr	150	340	305	-	620	347	1.016	498	491
Ba	590	497	560	1.100	460	490	785	484	276
Y	74	49	53	-	45	34	7	66	38
Zr	664	343	444	-	440	180	110	541	933
Nb	27	14,8	8	-	23	21	5,5	27,5	17,4
Th	15	95,2	120	4,2	17	19	0,7	13,5	5,20
U	3	4,1	2	-	1	3	0,4	5,51	6,40
Cr	120	-	82	26	36	-	-	-	0
Cu	-	56	-	-	-	-	27	40	76
Pb	-	11	-	-	-	-	27	40	18
Zn	130	70	-	-	-	-	59	86	50
Co	15	19	17	21	10	5	20	24	36
La	56	252,9	325	29	110	55	18,10	58,5	40,7
Ce	99	543,4	574	52	212	110	33,4	122,3	96,4
Nd	52	235,8	260	31	82	36	16,4	66,9	55,3
Sm	12,8	33,7	36,3	5,4	12,4	6	2,8	12,7	9,9
Eu	2,4	3,26	3,6	1,7	2,5	1	1,13	2,55	3,28
Gd	-	20,78	-	-	-	-	1,78	11,78	8,8
Tb	2	2,33	3	-	1	-	0,24	1,67	1,14
Dy	-	10,94	-	-	-	-	1,36	9,92	7,05
Ho	-	2,03	-	-	-	-	0,26	2,17	1,45
Er	-	5	-	-	-	-	0,8	6,91	4,63
Yb	9	4,23	4	2	3	3	0,75	6,39	0,61
Lu	1,3	0,66	0,5	0,3	0,5	0,4	0,11	0,97	4,53
Tm	0,59	-	-	-	-	-	0,1	0,97	0,72

As características destes processos ficam sugeridas pela origem do material híbrido gerado tendo como evidências a presença de enclaves básicos, associação de campo e afinidades composicionais e geoquímicas com os migmatitos do Complexo Nova Monte Verde, e valores de ϵ_{Nd} negativos.

Sua origem estaria relacionada a condições físico-químicas e termodinâmicas específicas e com os seguintes eventos corroborando na sua formação, imiscibilidade de líquidos gerando magmas composicionalmente distintos como resultado de fusão crustal + material mantélico e mistura mecânica

de pelo menos dois tipos de magmas de composição distinta. São evidências a ocorrência de apófises de composição diorítica em fácies mais ácidas, enclaves dioríticos com feições de assimilação, cristais de feldspato alcalino de composição idêntica ao dos granitos, incluso na fase diorítica com bordas e contatos entre as duas fases sinuosas, onduladas, indicando viscosidade comum entre os dois conjuntos. Assimilação crustal com a ocorrência de líquidos hibridizados registrada pela presença de tonalitos e de granodioritos associados; diferenciação magmática: ordem de cristaliza-

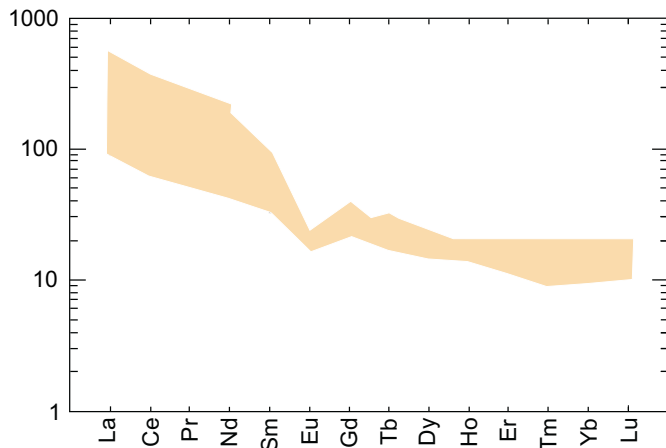


Figura 2.53 – Diagrama de elementos terras-raras normalizados segundo o manto primitivo (Suíte Vitória).

ção com o fracionamento inicial de máficos ficando cada vez mais ácidos para o fim da série e comportamento petroquímico idêntico mostrando evolutivamente desde termos metaluminosos até peraluminosos; dados estruturais e ambientação tectônica compatível com o processo proposto. Rochas estruturadas em ambiente tectônico de arco magmático, subsequentemente imposta a fase transcorrente acrescionária; similaridade química de elementos-traço, terras-raras e principalmente correspondente em idade com as demais unidades graníticas subsequentes.

2.2.13 Granito São Pedro (PP γ sp)

Esta denominação é usada para caracterizar corpos plutônicos, sincinemáticos, anisótipos, de aspecto sigmoidal, composição predominantemente granítica a monzogranítica e granodiorítica, orientados segundo uma densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção NW/SE. Encontram-se deformados e metamorfizados na fácies xisto-verde a anfíbolito médio e afloram, sob a forma de batólitos, *stocks* e *roof pendants*, desde as imediações de Nova Canaã até o rio Juruena, passando a sul de Alta Floresta e entre as cidades de Apicás e Nova Bandeirantes e com área tipo na Comunidade de São Pedro, localizada a oeste de Alta Floresta.

Estas rochas foram separadas, de forma genérica, do Complexo Xingu, sob a denominação de Granito Juruena por Silva *et al.* (1974). Leal *et al.* (1980) utilizaram para estes mesmos litótipos o termo Gnaiss Apicás que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et*

al., 1977) comporiam o Complexo Xingu. Neste projeto optou-se usar os termos Juruena e Apicás para, respectivamente, rochas graníticas não deformadas, conforme sugerido por Silva *et al.* (1974), e para os granitos a duas micas, deformados, aflorantes na cidade de Apicás.

O Granito São Pedro é composto predominantemente por biotita granitos e biotita monzogranitos, com granodioritos, tonalitos, monzodioritos e alcali-granitos subordinados. É comum a presença de enclaves de quartzo-dioritos, diorito, quartzo-monzonitos, supracrustais granulitizadas.

Os contatos com o Complexo Nova Monte Verde (PPmv), com as suítes Vitória (PP γ v) e Nova Canaã (PP γ nv), com Granito São Romão (PP γ sr) são muito diversificados, seja por falhas dúcteis transcorrentes, seja por relações de intrusão, e localmente, até contatos transicionais (fotografias 2.34 e 2.35).

Sua análise mesonormativa (figura 2.54) indica uma predominância de termos graníticos, monzograníticos e granodioríticos.

Na tabela 2.14 são mostradas a mineralogia, a composição modal estimada e a grande variabilidade deformacional a que foi submetida esta unidade, sendo encontrados desde litótipos não-deformados até milonitos.

Estas rochas mostram cor cinza com tonalidades avermelhadas, granulação média a grossa, texturas granoblástica, porfírica, granolepidoblástica e porfiroclástica, e estruturas maciças a miloníticas. Estruturas ígneas primárias como megacristais tabulares e anédricos de feldspato potássico e plagioclásio são comuns nas partes não-deformadas. São compostos predominantemente por feldspatos



Fotografia 2.34 – Detalhe de contato nítido e retilíneo por uma descontinuidade a baixo ângulo, com intrusão do Granito São Romão no Granito São Pedro. FB-08 (553996/8894473).



Fotografia 2.35 – Contatos transicionais e zona de cisalhamento em gnaisses granodioríticos e granitos protomiloníticos São Pedro. AF-42 (588543/8845897).

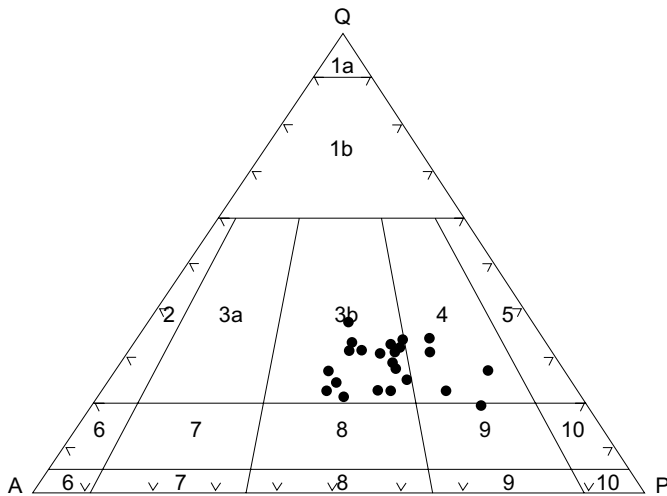


Figura 2.54 – Diagrama QAP (Le Maitre, 1989) (Granito São Pedro).

potássicos (pertitas), plagioclásio, quartzo e biotita. A hornblenda ocorre como mineral metamórfico nos tipos gnáissicos e miloníticos e em menor proporção nos tipos ígneos. Localmente são observados porfiroblastos de granada.

Os feldspatos potássicos ocorrem como pórfiros centimétricos, orientados segundo o fluxo magmático ou paralelos ao eixo de alongação máxima. Na matriz aparecem como mosaicos de cristais tabula-

res, lenticularizados, poligonizados ou fragmentos xenomórficos, entremeados e imbricados entre si e exibindo eventuais inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita.

O plagioclásio ocorre como cristais prismáticos, subidiomórficos a xenomórficos ou lenticularizados e fraturados e parcialmente saussuritizados.

O quartzo exibe-se como cristais xenomórficos ou forma mosaicos poligonizados e imbricados entre si e mostra extinção ondulante, recristalização e estiramento.

A biotita lamelar verde a parda e hornblenda verde, tabular a prismática, subidiomórfica a idiomórfica, formam agregados deformados e linearizados.

A análise estrutural sugere que estas rochas foram posicionadas em nível crustal de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil, de natureza transpressional oblíqua e cinemática preferencial sinistral e dextral subordinada, identificadas por assimetria da foliação S/C, estruturas sigmoidais e porfiroclastos rotacionados (fotografia 2.36).

A estruturação E-W/NW-SE, com mergulho para N/NE, é caracterizada por foliação milonítica e bandamento gnáissico, configurando uma estrutura com transporte tectônico de NE para SW.

Os litótipos apresentam estruturas protomiloníticas e *augen*, com variações deformacionais internas como recristalizações, cominuição mineral de cristais de quartzo poligonizados e com pontos de junção tríplice, em função da proximidade de zonas de alto *strain*.

Nas bandas de cisalhamento exibem tramas protomiloníticas a miloníticas e tectonitos dos tipos L e LS, onde pórfiros de feldspatos alcalinos, biotita e quartzo alinham-se segundo a foliação.

A análise microestrutural revela que no estágio protomilonítico o quartzo apresenta forte extinção ondulante com formação de bandas de deformação e subgrãos, não havendo marcante orientação dos cristais poligonizados e junções tríplices. Os feldspatos geralmente orientam-se segundo a deformação regional e a biotita e a hornblenda mostram leve orientação dos cristais, contribuindo no desenvolvimento de uma foliação incipiente.

Em estágio de deformação mais avançado a foliação encontra-se melhor definida, com a presença de níveis enriquecidos em minerais máficos alternados com níveis quartzo-feldspáticos. No quartzo é normal a presença de bandas de deformação e gradualmente há o aumento da quantidade de cristais poligonais, cujos limites são bem definidos e unidos por junções tríplices. Os cristais de feldspato potássico assumem tipologia amendoada ou ar-

Tabela 2.14 – Composição modal estimada (%) – Granitos São Pedro (monzogranitos, granodioritos monzodioritos).

Mineralogia	Deformadas												Granitos Isótopos		
	Milonitos	Gnaisses			Metamórficas Protomiloníticas				Granitos Folíados						
	JD-05	AF-80c	AF-68	AF-80b	AF-110	HG-128	AF-43	JD-06	AF-33	HG-138	HG-127	AF-81	HG-117	HG-119	HG-27
Quartzo	45	30	22	30	5	15	20	20	30	20	25	25	25	20	20
Plagioclásio	-	36	20	20	56	33	20	25	20	25	20	20	25	27	30
K-Feldspato	-	15	34	44	15	20	25	31	34	37	30	42	33	20	44
Hornblenda	-	5	5	-	3	5	10	3	-	-	-	-	-	10	-
Biotita	-	10	8	5	10	15	10	-	5	5	8	5	8	12	3
Muscovita	45	-	-	-	-	-	-	-	2	2	3	-	-	-	Tr
Clorita	10	Tr	1	-	Tr	1	3	2	3	3	2	1	3	1	Tr
Sericita	-	-	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Epidoto	-	Tr	5	Tr	5	3	5	3	2	3	3	2	2	3	Tr
Fluorita	-	-			-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-
Titanita	-	1	2	Tr	3	2	1	3	Tr	Tr	2	1	Tr	3	Tr
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	Tr	Tr	-	-	1	Tr	-	-	-	1	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	Tr	1	Tr	Tr	1	1	2	1	1	2	2	1	1	1	Tr
Carbonato	-	-	Tr	-	Tr	1	1	-	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	-
Argilominerais	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1



Fotografia 2.36 – Aspectos de deformação do Granito São Pedro com rotação dextral de porfiroclastos de K-feldspato, concordantes com a foliação protomilonítica de direção E-W. HG-137 (572475/8863633).

redondada e dispõem-se assimetricamente, configurando sombras de pressão. A biotita dispõe-se em finas lamelas onduladas e descontínuas e fortemente orientadas e os cristais de hornblenda estão orientados e dispostos em trilhas de finos grãos recristalizados. Nos termos miloníticos há uma marcante redução da granulação, a transformação dos feldspatos e minerais máficos em muscovita e clorita e o desenvolvimento de uma forte foliação.

A análise litoquímica indica que o Granito São Pedro possui um padrão de série magmática calcoalcalina, alto potássio, metaluminoso a peraluminoso, conforme os gráficos de Irvine & Baragar (1971) e Rickwood (1989) e o índice de Shand modificado de Maniar & Piccoli (1989) (figuras 2.55, 2.56 e 2.57).

Os dados da tabela 2.15, mostram os resultados das análises químicas para elementos maiores, traços e terras-raras para sete amostras representativas do Granito São Pedro.

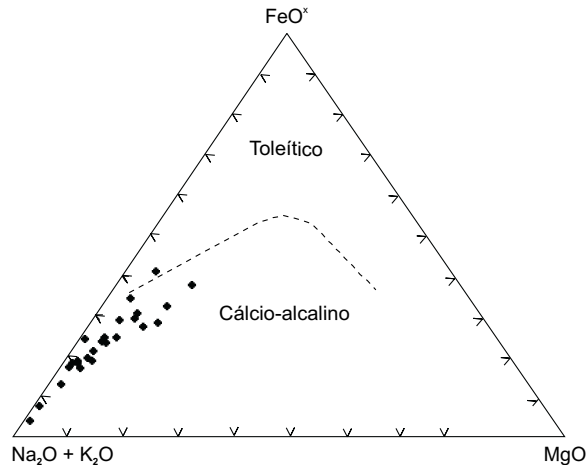


Figura 2.55 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino, para o Granito São Pedro.

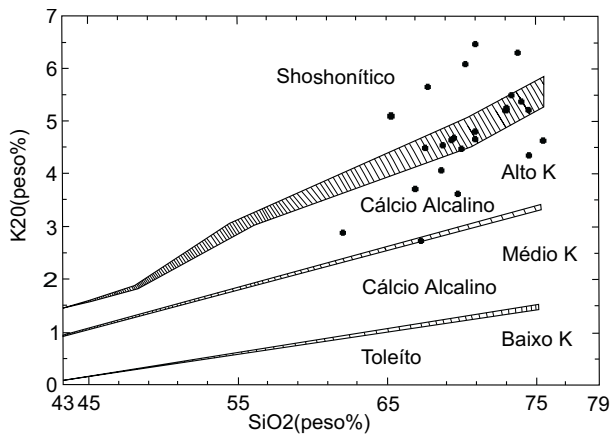


Figura 2.56 – Gráfico de Rickwood (1989), indicativo dos campos calcioalcalinos alto-K, para maior parte das amostras do Granito São Pedro analisadas.

A análise dos elementos maiores e traço apresentam as seguintes características: *range* de SiO₂ entre 60% a 73%; razão Na₂O/CaO < 2,2 (em peso %); o somatório Na₂O e K₂O de 6,57% a 9,9% variável proporcionalmente ao *range* de SiO₂; razão Na₂O/K₂O entre ~ 0,5 e 1,6 (em peso %); razão MgO/FeO(t) entre 0,1 e 0,4 (em peso %); e enriquecimento em K, Rb, Ba, Th, U e Ta.

A interpretação litoquímica mostra que estas rochas são ácidas, calcioalcalinas, metaluminosas a peraluminosas. Formam parte de um *trend* ou série contínua, onde o aumento de SiO₂, corresponde ao aumento de K₂O, constituindo desde termos monzodioríticos até monzogranitos alto-K para a maioria dos litótipos analisados. Um percentual pequeno, mas representativo de termos mais sódicos ocorrem dentro da unidade.

A litoquímica e a ambiência tectônica do Granito São Pedro apresentam características compatíveis a granitos associados a ambientes de arco continental evoluindo a granitos do tipo pós-colisional, figura 2.58 (Harris, 1986).

Segundo Liégeois (1998) estes granitos apresentam semelhanças aos granitos gerados por magmatismo calcioalcalinos alto-K, sincisalhamen-to, observados e estudados em áreas de granitogênese pós-colisional.

Os elementos terras-raras apresentam comportamento coerente com a interpretação tectônica de granitos pós-colisionais, dada pelos elementos maiores e traço. Os espectros evidenciam um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com anomalia negativa de európio pouco evidenciada para SiO₂ menor que 70%, e compatível com o padrão encontrado em granitos calcioalcalinos, (figura 2.59).

Datação U-Pb (SHRIMP) em zircões do biotita granito porfirítico São Pedro forneceu idade de 1.784 ± 17 Ma, interpretada como idade de cristalização. Idades-modelo Sm/Nd em granada granito pórfiro, encontradas em litótipos descritos na Folha São João da Barra, oscilam de 2.060 Ma a 2.147 Ma (Pimentel, 2001), mostrando valores de ε_{Nd} entre + 0,65 a -1,11, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

Sua origem ligada a um processo pós-colisional de alta temperatura está associada à instalação de um regime inicial compressional, transcorrente e oblíquo. A intrusão destes corpos é sincinemática

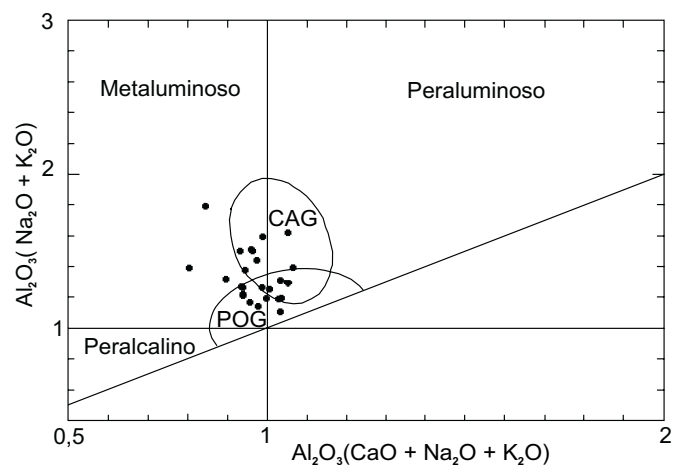


Figura 2.57 – Índice de Shand modificado por Maniar e Piccoli (1989), indicando litótipos metaluminosos com tendência peraluminosa, com ambientação tectônica transicional de granitos de arco continental à granitos pós-colisionais.

Tabela 2.15 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras do Granito São Pedro, dados integrados do projeto.

Amostras	HG-19	HG-115b	HG-119	HG-137a	AF-89	AF-110	AF-130a	PS-24	PS-28	PS-53	PS-54	PS-55	PS-58	PS-90	PS-107	CC-141	CC-160	CC-138	CC-158
Elementos Maiores (% peso)																			
SiO ₂	65,37	68,44	60,34	67,46	69,65	63,79	68,53	67,15	73,97	68,48	68,35	66,11	65,26	69,53	73,06	70,98	71,47	73,13	65,69
TiO ₂	0,66	0,56	0,95	0,52	0,56	0,99	0,69	0,94	0,33	0,78	0,47	0,77	0,5	0,71	0,29	0,25	0,31	0,34	0,92
Al ₂ O ₃	16,59	14,94	16,40	14,89	14,74	14,36	14,17	14,95	13,63	14,84	14,42	15,14	15,97	14,81	13,79	14,30	14,14	12,63	14,11
Fe ₂ O ₃	3,95	3,41	5,75	3,98	2,38	5,27	3,79	3,12	0,87	3,62	3	3,66	3,79	2,46	1,44	2,20	2,26	2,89	6,21
MnO	0,09	0,10	0,12	0,10	0,05	0,06	0,08	0,09	0,11	0,09	0,1	0,11	0,11	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09
MgO	0,88	0,56	1,88	1,54	0,21	1,74	0,59	0,63	0,09	0,85	0,5	0,89	1,26	0,57	0,24	0,32	0,27	0,49	0,75
CaO	3,01	2,18	5,63	3,02	1,50	4,06	2,58	2,89	0,45	3,11	1,88	2,27	3,54	1,58	1,2	1,35	1,53	1,47	2,90
Na ₂ O	4,46	4,16	3,70	3,35	3,44	2,99	3,30	3,96	4,44	3,3	3,29	3,59	4,06	4,05	4,16	3,35	3,15	2,68	2,78
K ₂ O	2,73	4,70	2,87	4,10	6,46	5,08	4,49	4,52	4,67	3,65	6,03	5,63	3,71	4,8	4,38	5,17	5,25	5,23	4,45
P ₂ O ₅	0,23	0,35	0,63	0,27	0,07	0,52	0,50	0,28	0,04	0,31	0,18	0,38	0,21	0,19	0,07	0,07	0,14	0,06	0,40
P.F.	1,28	0,31	0,90	0,49	0	0	0	0,36	0,31	0,45	0,53	0,18	0,4	0,54	0,49	0,62	0,36	-	-
Total	99,25	99,71	99,17	99,72	99,06	98,86	98,72	98,89	98,91	99,48	98,75	98,73	98,81	99,35	99,21	98,68	98,95	98,98	98,30
Elementos-Traço (ppm)																			
K	22.663	39.016	23.825	34.035	53.626	42.171	37.273	37.522	38.767	30.300	50.057	46.736	30.798	39.846	36.360	42.918	43.582	43.416	36.941
Rb	120	182	124	190	221	170	163	188	161	137	239	181	126	217	211	349	134	405	112
Sr	433	207	642	468	115	370	220	242	57	223	107	351	777	240	147	142	144	89	255
Ba	1.000	1.400	1.100	940	1.008	1.091	1.338	1.500	740	1.000	860	1.400	1.500	1.500	730	740	1.700	454	2.602
Y	44	82	40	29	134	49	141	79	66	74	168	80	106	58	132	78	29	144	74
Zr	514	836	530	244	795	982	1.518	669	298	528	498	838	188	613	315	284	619	430	2.173
Nb	22	18	15	21	42,3	23,2	20,3	30	34	24	24	18	11	29	36	31	16	50,4	20
Ta	-	1,3	-	1,7	5,5	2,8	5,4	2,7	2,0	1,4	1,2	1,5	2,2	2,6	3,1	3,4	-	7,6	2,2
Hf	13	23	14	6,90	21,9	23,7	37,6	18	7,2	14	12	22	4,3	14	10	8,5	21	13,4	51,9
Th	29	35	15	20	42,5	27,6	60,4	31	16	22	36	10	6,1	28	21	42	19	67,8	42,5
U	-	4	4	10	10,6	5	7,10	5	3	2	3	2	-	5	7	9	5	36,6	4,9
Cr	26	29	25	30	-	-	-	30	20	44	38	38	-	24	26	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	10	2	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	22
Pb	-	-	-	-	6	27	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	9
Zn	-	-	-	-	49	48	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	84	105
Co	-	-	-	-	2	2	5	7	-	7	6	5	8	5	-	-	-	4	8
Elementos Terras-Raras (ppm)																			
La	130	120	90	55	119,3	82,3	191,2	100	120	100	170	150	84	120	97	62	42	95,5	184,7
Ce	219	242	160	100	255,5	179	413,4	170	200	170	286	160	87	265	160	150	130	213	349,6
Nd	82	100	61	39	118,8	80,6	188,8	75	91	75	120	120	69	100	83	55	34	98,5	160,10
Eu	2,5	3	2,2	1,3	2,69	2,49	4,97	3,1	1,9	3,1	1,8	3,5	1,9	3,1	2,4	10,4	6,5	18,9	22
Sm	11,1	18,8	9	6,1	21,2	13,6	32,1	14	15,4	14	16,8	19,2	12,7	16,2	14,9	1	2,8	1,04	7,44
Gd	-	-	-	-	17,91	10,54	25,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,45	16,68
Tb	1	3	1	-	3,15	1,44	3,88	2	2	2	2	4	1	2	3	2	1	3,13	2,32
Dy	-	-	-	-	20,33	8,75	23,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,08	12,86
Ho	-	-	-	-	4,89	1,80	5,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	2,74
Er	-	-	-	-	16,13	5,25	15,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16,31	8,57
Yb	4	8	3	3	14,51	5,16	14,14	9	6	7	13	8	8	8	14	9	3	17,3	9,92
Lu	0,6	1,1	0,5	0,4	2,28	0,73	2,15	1,1	0,6	0,8	1,8	1	0,9	0,9	1,8	1,1	0,5	2,56	1,61
Tm	-	-	-	-	2,15	0,70	2,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,41	1,52

às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescidos.

Com o ajuste dos blocos os esforços transpressivos passam a um regime transtrativo expondo o conjunto gerado na fácies anfíbolito (grau médio), às condições retrometamórficas de fácies xisto-verde.

Em sua evolução apresenta diversos controles e diferentes mecanismos que atuaram simultaneamente desde diferenciação magmática a processos de assimilação e contaminação crustal. A propagação de diques, preenchidos por material básico, em fraturas extensionais associadas a zonas de cisalhamento de alto ângulo, são condutos para ascensão do corpo granítico com a introdução de ma-

terial básico coexistente, com feldspatos alcalinos em ambas as fases (fotografia 2.37).

A presença de zonas de encurtamento crustal, associadas a metamorfismo de médio a alto grau, com *deep fracturation* favorece a ascensão de magma básico menos diferenciado, que é englobado por material granítico. Ambos os fatos comprovam a existência de dois magmas distintos, com mistura mecânica das partes dentro de uma mesma câmara magmática (fotografia 2.38).

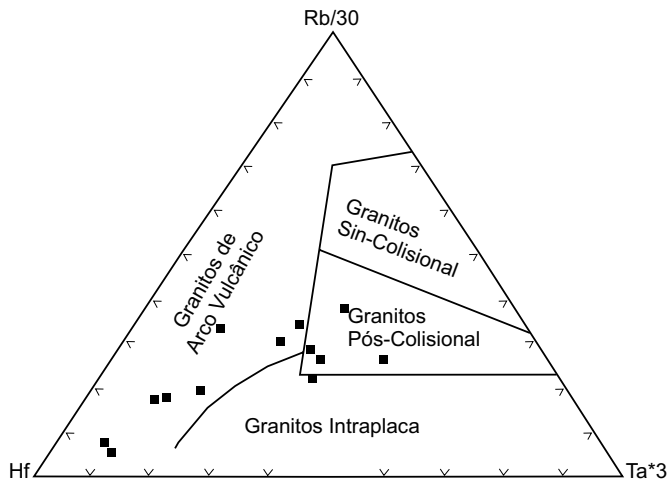


Figura 2.58 – Diagrama de Harris (1986), discriminante de ambiente tectônico do Granito São Pedro.

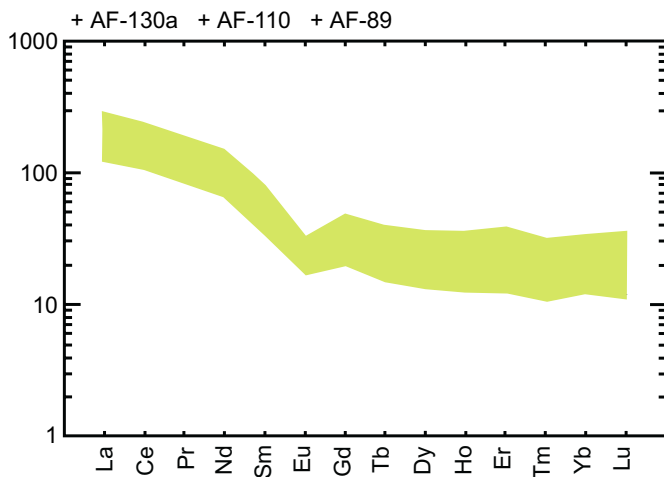
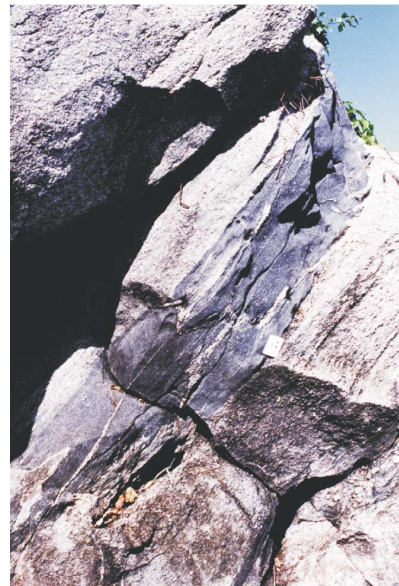


Figura 2.59 – Diagrama de ETR, normalizado segundo o manto primitivo, com range máximo e mínimo para o Granito São Pedro.



Fotografia 2.37 – Aspecto do Granito São Pedro com porção básica coexistente. AF-42a (587162/8847120).



Fotografia 2.38 – Zonas de encurtamento crustal, associadas a metamorfismo de médio a alto grau, com *deep fracturation*. FB-08 (553996/8894473).

Sua forma de ocorrência, associação litodêmica, estruturas, litoquímica e geocronologia, o contexto geotectônico do Granito São Pedro mostra seu posicionamento dentro de um período geodinâmico distinto e oposto aos modelos fixistas de reatamento crustal.

Sua associação de campo com núcleos granulíticos localizados (Complexo Bacaeri-Mogno) e com neossomas das rochas migmatíticas do Complexo Nova Monte Verde evidenciam sua origem crustal híbrida, associada a um modelo acrescivo e transcorrente.

Conforme Liégeois *et al.* (1998), esta importante fase magmática de afinidade calcioalcalina, alto-K é característica deste tipo de evento orogênico, tipicamente no período pós-colisional, associado a deslocamentos ao longo de *shear zones* e/ou relacionado diretamente a processos finais de subdução oblíqua e consumo de placa litosférica.

2.2.14 Granito São Romão (PP γ sr)

Esta denominação é proposta para particularizar um conjunto de rochas de composição predominantemente granítica, natureza calcioalcalina a subalcalina, alto potássio e formadas em ambiente tectônico pós-colisional. Estas rochas integravam o Granito Juruena, conforme cartografado por Silva *et al.* (1974), e foram individualizadas por apresentarem dados estruturais, litoquímicos e geocronológicos distintos.

Expõe-se, desde a região do rio Juruena, parte oeste do projeto, até as proximidades da localidade de Colorado, sob a forma de *stocks* e batólitos, deformados e alongados segundo a direção NW-SE/E-W. Suas melhores exposições situam-se ao longo dos igarapés São Romão (localidade-tipo) e do Noca e dos rios Juruena, Jacaré e Paranaíta. Bons afloramentos são também observados nas estradas MT-325 e MT-160.

Seus contatos com diversas unidades, tais como os complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno, o Granito São Pedro, as suítes Paranaíta, Vitória e Nova Canaã e o Grupo São Marcelo-Cabeça, são, em sua maior parte, tectônicos, através de falhas transcorrentes, configurando aspecto de lentes amalgamadas, orientadas segundo o *trend* regional (NW-SE/E-W).

É constituída predominantemente por biotita granitos finos e microgranitos, com granodioritos subordinados.

Os granitos finos apresentam cor cinza a rósea com pontuações esverdeadas e negras, textura

inequigranular fina a média e matriz formada por mosaicos de cristais xenomórficos e poligonizados de quartzo e feldspato potássico.

Os microgranitos possuem cor cinza com manchas escuras, anisótropos, heterogêneos, de textura inequigranular fina.

Estas rochas encontram-se deformadas, bem foliadas e localmente com aspecto gnáissico mostrando uma paragênese mineral indicativa de metamorfismo de fácies xisto-verde a anfíbolito.

A análise microscópica de algumas amostras desta unidade (tabela 2.16) evidencia as seguintes características: presença de feldspato potássico e plagioclásio, predominantemente perfiticos; os porfiroclastos dos feldspatos, e eventualmente da hornblenda, ocorrem fraturados a fragmentados e estirados; quartzo em proporção máxima de 30%; ocorrência restrita de hornblenda e muscovita; e presença de opacos (magnetita) em todas as amostras.

Estas rochas apresentam estágios deformacionais que englobam tipos foliados a bandados e raramente isotropos. As estruturas protomiloníticas, miloníticas e gnáissicas são predominantes e orientam-se segundo a configuração tectônica regional (NW-SE), com mergulhos médios a altos para NE (fotografia 2.39).

A posição crustal é de nível mesozonal, tendo sido submetida a um regime deformacional eminentemente dúctil, de natureza transpressional em sua formação e transtracional oblíquo em seu posicionamento. Da fase compressiva exhibe sistemas de dobras assimétricas e fechadas, com plano axial paralelo à foliação (fotografia 2.40), e estruturas ptigmáticas em padrões complexos, seccionadas por veios de quartzo (fotografia 2.41).

Da fase transtracional mostra o rompimento destas feições dobradas, deformando estruturas tipo *boudin* e dobras-sem-raiz (fotografia 2.42).

O tratamento das análises químicas para elementos maiores, traços e terras-raras (tabela 2.17) indica que estes granitos apresentam um padrão de série magmática calcioalcalina, alto potássio, meta a peraluminosa (figuras 2.60, 2.61 e 2.62).

Os elementos maiores e traço fornecem as seguintes características: teor de sílica alto e homogêneo, entre 66% e 73%; valor de razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ variável com média de 3,75; somatório $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7$ e diretamente proporcional ao *range* de SiO_2 ; razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$ e enriquecimento em K, Rb, Sr, Ba, Th e Ta.

Estas relações entre os elementos maiores são compatíveis com a classificação de granitos

pós-colisionais (Maniar & Piccoli, 1989) e formam uma série contínua, onde o aumento de SiO₂ corresponde a um aumento de K₂O, constituindo termos monzograníticos de alto potássio, compatíveis com granitos associados a ambiente de arco continental e a granitos tipo pós-colisional (figura 2.63).

Os padrões terras-raras apresentam curvas cujo comportamento evidencia um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com anomalia negativa de európio pouco proeminente e compatível com o padrão encontrado em granitos calcioalcalinos (figura 2.64).

Tabela 2.16 – Composição modal estimada (%) (Granito São Romão).

Mineralogia	Bt. granodiorito		Hb-Bt granito fino		Bt granito protomiloníticos		Granito fino			Microgranito	Granito fino	
	AF-96	AF-98a	AF-61	AF-86	AF-98	AF-117	HG-133	FB-10	JD-21	AF-120	AF-118	AF-101
Quartzo	30	25	25	25	25	20	30	28	25	25	25	25
Plagioclásio	38	25	20	20	25	28	25	30	25	27	30	20
K-Feldspato	15	32	33	32	32	28	30	35	33	37	30	44
Hornblenda	-	-	5	10	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	10	10	5	3	10	10	4	3	5	2	3	5
Muscovita	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	3	-
Clorita	-	-	2	-	-	-	2	Tr	-	1	2	-
Sericita	1	1	1	1	1	2	2	1	2	Tr	2	1
Epidoto	1	1	4	5	1	5	2	1	3	1	1	1
Titanita	Tr	-	2	2	-	3	Tr	Tr	3	-	1	-
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita			Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	4	5	2	1	5	3	1	1	3	4	1	1
Carbonato	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	-	Tr	-	1	2
Argilo-minerais	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1



Fotografia 2.39 – Biotita metagranito com estruturas protomiloníticas, PS- (385117/8929822).



Fotografia 2.40 – Aspecto deformacional do Granito São Romão, com dobras assimétricas e fechadas, com plano axial paralelo a foliação. AF-101 (545548/8858743).



Fotografia 2.41 – Estruturas ptigmáticas em veios de quartzo centimétricos a milimétricos, desenvolvidas sob domínio dúctil, regime contracional e cisalhamento puro. JD-21b (562752/8848001).



Fotografia 2.42 – Aspecto em planta de veios aplíticos fortemente dobrados do Granito São Romão. AF-101 (545548/8858743).

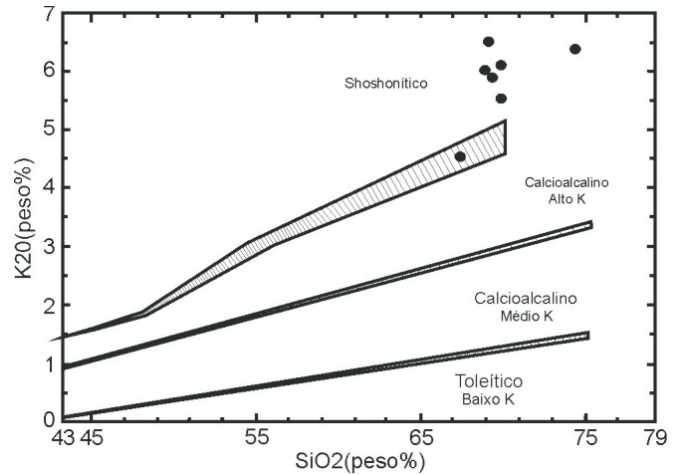


Figura 2.61 – Gráfico SiO₂ x K₂O de Le Maitre (1989) (Granito São Romão).

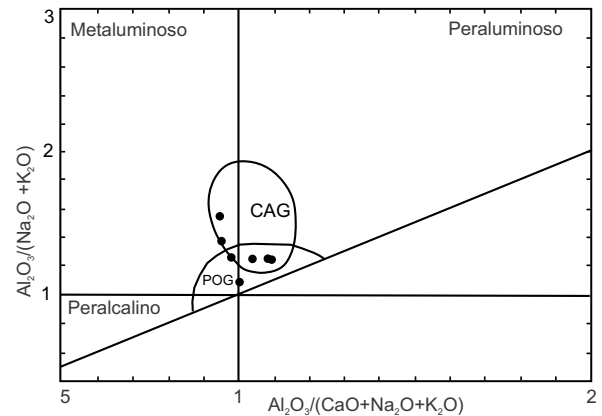


Figura 2.62 – Índice de Shand modificado por Maniar e Piccoli (1989) (Granito São Romão).

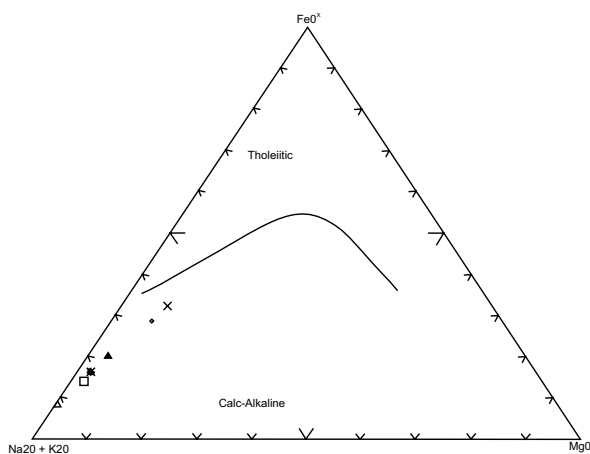


Figura 2.60 – Gráfico discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino (Irvine & Baragar, 1971) (Granito São Romão).

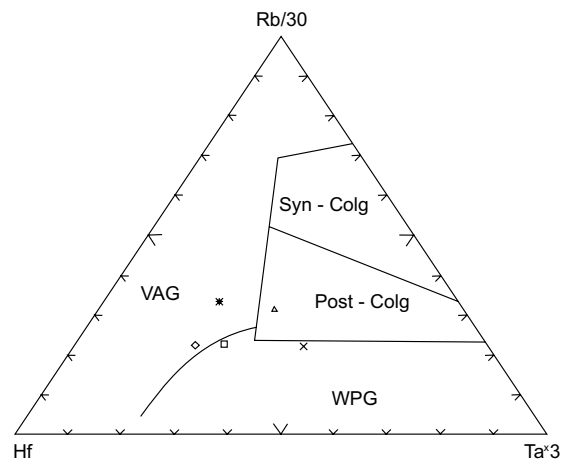


Figura 2.63 – Diagrama de Harris (1986) (Granito São Romão).

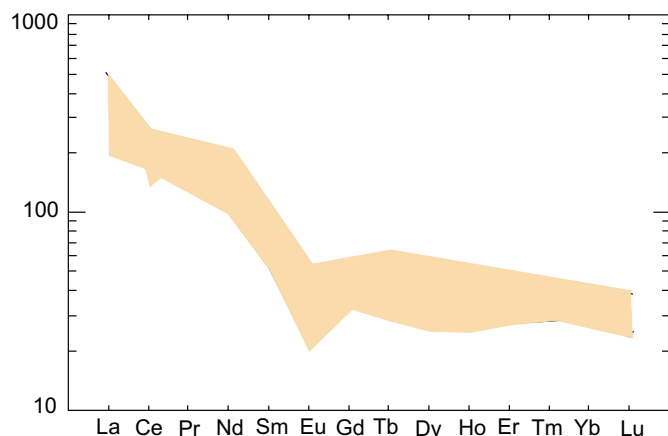


Figura 2.64 – Gráfico ETR normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989).

O caráter híbrido, meta a peraluminoso e alto potássio, somado ao valor de ϵ_{Nd} comprovam diretamente sua origem associada a evento de fusão crustal ligada ao processo de alta temperatura.

Processos de diferenciação magmática e fracionamento isolaram estes granitos como produtos finais da série, tornando-os cada vez mais ácidos e peraluminosos, fato comprovado pelos dados litotímicos e geocronológicos e pela mineralogia quartzo-feldspática com poucos máficos, além da textura e granulação. O posicionamento mesozonal está relacionado ao ajuste de blocos crustais acrescidos em evento de regime transtrativo, com a intrusão destes corpos sincinemáticos às falhas direcionais dúcteis em condições metamórficas de baixo a médio grau. Datação U-Pb (SHRIMP) em zircões de biotita metagranito fino

Tabela 2.17 – Dados químicos do Granito São Romão.

Amostras	PS-23	PS-26	PS-41	PS-158	AF-82a	JD-17b
Elementos Maiores (% peso)						
SiO ₂	68,30	73,26	69,81	69,32	70,73	66,00
TiO ₂	0,63	0,38	0,31	0,52	0,66	0,62
Al ₂ O ₃	16,22	13,52	15,15	15,19	12,51	15,54
Fe ₂ O ₃	1,78	0,94	2,07	2,71	4,33	3,83
MnO	0,11	0,14	0,07	0,07	0,06	0,08
MgO	0,29	0,08	0,30	0,46	1,03	0,89
CaO	2,04	0,56	0,96	1,32	2,23	3,45
Na ₂ O	4,48	4,16	3,87	4,18	2,56	3,24
K ₂ O	5,04	5,25	5,42	4,96	4,57	4,45
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,07	0,05	0,12	0,18
P.F.	0,36	0,18	0,45	0	0	0
Total	99,35	98,50	98,48	98,78	98,80	98,28
Na ₂ O/ K ₂ O	0,88	0,79	0,71	0,84	0,56	0,73
Elementos-Traço (ppm)						
K	41.839	43.582	44.993	41.174	37.937	36.941
Rb	195	239	246	175	243	142
Sr	310	75	212	292	176	472
Ba	1.500	630	1.600	1.621	723	1.298
Ta	2,7	2,8	1,8	2	5,3	1,6
Y	103	110	63	55	53	36
Zr	604	338	365	374	457	339
Nb	25	33	26	18,6	23,9	17,5
Th	29	27	23	18,3	24,8	21,8
U	6	6	4	2	9,2	3,2
Cr	26	23	-	-	-	-
Cu	-	-	-	1	14	6
Pb	-	-	-	8	11	26
Zn	-	-	-	50	60	46
Co	-	-	-	5	8	8
Elementos Terras-Raras (ppm)						
La	160	90	100	91,3	64,5	61,5
Ce	222	170	130	185	140,5	118,3
Nd	130	94	75	82,3	61,8	54,8
Eu	4,1	2,8	2,2	2,75	1,6	2,22
Sm	22,4	19,7	11,8	13,4	10,5	8,7
Gd	-	-	-	10,47	9,09	6,92
Tb	3	3	2	1,52	1,43	1,01
Dy	-	-	-	9,71	8,93	6,4
Ho	-	-	-	2,02	1,94	1,18
Er	-	-	-	6,04	6,09	3,81
Yb	-	-	-	0,03	6,36	6,86
Lu	1,3	1	0,8	0,91	0,96	0,58
Tm	-	-	--	0,86	0,93	0,53

protomilonítico forneceu idade de $1.770 \pm 9\text{Ma}$, interpretada como idade de cristalização. Idades-modelos Sm/Nd, em biotita-granada granito gnáissico e em biotita granito, apresentam valores de 2.098Ma e 2.172Ma, com valores de ϵ_{Nd} de +0,14 e -1,43, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

2.2.15 Granito Apicás (PP γ a)

O termo Gnaiss Apicás foi inicialmente utilizado por Leal *et al.* (1980) para denominar um conjunto de rochas fortemente foliadas, essencialmente graníticas, aflorantes no leito do rio Apicás, caracterizadas pelo desenvolvimento de abundantes feldspatos alcalinos e plagioclásio sódico e que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977), compoem o Complexo Xingu.

Neste projeto essas rochas foram cartografadas com a designação de Granito São Pedro, reservando o termo Granito Apicás para caracterizar um conjunto de rochas leucograníticas a granada e/ou duas micas, peraluminosas e de ambiência colisional, e em cujo principal corpo localiza-se a cidade de Apicás. Neste local suas melhores exposições situam-se nas imediações da cidade e na estrada para a Vila Mutum. Ocorrem sob a forma de blocos e matações, constituindo morrotes isolados em região levemente ondulada e originam solos arenosos e esbranquiçados, bastante diferentes dos solos das demais unidades (fotografia 2.43).



Fotografia 2.43 – Aspecto geral dos afloramentos do Granito Apicás, com destaque para o solo arenoso. Fazenda Santa Rosa, 10km a norte de Apicás. PS-63 (459945/8952205).

Estas características refletem uma textura peculiar em imagens de satélite e em fotos aéreas, que associada aos dados coletados no campo e aos baixos valores cintilométricos nos canais de U, Th, K e contagem total registrados no levantamento aerogeofísico, permitiram a individualização da unidade, figuras 2.65 e 2.66.

Encontra-se intrudido ou em contato tectônico com o Granito São Pedro ou com as suítes Juruena e Paranaíta. Corpos de menor expressão, não-mapeáveis na escala do trabalho, foram observados em associação com as supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno.

Granitos e monzogranitos com presença de biotita e muscovita ígneas e leucogranitos a granada, fotografia 2.44, são os principais litótipos desta unidade. Mostram cor cinza-claro, com tonalidades esbranquiçadas e minúsculas pontuações verde-escuras a pretas, textura granoblástica a granolepidoblástica fina a média e localmente porfiritica, estrutura orientada a foliada e constituem-se predominantemente por cristais xenomórficos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo.

Ao microscópio são essencialmente quartzo-feldspáticos com cristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo xenomórficos. Biotita parda e muscovita apresentam-se em agregados lamelares, orientados e bem desenvolvidos, e a granada aparece como cristais milimétricos arredondados e dispersos. Epidoto, sericita e carbonatos, como produtos de alteração hidrotermal, e zircão e opacos, como acessórios, complementam a mineralogia.

Concentrados de bateia próximos à área de ocorrência destes granitos indicam granada, ilmenita e monazita, sugerindo a presença de vários corpos menores, que não foram cartografados neste levantamento.

A litoquímica classifica estes granitos como calcioalcalinos de tendência subalcalina, alto-K, francamente peraluminosos, com coríndon e ilmenita normativos e formados em ambiente sin a pós-colisional (figuras 2.67, 2.68 e 2.69), (Irvine & Baragar, 1971; Le Maitre, 1989; índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli, 1989, respectivamente).

A tabela 2.18 apresenta os valores de SiO₂ em torno de 71%, Al₂O₃ entre 13% e 18%, valores médios de Na₂O e K₂O semelhantes, baixo Rb (190ppm), alto Ba e Sr (1.100 e 440ppm).

Apresentam-se em relação às demais unidades graníticas depletadas, com baixo conteúdo de ETR, levemente enriquecidas em ETRL e estabilizadas em ETRP, com anomalia negativa de Eu (figura 2.70).

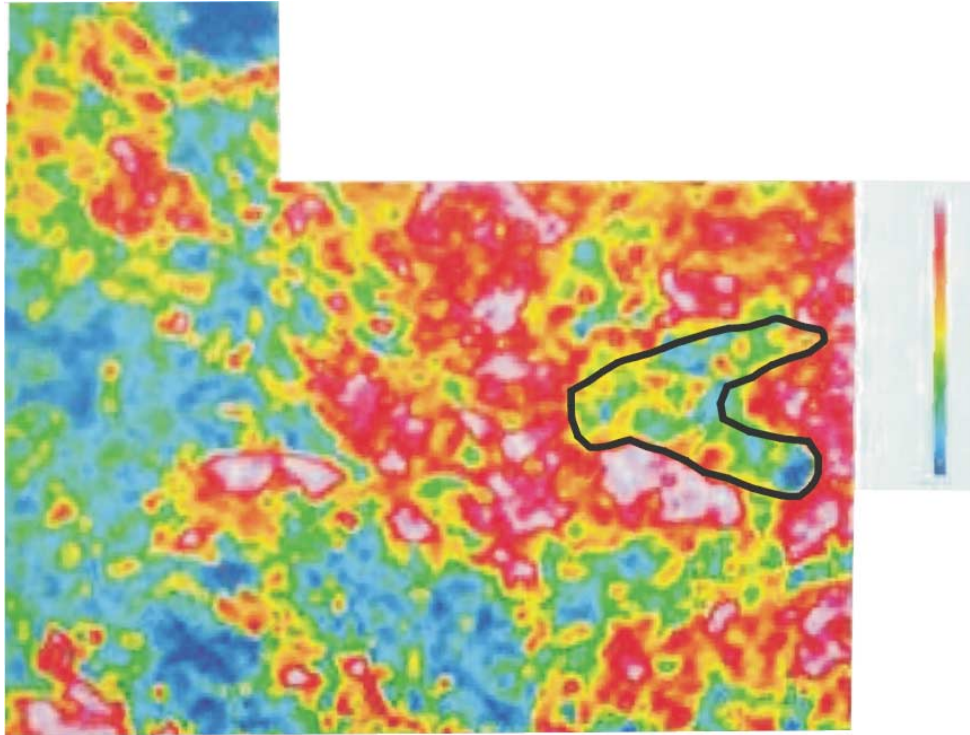


Figura 2. 65 – Mapa de distribuição de valores radiométricos (canal de urânio). Folha Rio São João da Barra.

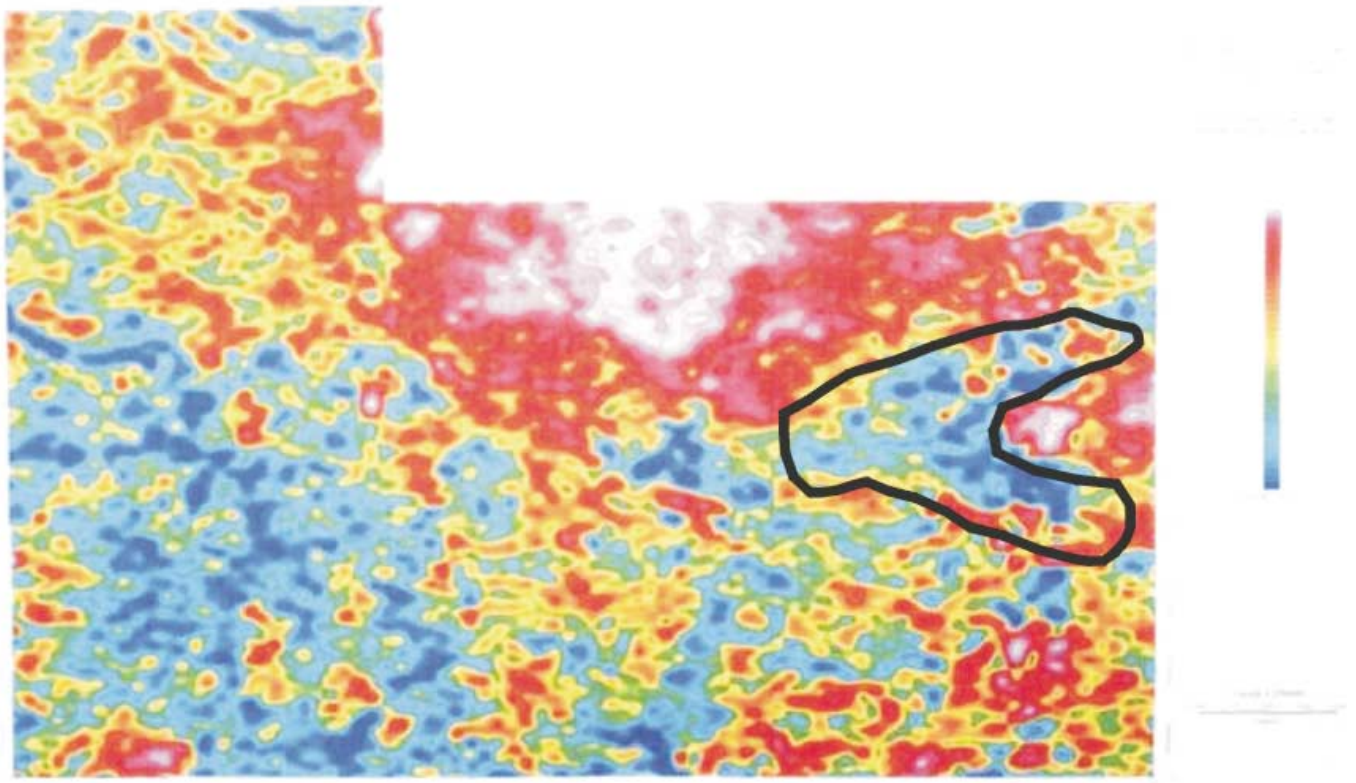


Figura 2.66 – Mapa de distribuição de valores radiométricos (canal de tório). Folha Rio São João da Barra.



Fotografia 2.44 – Leucogranitos a granada. PS-225 (488956/8894800).

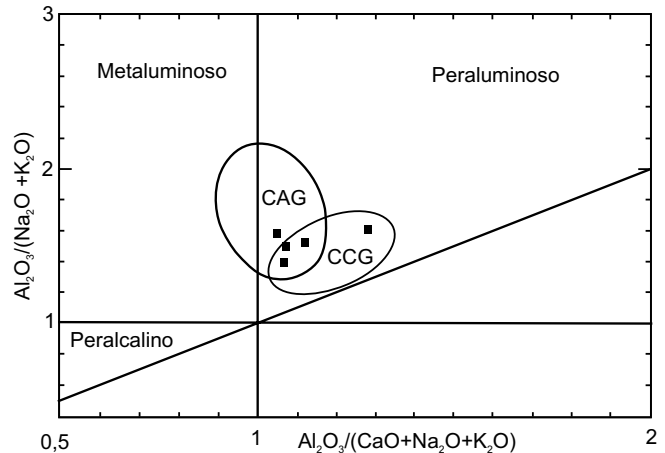


Figura 2.69 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), discriminante de ambiente tectônico, transicional de arco continental a colisão continental.

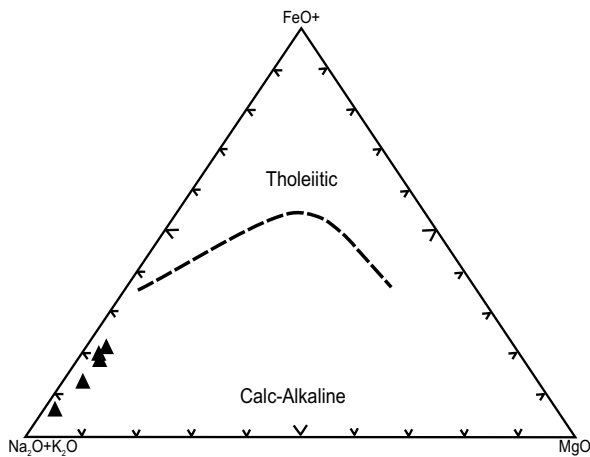


Figura 2.67 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino para o Granito Apicás.

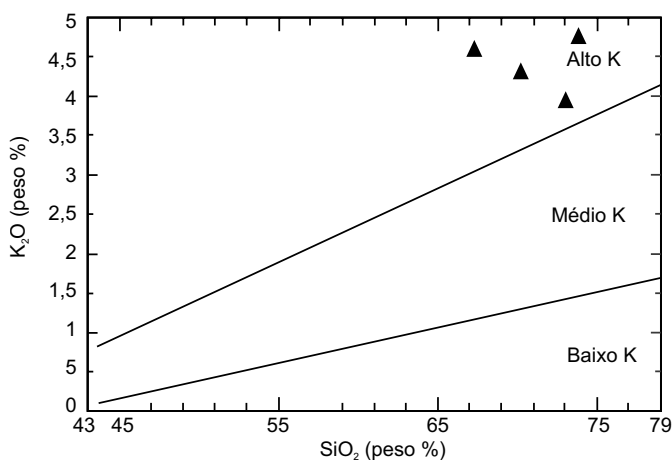


Figura 2.68 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$ de Le Maitre (1989), para o Granito Apicás.

Os valores de sílica acima de 70%, associados à alta peraluminosidade, indicam processos de anatexia e origem em fontes crustais continentais.

Por estas considerações litoquímicas e mineralógicas, são na classificação de Chappell & White (1974) considerados como granitos do tipo S.

Botelho (2001), na análise dos filossilicatos, confirma o caráter magmático da muscovita, que possui concentração de até mais de 1% de TiO_2 . A concentração de Al_2O_3 da biotita coexistente é em torno de 16%, indicando que estas micas estão em equilíbrio e que este litótipo é um granito a duas micas (figura 2.71).

Botelho (*op. cit.*) ressalta que estes granitos comumente estão associados a ambiente colisional, embora não descarte a possibilidade de geração em evento tardio, pós-tectônico de granitogênese peraluminosa.

Contudo, optou-se pela caracterização destes granitos como sin a pós-colisionais, por entender que os mesmos representam um evento plutônico de abrangência e duração moderada, associada a zonas de cisalhamento dúcteis, contracionais, responsáveis pela justaposição crustal e aglutinação dos terrenos distintos, terreno plutovulcânico e terreno acrescionário de alto grau metamórfico, com posicionamento próximo às zonas de sutura.

Dados geocronológicos não estão disponíveis, mas em função da evolução geotectônica proposta para a área, estima-se que a idade destas rochas seja compatível com a geração da Suíte Vitória, Granito São Pedro e Granito São Romão, durante o regime compressivo e com seu posicionamento sintranscorrente, ao redor de 1.780Ma a 1.770Ma.

Tabela 2.18 – Análise química do Granito Apicás, dados integrados do projeto.

Amostras	PS-60	PS-62	PS-63	PS-225	AF-78
Elementos Maiores (% peso)					
SiO ₂	71,33	63,81	68,69	72,42	73,91
TiO ₂	0,11	0,26	0,34	0,02	0,33
Al ₂ O ₃	15,22	18,24	15,92	14,98	13,31
Fe ₂ O _{3(t)}	0,26	2,21	2,10	0,62	2,35
MnO	0,08	0,07	0,13	0,03	0,05
MgO	0,34	0,39	0,46	0,16	0,39
CaO	1,77	1,79	2,06	1,49	2,17
Na ₂ O	3,85	3,88	4,03	3,79	0,59
K ₂ O	3,84	4,36	4,22	4,63	7,10
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,16	0	0,04
P.F.	0,54	3,55	0,58	0	0
Total	97,43	98,66	98,69	98,14	100,24
Elementos-Traço (ppm)					
K	31.628	36.194	35.031	38.435	58.939
Rb	194	176	220	97	246
Sr	418	473	443	157	99
Ba	1.100	1.100	1.500	447	1.041
Ta	-	2,70	2,90	8,90	2,10
Y	32	29	36	25	70
Zr	137	358	323	92	624
Nb	23	25	27	2,1	22,2
Th	16	29	23	2,4	30,1
U	2	5	3	1,1	5,9
Cu	-	-	-	5	2
Pb	-	-	-	2	27
Zn	-	-	110	5	48
Co	-	7	-	1	2
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	33	36	100	24,7	90,4
Ce	95	76	160	46,1	197,7
Nd	35	27	74	16,3	84,5
Eu	1,2	1,1	2	,53	1,75
Sm	5,9	4,4	11,2	2,8	14,7
Gd	-	-	-	2,37	12,26
Tb	-	-	1	0,4	1,92
Dy	-	-	-	3	12,52
Ho	-	-	-	0,74	2,79
Er	-	-	-	2,52	8,26
Yb	5	3	4	2,9	7,26
Lu	0,6	0,4	0,5	0,4	1,05
Tm	-	-	-	,41	1,12

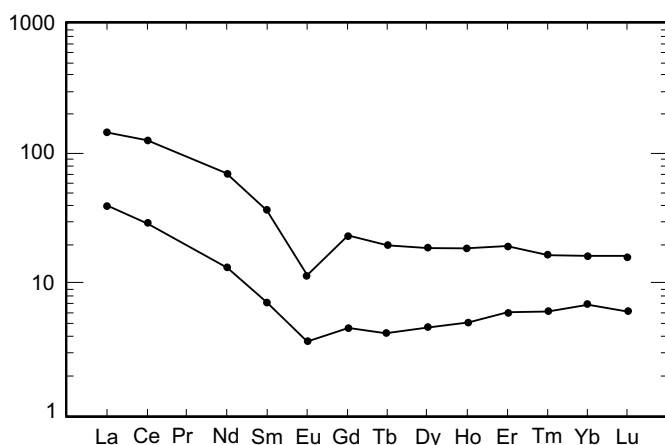


Figura 2.70 – Gráfico ETR do Granito Apicás, normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989).

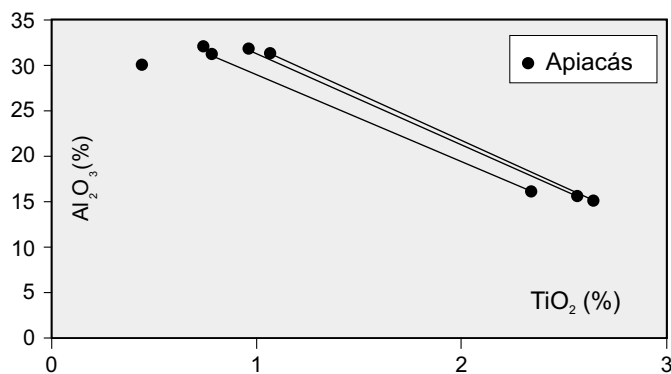


Figura 2.71 – Composição de muscovita e biotita do Granito Apicás, Botelho (2001).

2.2.16 Granito Teles Pires (PPγtp)

Termo usado por Silva *et al.* (1974) para denominar corpos graníticos intrusivos, subvulcânicos, de tendência alaskítica, anorogênicos, quase sempre exibindo feições circulares e relacionados geneticamente à Formação Iriri, Grupo Uatumã. Silva *et al.* (1980) concluíram que estes granitos representam a parte plutônica do Grupo Uatumã e é constituído petrograficamente por granitos porfíricos, microgranitos, granitos gráficos, granófiros, granitos *rapakivi* e riebeckita granitos.

No presente projeto o termo Granito Teles Pires é mantido para descrever um conjunto de corpos graníticos, pós-orogênicos, não deformados, calcioalcalinos de alto potássio, plutônicos e subvulcânicos e compostos predominantemente por biotita granitos avermelhados e com rochas subvulcânicas subordinadas. Distribuem-se por toda a área do projeto, sob a forma de *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais, ao longo da estruturação regional (WNW-ESE) e associam-se às rochas vulcânicas da Suíte Colíder.

Estes corpos encontram-se intrusivos preferencialmente nas rochas vulcânicas da Suíte Colíder e nos granitos Matupá e a delimitação de sua área de ocorrência é facilitada por seu relevo alçado em

imagens de satélites e por suas expressivas anomalias cintilométricas (figura 2.72), em contraste com baixos valores nos mapas magnetométricos. Localmente são também observados contatos tectônicos.

As litologias predominantes são representadas por biotita granitos e granitos porfíricos. Apresentam cor cinza-avermelhado a vermelho-tijolo, texturas equigranulares a inequigranulares, localmente porfíricas, de granulação média a grossa e estruturas maciças a discretamente foliadas. Os feldspatos potássicos mostram-se como cristais tabulares, xenomórficos a subidiomórficos, pertíticos e localmente zonados.

Os plagioclásios exibem-se como cristais prismáticos, tabulares e idiomórficos e o quartzo forma agregados de cristais xenomórficos intersticiais aos feldspatos. Os minerais máficos são raros e representados por lamelas de biotitas esverdeadas a pardas, freqüentemente alteradas para clorita. Nos granitos porfíricos é comum a presença de texturas *rapakivi/anti-rapakivi* e pórfiros de quartzo azulado com bordos corroídos (fotografias 2.45 e 2.46).

Biotita monzogranitos com textura *rapakivi/anti-rapakivi* são freqüentes na parte oeste (rio Apiacás) e na região de Alta Floresta foram obser-

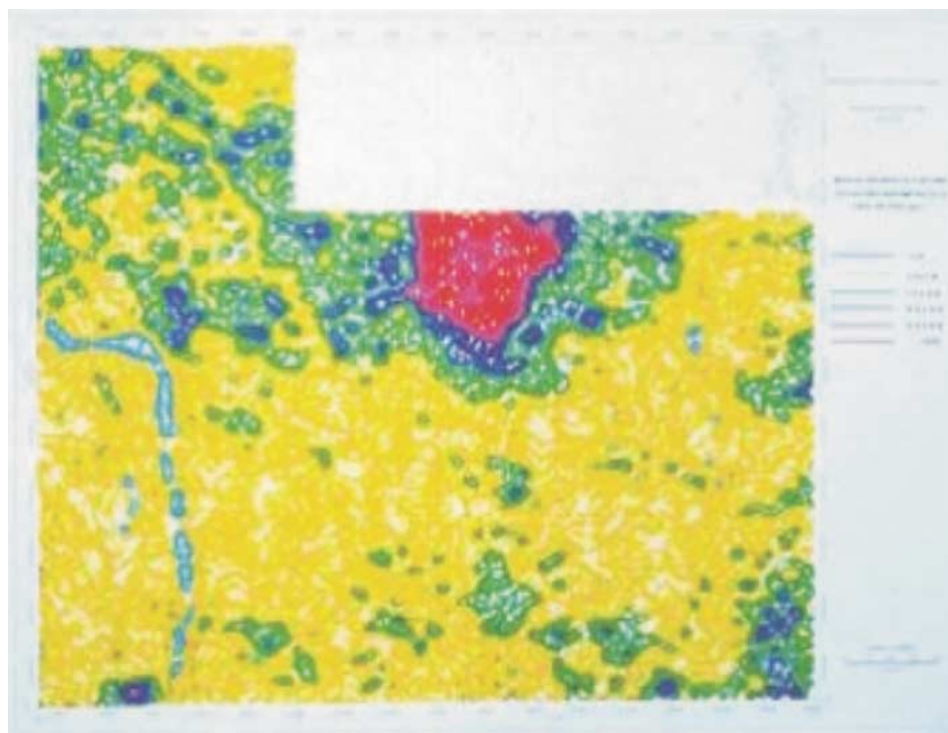
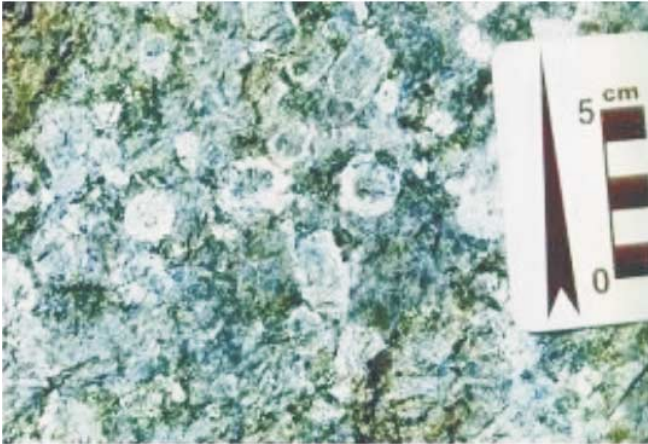


Figura 2.72 – Mapa radiométrico (canal de tório) destacando o batólito (vermelho) Teles Pires (Folha Rio São João da Barra).



Fotografia 2.45 – Granito pórfiro exibindo textura rapakivi/anti-rapakivi. PS-289 (423600/8955800).



Fotografia 2.46 – Granito com textura rapakivi e pórfiros de quartzo azulados. PS-289 (423600/8955800).

vados alcaligranitos, onde o plagioclásio aparece em percentual reduzido.

No batólito situado a NW de Apiacás nota-se nas bordas deste corpo a presença de biotita anfíbolito com sulfetos e de xenólitos de até 15cm de rochas vulcânicas de composição andesítica.

Fácies subvulcânica aparece de modo subordinado e é representada por microgranitos, granitos finos e granófiros. Estas rochas mostram cor cinza-rosado a vermelho-tijolo, textura fina a microgranular, felsítica e estrutura homogênea e maciça.

A composição modal estimada de amostras representativas desta unidade é mostrada na tabela 2.19.

Os resultados analíticos para elementos maiores, traço e terras raras e o cálculo de alguns parâmetros litoquímicos são mostrados na tabela 2.20. São caracterizados por um alto conteúdo em SiO₂ (>70%), acentuado enriquecimento em álcalis (K₂O>5) e baixo conteúdo em Al₂O₃ (entre 12% e 14%).

Os níveis de concentração de Ba e Sr são semelhantes aos encontrados nas suítes calcioalcalinas de alto potássio (Granito Nhandu) e mais elevados que os granitos alcalinos anorogênicos que, segundo Küster *et al.* (1998), são profundamente depletados nestes elementos.

O tratamento dos dados litoquímicos indica que estes granitos apresentam um padrão de série magmática calcioalcalina de alto potássio (figura 2.73), metaluminosos (figura 2.74) e evolução pós-orogênicas em transição para formação de uma crosta estável.

Os padrões apresentados pelos elementos terras-raras mostram enriquecimento em ETRL, esta-

Tabela 2.19 – Composição modal (%) da Suíte Intrusiva Teles Pires.

AMOSTRAS	CC-183	CC-222	CC-288	GM-04	GM-07	GM-10	PV-195	PS-289	PS-215	PS-218	PT-72	PT-76
MINERAIS												
Quartzo	25	25	25	30	18	18	25	25	25	22	16	15
K-Feldspato	62	42	33	25	43	45	48	36	35	38	45	45
Plagioclásio	5	25	28	25	25	25	20	25	20	20	20	20
Biotita	Tr	3	1	2	1	1	4	2	3	3	5	10
Sericita	1	1	2	1	2	2	1	2	2	3	2	2
Epidoto	-	1	2	2	3	1	-	3	5	5	3	3
Clorita	5	2	5	1	3	3	1	3	3	3	3	3
Carbonato	Tr	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fluorita	1	-	-	-	1	1	Tr	Tr	-	Tr	-	-
Titanita	-	Tr	Tr	-	1	Tr	-	2	3	2	2	1
Allanita	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Argilominerais	1	1	1	1	2	1	-	1	1	1	2	2
Opacos	Tr	Tr	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 2.20 – Resultados das análises químicas de amostras do Granito Teles Pires.

Amostra	GM-04	GM-07	GM-10	PV-195	CC-183
Elementos Maiores (%)					
SiO ₂	74,53	71,32	72,89	70,62	75,60
TiO ₂	0,10	0,45	0,27	0,51	0,08
Al ₂ O ₃	13,71	13,77	13,56	12,93	12,21
Fe ₂ O ₃	0,60	2,08	1,57	3,62	1,42
MnO	0,05	0,11	0,11	0,05	0,05
MgO	0,08	0,47	0,33	0,60	0,03
CaO	0,37	1,07	0,94	1,61	0,46
Na ₂ O	4,05	4,10	3,94	2,88	3,75
K ₂ O	4,81	4,89	5,03	5,08	4,79
P ₂ O ₅	0,02	0,15	0,05	0,20	0,02
P.F.	0,62	0,76	0,71	-	0,36
Total	98,94	99,17	99,40	98,20	90,77
A/CNK	1,48	1,37	1,36	1,35	1,41
Elementos-Traço (ppm)					
Rb	219	231	211	333	398
Sr	26	147	92	137	21
Y	32	101	69	167	134
Zr	119	574	451	490	263
Nb	25	47	43	26	46
Ba	-	620	370	636	78
Th	28	30	28	74	52,8
U	3	6	7	19,7	11
Cu	-	-	14	8	-
Pb	-	-	6	46	-
Zn	100	100	44	320	100
Co	5	5	1,4	5,8	5
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	18	100	73	238	87
Ce	49	207	160	295,3	170
Nd	19	83	54	158,4	76
Sm	4,3	14,1	92	22,8	15
Eu	- 0,5	1,3	0,80	1,99	- 0,5
Gd	-	-	8,03	21,50	-
Dy	-1	-	-	20,3	-
Er	-	-	6,61	13,78	-
Yb	3	10	7	12	14
Lu	0,4	1,4	1	1,87	1,8
Tm	-	-	0,97	1,79	-

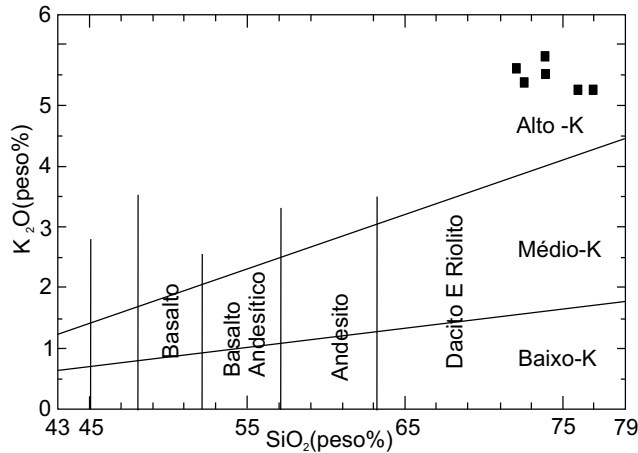


Figura 2.73 – Gráfico de Le Maitre (1989), Suíte Teles Pires.

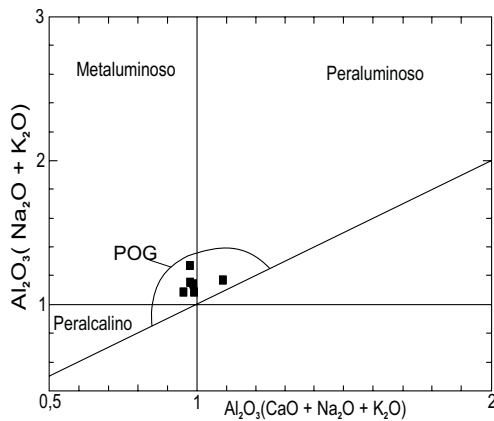


Figura 2.74 – Diagrama de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). POG – Granitos pós-órógenicos.

transtracional a extensional, posicionados imediatamente após o magmatismo orógeno.

A figura 2.76 (diagrama de Harris *et al.*, 1986) indica uma origem de granitos de arco vulcânico pós-colisionais para a Suíte Teles Pires.

Datações geocronológicas em biotita granitos da região de Terra Nova do Norte forneceram idade U-Pb de 1.757 ± 16 Ma e idade-modelo Sm/Nd de 2.100 Ma (Santos, 2000).

As rochas desta unidade são semelhantes, pelas suas características evolutivas, petrográficas, químicas e modo de ocorrência, aos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha 1.880 Ma (Klein *et al.*, 2000). Po-

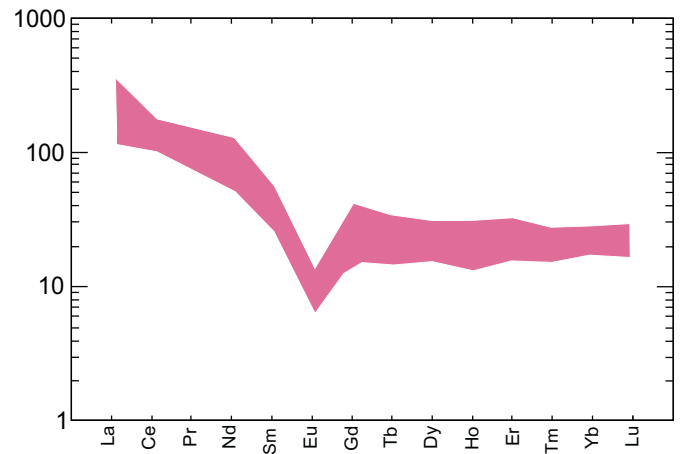


Figura 2.75 – Diagrama de ETR, normalizado segundo o manto primitivo, com range máximo e mínimo para a Suíte Teles Pires.

bilização para ETRP e discreta anomalia negativa para európio (figura 2.75), indicando similaridade com as curvas obtidas para os granitos Nhandu e Juruena.

Suas características químicas e petrográficas e as relações de campo vinculam sua evolução aos granitos tipo I, altamente fracionados, com similaridade com os granitos alcalinos tipo A.

Segundo Nelson & Depaolo (1985) e Nyman *et al.* (1987) os granitos *rapakivi* mesoproterozóicos do Meio-Oeste dos Estados Unidos tiveram sua origem relacionada a ambiente de subducção e geração de arco magmático. Estes granitos apresentam semelhanças químicas com o Granito Teles Pires.

Wernick (2001) sugere que os granitos *rapakivi* podem ocorrer tanto relacionados a arco magmático ou a fragmentos de crosta estabilizada, adicionados a arcos pós-colisionados ou vinculados a ambiente anorógeno emplaçados em regime

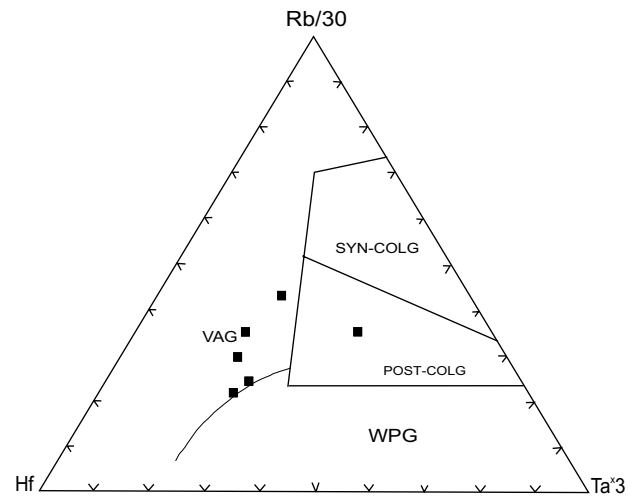


Figura 2.76 – Diagrama de Harris (1986), discriminante de ambiente tectônico da Suíte Teles Pires.

rém, pertencentes a eventos geotectônicos distintos e com diferença em idade em torno de 130Ma.

2.2.17 Grupo São Marcelo-Cabeça (PPmc_s-PPmc_v)

Barros *et al.* (1999) identificaram na região sul da Folha Ilha 24 de Maio uma provável seqüência metavulcano-sedimentar, salientando sua importância aurífera e denominando este conjunto de rochas de Subprovincia Cabeça, em função de seu potencial metalogenético.

Madrucci (2000) denominou estas rochas que ocorrem na região do garimpo homônimo de Seqüência Metavulcano-Sedimentar do Cabeça, constituídas por quartzitos, quartzo-sericita xistos, granada-sericita xistos, clorita-sericita xistos, quartzo-milonitos e *metacherts*, deformadas em regime dúctil, dobradas e transpostas por foliações miloníticas e cataclásticas, produtos de um cinturão de cisalhamento transcorrente, de orientação W/NW-E/SE.

Neste estudo renomeia-se esta unidade para Grupo São Marcelo-Cabeça, pois constatou-se que a maior área de ocorrência das rochas metavulcânicas encontram-se nas nascentes do rio São Marcelo e à sua margem esquerda, além da área de estudo principal de Madrucci (2000).

Assim, esta unidade passa a ser redefinida como uma seqüência constituída por rochas metassedimentares clásticas, pelíticas e químicas e por uma associação vulcânica/subvulcânica ácida, com rochas piroclásticas e epiclásticas, com intrusões quartzo-dioríticas subordinadas. Todos os litótipos apresentam uma variável taxa de deformação dúctil, com tramas compatíveis com as condições de fácies xisto-verde.

A litoquímica destas rochas metavulcânicas mostra afinidade calcoalcalina, subalcalinas, peraluminosas a metaluminosas, alto-K, geradas em ambiente de arco vulcânico, com enriquecimento moderado em ETRL e ETRP, com anomalia negativa em Eu.

Esta seqüência foi seccionada por cisalhamento transcorrente dúctil, predominantemente sinistral, de direção geral N30°-60°W e E-W, com médio ângulo de mergulho e foliações desde protomiloníticas a ultramiloníticas, em diferentes graus de anisotropia estrutural, promovendo a forma lenticular da unidade.

Formam um conjunto de cinco megalentes: rio São Marcelo, povoados Cabeça e Ourolanda, fazenda Urupá e fazendas Flor da Mata e Jataí. Essas

megalentes têm formato alongado, anastomosado, comprimento quilométrico, com eixo maior disposto ao longo das direções NW-SE e WNW-ESE, em geral são delimitadas e seccionadas por zonas de cisalhamento dúcteis e transcorrentes.

A espessura máxima aparente situa-se em torno de 8,5km e as melhores exposições das rochas metassedimentares estão nas circunvizinhanças dos povoados Cabeça e Ourolanda, já as das metavulcânicas situam-se ao longo da margem esquerda do rio São Marcelo, e a sul e a oeste da sede da fazenda Pontal.

A sudeste da foz do rio São Marcelo a seqüência acha-se recoberta discordantemente pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos. O contato com o Complexo Nova Monte Verde, com os granitos São Romão, São Pedro e com a Suíte Nova Canaã é feito, em maior parte, através de zonas de cisalhamento transcorrente.

A Suíte Nova Canaã denota ser parcialmente intrusiva nesta seqüência nas imediações do baixo curso do rio São Marcelo, a sudeste deste em direção à fazenda Calixbento e a sul da fazenda Macaju, ou ainda mantém contato transicional em algumas faixas onde ambas são constituídas de rochas subvulcânicas e/ou granitos epizonais.

A oeste da fazenda Pontal, as rochas metavulcânicas acham-se interdigitadas com as rochas metassedimentares, sendo esta interdigitação aparentemente original entre suas fácies e acentuada por cisalhamento transcorrente, transpondo fatias do conjunto rochoso.

Exposições de granito subvulcânico em meio às rochas metassedimentares foram constatadas no garimpo Bom Jesus, no córrego Buriti a 1,7km do povoado Cabeça e na MT-325, entre o rio Paranaíta e o povoado Cabeça. Nos dois primeiros aflora formando *mullions* posicionados ao longo das dobras dos metapelitos e no último ocorre como blocos métricos junto aos metapelitos. Estas ocorrências podem representar apófises da rocha subvulcânica da própria seqüência ou estar relacionadas aos granitos da Suíte Nova Canaã.

É sugestivo que esta seqüência tenha se iniciado com a deposição de sedimentos detríticos e pelíticos em ambiente fluvial/lagunar seguidos de vulcanismo intermediário a ácido com sedimentação detrítica e química associada.

Segundo Wildner (2001), a presença de depósitos de caráter carbonoso, as intercalações com níveis de pelitos e de arenitos quartzíferos, o estreito relacionamento com depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos por vezes grosseiros, podem indicar

um regime deposicional transicional subaquoso, onde os depósitos grosseiros indicariam a presença de um relevo positivo provavelmente dominado por rochas vulcânicas, justaposto a corpos d'água calmos relacionados a uma bacia ou plataforma rasa.

O metamorfismo varia de incipiente, na parte leste, a médio grau, na porção oeste. Esse comportamento também foi observado nas rochas de outras unidades, notadamente na Suíte Nova Canaã.

Na seqüência está impressa uma rede de descontinuidades que se interconectam formando bandas de cisalhamento e estas por sua vez formam zonas de cisalhamento transcorrentes, principais e secundárias.

As zonas de cisalhamento principais possuem movimentos predominantemente sinistrais e direções N30°-60°W e E-W, os mergulhos oscilando entre 30° e 50°. As zonas secundárias têm direções N30°-40°E, N50°-70° E e N-S com mergulhos entre 30° e 50°.

Os litótipos muitas vezes são marcados pela presença de foliação milonítica (S_n), às vezes com transposição (S_{n+1}), dobras apertadas com flancos rompidos por transposições e eixos de dobras mergulhando de 40° a-60° para E.

Em alguns locais foram registrados *mullions* (40° a 70°E) e estrutura em lápis (N85°E/45°NE). É co-

mum encontrar nestas rochas processos de alteração hidrotermal, ora de intensidade incipiente, ora acentuada.

Com base nos dados levantados desde a diversidade de tipos litológicos aflorantes em uma faixa relativamente estreita até os resultados do efeito do tectonismo imposto às rochas, e ao grau de detalhe do trabalho executado, propõe-se uma divisão do grupo em duas subunidades distintas e separadas por faixas de predominância de tipos litológicos, uma onde os termos expostos predominam rochas metavulcânicas ($PPmc_v$) e outra onde ocorrem as rochas metassedimentares ($PPmc_s$).

As rochas metavulcânicas ($PPmc_v$), ocorrem, principalmente, ao longo da margem esquerda do rio São Marcelo, ao sul e a oeste da sede da fazenda Pontal, formando relevo acidentado (colinoso), com cristas estreitas e alongadas, orientadas na direção N40°-50°W, constituindo um conjunto rochoso bem destacado nas imagens de radar e de satélite, como também no canal de potássio da aerogeofísica (figura 2.77).

São representadas por tipos subvulcânicos epizonais (microgranito, micromonzonito, microquartzodiorito, quartzo-sienito e microgranodiorito), tipos vulcânicos (riolito, riodacito), tipos piroclásticos (tufo e brecha) e por tipos epiclásticos (paraconglomerados).

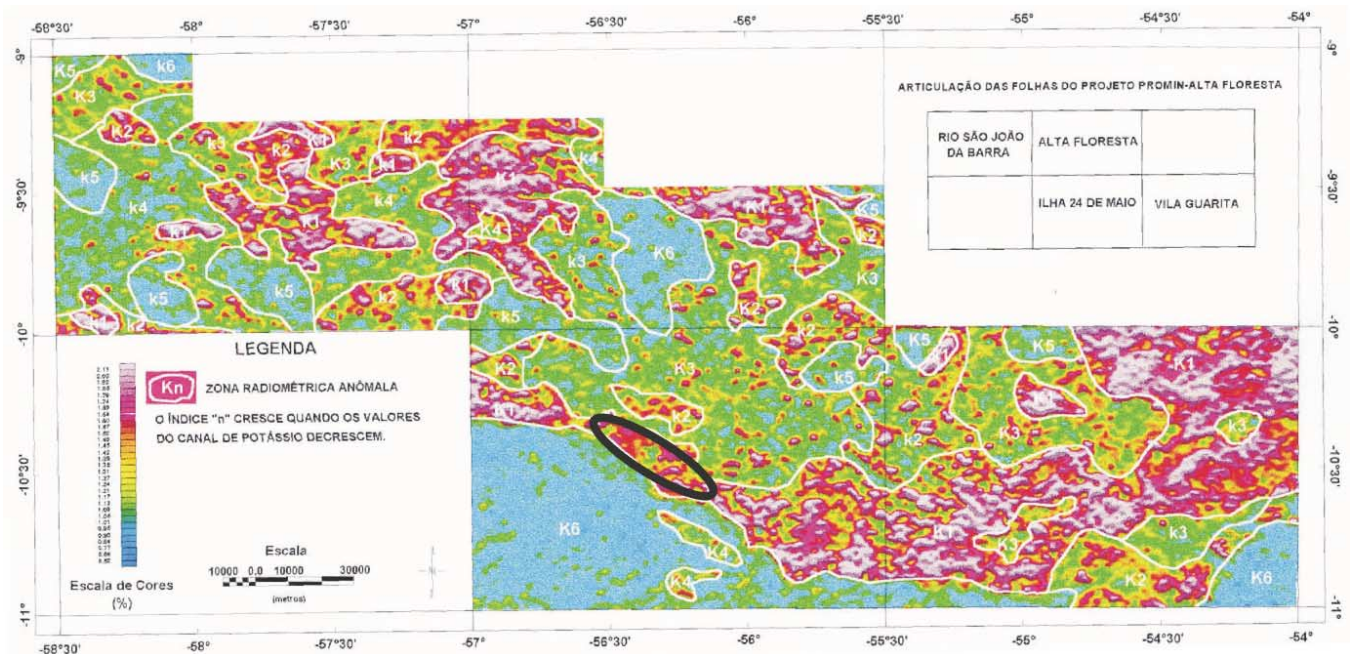


Figura 2.77 – Anomalia positiva no canal de K, para as rochas metavulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça, região central da Folha Ilha 24 de Maio. As anomalias nos extremos noroeste e sudeste da folha correspondem às áreas de ocorrência da Suíte Nova Canaã que está associada ao grupo.

São rochas cinza com tonalidades róseas e avermelhadas. Os termos subvulcânicos têm com frequência textura microporfírica ou microporfiroblástica, fenocristais milimétricos e estrutura maciça ou orientada. Riolitos e riodacitos mostram textura porfírica ou porfiroblástica com matriz afanítica e estrutura maciça ou foliada (fotografias 2.47 e 2.48).

A associação mineralógica principal é representada por plagioclásio + K-feldspato + quartzo + biotita ± felsita. Os fenocristais são de plagioclásio, K-feldspato e às vezes de quartzo. O K-feldspato frequentemente é peritítico. A biotita é verde ou parda e muitas vezes está cloritizada. Zircão + apatita ± fluorita estão presentes na forma de traços. Opa-



Fotografia 2.47 – Aspecto das rochas epizonais, subvulcânicas, constituídas por biotita microgranitos porfíricos, metamórficos e protomiloníticos, com foliação subvertical. AF-148 (581085/8834795).



Fotografia 2.48 – Detalhe de rocha subvulcânica constituída por biotita microgranito pórfiro, granofírico e metamórfico, com sistema conjugado de fraturas. AF-146 (600214/8828628).

cos + titanita ± granada representam acessórios. Sericita ± argilominerais ± epidoto ± clorita ± muscovita são produtos de alteração hidrotermal.

Os resultados de processos deformacionais sobre essas rochas são marcados microscopicamente pela extinção ondulante, recristalização dos cristais de quartzo, fraturamento e alinhamento dos cristais de feldspatos, orientação da biotita, clorita e epidoto resultando em textura granoblástica a granolepidoblástica e estrutura foliada. Conforme o posicionamento dos litótipos em relação às zonas de cisalhamento, podem estar transformados para protomilonitos, milonitos, ultramilonitos ou filonitos, (fotografia 2.49).

Wildner (2001) relata a ocorrência de rochas intrusivas epizonais alcalinas, de composição quartzo-sienítica para esta região, exibindo em análise petrográfica matriz granofírica fina a média onde identifica-se o intercrescimento simplectítico de quartzo e K-feldspato peritítico, contornando fenocristais euédricos de K-feldspato, pequena percentagem de quartzo (<10%) e biotita. Em sua análise destaca que a rocha não está metamorfizada, onde ainda se encontram preservadas texturas ígneas de arranjo alcalino.

Estes microgranitos subvulcânicos afloram em meio aos metassedimentos e apresentam texturas granoblástica a granolepidoblástica, estrutura foliada e acentuado efeito de hidrotermalização.

Ainda nesta litofácies vulcânica deste grupo ocorrem rochas vulcanoclásticas na forma de tufos e tufos lapilíticos e subordinadamente derrames de lavas, as quais associam-se rochas epiclásticas.

Tipos vulcânicos são subordinados e são caracterizados por metariodacitos que ocorrem de forma



Fotografia 2.49 – Metamicrogranito milonítico, em zona de cisalhamento dúctil transcorrente sinistral. AF-41a (585273/8833202).

intercalada a rochas metassedimentares detríticas e detrítica-químicas.

Brecha vulcânica expõe-se próximo à fazenda Calixbento e no sítio Bom Jardim, apresentando-se bastante alterada pelos efeitos do hidrotermalismo e pelo intemperismo, dificultando sobremaneira a sua identificação.

Nas proximidades do sítio Bom Jardim, posicionada na parte inferior de uma escarpa ocorrem depósitos relacionados a retrabalhamento de pilha vulcânica formados por fluxo de lama e pedra, de alta densidade, que conforme Wildner (2001) são muito semelhantes a depósitos do tipo *lahaar*, de ambiência continental transicional.

Estes depósitos são constituídos por um paraconglomerado possante, com fragmentos e blocos decimétricos, polimíticos e estirados de vulcânicas, sedimentos, lavas, pelitos grafitosos e quartzitos, dispersos em uma matriz argilo-ferruginosa milonitizada. São os depósitos epiclásticos mais claros identificados em toda a seqüência (fotografia 2.50). Depósitos piroclásticos, formados principalmente por tufos, tufos a cristal e tufos lapilíticos extremamente deformados são encontrados sob a forma de lentes dispersas por toda unidade, com certa predominância em sua região meridional, nas proximidades do rio Tapaiúna (fotografia 2.51).

Destas rochas, foram escolhidas treze amostras com menor grau de alteração hidrotermal para compor o quadro de resultados de análise petrográfica da tabela 2.21.

As rochas metassedimentares (PPmc_g) distribuem-se principalmente na região dos povoados Cabeça e Orolanda, e são contituídas por uma seqüência pelítica, química e siliciclástica subordinada, essencialmente deformadas sob um regime dúctil e metamorizadas desde fácies anfíbolito baixo a principalmente xisto-verde.

Incluem desde metaconglomerados a metagrauvascas, sericita quartzitos, quartzo-sericita-granada xistos, muscovita-biotita xistos e clorita-sericita xistos.

Metaconglomerados ocorrem nas fazendas Urupá e Flor da Mata. Na última a rocha possui cor cinza a rósea, matriz média granoblástica e estrutura orientada e muito deformada (fotografia 2.52).

Os clastos são elipsoidais e arredondados de diâmetro até 2cm e tanto a matriz quanto os clastos são magnéticos. Na análise petrográfica foi constatado que, os clastos são constituídos por sillimanita quartzitos e por quartzitos ferríferos, enquanto a matriz contém plagioclásio, K-feldspato, biotita, muscovita, opacos e zircão.

A assembléia mineralógica da matriz, confere à rocha metamorfismo de baixo grau. Ao contrário, a mineralogia encontrada nos clastos indica que estes pertencem a rochas de um grau metamórfico mais elevado. Por estas relações, interpretou-se que os seixos são provenientes de retrabalhamento de uma unidade mais antiga, provavelmente pertencentes ao Complexo Bacaeri-Mogno, que apresenta em sua constituição estas litologias semelhantes e insertas em um contexto de médio a alto grau.



Fotografia 2.50 – Depósitos de retrabalhamento de pilha vulcânica, com clastos estirados com desenvolvimento de sombras de pressão e matriz com acamada gradacional sutilmente preservada. AF-124 (601153/8825762).



Fotografia 2.51 – Aspecto de rocha milonítica constituída por material silto-arenoso, cristais e fragmentos de rocha, associado a pilhas vulcânicas e granitos subvulcânicos, interpretado como depósitos aéreos do Grupo São Marcelo-Cabeça. Encontra-se deformada em zona de cisalhamento dúctil, transcorrente sinistral. AF-39 (604042/8818058).

Tabela 2.21 – Composição modal estimada (%) para rochas metavulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça, Folha Ilha 24 de Maio.

MINERALOGIA	AMOSTRAS												
	JD-19	HG-80	HG-84	HG-85	AF-133	AF-134	AF-135a	AF-135b	AF-136	AF-141	AF-146	AF-148	AF-154
Quartzo	25	20	18	20	18	20	20	15	30	08	25	22	30
K-Feldspato	25	45	35	45	15	10	45	53	28	52	34	20	38
Plagioclásio	20	15	15	15	50	48	15	15	25	20	20	36	15
Biotita	03	05	05	06	05	10	10	05	03	05	10	10	01
Felsita		-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	02	05	03	04	02	03	02	03	04	02	02	01	01
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	-	Tr
Zircão	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Titanita	01	Tr	01	01	01	02	02	02	-	01	01	02	01
Granada	Tr	03	-	03	-	-	-	-	-	02	-	-	-
Epidoto	06	02	02	03	03	03	01	01	-	03	-	02	03
Clorita	10	02	-	-	03	01	02	03	03	02	Tr	03	05
Fluorita	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	03	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-	-	-
Carbonato	03	Tr	01	-	02	-	01	01	-	02	05	03	03
Sericita	02	02	03	02	01	02	02	02	-	02	02	01	02
Argilominerais	-	01	02	01	-	01	-	-	-	01	01	01	01

Todavia, encontra-se também como matriz destes conglomerados, além de metarcósios e meta-grauvacas, rochas em médio grau metamórfico. São encontrados sillimanita gnaisses que afloram na rodovia MT-160/ fazenda Jataí, na porção noroeste da área. São metapelitos cinza, com variações de tonalidades verde e parda, têm textura fina a média e estrutura foliada, apresentando ou não sulfetos disseminados.

A constituição mineralógica é representada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, granada, biotita, sillimanita, opacos e minerais acessórios (apatita e zircão). Clorita, muscovita, fibrolita, sericita e argilo-



Fotografia 2.52 – Metaparaconglomerado, com seixos de sillimanita quartzito e quartzitos ferríferos. AF-84 (519227/8874575).

minerais, também estão presentes e são resultantes da atuação de processos hidrotermais.

A associação mineralógica representada por quartzo + plagioclásio + K-feldspato + biotita + sillimanita + granada, permite posicionar estes litótipos como de grau metamórfico médio. A deformação é marcada pela forte extinção ondulante e pelo tritramento, estiramento e imbricações dos cristais de quartzo, pelo fraturamento, estiramento e lenticularização dos feldspatos e pela orientação e deformação da biotita, acarretando aos litótipos o *status* de protomilonito.

Por conseguinte, são interpretados juntamente com os metaconglomerados como sendo a porção basal do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Metagrauvasas líticas afloram próximo à sede da fazenda São Jorge. Exibem cor cinza-escuro a esverdeada, textura microporfioblástica, matriz microgranular, estrutura foliada e compõem-se essencialmente de quartzo, feldspato e biotita verde.

Quartzitos brancos de granulometria fina e homogêneos e aspecto sacaróide, intensamente sulfetados, são encontrados em regiões a sudeste do Garimpo do Fabinho.

As rochas metapelíticas são de tonalidades variadas, vermelhas, esbranquiçadas, cinza-esverdeado, cinza-claro a escuro e amareladas. Em geral apresentam textura granolepidoblástica fina e uma foliação fina e regular (S_n), transposta por uma foliação S_{n+1} , com dobras apertadas com flancos rompidos e eixo mergulhando 40° a 50° para E.

A composição mineralógica encontrada é constituída por quartzo \pm plagioclásio \pm K-feldspato \pm biotita \pm clorita \pm epidoto \pm muscovita \pm granada \pm sericita. Zircão, apatita, titanita, turmalina e carbonatos, com frequência configuram como traços, opacos são constantes, representando alguns pontos percentuais. A assembléia mineralógica formada por quartzo \pm plagioclásio \pm K-feldspato \pm biotita \pm clorita \pm epidoto \pm muscovita \pm granada, é sugestiva de fácies xisto-verde baixo (fotografia 2.53).

As rochas metassedimentares químicas, tipo *metachert*, são citadas por Barros *et al.* (1999), fazendo parte da seqüência. Na região da Pista do Cabeça, garimpos do Padeiro, Fabinho, Gil e no extremo-meridional da seqüência, nas proximidades da fazenda Calixbento, foram encontradas lentes, de largura centimétrica e extensão métrica, de rocha silicosa cinza-claro a amarelado provável *metachert* e de rocha cinza, provável grafita-sericita xisto.

Estas lentes estão intercaladas e interestratificadas em rochas metassedimentares, (fotografia 2.54), e em metavulcanogênicas (metatufos). Tais litologias, em geral, apresentam-se transformadas pela hidrotermalização e pelo intemperismo, dificultando sobremaneira a identificação dos protólitos.

Além das rochas metavulcânicas e metassedimentares, inserem-se dentro deste grupo intrusões métricas de rochas quartzo-diorítica e graníticas, sob a forma de diques e apófises.

A litoquímica de seis amostras das metavulcânicas foram analisadas para elementos maiores, traço e terras-raras (tabela 2.22), permitindo fazer algumas considerações.

No diagrama de Le Maitre (1989) (figura 2.78) para classificação petroquímica de rochas vulcâni-

cas, plotam no campo riolítico a dacítico, mostrando o caráter ácido das rochas analisadas e coerência com os resultados obtidos na petrografia.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), (figura 2.79), plotam no campo toleítico e subordinadamente no campo calcioalcalino, em ambos, posicionam-se no final de cada série.

Embora haja valores elevados de ferro total nas amostras analisadas, outros óxidos com afinidade, tais como TiO_2 , MgO , CaO , e elementos como Co, Ni e Cr, apresentam teores ínfimos ou não detectados.

Da mesma forma classificam-se estas rochas como subalcalinas, peraluminosas a metaluminosas, de alto-K, de acordo com a discriminação obtida através dos gráficos das figuras 2.80, 2.81 e 2.82, respectivamente.

Conforme discriminação obtida no gráfico de Harris *et al.* (1986), (figura 2.83), as rochas desta unidade sugerem uma origem compatível com ambiente tectônico de arco vulcânico, embora uma amostra situe-se no campo intraplaca.

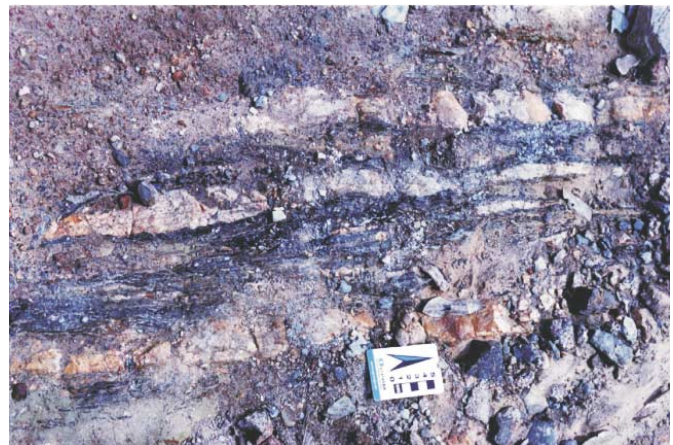
Em relação ao manto primitivo, apresentam enriquecimento moderado em terras-raras leves (variação de 22 a 147 vezes), em terras-raras pesadas (variação de 10 a 30 vezes) e exibem anomalia negativa moderada de európio (figura 2.84).

Mostram fracionamento moderado entre LaN/LuN (variação de 6,40 a 9,89).

O padrão das terras-raras mostra características de magmas ácidos, sugerindo que houve assimilação da crosta sílica, assinalada pela maior concentração de terras-raras leves, e com padrão próprio de rochas riolíticas alta sílica, com significativa alcalinidade e com empobrecimento relativo em európio.



Fotografia 2.53 – Rocha metapelítica do Grupo São Marcelo-Cabeça representada por biotita-clorita xisto, fácies xisto-verde baixo. AF- (584492/8835709).



Fotografia 2.54 – Intercalações centimétricas e milimétricas de xistos carbonosos ou grafita xistos em metapelitos e quartzitos.

Tabela 2.22 – Resultados de análises químicas das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, Folha Ilha 24 de Maio.

Amostras	AF-135a	AF-148	HG-80	HG- 84	HG-85a	JD-19
Elementos Maiores (%)						
SiO ₂	68,37	70,25	67,30	68,05	66,73	73,18
TiO ₂	0,62	0,41	0,49	0,47	0,61	0,20
Al ₂ O ₃	12,53	13,42	14,95	15,13	14,10	13,23
Fe ₂ O _{3(t)}	4,62	6,34	2,04	5,14	6,69	3,49
MnO	0,17	0,06	0,15	0,19	0,13	0,07
MgO	0,67	0,50	0,32	0,27	0,53	0,17
CaO	0,65	2,08	0,09	0,16	0,43	1,08
Na ₂ O	3,74	3,05	1,80	2,61	1,42	2,62
K ₂ O	4,95	5,12	5,36	4,42	4,54	5,74
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,08	0,08	0,06	0,04
P.F.	0	0	3,87	2,94	3,68	0,59
Elementos-Traço (ppm)						
Co	5	4	-	-	5	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-
Cu	11	11	-	-	-	-
Pb	10	33	-	-	-	-
Zn	185	56	150	140	170	-
Sn	2	3	-	-	-	-
W	1	2	1	2	-	-
As	-	-	-	0,5	-	0,5
K	41.091	42.503	44.495	36.692	37.688	47.649
Rb	222	190	166	210	205	250
Ba	526	1.063	540	270	590	1.300
Sr	77	214	48	33	48	143
Ga	25	17	-	-	-	-
Ta	1,6	11,4	1,8	1,7	1,8	1,6
Nb	22,1	23,8	21	25	20	27
Hf	11,6	9,2	14	12	15	8,5
Zr	447	364	498	472	532	316
Y	126	42	55	67	45	53
Th	18,6	17,2	20	19	24	17
U	4,7	4,5	5	5	6	4
Elementos Terras-Raras (ppm)						
La	92,3	53,9	85	80	58	66
Ce	191,6	113,6	160	140	140	130
Nd	90,7	53,3	66	71	50	52
Sm	16,3	8,6	11,2	12,3	9,1	9
Eu	2,19	1,64	1,3	1,3	1,2	1,4
Gd	15,96	7,19	-	-	-	-
Tb	2,61	1,11	2	2	2	1
Dy	16,57	6,96	-	-	-	-
Ho	4,18	1,5	-	-	-	-
Er	12,64	4,79	-	-	-	-
Tm	1,58	0,65	-	-	-	-
Yb	10,19	4,65	6	6	6	5
Lu	1,51	0,72	0,9	0,9	0,8	0,7

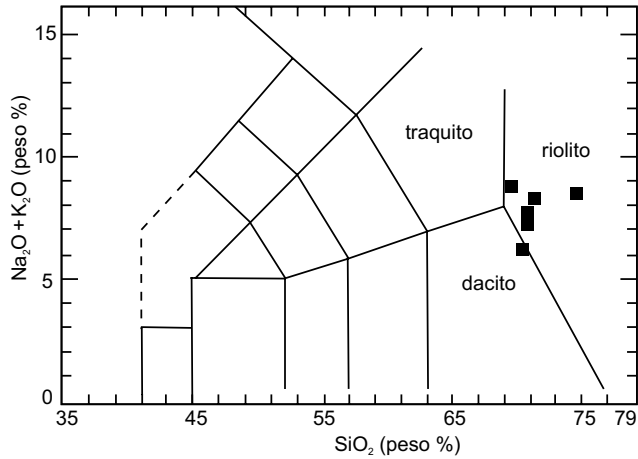


Figura 2.78 – Diagrama de Le Maitre (1989), para as rochas vulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça.

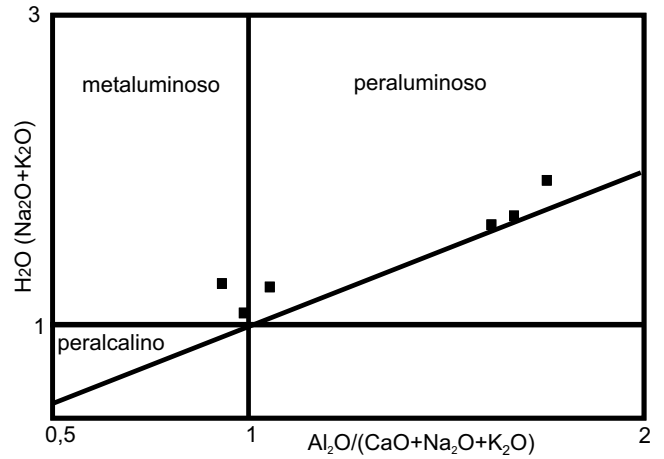


Figura 2.81 – Índice de Shand, para as rochas vulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça.

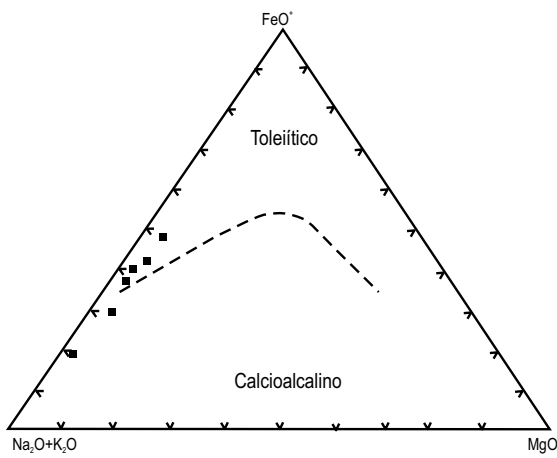


Figura 2.79 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico.

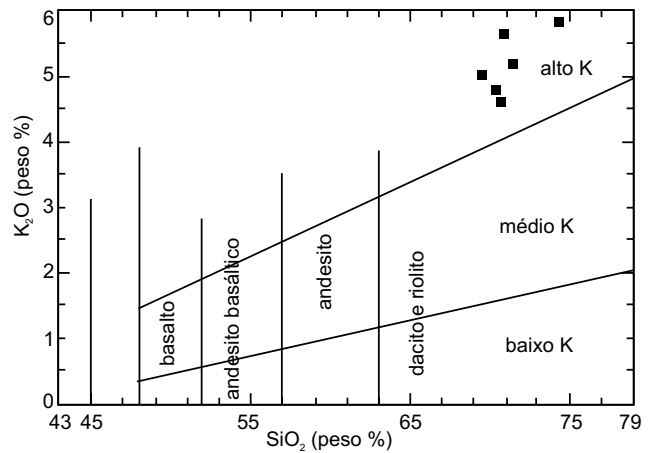


Figura 2.82 – Gráfico $SiO_2 \times K_2O$ de Le Maitre (1986).

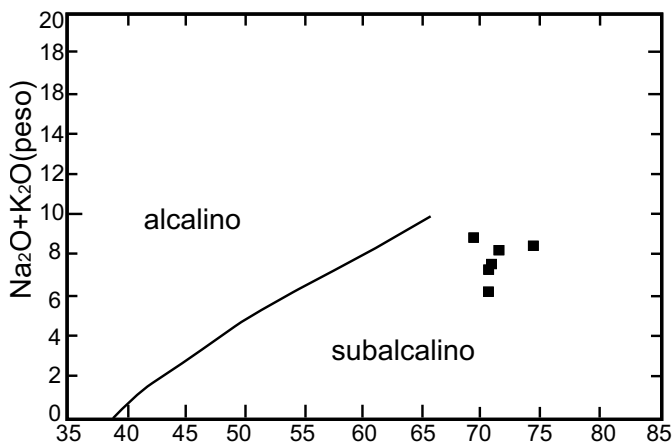


Figura 2.80 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos alcalino e subalcalino.

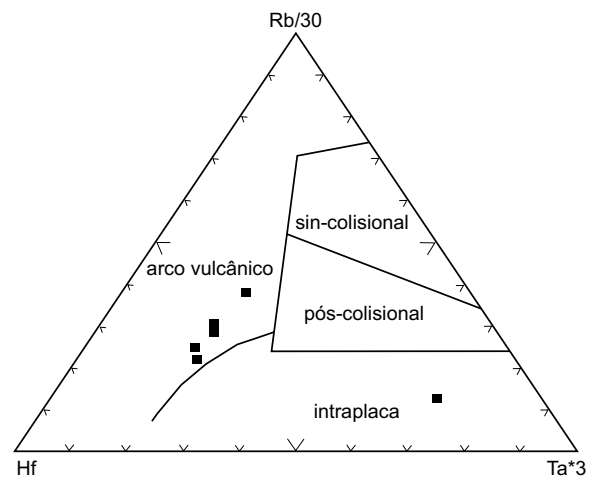


Figura 2.83 – Diagrama de Harris (1986), discriminante de ambiência tectônica.

O gráfico de multielementos normalizado ao manto primordial mostra anomalias negativas em Nb, Sr, Ti, V e Eu (figura 2.85). O Ti e o V são indicadores de fracionamento de óxidos de Fe-Ti (ilmenita e titanomagnetita), sinalizando que pode ter havido substituição de Ti em fase acessória (titanita). O Nb é incompatível no manto, mas pode substituir o Ti em fase acessória alojando-se na titanita. O comportamento do Eu e do Sr sugere que quantidade significativa de feldspatos foi retirada durante a cristalização do magma.

Dados geocronológicos precisos para esta unidade ainda não foram disponibilizados para o projeto, embora dados de zircão detrítico tenham sido obtidos em xistos milonitizados (metapelitos) do garimpo Fabinho e datados pelo método U-Pb

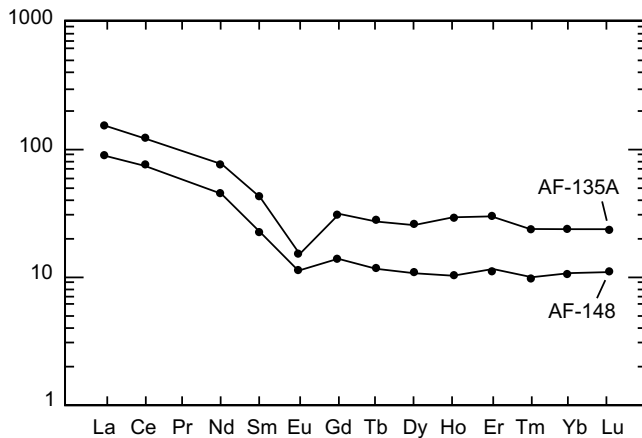


Figura 2.84 – Diagrama ETR normalizado ao manto primitivo de Taylor & McLennan (1989).

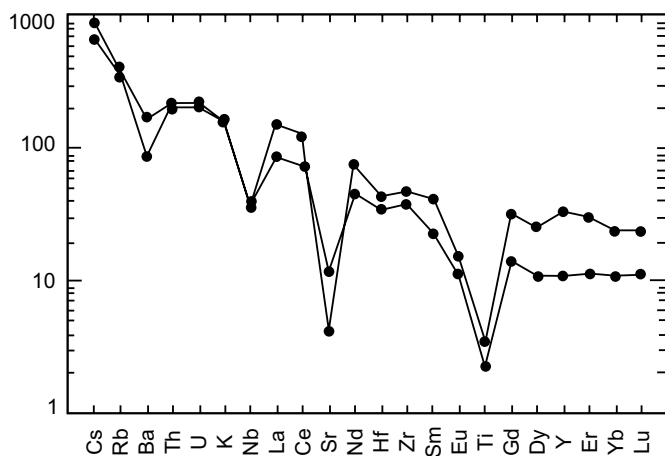


Figura 2.85 – Gráfico de multielementos para o Grupo São Marcelo-Cabeça.

SHRIMP, fornecendo a idade de $1.859 \pm 5\text{Ma}$ (Santos, 2000).

Este dado sugere uma provável área-fonte dos metassedimentos e representa também a idade máxima para a seqüência, descartando, em princípio, como área-fonte a maioria dos terrenos plutovulcânicos e acrescionários de médio a alto grau com idade compreendida entre 1.850Ma a 1.770 Ma.

Ficam apenas os complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú, a Suíte Juruena e as rochas pré-colisionais das Suítes Matupá e Flor da Serra, como possíveis áreas-fontes.

Outra evidência relativa são os metaconglomerados que ocorrem na porção noroeste da área, os quais são constituídos por seixos de sillimanita quartzitos e quartzitos ferríferos, indicando que a área-fonte seja o Complexo Bacaeri-Mogno, de idade isocrônica 2,2Ga Sm-Nd e que contém estes quartzitos entre seus litótipos.

Desta forma o Grupo São Marcelo-Cabeça pode ser correlacionado à seqüência metavulcano-sedimentar aflorante na região de Aripuanã (MT), pertencente ao Grupo Roosevelt, situada cerca de 270km a oeste da Folha Ilha 24 de Maio. As duas seqüências têm compatibilidades litológica e metalogenética, e o ambiente tectônico-sedimentar comum. Para um dacito e um granito deformado, intrusivo na seqüência de Aripuanã (Grupo Roosevelt), Neder *et al.* (2000) obtiveram respectivamente as idades U-Pb SHRIMP de $1.762 \pm 6\text{Ma}$ e $1.755 \pm 5\text{Ma}$.

As principais deformações e metamorfismo de baixo grau, que afetam a bacia, são posteriores e possivelmente remontam à idade de $1.653 \pm 42\text{Ma}$ (Pimentel, 2001), metamorfismo este tardio e também marcado em rochas do Complexo Bacaeri-Mogno.

O posicionamento geotectônico deste grupo é ainda uma questão em aberto. Pode-se inferir que esta seqüência represente uma bacia de *back-arc*, ou uma bacia relacionada a arco, imbricada nas rochas acrescionárias (granitos deformados calcioalcalinos do Arco Juruena), com base nos seguintes dados: pela interdigitação e ambiência com vulcanismo ácido a intermediário; pela origem dos sedimentos nas zonas externas do arco e até mesmo nas zonas continentais adjacentes; pelo tipo de sedimentação com a sucessão clástica, pelítica e química encontrada, e por sua correlação e semelhança litológica e metalogenética com as rochas do Grupo Roosevelt.

2.2.18 Suíte Nova Canaã (PP γ nc₁ a PP γ nc₄)

Estas rochas foram anteriormente incluídas no Complexo Xingu por Silva *et al.* (1974). A partir deste trabalho de cunho regional, nenhuma modificação cartográfica substancial foi realizada. Durante o mapeamento da Folha Ilha 24 de Maio foi individualizado e cartografado um conjunto de corpos graníticos, encontrados nas proximidades da cidade Nova Canaã do Norte, para o qual se utilizou esta denominação.

É constituída por rochas graníticas e subvulcânicas, que ocorrem como corpos intrusivos, de geometria elíptica, alongados, concordantes a subconcordantes a extensas zonas de cisalhamento de direção NW. São representados por batólitos, *stocks* e apófises, de posicionamento crustal meso a epizonal.

Os litótipos plutônicos estão constituídos por biotita monzogranitos, sienogranitos, alcaligranitos, hornblenda-biotita granitos e quartzo-monzonitos subordinados. As fácies subvulcânicas são mais restritas e estão representadas por micromonzogranitos finos e granófiros. Apresentam enclaves dioríticos, quartzo-dioríticos a quartzo-monzodioríticos.

Representam um conjunto de litótipos de natureza calcioalcalina, alto potássio, peraluminosa, ge-

rados em ambiente tectônico, presumivelmente tardiorogênico ou pós-orogênico, em relação ao Arco Juruena.

Todos os litótipos apresentam diferentes estágios de anisotropia, desde porções isotrópicas, a restritas zonas, cada vez mais deformadas, com o desenvolvimento progressivo de foliações miloníticas.

Na análise das imagens gamaespectométricas, nos canais de potássio, tório e urânio, apresentam anomalias positivas (figuras 2.86 e 2.87) sendo esta uma característica distintiva para sua identificação, através de métodos indiretos.

Sua principal ocorrência limita-se à Folha Ilha 24 de Maio e subordinadamente na Folha Vila Guarita, embora pequenas faixas ou porções sejam reconhecidas em toda borda norte da serra dos Apiaçás.

Suas melhores exposições encontram-se em Nova Canaã do Norte e suas imediações, principalmente na comunidade Santo Antônio, onde ocorre o Garimpo Tapajós, a leste, ao longo da MT-320 no trecho Nova Canaã-Colíder; e a sul e oeste da comunidade do Doze.

Os diversos corpos apresentam contatos tectônicos por zonas de transcorrência dúcteis com as demais unidades litodêmicas da região, principalmente com o Grupo São Marcelo-Cabeça, com os

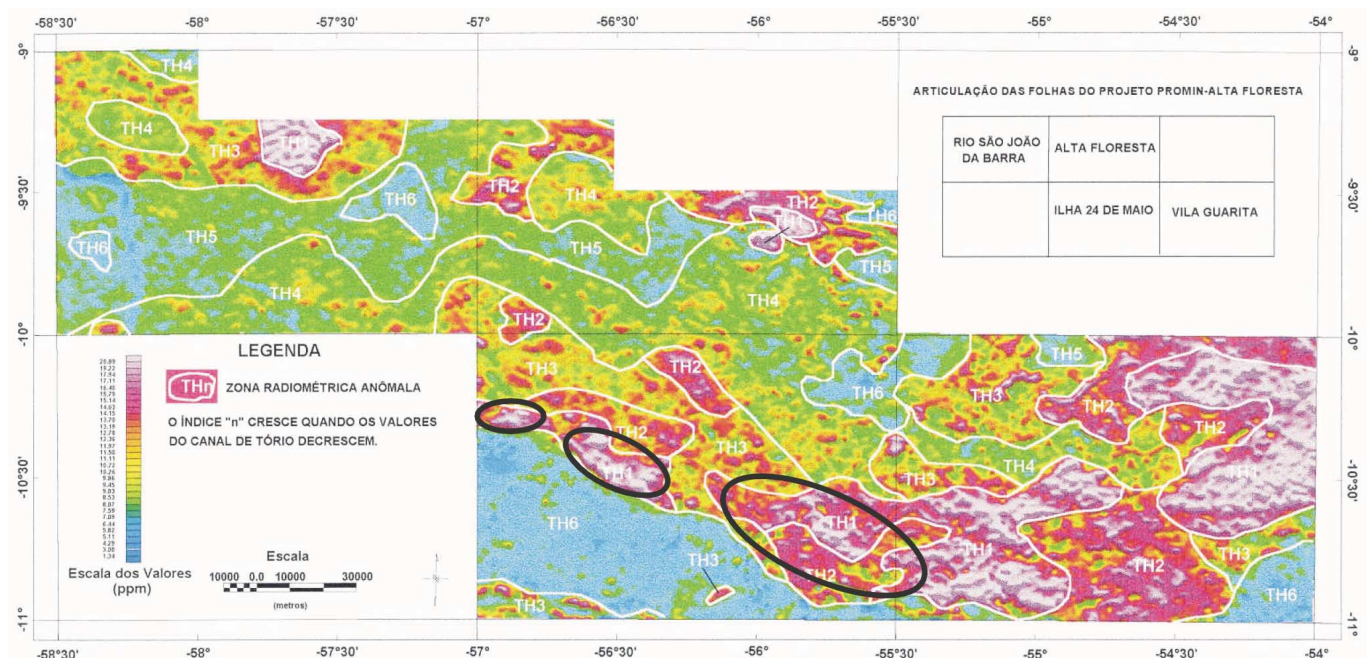


Figura 2.86 – Imagem gamaespectométrica, canal de Th integrada, com a Folha Ilha 24 de Maio (centro inferior). A Suíte Nova Canaã apresenta anomalia positiva nas porções centro e sudeste da folha.

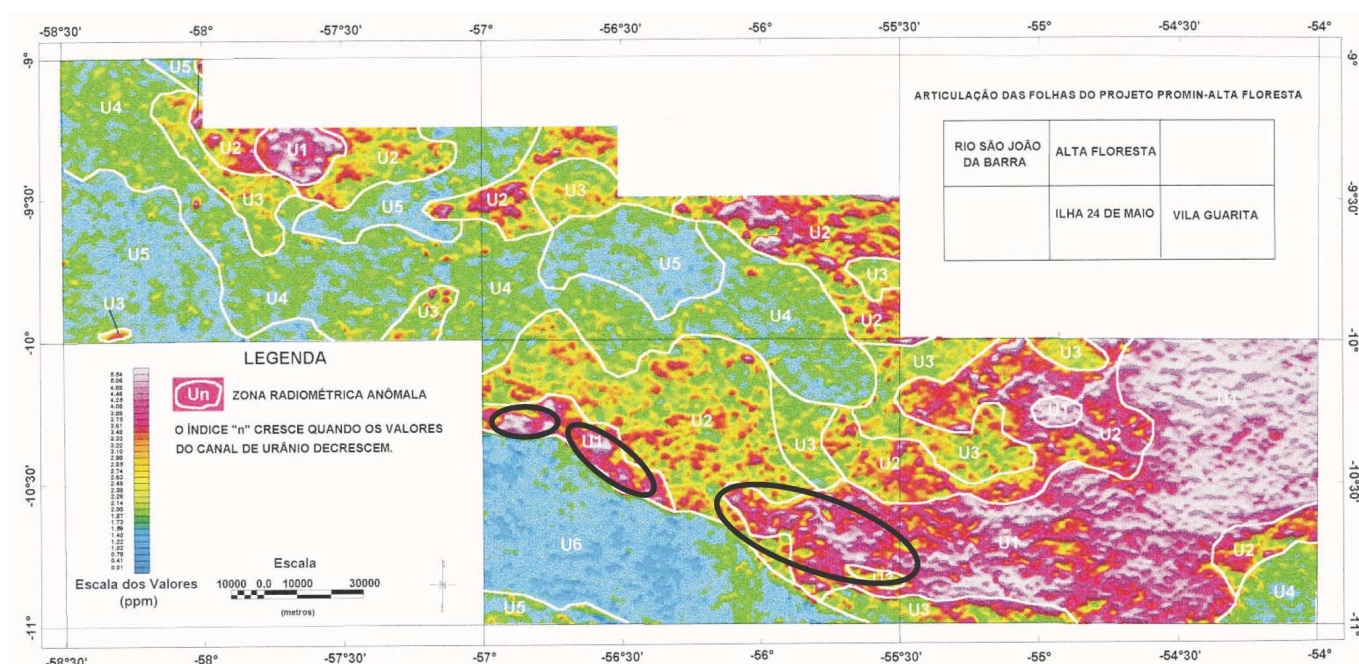


Figura 2.87 – Imagem gamaespectrométrica, canal de U integrada, com a Folha Ilha 24 de Maio (centro inferior). A Suite Nova Canaã apresenta as mesmas características do canal de Th.

granitos São Pedro e São Romão. Os limites entre suas fácies são ora tectônicos entre os litodemas de características diferentes, ora gradacionais entre os litótipos com similaridade composicional.

A representação modal evidencia a homogeneidade composicional desta unidade em termos monzograníticos. A tabela 2.23 mostra a composição modal estimada de 15 amostras representativas desta unidade.

Foram identificadas quatro fácies principais nesta suíte: os biotita-monzogranitos e sienogranitos leucocráticos ($\text{PP}\gamma\text{nc}_1$); os hornblenda-biotita granitos e biotita granitos mesoleucocráticos ($\text{PP}\gamma\text{nc}_2$); os alcaligranitos e sienogranitos ($\text{PP}\gamma\text{nc}_3$) e as rochas subvulcânicas ($\text{PP}\gamma\text{nc}_4$).

Os biotita monzogranitos e sienogranitos leucocráticos ($\text{PP}\gamma\text{nc}_1$) são os litótipos predominantes. Mostram de coloração rósea-avermelhada a cinza, em tons claros (fotografia 2.55) e apresentam-se em geral anisótopos, inequigranulares, médios a grossos, de estrutura maciça e textura pórfira a porfírica.

Possuem texturas granoblásticas e estruturas protomiloníticas a miloníticas e foliadas, quando deformados (fotografia 2.56).

Os hornblenda-biotita granitos e biotita granitos meso-leucocráticos ($\text{PP}\gamma\text{nc}_2$), são termos subordinados e constituem uma fácies porfiroclástica de

granulação extremamente grossa com fenocristais centimétricos de K-feldspato peritéticos, sendo encontrado alguns termos com cristais de textura pseudo-*rapakivi* e matriz granoblástica. Rochas de composição quartzo-monzoníticas associam-se subordinadamente a estes litótipos. A distribuição desta fácies limita-se ao centro-oeste da área (fotografia 2.57).

Estas duas fácies apresentam variações texturais e granulométricas em função de: proximidade das zonas de alto *strain*; em relação ao nível crustal da exposição e da posição relativa dentro do corpo, se nas bordas ou núcleo da intrusão.

Nos termos graníticos as principais características mineralógicas são:

- presença de dois feldspatos, sendo os tipos peritéticos, fenocristais centimétricos de feldspato potássico Or_{75} , mais abundantes que os plagiocálcios sódicos Ab_{70-85} ;
- biotita \pm hornblenda ou biotita \pm muscovita, quando ambas as fases estão presentes a razão $\text{Hb/Bt} + \text{Ep}$ situa-se entre 0,20 e 2,5;
- presença freqüente de magnetita enriquecida nas porções inequigranulares mais finas;
- hornblenda verde ocorre raramente e, quando faz-se presente, está em baixas proporções;
- granadas como raros cristais, milimétricos, idiomórficos a xenomórficos, como fase acessória

ou associada aos produtos de saussuritização dos plagioclásios;

– aparecimento de fluorita como fase acessória ocorrente em microfraturas, vênulas ou como fase intersticial aos feldspatos.

Os alcaligranitos e sienogranitos $PP\gamma_{nc_3}$ são os termos mais diferenciados e tardios, mostram tendência mais alcalina, ricas em K-feldspato e quartzo. Em imagens gamaespectométricas, em especial no canal de potássio, estes litotipos apresen-

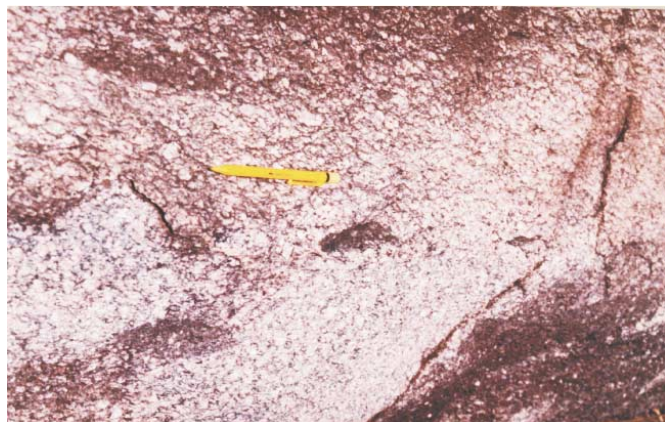
tam fortes anomalias positivas, perceptíveis para sua individualização.

As rochas subvulcânicas ($PP\gamma_{nc_4}$) são de ocorrência limitada e formam corpos em forma de *sills* e diques de micromonzogranitos e granófiros. Apresentam como característica, em imagens geofísicas, anomalias magnetométricas intensas e localizadas.

Os micromonzogranitos possuem óxidos e sulfetos disseminados, são de coloração cinza e tona-

Tabela 2.23 – Composição modal estimada (%) dos granitos e subvulcânicas Nova Canaã.

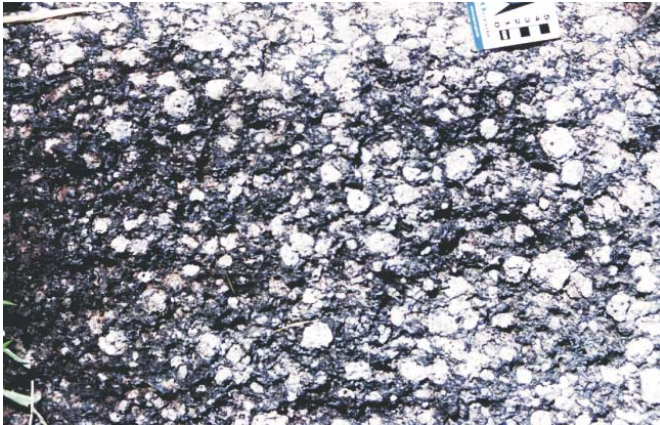
Mineralogia	HG-18	HG-34a	HG-49	HG-60	HG-71c	HG-79	HG-87	HG-93	AF-23	AF-24	AF-62	AF-63	AF-74	AF-102	AF-103
Quartzo	25	20	25	30	30	25	25	25	25	25	25	25	20	30	15
Plagioclásio	25	15	28	20	5	15	15	20	20	20	22	23	20	20	25
K-Feldspato	39	40	30	43	58	45	36	45	40	39	35	35	38	33	32
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	5	1	-	-	5	-	-	-	3
Biotita	5	5	3	2	2	2	2	4	5	3	5	5	5	8	5
Muscovita	3	3	-	Tr	1	1	-	-	2	1	-	-	3	-	-
Clorita	1	3	5	3	2	5	-	2	1	3	1	3	2	Tr	8
Sericita	-	2	2	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	3
Epidoto	Tr	3	3	Tr	-	2	2	1	1	2	2	2	1	2	5
Fluorita	-	2	Tr	-	Tr	1	1	Tr	Tr	1	-	2	-	Tr	-
Granada	Tr	-	Tr	-	Tr	-	2	Tr	-	-	-	-	5	-	-
Titanita	Tr	-	1	Tr	Tr	-	5	Tr	1	3	1	1	Tr	4	5
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	-	-	-	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	-	1	-	-	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	3	1	Tr	Tr	1	5	Tr	2	1	2	1	2	1	3
Carbonato	Tr	2	Tr	Tr	Tr	-	-	-	-	-	Tr	-	2	Tr	-
Argilominerais	1	2	2	1	1	1	-	1	1	1	1	1	1	1	1



Fotografia 2.55 – Biotita sienogranitos, leucocráticos e porfíricos da Suíte Nova Canaã, protomiloníticos com enclaves ou autólitos centimétricos, orientados paralelos à foliação.



Fotografia 2.56 – Aspecto da cominuição mineral e foliação milonítica das faixas de cisalhamento da Suíte Nova Canaã.



Fotografia 2.57– Fácies grossa com fenocristais centimétricos de K-feldspato pertítico da Suíte Nova Canaã.

lidades claras a escuras, textura microgranular e estrutura subfoliada. Estão constituídos por K-feldspato (38%), plagioclásio (20%), quartzo (20%) e biotita (5%) como fase essenciais. Apresentam cristais submilimétricos de granada (5%), idiomórficos a xenomórficos, isolados ou formando cordões orientados.

Os granófiros são de cor rosa a cinza-claro, textura inequigranular fina a grossa, porfiríticas e apresentam quartzo (20-25%) intercrescido graficamente ao K-feldspato pertítico (49-50%).

Os enclaves são de composição diorítica e ocorrem como faixas métricas a centimétricas, de espessura variável e com estruturas e feições internas de deformação dúctil. Apresentam-se também como pequenos corpos, de dimensões centimétricas, na forma de estruturas oblatas e amendoadas (fotografia 2.58). Em ambas as formas apresentam



Fotografia 2.58 – Enclaves dioríticos de dimensões centimétricas, na forma de estruturas oblatas e amendoadas.

tipologia de contato nítido. A análise petrográfica identifica-os como dioritos, quartzo-dioritos e monzodioritos, ricos em plagioclásio, hornblenda e biotita.

Observações de campo mostram que estas rochas são de natureza intermediária e apresentam-se recortadas e invadidas por veios de material feldspático e epidoto, sendo englobadas e assimiladas, pelas porções monzograníticas e sienograníticas.

As análises petrográficas, mineralógicas e os dados de campo fornecem parâmetros para uma interpretação das condições de posicionamento, da forma e do estilo estrutural das fácies da Suíte Nova Canaã.

Feições como, foliação ígnea, alinhamentos de K-feldspato de natureza pertítica e biotita, paralelos à direção da deformação regional, somados à presença de faixas de rochas filoníticas ao longo dos contatos, ocorrência comum de xenólitos ou inclusões de material da rocha encaixante, de origem incerta, sugerem que estes corpos foram posicionados em condição mesozonal, como batólitos e stocks em regime de *emplacement* forçado.

Por outro lado, a presença de fácies subvulcânica, associada aos corpos graníticos, sugerem para estas porções condições epizonais de estilo permissivo.

A interpretação da aparente divergência entre os dois estágios de posicionamento indica que esta suíte encontra-se exposta em diferentes níveis crustais, desde mais profunda a oeste (mesozonal) a rasa (epizonal) a leste. Esta suposição encontra-se suportada por evidências texturais, granulométricas, metamórficas e estruturais.

Os estudos petroquímicos indicam para as rochas desta unidade um padrão de série magmática com tendência calcioalcalina, alto potássio e fortemente peraluminosa.

Estes parâmetros químicos podem ser observados na tabela 2.24 de oito análises realizadas. A análise da composição química para elementos maiores e traço mostra:

a) alta concentração em sílica entre 70,43% e 75,26%;

b) baixos valores de TiO_2 entre 0,14%-0,44%, $Fe_2O_{3(t)}$ entre 1,25% e 2,51%, MgO de 0,09% a 0,65% e CaO de 0,36% a 1,60%;

c) somatório TiO_2 , $Fe_2O_{3(t)}$ e MgO mostra valores inferiores a 3% e apresentam variação inversa em relação a SiO_2 ;

d) alta concentração de K_2O em média superior a 5% (alto-K);

e) valores da razão Al_2O_3/TiO_2 entre 33,09 a 100,07;

f) altos valores de Rb, Nb e Y.

Tabela 2.24 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras, Suíte Nova Canaã, Folha Ilha 24 de Maio.

Amostra	LMR-23	HG-R-18	HG-R-87a	HG-R-93	HG-R-34a	HG-R-49	HG-R-60	HG-R-97
Elementos Maiores (% peso)								
SiO ₂	71,21	71,59	71,35	70,43	71,93	70,67	73,05	75,26
TiO ₂	0,44	0,17	0,36	0,41	0,23	0,39	0,14	0,18
Al ₂ O ₃	14,56	15,08	13,48	14,46	13,26	14,45	14,01	11,90
Fe ₂ O ₃	1,73	1,43	2,42	2,16	2,51	2,10	1,25	1,71
MnO	0,06	0,07	0,09	0,07	0,09	0,12	0,03	0,05
MgO	0,25	0,29	0,09	0,26	0,15	0,65	0,09	0,13
CaO	0,56	1,60	0,64	1,22	0,92	1,31	0,36	0,57
Na ₂ O	4,10	3,86	3,68	3,74	3,23	3,83	3,78	3,19
K ₂ O	5,48	4,45	5,84	5,30	5,45	4,79	5,28	4,73
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,04	0,10	0,05	0,13	0,04	0,04
P.F.	0,58	0,44	0,40	0,90	0,84	0,76	0,58	0,63
Total		99,05	98,39	99,05	98,66	99,20	98,61	98,39
Razões								
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	33,09	88,71	37,44	35,27	57,65	37,05	100,07	66,11
CaO/Na ₂ O	0,14	0,41	0,17	0,33	0,28	0,34	0,09	0,18
Elementos-Traço (ppm)								
Rb	210	190	264	260	221	224	230	330
Sr	58	424	62	118	100	250	63	39
Y	64	45	100	187	78	57	124	83
Zr	651	209	564	604	579	325	278	300
Nb	32	20	51	48	38	33	27	53
Ba	260	1.400	530	640	370	630	330	180
Th	16	12	34	39	24	24	23	48
U	4	1	7	13	4	6	21	9
Cr	23		23	38				
Cu								
Pb								
Zn				100				
Co								
Elementos Terras-Raras (ppm)								
La	100	55	130	180	100	57	85	110
Ce	200	99	271	309	215	120	242	258
Pr								
Nd	77	35	110	150	86	46	70	79
Sm	12,9	5,4	19	27,3	14,3	8,6	13	13,8
Eu	0,80	1,20	1,30	2,10	0,90	1,10	1,00	0,60
Gd								
Dy								
Ho								
Er								
Yb	2	4	10	17	8	6	15	12
Lu	0,80	0,60	1,40	2,40	1,20	0,90	2,30	1,70
Tm								

Estes valores confrontados com os gráficos AFM (Irvine & Baragar, 1971), K₂O x SiO₂ e índice de Shand (figuras 2.88, 2.89 e 2.90), respectivamente, demonstram as características químicas das amostras da Suíte Nova Canaã.

A figura 2.91 ilustra a razão Al₂O₃/TiO₂ x CaO/Na₂O para granitos muito peraluminosos e pós-colisionais (Sylvester, 1998).

O significado das análises para interpretação do posicionamento tectônico indica que este magma-

tismo representa um estágio pós-colisional, associado às falhas direcionais transtrativas, sob regime regional de tensor compressivo.

Segundo Sylvester (1998), estes litótipos peraluminosos são originados por um conjunto de diversos processos, que em parte envolvem zonas de cisalhamento e deformação. Liégeois (1998), expõe que o ambiente pós-colisional é um período complexo que inclui grande movimentação de massas.

Conforme demonstra Sylvester (1998) a formação desta suíte peraluminosa sugere uma colisão de alta temperatura, com granitos pós-colisionais derivados de aquecimento mantélico sobre uma crosta litosférica delaminada e moderadamente espessada.

Os padrões terras-raras apresentam comportamento coerente com a interpretação tectônica dada pelos elementos maiores e traço. As curvas fornecidas evidenciam um modelo homogêneo, enriquecidos em ETRL e ETRP, com profunda anomalia negativa de európio, compatíveis com o padrão encontrado em granitos peraluminosos de origem crustal (figura 2.92).

Sua gênese pode estar relacionada a estágios pós-colisionais associados às falhas transcorrentes. A intrusão destes corpos associados às falhas direcionais refletiria o ajuste dos blocos crustais acrescidos sob um regime de esforços com-

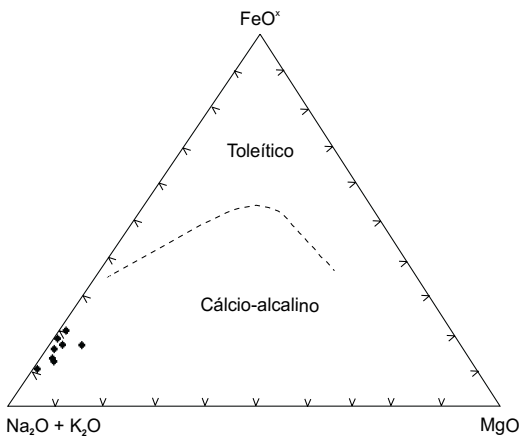


Figura 2.88 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico.

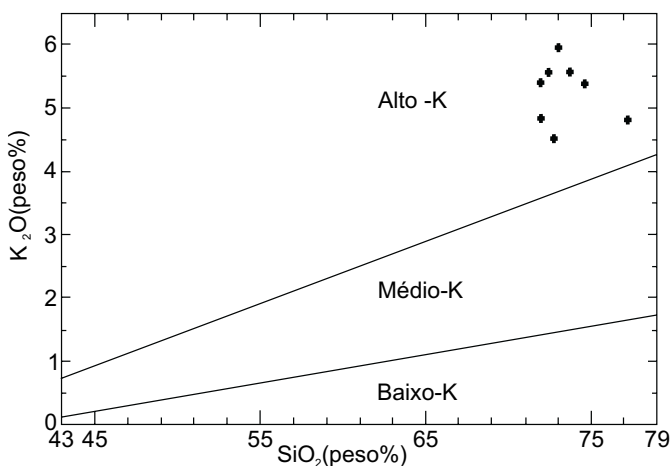


Figura 2.89 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$, de Le Maitre (1989).

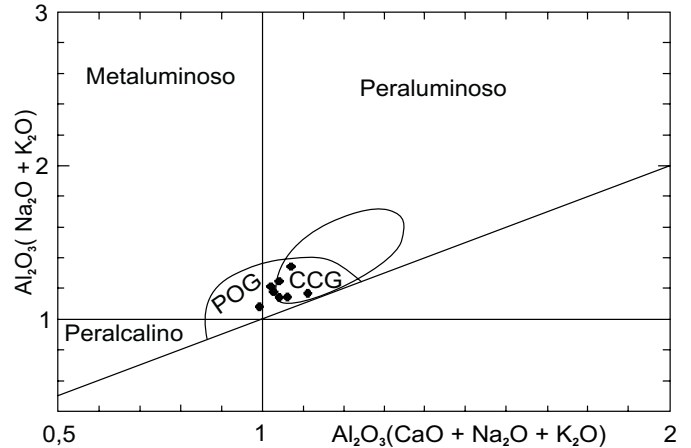


Figura 2.90 – Índice de Shand, modificado de Maniar & Piccoli (1989), indicativo transicional de granitos colisionais a pós-colisionais.

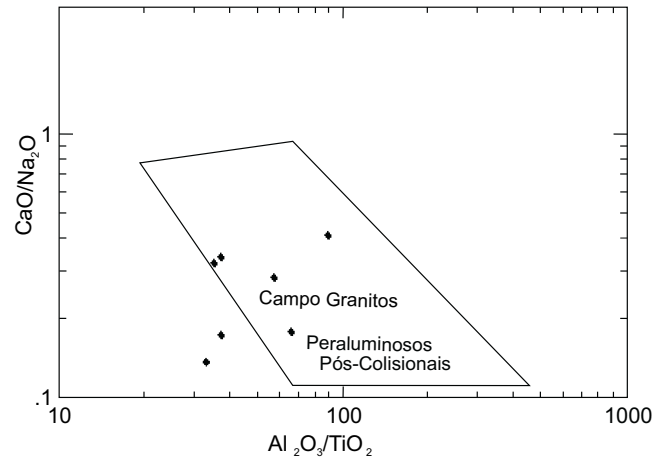


Figura 2.91 – Gráfico de Sylvester (1998) para granitos peraluminosos e pós-colisionais.

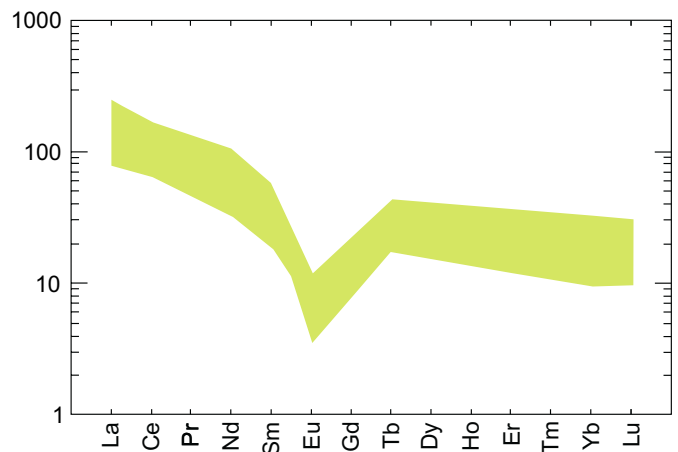


Figura 2.92 – Diagrama ETR para as rochas da Suíte Nova Canaã.

pressionais e transtrativos, cada vez mais atenuados até o estágio de estabilização final.

A datação efetuada para esta unidade, forneceu a idade U/Pb de $1.743 \pm 4\text{Ma}$ (Pimentel, inédito). Sugere-se a possibilidade de correlacionar este evento plutovulcânico com o evento granítico deformado na região de Aripuanã. Esta correlação baseia-se na relação cronológica, na similaridade litológica, estrutural e composicional e sua associação com rochas vulcânicas e granitos alcalinos e em sua contemporaneidade.

Neste caso, o contexto geotectônico para a Suíte Nova Canaã e os granitos deformados de Aripuanã, seria semelhante. Outro fator para sugerir esta correlação baseia-se na similaridade metalogenética de ambos, com mineralizações de ouro.

As datações realizadas para o granito deformado em Aripuanã, obtiveram valores U/Pb de $1.755 \pm 6\text{Ma}$ (Neder *et al.*, 2000), valores estes compatíveis com as relações de campo com as demais unidades datadas, com o modelo de geração, posicionamento e ambiência geotectônica deste evento magmático.

2.2.19 Diques e Sills Básicos (MPdb)

Com esta denominação foram cartografados corpos de rochas básicas sob a forma de diques e sills, não-deformados e sem metamorfismo, cortando a maioria das unidades paleoproterozóicas presentes na área. Algumas análises geocronológicas Rb/Sr em rocha total foram realizadas por Silva *et al.* (1980) e suas idades situam-se entre 1.321Ma e 1.416Ma.

Normalmente apresentam dimensões reduzidas, com extensão de poucas centenas de metros e espessuras decamétricas, nem sempre mapeáveis na escala deste projeto. Um dique mais expressivo expõe-se a sul de Apiacás, estende-se para leste até próximo ao rio Teles Pires, apresenta extensão superior a 100km e é bem marcado nos mapas aerogeofísicos, notadamente nos de sinal analítico (figura 2.93) e de relevo sombreado (figura 2.94).

É composto predominantemente por diabásios de cor cinza-escuro a esverdeado, textura inequigranular fina a média, matriz subofítica fina, estrutura maciça e compostos basicamente de plagioclásio e minerais máficos.

O plagioclásio é prismático, euédrico e parcialmente saussuritizado. Os máficos são representados por piroxênios, olivina e biotita. O clinopiroxênio representa o máfico mais abundante, é tabular e

inclui parcialmente cristais de plagioclásio. O ortopiroxênio é prismático-tabular. A olivina é oval e ocorre inclusa ou associada aos piroxênios. A biotita marrom-avermelhada é lamelar. O quartzo é intersticial e juntamente com apatita e zircão compõem os minerais acessórios. Localmente estes diabásios transicionam para biotita-olivina gabros.

Os gabros predominam na parte leste e mostram cor cinza-escuro com tonalidades esverdeadas, estrutura maciça, granulação fina a grossa, às vezes com textura porfírtica e apresentam clinopiroxênios, hornblenda e plagioclásio com minerais essenciais.

Não apresentam evidências de processos deformacionais e metamórficos superimpostos e sua

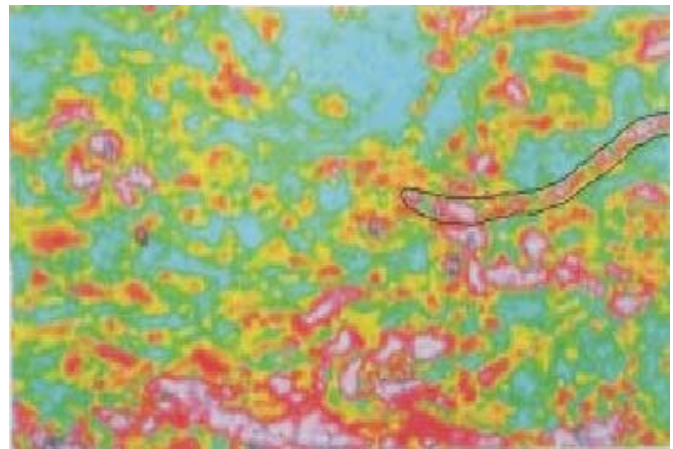


Figura 2.93 – Mapa aeromagnetométrico de sinal analítico, com destaque do dique gabróico (Folha Rio São João da Barra).



Figura 2.94 – Mapa aeromagnetométrico de relevo sombreado, com destaque do dique gabróico (Folha Rio São João da Barra).

ocorrência restrita e de pouca abundância e expressão marca uma fase distensiva regional.

2.2.20 Grupo Beneficente (PPb₁ a PPb₅)

Esta denominação foi proposta por Almeida & Nogueira Filho (1959) para designar uma seqüência sedimentar composta por duas litofácies: uma inferior, quartzítica, aflorando no povoado de Beneficente e uma superior, pelítica, aparecendo no baixo curso do igarapé das Pedras. Diversos outros autores usaram esta mesma terminologia para caracterizar os sedimentos encontrados desde o rio Sucunduri até a BR-163 (Cuiabá-Santarém), na região conhecida como Serra do Cachimbo, dentre os quais destacam-se Liberatore *et al.* (1972), Silva *et al.* (1974), Almeida (1974), Santos *et al.* (1975), Santos (1977), Leal *et al.* (1978) e Silva *et al.* (1980).

Santiago *et al.* (1980), em mapeamento na região da confluência dos rios Juruena e Tapajós, propõem a divisão dos sedimentos ali aflorantes em uma unidade proterozóica, com a denominação de Formação Palmares, e outra paleozóica, subdividida em diversas formações e subunidades. Bizinella *et al.* (1980) introduzem a denominação Grupo Jatuarana para englobar as formações paleozóicas, e Pinheiro & Ferreira (1999) indicam o nome Formação Buiuçu para os sedimentos proterozóicos, em razão de o termo Palmares já ter sido utilizado, na categoria de Formação, na Faixa de Dobramentos Sergipana.

Com base na interpretação de aerofotos e de imagens de radar e satélite e nos dados coletados no campo, foram individualizadas 5 unidades litológicas, que ocupam toda a porção norte do projeto. A atual borda desta bacia é marcada por um sistema de falhas transcorrentes predominantemente sinistrais. Nas imediações das fazendas Vaca Branca, Cachoeira e Santa Helena tem-se uma zona contracional, resultante da compressão ($\sigma_1=N50^\circ E$) e de recobrimento lateral de falhas transcorrentes. Falhas de empurrão provocam o alçamento de rochas do embasamento e o surgimento de rejeitos aparentes de grandes amplitudes e de *outliers* isolados, como o do porto de Madeseik.

Unidade I (PPb₁) – Distribui-se sob a forma de estreita faixa com orientação WNW-ESE a E-W, recobrando discordantemente as rochas da Suíte Colíder, ocupando o terço superior da encosta da serra dos Apiacás e mostrando mergulhos em torno de 40° para NNE/E. Contatos tectônicos com outras unidades também são observados. Nas seções estudadas sua espessura é estimada em 150m, pre-

dominando arenitos e arenitos líticos brancos a creme, com grãos finos a médios, subangulosos e bem selecionados, dispostos sob a forma de estratos e camadas com freqüentes estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e tabulares. Segundo Pedreira (2000), estas rochas tipificam um sistema fluvial entrelaçado, onde os arenitos com estratificações cruzadas planares representam barras transversais. Na fazenda da Sierra, localizada a NE de Alta Floresta, a parte inferior desta unidade é formada por camadas métricas de conglomerados polimíticos (*clast supported*), com os clastos de rochas vulcânicas, arenitos e argilitos, atingindo até 20cm de diâmetro. A norte de Paranaíta, na estrada para a fazenda do Furlan, esta unidade inicia-se com arenito argiloso marrom-claro a róseo, de granulação média e bem selecionado, capeado por uma sucessão de finas camadas de arenitos, arenitos líticos e argilitos, avermelhados, com clastos de argila e granocrescência ascendente, e recobertos por uma camada de argilito vermelho com manchas brancas de descoloração e com nova alternância de argilitos vermelhos e arenitos vermelho-escuro, friáveis e com estratificações cruzadas tabulares, com indicação de paleocorrentes para oeste.

Neste pacote, com espessura de 5m, os arenitos basais com clastos de argila são indicativos de lobos progradantes sob a forma de pequenos leques preenchedores de canais, enquanto os arenitos com estratificações cruzadas tabulares e os argilitos são interpretados, respectivamente, como barras linguóides ou transversais e planícies de inundação (Pedreira, 2000).

Nas proximidades da sede da fazenda Vaca Branca, os sedimentos dessa unidade iniciam-se com uma alternância de estratos centimétricos de arenitos finos, bem selecionados e argilito vermelho com níveis escuros, nos quais, em estudos paleontológicos realizados pelo LAMIN-RJ, não foram observados fósseis. São interpretados como depósitos *overbank* ou planícies de inundação, com os níveis de material escuro representando zonas pantanosas.

Petrograficamente, os arenitos mostram grãos de quartzo subarredondados, pouco recristalizados e com fraca extinção ondulante. Próximo a zonas de falha estes grãos exibem forte extinção ondulante e estão bem recristalizados. Fragmentos de rochas vulcânicas, arenitos finos e argilitos foram observados nestes arenitos. Os conglomerados são formados por clastos subarredondados a angulosos de rochas vulcânicas, arenitos impuros,



Fotografia 2.59 – Matações de metaconglomerado exibindo granocrescência ascendente. PV-157.



Fotografia 2.60 – Lajedo de calcário margoso com estratificação plano-paralela. (Porto da Areia). CC-286 (607630/8934058).

siltitos e argilitos, imersos em uma matriz quartzosa (fotografia 2.59).

Unidade II (PPb₂) – Distribui-se sob a forma de estreita faixa paralela à unidade anterior, à qual recobre de maneira concordante.

Suas melhores exposições foram observadas ao longo da estrada de acesso à fazenda do Furlan, localizada a norte de Paranaíta, com espessura estimada em mais de 150m. Constitui em espesso pacote de pelitos avermelhados onde os argilitos laminados representam as rochas predominantes. Arenitos finos e arenitos manganésíferos aparecem como lentes ou finas intercalações.

Essas rochas encontram-se alteradas formando, na maior parte da área, solo argiloso avermelhado, em contraposição aos solos arenosos das unidades sobre e subjacentes. Lâminas delgadas dos siltitos mostram predominância de cristais recristalizados de quartzo (>80%) envolvidos por argilominerais impregnados por hidróxido de ferro vermelho. Fragmentos de feldspatos e minerais opacos, parcialmente oxidados, completam sua composição.

Nas margens do rio Teles Pires (Porto da Madeiseik) aflora calcário margoso, cinza-escuro, com textura muito fina, estrutura finamente laminada (fotografia 2.60), composto predominantemente por carbonatos, argilominerais, sericita, quartzo, feldspato potássico, clorita e opacos e apresentando forte efervescência ao HCl diluído.

A presença dos argilitos indica planície de inundação ou superfície de afogamento e devido à presença de lentes de rochas carbonáticas esta unidade é interpretada como uma plataforma carbonática.

Unidade III (PPb₃) – Mostra-se distribuída sob a forma de estreita faixa paralela às unidades anteriores, constituindo a parte mais acidentada da borda

desta bacia sedimentar, conhecida regionalmente como Serra do Apiacás. As unidades I e III, compostas predominantemente por arenitos, formam morrotes alinhados constituindo lineamentos positivos nas imagens de satélite e de radar, enquanto na Unidade II, argilosa, o relevo é mais abaulado, conferindo uma textura fotográfica diferente, o que, aliado aos dados de campo, permitiram sua individualização. Recobre concordantemente os pelitos da Unidade II e é constituído por camadas de arenitos finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas e localmente apresentam finas intercalações de siltitos e argilitos. Sua espessura é estimada em cerca de 100m.

Unidade IV (PPb₄) – É constituída por uma sequência de arenitos claros com intercalações, nem sempre cartografáveis na escala deste projeto, de argilitos e siltitos avermelhados. Sua espessura é estimada em pouco mais de 150m e em função de as camadas apresentarem mergulhos mais suaves em relação às unidades sotopostas, sua distribuição e faixa de ocorrência é bem mais ampla em relação às unidades anteriores.

Seu prolongamento para a parte NE da Folha Alta Floresta baseou-se somente em trabalhos de fointerpretação, em razão da inexistência de acesso (reserva da Base Aérea da Serra do Cachimbo). Em função das intercalações de argilitos exibirem mergulhos suaves e os arenitos serem bastantes friáveis, os locais onde se instalou esta unidade acham-se arrasados e marcados por uma vegetação menos exuberante, facilitando sua individualização através de fointerpretação.

Os arenitos apresentam cor esbranquiçada, granulção fina a média, estratificações plano-paralelas



Fotografia 2.61 – Arenitos com marcas onduladas. Paleocorrente azimuth - 220°. PV-80 (457655/8990588).

e cruzadas acanaladas, tabulares e marcas onduladas (fotografia 2.61).

Localmente foram observados níveis de granulação grossa a microconglomerática, geralmente associados a faixa de argilitos avermelhados com lentes de siltitos e arenitos muito finos.

Unidade V (PPb₅) – Expõe-se nas porções norte e leste da bacia recobrando a unidade anterior ou em contato com outras unidades através de falhas transcorrentes. Normalmente suas camadas acham-se horizontalizadas ou apresentam mergulho bastante suave em contraste com os mergulhos fortes observados na borda, que diminuem progressivamente até esta unidade. Nos perfis realizados, nordeste da fazenda Vaca Branca e Pousada Salto do Thaymaçu, não foram observados indícios que mostrassem discordância com a unidade sotoposta.

Nestes locais constatou-se a predominância de solos argilosos avermelhados provavelmente originados da alteração de argilitos e siltitos, em relação aos solos arenosos. Nos raros locais onde rochas pouco alteradas foram observadas, notam-se intercalações de siltitos e arenitos finos e níveis de silexito. Arenitos finos creme a marrom-claro, bem selecionados, com estratificações plano-paralela e cruzada acanaladas de pequeno porte e marcas de ondas afloram nas margens do rio São Benedito. Camadas horizontalizadas de arenitos, com estratificações plano-paralelas e cruzadas, aparecem no topo dos morrotes e nos locais mais elevados.

Ao microscópio mostram textura granular fina e compõem-se essencialmente por grãos recristalizados de quartzo em mosaicos e com extinção on-

dulante moderada. Zircões idiomórficos ou em grãos angulosos, grãos ovais de turmalina, opacos parcialmente oxidados e minúsculas palhetas de sericita e clorita aparecem como acessórios.

Arenitos róseos, finos, arcosianos a ortoquartzíticos, com grãos bem selecionados, localmente mostrando estratificação cruzada, e silexito e *cherts* são descritos no Projeto Apiacás (Silva Neto, 1980), ao longo dos rios Azul e São Benedito. Rochas ígneas extrusivas de cor avermelhada, compactas, finas e vítreas, são descritas pelos autores acima citados e estão correlacionadas a zonas de falhas N-S, localizadas a oeste da fazenda Rio Azul. Esta unidade e as duas anteriores foram inicialmente consideradas por Pedreira (2000) como um sistema fluvial entrelaçado com planícies de inundação.

Em interpretação de dois furos de sonda localizados nas partes NW e SE da Serra do Cachimbo, Lopes (2001) sugere, com base nas litologias e na perfilagem geofísica, a individualização de três seqüências siliciclásticas e uma carbonática

A correlação entre os perfis executados na borda sul da Serra do Cachimbo, norte da Folha Alta Floresta, e estes furos é mostrada na figura 2.95. A Unidade I corresponderia à Seqüência Siliciclástica Basal (SS₁). A Unidade II, predominantemente pelítica, equivaleria à parte basal da Seqüência Carbonática (SC), com seu topo coincidindo com a superfície de máxima inundação. As unidades III e IV e parte da V seriam correlacionáveis ao restante da seqüência carbonática presente no furo SE e ausente no furo NW, possivelmente devido a processos erosivos. Os arenitos do topo da Unidade V corresponderiam à Seqüência Siliciclástica 2 (SS₂).

Lopes (2001) sugere ainda idade proterozóica para a SS₁ e para a SC, e idade paleozóica para a SS₂ e a correlaciona à Formação Prosperança, e uma idade cenozóica para a Seqüência Siliciclástica 3 (SS₃), formada por camadas de arenitos com densidade muito elevada no perfil gama-gama.

Assim, em face da ausência de indícios fósseis no estudo realizado em amostra da Unidade I, e de informações seguras da idade da Seqüência Carbonática presente no furo da Serra do Cachimbo e levando em consideração as idades obtidas por Tassinari *et al.* (1978) em siltitos ($1.485 \pm 32\text{Ma}$ – Rb/Sr em rocha total e $1.331 \pm 28\text{Ma}$ – Rb/Sr em fração fina) aflorantes na BR-163 a sul da Base Aérea de Serra do Cachimbo e preferiu-se manter o Grupo Beneficente como de idade proterozóica. Mapeamentos mais detalhados de toda a Bacia da Serra do Cachimbo e datações geocronológicas serão impres-

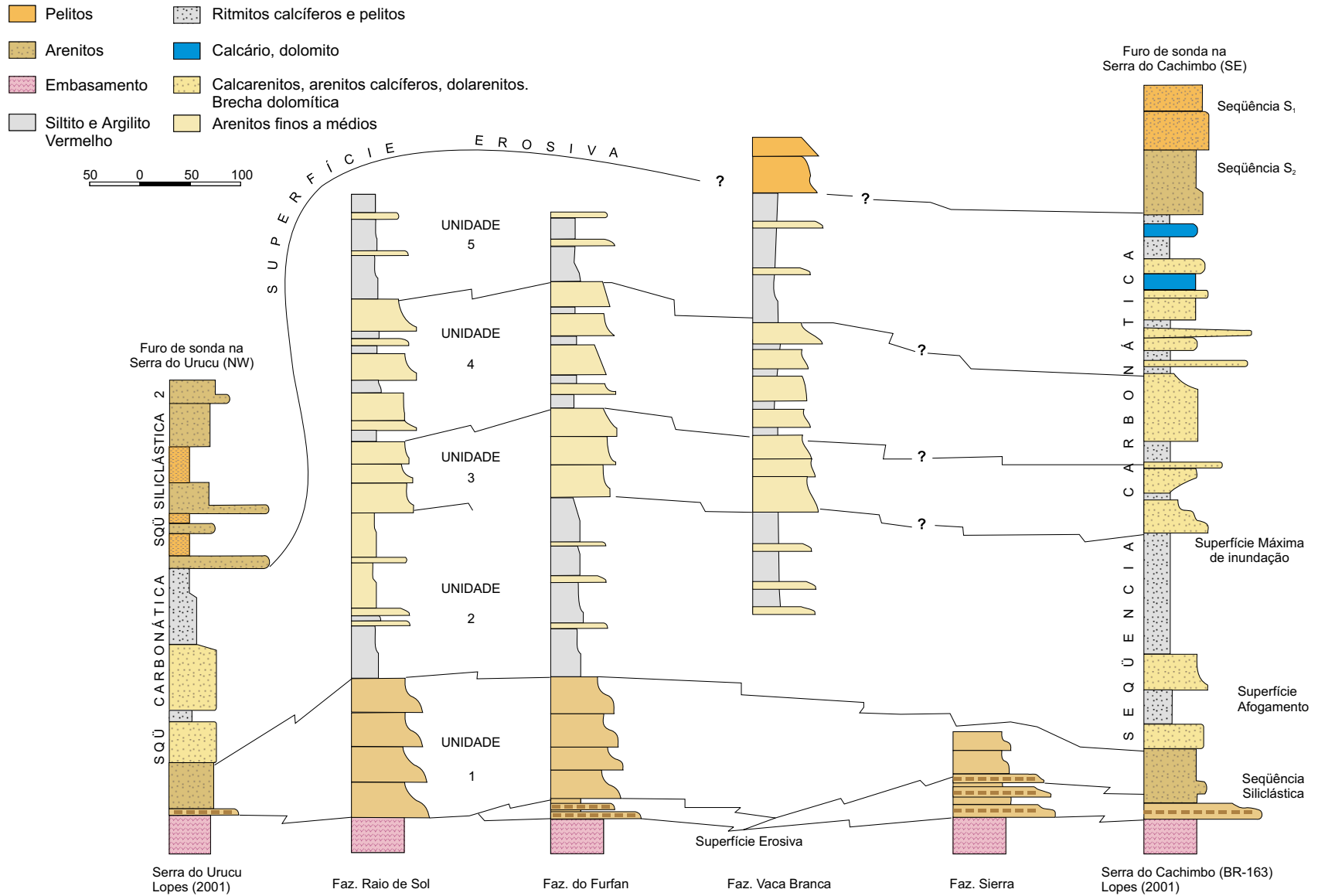


Figura 2.95 – Correlação litoestratigráfica do Grupo Beneficente, em perfis de sondagem, realizados nas serras do Urucu (NW) e Cachimbo (SE) e em seções geológicas na Folha Alta Floresta (modificado de Lopes, 2001).

cindíveis para a caracterização e individualização de novas unidades geológicas.

2.2.21 Grupo Caiabis – Formação Dardanelos (MPd₁ a MPd₄)

A Formação Dardanelos é a denominação usada por Almeida & Nogueira Filho (1959) para especificar uma seqüência de quartzitos, conglomerados e ardósias, exposta na cachoeira homônima, situada no rio Aripuanã. Esta formação apresenta ampla distribuição na área e ocorre como uma bacia alongada sob a forma de sinclínório na direção NW/SW, ocupando os setores sul e sudoeste da área da folha, onde recobrem rochas graníticas e vulcânicas. Em sua maior parte suas atuais bordas são marcadas por zonas de cisalhamento transcorrentes; contatos erosivos são observados subordinadamente. São identificadas quatro unidades litológicas distintas.

A Unidade I (MPd₁): Compreende a unidade basal e consiste predominantemente de arenitos e arenitos arcossianos róseos com grãos finos a médios, arredondados e bem selecionados, mostrando estratificações plano-paralelas e estratificações cruzadas acanaladas e superfícies de reativação. São freqüentes na base níveis seixosos, conglomerados intraformacionais com grãos subarredondados a arredondados de quartzo e conglomerados polimíticos (fotografia 2.62). Na Folha Ilha 24 de Maio, normalmente seu contato é tectônico com as rochas da Suíte Nova Canaã mostrando-se deformada e com ângulos de mergulho variáveis. Em seu extremo sudeste, na Serra Formosa, estas rochas encontram-se subhorizontalizadas, em contato



Fotografia 2.62 – Nível-base com conglomerados intraformacionais com grãos subarredondados a arredondados de arenitos e quartzo. HG-57 (644559/8805121).

por discordância erosiva, recobrendo rochas graníticas e vulcânicas subjacentes.

Os conglomerados basais, com clastos de rochas ígneas, de arenitos e argilito são interpretados como leques aluviais. Diversas estruturas como estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e planares e superfícies de reativação, presentes nos arenitos da primeira unidade, indicam feições como barras longitudinais e transversais, topo de barras, base e preenchimento de canais, típicas de rios entrelaçados.

Na cachoeira Trusi II, localizada na borda oeste da serra Formosa esta unidade recobre rochas graníticas e inicia-se com conglomerados polimíticos (*clast supported*), seguidos por camadas métricas de arenito grosso com níveis conglomeráticos. Representam depósitos e barras longitudinais de canal. A seguir tem-se uma seqüência de arenitos médios a grossos, maciços, argilosos, dispostos sob a forma de camadas com intercalações de arenitos com níveis argilosos e de arenitos finos a médios com estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas. Representam depósitos de barras longitudinais em regime de fluxo superior associado a dunas subaquosas e depósitos de *overbank* (figura 2.96).

Unidade II (MPd₂): Aflora sob a forma de estreita faixa com orientação NW-SE distribuída paralelamente ao rio Apiacás. É formada por uma seqüência de siltitos e argilitos avermelhados com níveis de arenitos finos claros, formando solos avermelhados que contrastam com os extensos areões provenientes das unidades que a envolvem.

Os argilitos e siltitos da Unidade II são interpretados como parte de um sistema transgressivo sobre este sistema fluvial.

Unidade III (MPd₃): É composta predominantemente por arenitos arcossianos e arenitos de granulação fina a média, argilosa e friável (fotografia 2.63). Ocasionalmente notam-se níveis de conglomerados intraformacionais formados por grânulos e seixos arredondados de quartzo, silito e rochas vulcânicas.

Os arenitos arcossianos da Unidade III mostram o retorno do ambiente fluvial.

Unidade IV (MPd₄): É representada por uma seqüência de arenitos argilosos e arenitos arcossianos, finos a grossos, com intercalações de faixas conglomeráticas formadas por grânulos e seixos esparsos e bem arredondados de quartzo. Ocorre sob a forma de “ilhas”, sobre a unidade anterior.

As estratificações cruzadas de grande porte e as intercalações de conglomerados reforçam a deposição em sistema fluvial. Nas partes mais superior-

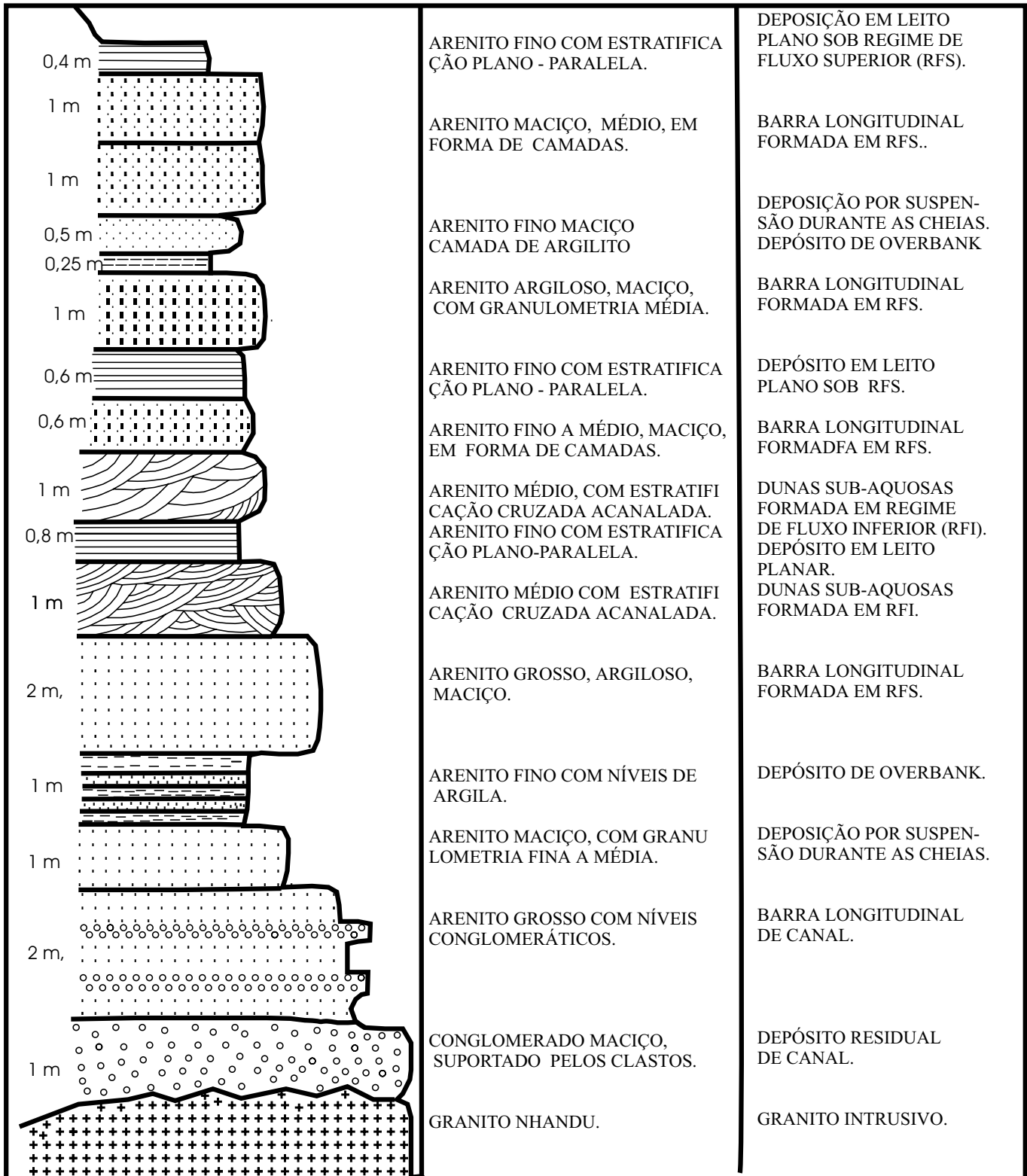


Figura 2.96 – Perfil esquemático da seqüência sedimentar da Cachoeira Trusi II, LM-9c, segundo Bahia (2000).



Fotografia 2.63 – Arenito arcosiano de granulação fina a média com estratificações cruzadas de grande porte. JO-06 (541851/8792112).

res desta seqüência são também observadas estratificações cruzadas de grande porte relacionadas a retrabalhamento eólico, freqüentes nestes ambientes, porém sem caracterizar um ambiente desértico.

A formação da bacia sedimentar onde se depositaram os sedimentos da Formação Dardanelos envolve um tema complexo e ainda polêmico. Kingston *et al.* (1983) classificam as bacias sedimentares sob o ponto de vista estrutural identificando-as segundo sua tectônica formadora e tectônica modificadora. A tectônica formadora considera o embasamento da bacia, sua posição e a cinemática da placa onde a bacia está situada. A tectônica modificadora considera os eventos que deformam os sedimentos e que não atuam como formadores de outra bacia. Para estes autores os eventos modificadores são: transcorrências internas ou adjacentes à bacia, faixas móveis formadas por compressão oblíqua contígua à bacia e dobramento total transformando-a em uma faixa dobrada.

Desta forma entende-se que o desenvolvimento da bacia e sua tectônica formadora e modificadora apresentam um vínculo direto com as estruturas de seu embasamento.

A compartimentação estrutural mostra que o embasamento da área foi submetido a eventos de deformação progressiva caracterizados por um regime compressivo, inicialmente contracional, modificando-se para um regime transcorrente transtrativo, onde o vetor σ_1 esteve subhorizontalizado desde NW, rotacionando e mantendo-se em torno de N55°E.

Dados geocronológicos corroboram com esta proposta, onde as idades U/Pb variam desde 1.848

± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000) a 1.755 ± 5 Ma, e quiçá 1.653 ± 42 Ma, e dados de metamorfismo (Pimentel, 2001) indicam que esta área esteve submetida a esforços compressoriais ou transcorrentes, em todo este período.

Não há evidências de falhas de gravidade no embasamento e as falhas e fraturas extensionais mapeadas respondem por componentes do sistema Riedel transcorrente, que apresentam direção NE/SW. Estas fraturas e falhas são localizadas e de pequena envergadura, discordantes da direção NW/SE não sendo responsáveis pela formação da Bacia do Dardanelos.

Os dados observados convergem para a interpretação de que esta bacia é balizada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, que propiciam a formação de uma bacia romboédrica (*rhombochasm*), ocasionada pela transtração entre zonas de cisalhamento adjacentes no nível rúptil-dúctil.

Feições e dados estruturais coligidos pelo projeto somam-se a esta interpretação:

a) bacia de geometria rômica, com cerca de 500km X 100km;

b) a Formação Dardanelos está depositada sobre as discontinuidades do Arco Magmático Juruena, ainda ativas sin e pós-deposição;

c) estas discontinuidades são zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N70°-80°W, (Y/Riedel), que correspondem às atuais bordas da bacia;

d) zonas de cisalhamento transcorrente internas, observadas nas proximidades do rio dos Peixes, com fraturas extensionais em arenitos, preenchidas por quartzo com orientação N40°E.

e) formação de faixas miloníticas e cataclásticas N85°W/70°NE, em siltitos localizados em áreas internas da bacia;

f) dobras com eixo de caimento 30°/270°, sendo estas últimas feições típicas e transicionais do domínio rúptil-dúctil para o domínio rúptil;

g) a Formação Dardanelos, segundo Saes & Leite (2003), apresenta zircões detríticos obtidos em uma única amostra de seu conglomerado basal, localizada em sua borda com idades Pb-Pb entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma, sugerindo a idade máxima de 1,44Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos.

Os dados obtidos por Saes & Leite (2003), cujas idades com intervalos de 1,98Ga e 1,81 a 1,75Ga são interpretados, por estes autores, como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente. A equipe do Projeto Alta Floresta interpreta estes dados,

cerca de 55% dos resultados analíticos de Saes & Leite (2003), como concordantes às idades das rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena (1,85-1,75Ga), transferindo a idade máxima para sua sedimentação em tempos mais remotos.

Desta forma interpreta-se para formação da Bacia Caiabis e responsável por sua sedimentação um sistema *pull-apart*, ou no máximo como de tipo *strike slip* onde as zonas principais de transcorrência sinistrais NW/SE sejam as responsáveis por sua geração e também seus principais agentes modificadores.

2.2.22 Diabásio Cururu (Jdc)

As primeiras referências aos diques de diabásio de idade jurássica da região em estudo são atribuídas a Moura (1932). Diversos outros autores registraram a presença destas rochas na Região Amazônica, usando denominações diversas. Silva *et al.* (1974 e 1980) usaram o termo Dolerito Cururu e o modificaram para Diabásio Cururu para individualizar os corpos de diabásio aflorantes no vale do rio Cururu e que mostram continuidade física para a região da Serra do Cachimbo onde apresentam extensões quilométricas e destacam-se como expressões topográficas positivas nas imagens de radar.

Neste projeto estes corpos foram cartografados a partir de interpretação de imagens de satélite e fotos aéreas. Suas melhores ocorrências situam-se na parte nordeste da Folha Alta Floresta, onde manifestam extensões quilométricas e cortam os sedimentos do Grupo Beneficente. Em face das dificuldades de acesso não se conseguiu coletar amostras desta unidade.

Segundo Silva *et al.* (1980) estas rochas têm cor cinza-escuro com tons esverdeados, granulometria média e abundantes sulfetos (pirita) disseminados. Ao microscópio revelam textura subofítica, intercrescimento micrográfico e são constituídos de plagioclásio (labradorita), augita, sericita, muscovita, argilominerais, abundantes opacos e raríssimo quartzo.

Em razão de não haver critérios seguros na diferenciação entre estas rochas e os diques de diabásio de idade mesoproterozóica, os de idade jurássica ficaram restritos à parte nordeste da Folha Alta Floresta, onde suas características em imagens de satélite são semelhantes às encontradas no local de sua área-tipo.

Datações K-Ar em amostras coletadas no leito do rio Cururu indicam idades de 175Ma (Silva *et al.*,

1974) e 180Ma (Basei & Teixeira, 1975). São correlacionáveis aos diabásios de Cachoeira do Periquito no rio Aripuanã, cuja idade K-Ar também é de 180Ma, e aos Diabásios Penatecaua (Issler *et al.*, 1974) aflorantes na Folha SA.22 - Belém.

2.2.23 Coberturas Cenozóicas (NQI)

Os lateritos ocorrem sobre diversas unidades geológicas, freqüentemente formando platôs que sustentam o relevo e marcam uma antiga superfície de aplainamento regional, balizada atualmente por cotas altimétricas situadas na faixa de 350 a 450m.

As ocorrências mais expressivas situam-se a sudoeste de Nova Canaã, a leste e oeste da comunidade Jesus Veloso, no alto curso do rio Tapaiúna, na mesopotâmia Jacaré-Paranaíta e nos arredores das fazendas Cocchitto, Estrela e Ouro Preto.

A unidade é formada por depósitos de alteração *in situ* e por depósitos transportados, constituindo latossolos argilosos ou argilo-arenosos, crosta laterítica e acumulados de pseudofragmentos, pisólitos e oólitos ferruginosos, geralmente avermelhados ou amarelados.

Os lateritos variam de imaturos a maduros. Nos perfis observados, os mais completos exibem um horizonte composto por material argiloso, mosqueado contendo ou não pseudoveios e/ou pseudovênulas avermelhados e/ou esbranquiçados. Um horizonte contendo material argiloso ou argilo-arenoso, blocos concrecionais, colunas, nódulos e pseudofragmentos.

Um horizonte formado por crosta ferruginosa de espessura centimétrica, em alguns locais atinge até dois metros, apresentando às vezes, nódulos e pseudofragmentos ferruginosos na porção superior. Este horizonte quase sempre é capeado por solo argiloso ou argilo-arenoso amarelado ou avermelhado.

2.2.24 Depósitos Aluvionares (Q_{2a})

São formados essencialmente por cascalhos, areias grossas a finas, siltes e argilas, constituindo os atuais sítios de deposição. Possuem dimensões diversas e estão distribuídos principalmente ao longo dos rios Teles Pires, Peixoto de Azevedo, São Marcelo, Apiacás, Caapará, Parado, Paranaíta e Peixes.

Dentre estes, o rio Teles Pires possui a maior expressividade aluvionar, ao longo de seu curso foram observados depósitos de largura quase sempre inferior a 1.000m, e com espessura máxima estimada em torno de oito metros.

Os depósitos aluvionares do alto curso do rio Paranaíba e de várias drenagens menores situadas, sobretudo, nos arredores de Nova Canaã, foram intensamente lavrados para a extração de ouro, durante as décadas de 70/80.

Na área foram identificadas coberturas aluvionares, sub-recentes de paleocanais, paleoterraços e de depósitos das aluviões concentradas ao longo das drenagens atuais.

Os depósitos aluvionares destacam-se por sua morfologia típica de planícies sedimentares associadas ao sistema fluvial, sendo que as aluviões sub-recentes ocorrem em posições topográficas mais alçadas em relação às aluviões recentes.

Essas coberturas aluvionares são formadas por sedimentos arenosos e argilosos inconsolidados e semiconsolidados, com níveis de cascalho associados, concentrando-se na área ao longo do rio Teles Pires e seus tributários: Quatro Pontes, Santa Helena e Paranaíba (margem esquerda) e ribeirão Rochedo (margem direita).

Os depósitos inconsolidados são constituídos essencialmente de areia (quartzo-feldspática) com níveis de seixos arredondados de quartzo e fragmentos de rocha, que se concentram como barras de canais (frontal, lateral e meio de canal). Os níveis rudáceos ocorrem geralmente como depósitos de fundo, revelados por ocasião da dragagem da lavra garimpeira.

Depósitos semiconsolidados são encontrados nas planícies aluviais dos rios, onde a deposição dos sedimentos argilosos, com níveis arenosos e de seixos associados, formam pacotes com espessuras variáveis. Estes sedimentos exibem às vezes estratificações plano-paralela e cruzada tabular.

Em geral, tanto os depósitos aluvionares recentes como os sub-recentes são portadores de ouro, localizado principalmente nos níveis rudíticos, o que ocasionou uma corrida garimpeira e a extração desordenada de ouro aluvionar, alterando substancialmente a paisagem natural desses depósitos, notadamente na região norte e noroeste de Paranaíba, no córrego Jaú e adjacências.

3

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

3.1 Introdução

A área em estudo exhibe uma grande diversidade de terrenos geológicos com características petrológicas, litoquímicas e geocronológicas distintas.

Entretanto, certos grupos apresentam estilos deformacionais comuns, quando analisados em conjunto, seja na forma de domínios estruturais e regimes deformacionais, em função de estarem inseridos dentro de um mesmo nível crustal, ou por se encontrarem submetidos ao mesmo campo tensional em níveis crustais diferentes.

Silva *et al.* (1980) foram os primeiros a tratar em escala regional os principais traços estruturais desta porção do Estado de Mato Grosso e sudoeste do Pará. Estes autores propuseram um regime tectônico extensional, marcado por movimentos verticais diferenciados, demarcados por extensivos lineamentos e falhas de orientação NW-SE e WNW-ESE, interceptados por lineamentos de estruturação NE-SW.

Identificaram ainda megafeições estruturais como o Alto Estrutural Juruena-Teles Pires, Gráben do Cachimbo, Lineamento São João da Barra-Teles

Pires, Falha do Cristalino, entre outras, circunscritas à área do Projeto Alta Floresta.

Barros (1994), em trabalhos localizados na região de Peixoto de Azevedo e adjacências, propõe um modelo tectônico-estrutural marcado por regimes compressivo e extensional, gerando zonas transcorrentes NW-SE e E-W (mais antigas) de natureza dúctil a dúctil-rúptil e um sistema NE-SW, rúptil, pós-Uatumã.

Siqueira (1997), em trabalho de detalhe no filão do Paraíba e adjacências, localizado na Folha Vila Guarita, caracterizou diferentes zonas de cisalhamentos transcorrentes, dúctil, dúctil-rúptil e rúptil com direções predominantes noroeste, norte-noroeste, nordeste e leste-oeste, em consonância ao padrão de Riedel.

Santos (2000 e 2001) realizou estudo estrutural em diversas frentes de lavra garimpeira (extração de ouro primário) existentes na Província Mineral de Alta Floresta e destacou que a maioria dessas ocorrências foi gerada num ambiente tectônico compressivo, rúptil a rúptil-dúctil, marcado por veios extensionais (quartzo), subverticais, com direção N55°E.

A partir dessa compressão foram geradas falhas transcorrentes de direção predominante NW-SE, cinemática sinistral (garimpos da Peteca, Cuiabá, Serrinha e, na Folha Vila Guarita), falhas conjugadas e subsidiárias de direção N-S de cinemática dextral (filão do Paraíba) e NE-SW (Garimpo do Edu). Caracterizou ainda deformação dúctil de direção NW-SE, para o filão do Fabinho e Tapajós (Folha Ilha 24 de Maio), encaixado no eixo de dobras inclinadas com caimento N70°E/80°NE, e lineação de estiramento de alto *rake*, impondo um formato de tectonito L.

Durante a fase de fotointerpretação e fotoanálise em imagens LANDSAT TM5 deste projeto, Valente (1998,2000) elaborou uma carta com os principais fotolineamentos estruturais (figura 3.1), que foram submetidos a checagem e observações de campo, resultando na caracterização de importantes elementos estruturais.

Lacerda Filho *et al.* (2000 e 2001) constataram, a partir da cartografia geológica sistemática realizada pelo Projeto Alta Floresta, a predominância de dois domínios tectono-estruturais: um rúptil/rúptil-dúctil e outro dúctil, em estilos deformacionais progressivos.

O domínio rúptil a rúptil-dúctil é distribuído nos terrenos com deformação não-penetrativa, descontínua, próprio do nível estrutural encontrado no cinturão plutovulcânico (suítes intrusivas Matupá, Flor de Serra, Juruena e Paranaíta, granitos Nhandu e Teles Pires e Suíte Colíder) e coberturas sedimentares proterozóicas.

Acha-se caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes confinadas, com larguras

centimétricas a métricas, na maioria das vezes descontínuas, formadas a partir de nucleação de fraturas e/ou falhas preexistentes, com direções predominantes NW-SE e EW, de cinemática sinistral e N-S (dextral), num regime compressivo com vetor máximo (σ_1) com direção N50°E.

O domínio dúctil, vinculado às rochas de médio a alto grau metamórfico (complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, Suíte Vitória, granitos São Pedro, São Romão) e ao Grupo São Marcelo-Cabeça, mostra um estilo deformacional progressivo, desenvolvido sob regime compressivo, onde formaram megazonas transcorrentes oblíquas, com direção predominante NW-SE a E-W, cinemática dextral conjugada às vezes com movimentos sinistrais, caracterizadas por uma superfície milonítica S_{n+1} , que transpôs total ou parcialmente o bandamento gnáissico S_n , geralmente disposto em dobras abertas assimétricas, confinadas por *shear bands*. Foi detectada outra superfície milonítica S_{n+2} , direção NE-SW, que truncou e transpôs, em parte, as superfícies anteriores.

Com a continuidade dos estudos do Projeto Alta Floresta, a idéia destes domínios estruturais evoluiu a partir da aquisição e análise de novos dados, com um melhor entendimento dos estágios deformacionais da área.

Frasca *et al.* (2003) reconheceram dentro do domínio dúctil dois regimes distintos independentes e característicos de um modelo tectônico composto, constituído de uma fase contraccional (evento subducção/colisão oblíqua) e outra fase transcorrente (evento acreção transcorrente).

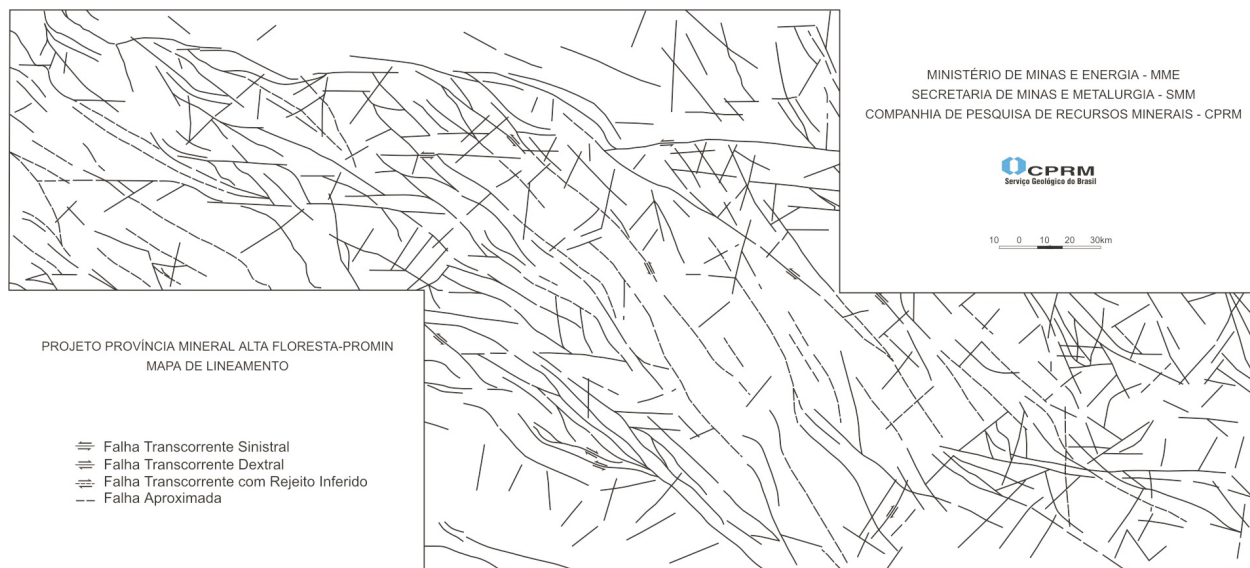


Figura 3.1 – Esboço dos fotolineamentos estruturais integrados da área do Projeto Alta Floresta.

3.2 Análise e Interpretação dos Dados

Na região do Projeto Alta Floresta, as principais feições estruturais podem ser enquadradas nos domínios tectono-estruturais dúctil e rúptil-dúctil a rúptil, desenvolvidos essencialmente num regime compressional atuante em duas fases (figura 3.2).

A 1ª fase compressiva é responsável pela geração de estruturação NE-SW, em regime eminentemente dúctil, de encurtamento crustal, cujo vetor σ_1 , posicionado na direção N65°W, deformou as unidades litoestratigráficas mais antigas, com idade de 2,2Ga (Bacaeri-Mogno) e 1,99Ga (Complexo Cuiú-Cuiú).

Iniciou-se numa fase de convergência e fechamento da bacia oceânica (Complexo Bacaeri-Mogno) que ocasionou a subdução e colisão oblíqua com os remanescentes do arco Cuiú-Cuiú, em condições mais severas de P (pressão) e T (temperatura), na fácies anfíbolito a granulito.

Esta deformação de natureza coaxial e contracional é marcada pela foliação e/ou bandamento gnáissico (S_n) dos ortognaisses e supracrustais, dispostos na forma de dobras isoclinais com eixos Lb-10°/N30°E. Esses elementos planares e lineares foram transpostos por uma segunda superfície (S_{n+1}) milonítica, com a instalação de megazonas de cisalhamento dextral e sinistral conjugadas, de direção E-W a WNW-ESE, articuladas com zonas transcorrentes oblíquas de direção NW-SE.

A 2ª fase compressiva, subsequente ao fechamento da bacia Bacaeri-Mogno, caracteriza-se

pela natureza não-coaxial e cujo vetor de compressão máxima σ_1 tem direção N55°E, que gerou a estrutura final dessa área, assinalada em sensores remotos e cartografada em trabalhos sistemáticos de campo.

Esta fase é representada por megacisalhamentos transcorrentes dúcteis NW-SE, rúpteis-dúcteis e rúpteis, sinistrais, sintéticos e cisalhamentos transcorrentes dextrais, antitéticos, de direção N-S. Esta fase corresponde ao ajustamento de blocos crustais, guiados por escape lateral, formando ambientes distensionais e contracionais localizados, gerados em função da ação conjugada destas transcorrências.

Em áreas de recobrimento lateral dessas transcorrências ocorrem zonas transpressionadas. falhas inversas, dobras e ejeção de corpos graníticos e transtracionadas, ocupadas pelo magmatismo calcioalcalino alto potássio, pós-colisional e pela deposição de sedimentos paleoproterozóicos em bacias assemelhadas a *pull-apart*.

3.2.1 Domínio Dúctil

Acha-se preservado na parte centro-noroeste e centro-sudeste do projeto, envolvendo os terrenos deformados em condições mais severas de P (pressão) e T (temperatura), próprios de média a infracrosta, representados pelos litótipos dos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, incluindo fatias isoladas do Complexo Cuiú-Cuiú, suítes Vitória e Nova Canãa, granitos São Pedro, São Romão e Apiacás e Grupo São Marcelo-Cabeça.

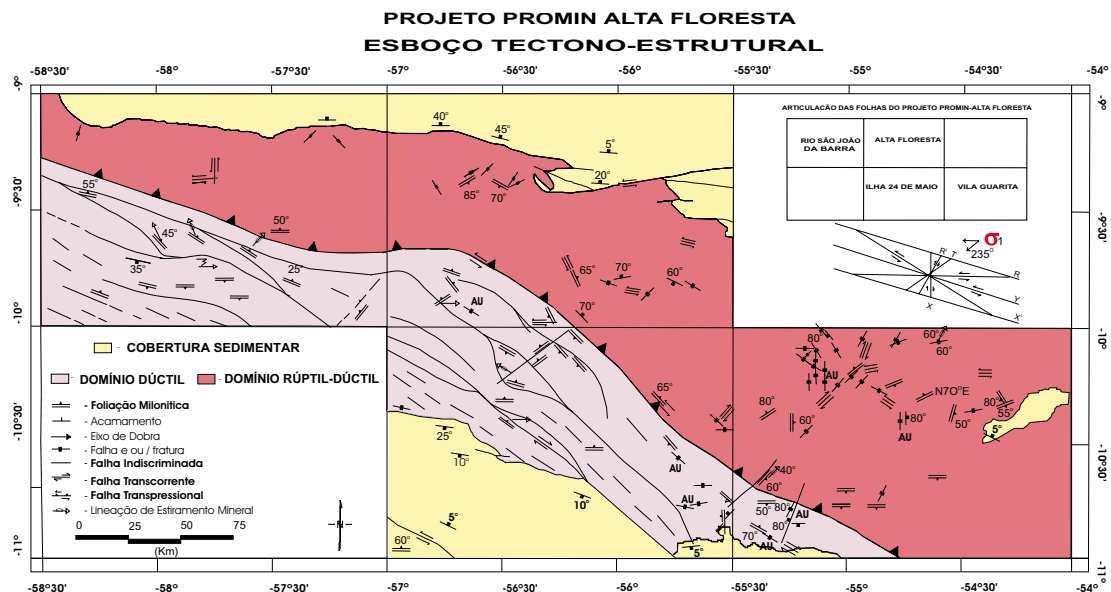


Figura 3.2 – Principais domínios estruturais do Projeto Alta Floresta (Lacerda Filho et al., 2000).

Este domínio é marcado inicialmente por um evento deformacional tipo cisalhamento coaxial puro, não-rotacional, com forte encurtamento crustal de NW para SE (N65°W), seguido por uma deformação progressiva não-coaxial por cisalhamento simples, transcorrente e oblíquo.

A fase de cisalhamento puro corresponde ao primeiro estágio no processo deformacional, responsável pelo forte encurtamento crustal que ocorreu nessa região, em função do regime compressivo, cujo vetor de compressão máxima (σ_1) posicionou-se na direção N65°W, gerando dobras cilíndricas, simétricas com tendência a assimétricas, apertadas, de charneira espessada, com plano-axial inclinado para NW e eixos de caimento para NE/SW.

Estão marcados em estruturas insertas em gnaisses do Complexo Bacaeri-Mogno e caracterizadas por foliação S_n (bandamento gnáissico composicional); *mullions* (tectonito L), orientados 10°/N30°E (fotografia 3.1) e desenvolvido em sillimanita quartzitos e em dobras ptigmáticas (fotografia 3.2) em materiais de alto contraste de viscosidade (Ramsay & Huber, 1987), representados por veios pegmatóides (mais competentes - μ_1), em granada-biotita gnaisses (menos competentes - μ_2).

Esta deformação gera uma foliação (S_n), plano-axial com simetria das feições sugerindo que o processo ocorreu em fluxo coaxial ou cisalhamento puro, heterogêneo.

As principais feições estruturais desse evento acham-se preservadas através da superfície S_n (bandamento gnáissico composicional), dada pela segregação e alinhamento de minerais félsicos e máficos, nas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno,



Fotografia 3.1 – Estruturas tipo mullion, em sillimanita quartzito inserido em gnaisses sílico-aluminoso do Complexo Bacaeri-Mogno. Plano horizontal. PS-237. Folha Rio São João da Barra.

ri-Mogno, estruturado em dobras isoclinais similares às das classes 1C e 3 de Ramsay & Huber (1987), cujos eixos (Lb1), quando reunidos e plotados no estereograma de igual área-hemisfério inferior, resultou numa atitude desde 30°/N30°-40°E a 78°/N70°E (figuras 3.3 e 3.4).



Fotografia 3.2 – Afloramento de gnaisse calcissilicático exibindo dobras desarmônicas, formadas por mobilizados félsicos, subconcordantes. PS-152. Folha Rio São João da Barra.

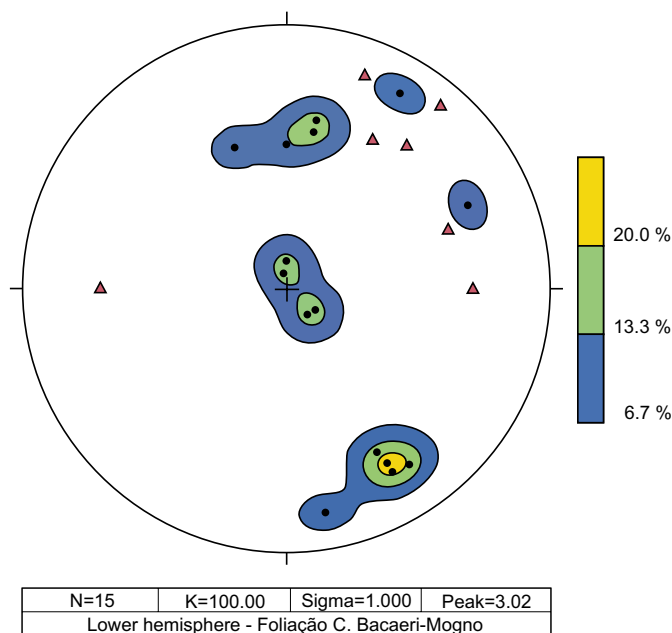


Figura 3.3 – Estereograma igual área-hemisfério inferior das superfícies S_n , plano-axial de dobras geradas em domínio dúctil e eixos Lb em supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. Dados da Folha Ilha 24 de Maio.

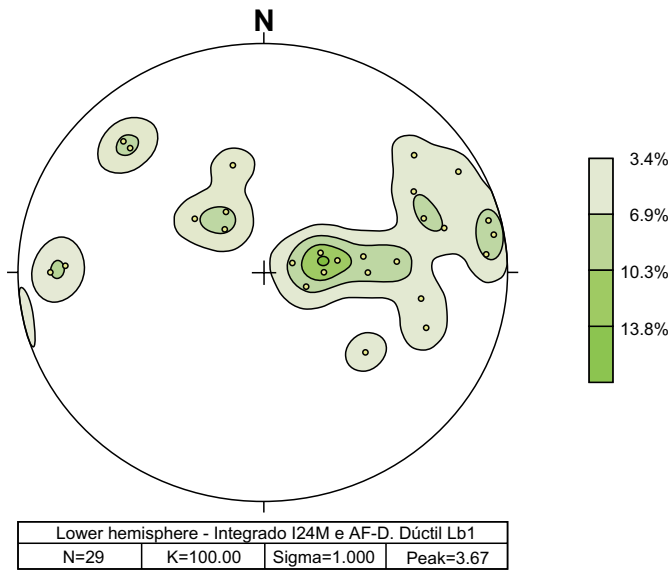
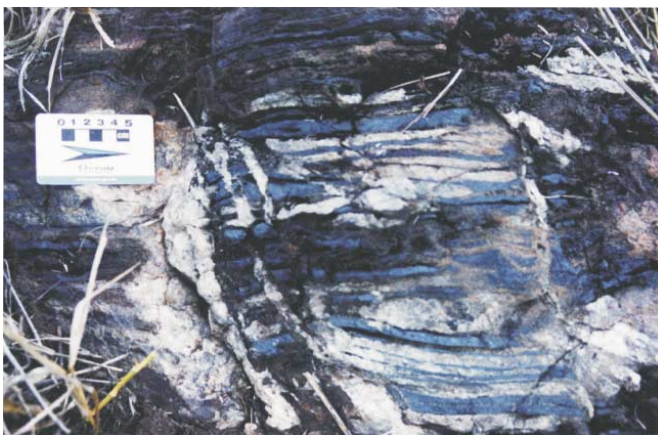


Figura 3.4 – Estereograma igual área-hemisfério inferior com registro de eixos de dobras isoclinais (Lb1) de bandamento (S_n) em supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno com orientação predominante $78^\circ/N70^\circ E$ (domínio dúctil). Dados da Folha Alta

Estruturas relictas, do tipo acamamentos (S_0), são encontradas nas rochas supracrustais e metamórficas do Complexo Bacaeri-Mogno, na Folha Ilha 24 de Maio, onde este (S_0) é reconhecido em BIF's e caracteriza-se pela alternância paralela de níveis de quartzo e/ou chert com níveis de magnetita e/ou hematita. (fotografia 3.3).

Estas feições são condicionadas a estruturas podiformes e zonas de mais baixo *strain* e preservadas por apresentar um comportamento competente à deformação. Em macroescala, BIF's e quartzitos



Fotografia 3.3 – Formações ferríferas bandadas (BIF's) do Complexo Bacaeri-Mogno, exibindo bandamento composicional original (S_0) dobrado. AF-46. Folha Ilha 24 de Maio.

constituem-se níveis-guias do complexo e apresentam-se dobrados. Os eixos de dobra (Lb) medidos dispõem-se preferencialmente entre $N30^\circ-40^\circ E$, o que implicaria em um vetor teórico compressivo $N60^\circ-50^\circ W$.

O eixo (Lb) teórico construído pela intersecção dos planos médios da foliação apresenta correlação com os dados de campo (figura 3.3).

Dobras isoclinais foram observadas em anfíbrito fino com eixos variando em torno de $45^\circ/N70^\circ$ e em cordierita-sillimanita gnaisses, com $Lb1-80^\circ/N70^\circ$ (fotografia 3.4).

Indícios deste encurtamento crustal foram observados em ortognaisses graníticos do Complexo Cuiú-Cuiú, na Folha Alta Floresta (CC-2), onde ocorrem mesodobras com amplitude de aproximadamente 30cm e eixos $Lb=20^\circ/N90^\circ$.

Santos (2001) descreveu em gnaisses calcissilicáticos da Folha Rio São João da Barra, dobras em estilo desarmônico (fotografia 3.2) com mobilizados félsicos, subconcordantes, cujas superfícies axiais orientam-se em torno de $N35^\circ/90^\circ$, com eixos $30^\circ/35^\circ NE$, sugerindo mecanismos de cisalhamento puro na sua formação.

A fase de cisalhamento simples é o segundo estágio de deformação progressiva dentro do domínio dúctil e esta marcada por transcorrências oblíquas.

O vetor compressional rotaciona de NW/N para N/NE e o sistema contracional e convergente modifica-se para um regime transcorrente e oblíquo e responde pela transposição das estruturas formadas no evento anterior (elementos planares e lineares) e geração de uma superfície milonítica S_{n+1} , que forma megazonas de cisalhamento transcorrente E-W a WNW-ESE de cinemática dextral e si-



Fotografia 3.4 – Mesodobras isoclinais e fechadas com plano-axial vertical e $Lb= 80^\circ/070^\circ$ em cordierita-sillimanita gnaisses, supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. CC-241. Plano horizontal. Folha Alta Floresta.

nistral, conjugadas e articuladas a zonas de transcorrência compressiva oblíqua de direção NW-SE.

A rotação de σ_1 relaciona-se a fase rompimento da crosta oceânica de seu estágio passivo para uma crosta ativa em direção à crosta pré-colisional ou de imbricação de placas, com encurtamento crustal e subducção oblíqua das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno. Associa-se ainda a este estágio a anatexia da placa, responsável pela geração dos primeiros litótipos graníticos do Arco Ju ruena em torno de 1.850Ma.

São observadas nas porções centro-oeste do domínio dúctil, megazonas de cisalhamento E-W/ESE-WNW/subverticais, com cinemática predominante dextral. Essas feições acham-se representadas por mesodobras de bandamento S_n rompidas e transpostas por bandas de cisalhamento S_{n+1} , plano-axiais, sinistrais e dextrais (fotografia 3.5), com direção E-W/subvertical e estruturas sigmoidais em gnaisses calcissilicáticos indicativas de cisalhamento dextral (fotografia 3.6).

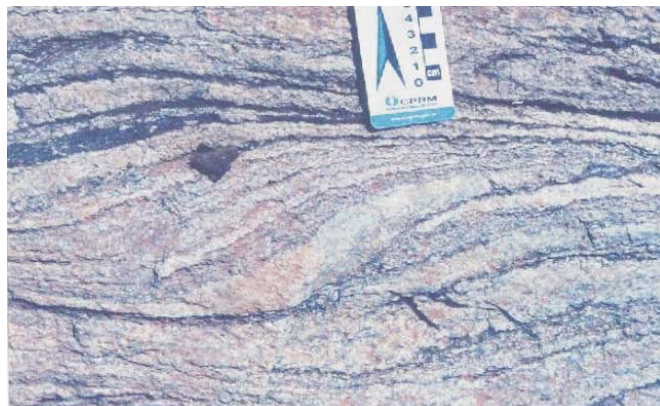
Os limites entre as fases de cisalhamento puro e simples são transicionais e são descritos em termos de predominância de um tipo sobre o outro. No final desta fase da deformação progressiva o σ_1 , estava posicionado em torno de N55°E e ficou fixo, nesta posição, até o final do processo orogenético.

As medidas da foliação milonítica S_{n+1} , quando reunidas e plotadas no estereograma de igual área-hemisfério inferior, resultaram numa concentração de atitudes variando desde N60°W/83°NE na Folha Alta Floresta, a N70°-80°W, com mergulho médio a alto para NE e variações para SW; (figura 3.5), observados na Folha Ilha 24 de Maio.



Fotografia 3.5 – Afloramento de gnaisses calcissilicático mostrando mesodobras (S_n) transpostas e rompidas por bandas de cisalhamento transcorrente (S_{n+1}) plano-axiais com cinemática sinistral e dextral. Afloramento PS-44. Folha Rio São João da Barra.

Este sistema é visível nas imagens de satélite, e esta marcado por uma deformação eminentemente dúctil em regime transcorrente que afeta a todas as unidades litoestratigráficas em níveis meso a supracrustais.



Fotografia 3.6 – Lajedo de gnaisses calcissilicático, exibindo estrutura sigmoidal indicativa de zona de cisalhamento transcorrente dúctil de cinemática dextral. Afloramento PS-44. Folha Rio São João da Barra.

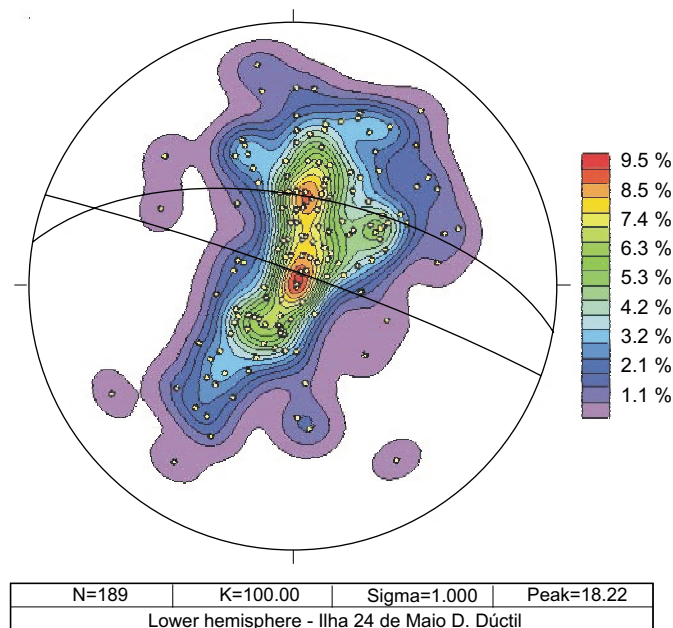


Figura 3.5 – Estereograma igual área-hemisfério inferior para superfícies miloníticas da zona de deslocamento principal (Y) N70°-80°W, da foliação S_{n+1} , regime transcorrente.

Caracteriza-se por uma zona principal de deslocamento (Y) N70°-80°W, sinistral, podendo ter variações angulares até N40°W, com mergulho médio a alto para NE e variações para SW. As principais feições produzidas são falhas de deslocamento direcional ou transcorrentes.

Este processo de deformação é heterogêneo, gera uma série de estruturas tectônicas, transpressivas e transtensivas, acompanhado pelo *emplacement* de vários corpos graníticos.

As rochas do Complexo Nova Monte Verde, a Suíte Vitória, os granitos São Pedro e São Romão e as supracrustais do Grupo São Marcelo-Cabeça estão fortemente deformados e relacionados a esta fase, com desenvolvimento de megazonas de cisalhamento transcorrente compressional (oblíquo) marcado por expressivas faixas miloníticas e protomiloníticas com algumas centenas de metros de largura e dezenas de quilômetros de comprimento.

Encontram-se também evidências de achatamento crustal, principalmente no Granito São Pedro, preservados na forma de tectonito L dado pelo alongamento dos porfiroclastos simétricos de feldspato potássico, com atitudes em torno de 60°/N50° (fotografia 3.7), contidos na foliação milonítica N40°W/60°NE.

Evidências de cisalhamento transcorrente oblíquo foram observadas, também, nos metagranitos do Complexo Cuiú-Cuiú a norte de Carlinda, onde megacristais de feldspato potássico acham-se estirados e amendoados entre placas de biotita, clorita e agregados de quartzo, produzindo uma lineação de estiramento Lx-40°/N60° e uma foliação N80°W/80°NE.



Fotografia 3.7 – Disposição de exposições do Granito São Pedro sinalizando formas alongadas seguindo orientação dos porfiroclastos de feldspato potássico (60°/N50°).

A superfície milonítica é dada por porfiroclastos de feldspatos amendoados, interpostos entre placas de biotita + clorita + sericita + agregados de quartzo.

Veios pegmatóides acham-se alojados nesses ortognaisses de modo concordante à foliação, ou discordante na direção N50°E (extensional).

Ocorrem também zonas de cisalhamento transcorrente dúctil dextral, marcadas pelo desenvolvimento de outra superfície milonítica S_{n+2} de direção geral NE-SW, que truncou e transpôs localmente as zonas de cisalhamento anteriores. Acham-se preservadas localmente e representadas por uma faixa milonítica com atitude N55°E/75°NW, realçadas pelo alinhamento de sericita + agregados de quartzo + feldspato alcalino, que intercepta a superfície S_{n+1} e pela avaliação e plotagem em estereograma igual área-hemisfério inferior, resultou uma atitude média N58°E/87°NW, (figura 3.6).

Sinais de rotação foram também observados no Granito São Pedro, exibindo porfiroclastos de até 4cm de feldspato potássico, alinhados segundo foliação com atitude N40°W/60°NE, interceptada por veios de quartzo (extensional) e de microgranitos (fotografia 3.8) na direção N80°W/80°NE.

Estes veios mostram zoneamento no preenchimento da fratura, marcada por sucessivos estágios de abertura, acompanhados de pulsos magmáticos correspondentes.

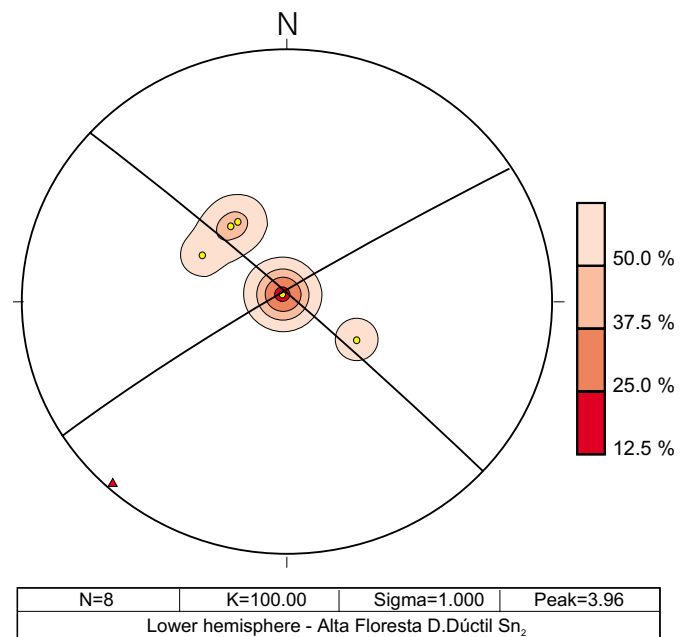
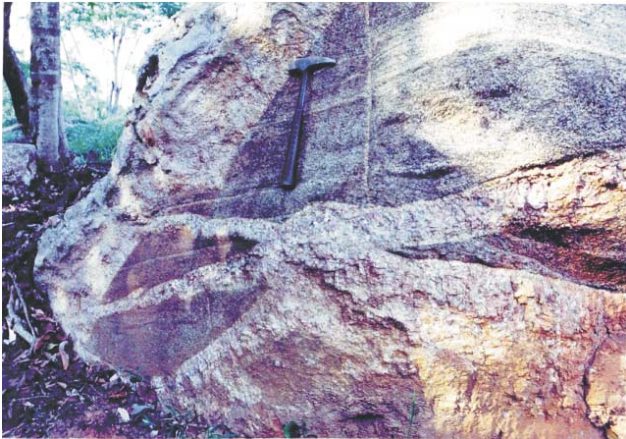


Figura 3.6 – Estereograma-igual área hemisfério inferior com registro da foliação S_{n+2} , atitude média N58°E/87°NW no domínio dúctil. Plano NW/SE guirlanda do estereograma.



Fotografia 3.8 – Veios pegmatóides graníticos, intrusivos no Granito São Pedro. 1ª vicinal sul de Alta Floresta, CC-259. Plano vertical. Folha Alta Floresta.

Indícios de uma tectônica distensiva, própria de ajustamento de blocos crustais, após períodos de colisão, foram diagnosticados por Santos (2001) no Granito São Pedro, a partir de raros porfiroclastos assimétricos de feldspato, indicativos de uma movimentação distensional ao longo do mergulho da foliação N70°W/70°NE.

Orientação de fenocristais pouco a não-deformados marcam o fluxo magmático, paralelo ao estiramento de porfiroclastos em zonas de deformação em estado sólido. Esses indícios acham-se possivelmente ligados à fase de descompressão (tardia), responsável pela exumação dos terrenos granulíticos (Complexo Bacaeri-Mogno) e criação de zonas transtracionadas.

3.2.2 Domínio Rúptil-Dúctil a Rúptil

Acha-se preservado em terrenos com deformação descontínua, não penetrativa, do Terreno Plutovulcânico e coberturas sedimentares paleoproterozóicas, perfazendo cerca de 75% da área do projeto.

Caracteriza-se por zonas confinadas de cisalhamento do tipo transcorrente, gerando rochas xistosas e/ou miloníticas, com largura centimétrica a métrica, chegando a centenas de metros de extensão. São formadas pela nucleação de fraturas e/ou falhas preexistentes, formadas pela introdução de soluções hidrotermais que atuaram como catalizadoras do efeito plástico ou do “amolecimento” destas rochas. Estas zonas são marcadas pela presença de minerais, produtos da alteração hidrotermal: sericita, clorita, epidoto, carbonato e quartzo; às vezes a presença de sulfetos.

Tourigny & Trembley (1997), propuseram que as juntas e fraturas dilatantes agiram como paleoplano de fraqueza ao longo dos quais houve interação fluido/rocha, resultando no amolecimento da rocha granítica.

Nestas estruturas são comuns a presença de vênulas e veios de quartzo, pegmatóides e diques de rochas básicas, onde também são observadas estruturas sigmoidais diversas, dobras do tipo cabo de guarda-chuva, estruturas tipo *pull-apart* e outras como do tipo anastomosado, reticulado, rabo-de-cavalo (fotografia 3.9).

Estas estruturas do regime rúptil-dúctil a rúptil foram geradas em função de esforços compressivos com o vetor principal σ_1 orientado N55°E que ensejou o desenvolvimento de fraturas extensionais (T) e fraturas de cisalhamento (R, R', P, Y e X), análogo ao encontrado dentro do domínio dúctil em sua fase de cisalhamento simples, conforme o sistema Riedel da figura 3.7.

As fraturas extensionais (T) indicam a direção do esforço compressivo principal σ_1 (N55°E), e são preenchidas por veios de quartzo freqüentemente com texturas primárias tipos cocar, pentes, drusas e cristais de quartzo crescidos perpendiculares às paredes das fraturas, com suas principais ocorrências nas folhas Alta Floresta e Vila Guarita.

Os registros avaliados e medidos destas fraturas acham-se plotados no estereograma igual área-hemisfério inferior, para as folhas Alta Floresta e Ilha 24 de Maio, respectivamente figuras 3.8 e 3.9. As fraturas de cisalhamento (Y/R), figura 3.10, estão dispostas ao longo de descontinuidades, marcadas por falhas e/ou zonas de cisalhamento confinadas, geralmente preenchidas por veios de quartzo em zonas transtensionais (*dilatational jogs*), como ocorre no garimpo Pé de Fora; são faixas descontínuas, de largura centimétrica a métrica, confinadas em rochas graníticas não-deformadas penetrativamente (CC-68), Folha Alta Floresta, com direção predominante E-W/subvertical, cinemática sinistral, indicada por estruturas S/C e mica *fishes* e estruturas em rabo-de-cavalo, como observado na fotografia 3.9, na Folha Rio São João da Barra.

As zonas de cisalhamento transcorrente no domínio rúptil-dúctil são também confinadas e nucleadas a partir de fraturas, em granitóides pouco deformados das suítes Juruena e Paranaíta e Granito Nhandu, cujos registros plotados no estereograma de igual área-hemisfério inferior, apontaram uma orientação dominante N81°W/subvertical, com variações para E-W e ENE-WSW. Os indicadores cinemáticos tipo estruturas S/C, assime-

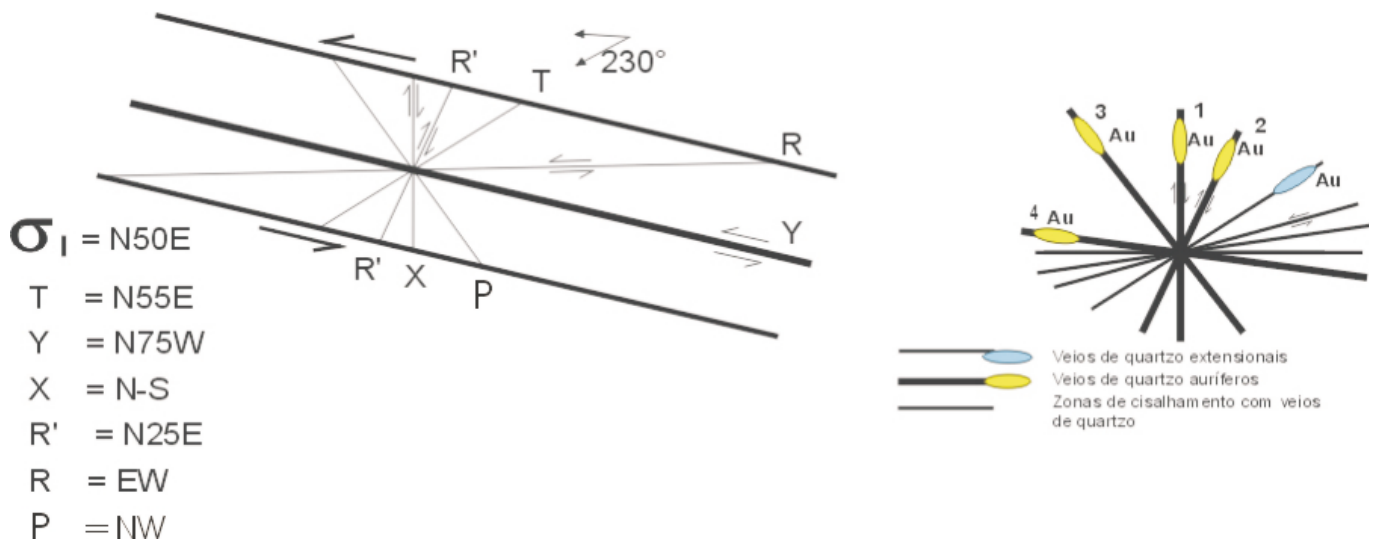


Figura 3.7 – Modelo de diagrama Riedel com as orientações das fraturas, falhas e zonas de cisalhamento predominantes dos domínios dúctil, rúptil-dúctil e rúptil, apresentando ainda os veios de quartzo auríferos associados.

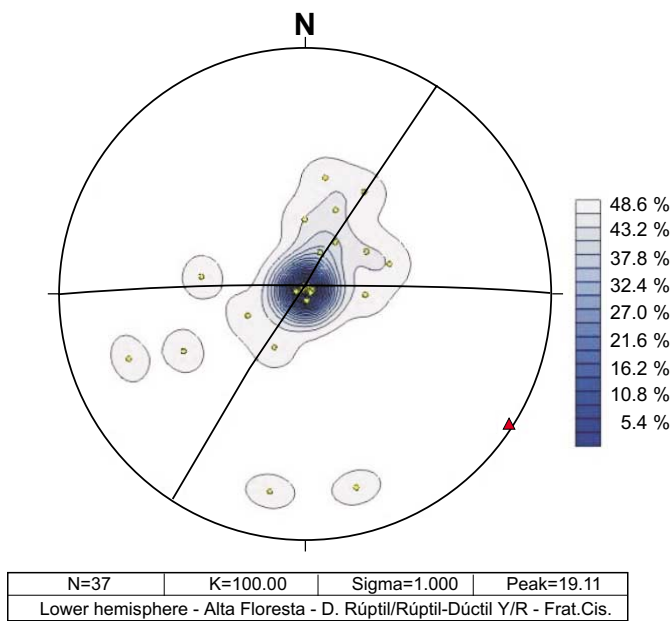


Figura 3.8 – Estereograma igual área-hemisfério inferior mostrando uma atitude média de N56°E/88°NW para fraturas extensionais (T), domínio rúptil. Folha Alta Floresta.

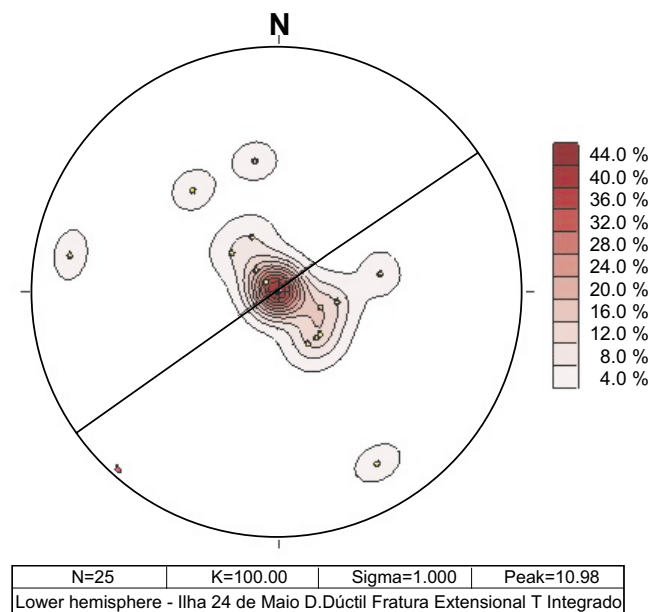


Figura 3.9 – Estereograma igual área-hemisfério inferior mostrando uma atitude média de N50°E/subvertical de fraturas extensionais (T), domínio rúptil-dúctil da Folha Ilha 24 de Maio.

tria de lamelas de quartzo, sigmóides de micas (mica *fish*) apontam para uma cinemática dominante sinistral.

Neste contexto foi desenvolvida a Falha do Cristalino, na Folha Alta Floresta, que constitui um megaligneamento destacado em imagem de satélite com mais de 80km de extensão, orientado numa di-

reção geral E-W com inflexões para ENE/WSW (fotografia 3.10) exibindo foliação orientada N80°E/70°NW, contendo cristais de quartzo estirados e rotacionados e assimetria de porfiroclastos sigmóides de clorita/sericita (mica *fish*), indicativas de zona de cisalhamento transcorrente sinistral.

Esta descontinuidade estrutural demarca o contato entre as rochas sedimentares paleoproterozóicas e as rochas vulcânicas e prolonga-se para oeste até a fazenda Pedra Grande, colocando-se em posição de recobrimento lateral à direita (*overstep*) com outra falha transcorrente sinistral (falha da Cachoeira da Perdição), também com orientação geral E-W/subvertical e dimensões similares.

Na área de recobrimento dessas estruturas desenvolveu-se um campo transpressionado, localizado em função desse *overstep* e do vetor de compressão máxima, orientada N55°E (figura 3.11) o que provocou a geração de dobras nos sedimentos (Grupo Beneficente) e falhas inversas responsáveis pela ascensão de corpos plutônicos (Granito Nhandu), entre esses sedimentos (fazenda Pedra Grande).

As fraturas de cisalhamento (R'/X), são zonas confinadas de cisalhamento transcorrente geradas a partir da nucleação de fraturas de cisalhamento dextral (R'/X), conjugadas e antitéticas ao movimento principal da área, onde apresenta direção N-S/70°W (Folha Alta Floresta).

Foram também registradas estruturas tipo *tension gashes* ligadas a zonas de cisalhamento transcorrente dextral no Granito São Romão (Folha Rio São da Barra, fotografia 3.11).

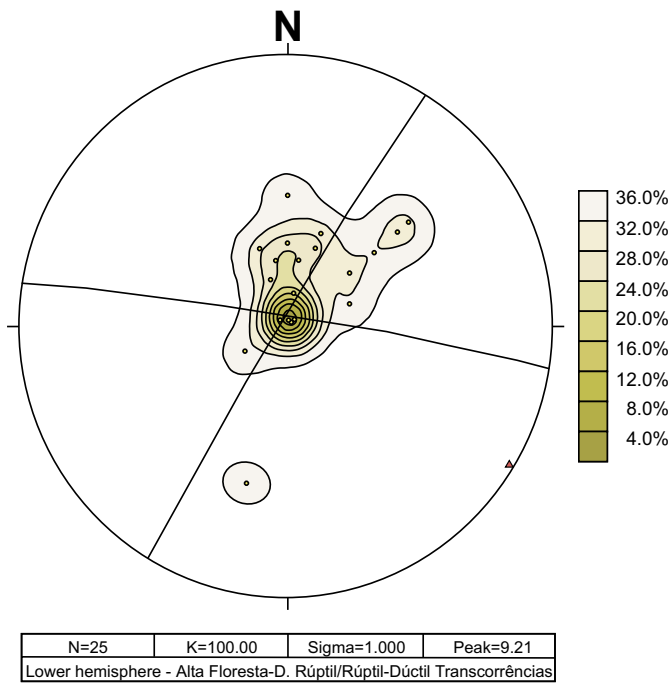


Figura 3.10 – Estereograma igual área-hemisfério inferior mostrando plano médio E-W/ subvertical para a fratura de cisalhamento de Riedel (Y), com cinemática sinistral.



Fotografia 3.9 – Zona de cisalhamento transcorrente sinistral, rúptil-dúctil confinada, com terminação em rabo-de-cavalo, desenvolvida no Granito Juruena. PS-35. Folha Rio São João da Barra. Vista em planta.



Fotografia 3.10 – Aspecto do filonito (quartzo + clorita + sericita) exibindo foliação milonítica e estruturas tipo "mica fish" (clorita-sericita), indicativas de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Falha do Cristalino). CC-290.

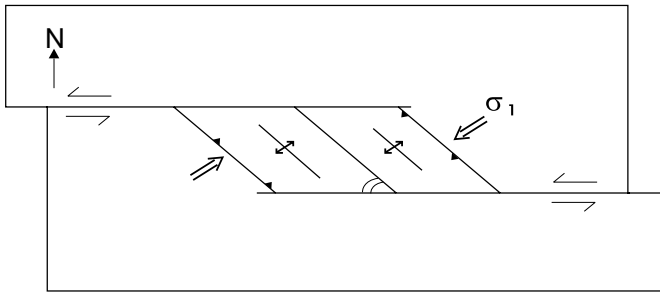


Figura 3.11 – Diagrama esquemático da zona de transpressão da fazenda Vaca Branca e adjacências, com geração de falhas inversas e dobras, ocasionadas pelo recobrimento lateral à direita de zonas de cisalhamento transcorrente sinistral (falhas do Cristalino e da Cachoeira da Perdição).



Fotografia 3.11 – Lajedo de Granito São Romão mostrando estruturas tension gashes de quartzo, desenvolvidas em zona de cisalhamento transcorrente dextral, afloramento PS-26, Folha Rio São João da Barra, visto em planta.

Esse domínio também é encontrado, nas rochas da cobertura sedimentar, englobando os litótipos da Formação Dardanelos e Grupo Beneficente, e as estruturas observadas são essencialmente de natureza rúptil-dúctil e limitam-se por falhas transcorrentes e a fraturas.

A análise da imagem de satélite, aliada aos indícios coligidos no campo, indicou uma estreita vinculação desta estruturação dos sedimentos do Grupo Beneficente com a reativação de megafalhas transcorrentes antigas (paleoproterozóicas), à semelhança da Falha do Cristalino, que limita esses sedimentos com os terrenos vulcânicos/subvulcânicos da Suíte Colíder, com direção geral E-W a WNW-ESE, desenvolvidas durante e após o período de sedimentação.

Essas falhas transcorrentes agiram de modo conjugado, gerando zonas transtracionadas, tipo *graben* rombóide (figura 3.12) que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide cujo eixo principal situou-se na direção WNW-ESE. Em reforço a esta tectônica binária ocorre na bacia do rio São Benedito uma ampla dobra aberta, tipo sinclinal com eixo NW-SE e amplitude de algumas dezenas de quilômetros.

Em continuação ao estágio anterior, a bacia do Caiabis formada pelos sedimentos da Formação Dardanelos mostrou o mesmo quadro evolutivo tectono-estrutural com desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de direção $N70^{\circ}$ - $80^{\circ}W$, (Y/Riedel), reconhecida nas proximidades do rio dos Peixes, onde foram observadas fraturas extensionais em arenitos, preenchidas por quartzo com orientação $N40^{\circ}E$.

Os indicadores estruturais e litoambientais levantados sinalizam na direção de que as bacias foram geradas segundo um modelo do tipo *pull-apart*, guiado e controlado por expressivas zonas de transcorrência sinistrais, orientadas NW/SE, conjugadas e com área de recobrimento lateral a direita, conforme tipifica a figura 3.12, e que também estas zonas de transcorrências sejam os principais agentes modificadores e controladores dos processos deposicionais das bacias.

Em estágio francamente rúptil e distensional, o Mesozóico é marcado pela reativação de estruturas antigas e geração de estruturas novas, distribuídas na forma de fraturas e/ou falhas com direção predominante NW-SE e NNE-SSW, geralmente preenchidas por diques de diabásio (Cururu), de ida-

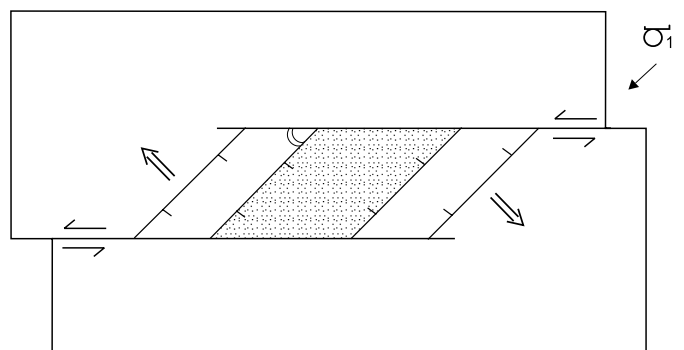


Figura 3.12 – Diagrama esquemático da zona de trans-tensão, formada pelo recobrimento lateral à direita de zonas de cisalhamento transcorrente sinistral (rúptil-dúctil), fator gerador das bacias Caiabis e Beneficente.

de jurássica, que seccionam os sedimentos do Grupo Beneficente, concentrando-se na parte nordeste da Folha Alta Floresta.

Marcas dessa tectônica perduram até o Cenozóico, observadas nos depósitos aluvionares e no controle do traçado das grandes drenagens, como no rio Teles Pires, que na área orienta-se basicamente na direção NW-SE com variação para E-W.

Esta compartimentação estrutural da região e os domínios apresentados mostram que os eventos de deformação progressiva da área caracterizam-se por um regime compressivo, inicialmente contracional, modificando-se para um regime transcorrente transtrativo, onde o vetor σ_1 esteve subhorizontalizado desde NW, rotacionando e mantendo-se em torno de N55°E.

Dados geocronológicos corroboram esta proposta, onde as idades U/Pb variam desde 1.848 ± 17Ma (JICA/MMAJ, 2000) a 1.755 ± 5Ma e quiçá 1.653 ± 42Ma dados de metamorfismo (Pimentel, 2001), indicando que esta região esteve submetida a esforços compressionais ou transcorrentes em todo este período.

3.3 Evolução Tectônico-Geológica

A história geológica da região foi marcada principalmente, pelo desenvolvimento do arco magmático paleoproterozóico, aqui denominado Juruena, desenvolvido entre 1,85Ga e 1,75Ga, acrescionário ao Arco Magmaítico Cuiú-Cuiú de 2.100Ma a 1.957 Ma (Vasquez *et al.*, 2002) ou Província Ventuari-Tapajós (Tassinari, 1996).

A articulação das unidades litoestratigráficas da região norte de Mato Grosso, envolveram processos orogênicos com convergência e consumo de placa litosférica, colisão oblíqua de alta temperatura com conseqüente espessamento crustal e encurtamento, geração de crosta e acreção transcorrente.

Este processo orogênico acrescionário desenvolveu-se em uma das bordas do continente Atlântica (Rogers, 1996) no período de 1,85Ga a 1,75Ga, enquanto outras partes deste mesmo continente nesta época estavam submetidas a importantes eventos tafrogênicos.

Foram cartografados três segmentos crustais distintos: Terreno Plutovulcânico pouco deformado, regime rúptil a rúptil-dúctil, Terreno Acrescionário de Médio a Alto Grau Metamórfico, de regime dúctil e um Terreno Metavulcano-Sedimentar em regime dúctil, (figura 3.13). Os dois primeiros têm assinaturas de arco magmático, dispostos numa

direção NW-SE e formados entre 1.850Ma e 1.750Ma (U-Pb e Pb-Pb), o último caracterizado como uma bacia tipo *back-arc*, imbricada ao Arco Juruena e com granitogênese peraluminosa associada de idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma. São interpretados como pertencentes a um provável arco magmático acrescionário, (Arco Roosevelt) localizado a sul/sudoeste desde Nova Canaã do Norte até a borda norte da Bacia Caiabis.

O primeiro estágio, chamado pré-arco (1,9Ga a 1,85Ga) corresponde à fase de convergência de blocos continentais separados por uma incipiente crosta oceânica (figura 3.14). Na área foram encontrados restos dessa seqüência oceânica preservados em meio a rochas juvenis, representados por anfibolitos pertencentes ao Complexo Bacairi-Mogno, com idade isocrônica Sm-Nd ca. 2,24Ga com $\epsilon_{Nd}(t)$ de + 2,5 (Pimentel, 2001 e Lacerda Filho *et al.*, 2001), correspondendo à idade mais antiga já determinada nos terrenos paleo-proterozóicos da região. A litogeoquímica de elementos terras-raras desses anfibolitos indicou uma derivação mantélica e semelhança com os toleíitos arqueanos e modernos do tipo MORB (basaltos de fundo oceânico).

Nesta bacia, este vulcanismo original associou-se a uma sedimentação psamo-pelítica e química, em relativa estabilidade tectônica, marcada pela presença de pelitos, quartzitos finos, *chert*, *banded iron formation* e rochas carbonáticas. Esse estágio é controlado pela 1ª fase compressiva de NW para SE, gerando estruturas NE-SW, em regime eminentemente dúctil de progressivo encurtamento e acreção crustal.

Esta fase de fechamento força a movimentação desta placa oceânica em direção a um segmento de crosta continental pré-colisional, representado na área pelos remanescentes do Arco Magmaítico Cuiú-Cuiú e granitos pós-colisionais da Província Tapajós (Klein *et al.*, 2000 e Vasquez, Ricci & Klein, 2002), correspondendo na área do Projeto Alta Floresta ao Complexo Cuiú-Cuiú (U-Pb de 1.992 ± 7Ma), à Suíte Matupá (U-Pb de 1.872 ± 12Ma, Moura, 1998) e à Suíte Flor da Serra (Moreton & Martins, 2001), exibindo idades-modelo T_{DM} 2,3Ga.

Com o conseqüente rompimento, subducção e consumo deste segmento crustal oceânico, foi gerada uma gama de rochas graníticas pertencentes ao Arco Magmaítico Juruena.

Por volta de 1.848 ± 17Ma (Suíte Juruena) constitui uma das unidades mais antigas preservadas. É provável que esta suíte tenha obliterado e incorporado corpos graníticos mais precoces.

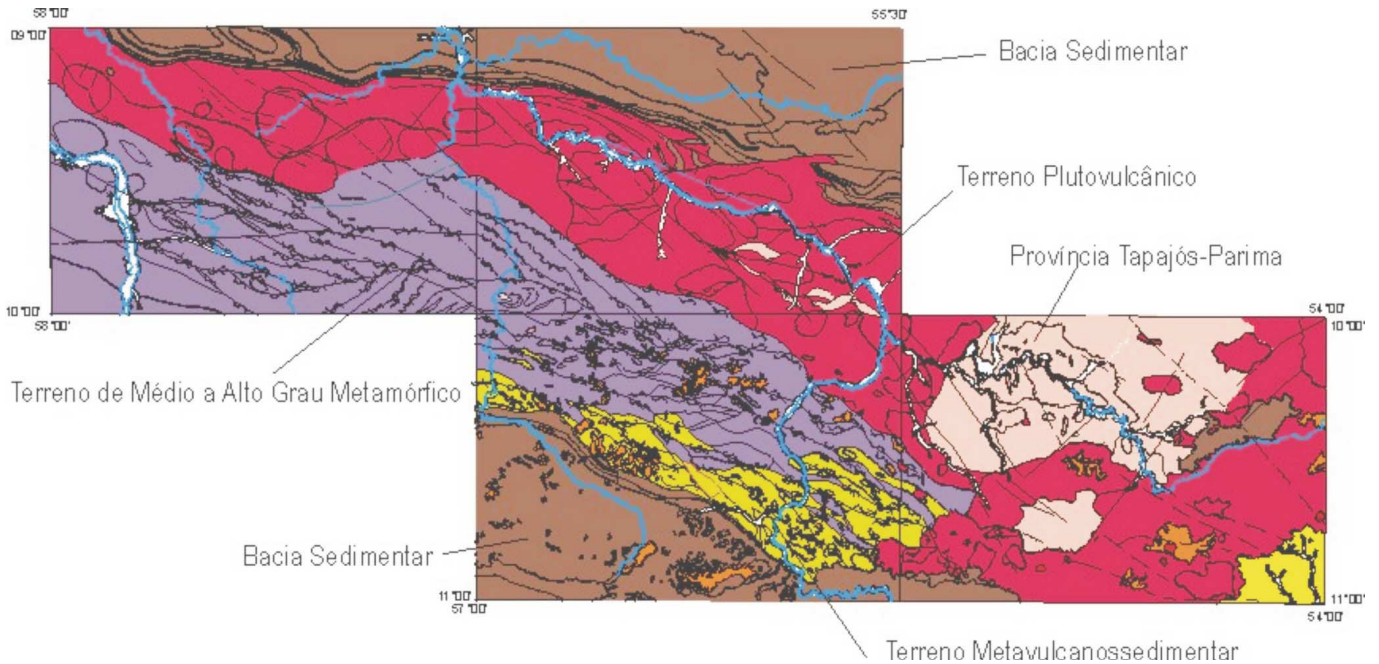


Figura 3.13 – Esboço simplificado dos grandes domínios geotectônicos da área do projeto.

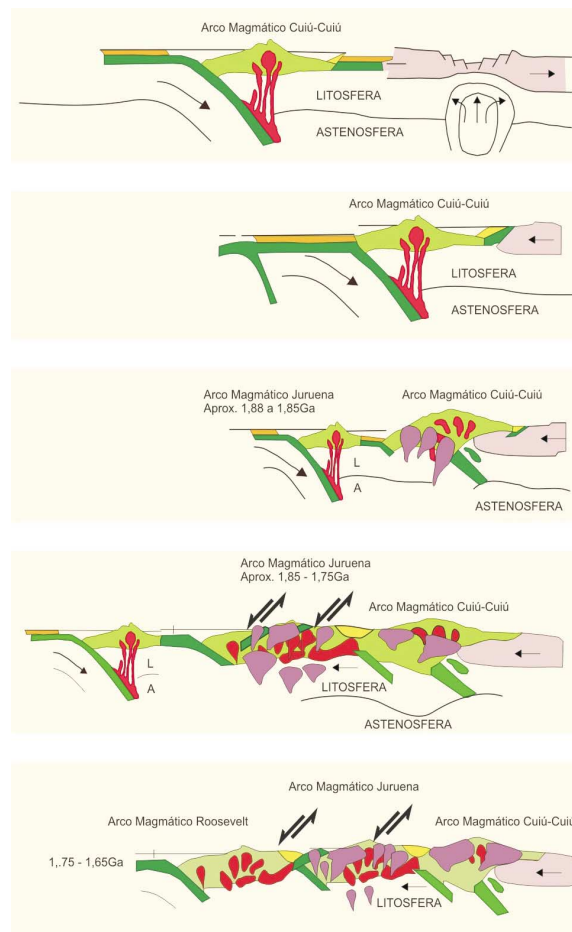


Figura 3.14 – Esboço da evolução tectônica do Arco magmático Juruena (1,85Ga-1,75Ga), no Cráton Amazônico.

Este período deformacional é acompanhado progressivamente de metamorfismo da fácies anfibolito a granulito (ambiente infracrustal), refletido pela isógrada sillimanita/hiperstênio, desenvolvido sob condições de temperatura alta e pressão intermediária, em decorrência da subducção de rochas orto e paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, de SE para NW, sob uma placa formada pelos ortognaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú.

Em apoio a essa proposta foi detectada uma descontinuidade gravimétrica com altos valores gravimétricos para a área, delineando uma extensa faixa anômala com direção WNW-ESE, com indicação de espessamento crustal, sinalizando uma provável zona de sutura.

A atribuição desta anomalia gravimétrica apenas com tendo sua origem em rochas com densidades diferentes seria inconsistente, já que a maior parte das rochas desta unidade é composta de supracrustais metamórficas (kinzigitos e gnaisses aluminosos) e migmatitos e gnaisses de composição e densidade semelhantes às rochas adjacentes, o que não marcaria este contraste tão acentuado e sua distribuição linear.

O segundo estágio (1,85Ga-1,75Ga) é formado com um novo vetor de compressão máxima σ_1 , agora com orientação NE-SW (fase transpressiva 2), transpondo os elementos planares (S_n) e lineares (Lb) formados na fase anterior.

Corresponde ao estágio pós-colisional, segundo Liégeois (1998), onde predomina ajustamento de blocos crustais em zonas de escape lateral, provocados por grandes movimentos horizontais e oblíquos, ao longo de megazonas de cisalhamentos dúcteis, de direção E-W a WNW-ESE de cinemática sinistral (predominante) e subordinadamente dextral, conjugadas e articuladas a zonas transcorrentes oblíquas (NW-SE).

Constitui a principal fase de geração de crosta continental, com assinatura de arco magmático plutovulcânico, disposto na direção NW-SE, em estágio pós-colisional (Arco Magmático Juruena) formado por um volume expressivo de magmatismo ácido calcialcalino alto potássio, metaluminoso, híbrido, ocupando zonas transtrativas, em níveis crustais distintos, exibindo idades-modelos T_{DM} de 2,1Ga, assemelhadas, evidenciando uma certa similaridade da fonte. Dentro desse domínio orogênico, dois segmentos crustais, de relativa contemporaneidade e diferenciados em posicionamento crustal, são edificados; os Terrenos Plutovulcânicos pouco deformados (rúptil a rúptil-dúctil) e

os Terrenos Acrescionários de Médio a Alto Grau Metamórfico (domínio dúctil).

O Terreno Plutovulcânico é formado pela ascensão de magmas híbridos, *mixing* de fontes crustais derivadas da placa consumida e de fontes mantélicas, cuja idade-modelo Sm/Nd de 2.221Ma e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -1,25 encontrados são compatíveis com a idade-modelo da placa oceânica subductada (Bacaeri-Mogno, 2.240Ma) com variáveis e crescentes graus de assimilação e contaminação crustal.

Dentro desse segmento crustal foram determinadas e diferenciadas as seguintes unidades litodêmicas: Suíte Intrusiva Juruena (1.848 ± 17 Ma a 1.817 ± 57 Ma, U-Pb), composta de granitos e monzogranitos, calcioalcalinos, metaluminosos a peraluminosos, pouco magnéticos, desprovidos geralmente de enclaves máficos; Suíte Intrusiva Paranaíta (1.819 ± 6 Ma a 1.793 ± 6 Ma e idade-modelo de 2.221Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t)$ -1,25), formada por monzogranitos, quartzo-monzonitos, biotita granito e magnetita-biotita granito, magnéticos, híbridos, com enclaves de dioritos, microdioritos e quartzo-dioritos pórfiros, são calcioalcalinos de médio a alto-K, metaluminosos a levemente peraluminosos; Alcalinas Rio Cristalino, com idade U-Pb de 1.806 ± 6 Ma (Santos, 2000); Granito Nhandu, constituído por magnetita-biotita monzogranitos e sienogranitos, com enclaves dioríticos a quartzo-monzodioríticos e fácies subvulcânicas restritas e subordinadas, representadas por granitos finos subvulcânicos, quartzo-sienitos finos, riocacitos e granófiros, são de linhagem calcialcalina alto potássio (HKCA) com tendência shoshonítica, metaluminosos a peraluminosos, gerados em ambiente tardiorogênico ou pós-colisional, cuja gênese está relacionada à evolução do arco magmático em seu estágio de maturidade ou final; Suíte Colíder, idade de 1.801 ± 11 Ma e 1.773 ± 9 Ma (Pinho, 2001) e 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000), representada por riocacitos, dacitos e andesitos, homogêneos, ligados a intrusões rasas apicais de microgranitos e por derrames de lavas ácidas (riolitos pórfiros) intercaladas em sedimentos epiclásticos associados a material piroclástico, portadores de características químicas similares aos granitos calcioalcalinos alto potássio (Juruena/Paranaíta e Granito Nhandu), sinalizando vinculação genética, temporal e espacial com essas unidades formadoras dos terrenos plutovulcânicos do Arco Magmático Juruena. Atribui-se a esta unidade um magmatismo independente e de idade diferenciada, 80 a 100Ma, mais jovem que o magmatismo Uatumã e Grupo Iriri.

Finalmente, em estágio pós-orogênico ocorre um conjunto de corpos graníticos, intrusivos e subvulcânicos, calcioalcalinos de alto potássio, formados predominantemente por granito porfirítico, reconhecido como Suíte Intrusiva Teles Pires, de idade U-Pb, de 1.757 ± 16 Ma e idade-modelo T_{DM} de 2,06Ga.

Os terrenos plutônicos deformados (dúctil) situados na zona de sutura frontal ao arco montado e relacionados à fase pós-colisional foram formados na meso e infracrosta, com sinais de metamorfismo de médio a alto grau, sem correspondentes vulcânicos na sua evolução. Foram transpostos a níveis crustais superiores, através de megazonas de cisalhamento transcorrentes oblíquas (E-W e NW-SE), por ocasião da exumação dos terrenos de alto grau metamórfico, seguindo um modelo inicial de colisão oblíqua de alta temperatura, evoluindo para um modelo de acreção transcorrente.

Esses terrenos nomeados de Terreno Acrescionário de Médio a Alto Grau Metamórfico (domínio dúctil) constituem-se, além dos remanescentes supracrustais e metaplutônicas do Complexo Bacaeri-Mogno, pelo Complexo Nova Monte Verde (1.774 ± 28 Ma, U-Pb, e idade-modelo 2.065Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) +0,41$), constituído por migmatitos e gnáisses ortoderivados; pela Suíte Vitória (1.785 ± 8 Ma, U-Pb, e idade-modelo variável desde 2.260 Ma a 1.979Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-2,56$ a $+1,32$), representada por dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos e tonalitos com seus correspondentes metamórficos sujeitos à fácies xisto-verde a granulito (enderbitos); são calcioalcalinos médio potássio, metaluminosos e híbridos; pelo Granito São Pedro (1.784 ± 17 Ma, U-Pb, e idade-modelo 2.147Ma a 2.060Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) -1,11$ a $+0,65$), constituído por biotita monzogranitos, hornblenda-biotita monzogranitos, monzodioritos e granodioritos, de grande variabilidade estrutural, com termos protomiloníticos, miloníticos a gnáissicos de afinidade calcioalcalina, peraluminosa a metaluminosa, origem híbrida; pelo Granito São Romão (1.770 ± 9 Ma, U/Pb, e idade-modelo 2.172Ma a 2.098Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) -1,43$ a $+0,14$), constituído por granitos finos com microgranitos e granodioritos subordinados, em diferentes estilos estruturais e metamórficos, de natureza calcioalcalina, alto-K, gerado em ambiente pós-colisional; e, finalmente, pelo Granito Apiacás, constituído por um conjunto de leucogranitos a granada e/ou duas micas, peraluminosos e de ambiência sin a pós-colisional.

Este Terreno Acrescionário de Médio a Alto Grau Metamórfico está posicionado na adjacência da

zona de sutura, é formado a partir da anatexia de litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno, com a contribuição de fontes mantélicas. Suas unidades litoestratigráficas são posicionadas e controladas por expressivas zonas de cisalhamento transcorrente oblíquas NW-SE (zona de escape lateral), exumados através de movimentos transtrativos em fase de descompressão tardia.

Dados litoquímicos, petrológicos e isotópicos sugerem uma estreita relação entre a Suíte Vitória, Granito São Pedro e Granito São Romão, como derivados híbridos, em parte anatéticos em parte de contribuição mantélica e como diferenciados neosômicos do Complexo Nova Monte Verde, quando em dimensão e volume suficientes para formarem unidades independentes do complexo.

Este terreno ainda apresenta valores de idade-modelo Sm/Nd, em torno de 2.127Ma, compatível com a idade mínima da placa Bacaeri-Mogno, com $\epsilon_{Nd}(t)$ entre $-2,56$ e $+0,65$, sendo pouco mais jovens que as unidades do Terreno Plutovulcânico. Isto indica para o conjunto fontes isotópicas comuns, características espaciais e genéticas ligadas à evolução dos granitos calcioalcalinos com assinatura de arco magmático, e que ainda partilham inúmeras similaridades petrográficas, litoquímicas e estruturais.

Constata-se que, quanto mais antiga a unidade litoestratigráfica dentro do terreno de médio a alto grau, maior é a contribuição crustal, e quanto mais jovem, maior a interação com fontes mantélicas, com geração de magmas híbridos do início ao fim do processo. Estes dados Sm/Nd e $\epsilon_{Nd}(t)$ marcam a participação e fusão da placa Bacaeri-Mogno para edificação dos dois terrenos orogênicos e formação de um único arco desenvolvido em diferentes regimes deformacionais progressivos em duas modelagens tectônicas, uma primeira etapa de subducção/colisão oblíqua e uma segunda fase de acreção transcorrente.

As fases de subducção/colisão oblíquas desenvolvem-se em domínio compressivo dúctil, sob regime contracional e contracional oblíquo. As feições estruturais indicam geometria de fluxo sob cisalhamento simples e puro, convergente no sentido SE para NW em condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies anfíbolito a granulito.

A fase de acreção transcorrente é implantada a partir da colisão dos blocos continentais, quando o vetor σ_1 sofreu nova rotação posicionando-se na direção N55°E, gerando zonas de transcorrências oblíquas, dúctil, rúptil-dúctil a rúptil, de cinemática predominante sinistral, orientadas NW-SE, WNW-

ESE, e cisalhamentos transcorrentes dextrais, anti-téticos de direção aproximada N-S.

A fase pós-colisional é a mais longa e corresponde à geração de esforços transtracionais e transpressionais gerados em função dessa tectônica binária que envolveu o terreno de médio a alto grau, o Complexo Bacaeri-Mogno (crosta preexistente), com a formação do Complexo Nova Monte Verde. Neste período ocorre o posicionamento infra a mesocrustal, sintranscorrência da Suíte Vitória, Granito São Pedro, Granito São Romão e Granito Apiaçás, adjacentes à zona de sutura, em domínio dúctil, contracional e principalmente transcorrente, em regime de cisalhamento simples sinistral.

O resultado é a formação do terreno acrescionário de médio a alto grau metamórfico, como um orógeno colisional de alta temperatura, com anatexia, espessamento crustal sincolisional e delaminação de quantidades substanciais do manto litosférico, tendo estes fenômenos como gênese de grande parte destes granitos calcioalcalinos e pós-colisionais. Admite-se, por sua baixa razão Al_2O_3/TiO_2 , temperaturas superiores a 850°C para sua formação.

A predominância de fontes sedimentares do Complexo Bacaeri-Mogno (sillimanita gnaisses e hiperstênio quartzitos) indica o grau de maturidade dos blocos crustais acrescionados. A presença de ambos os tipos litológicos associados às características híbridas dos granitos pós-colisionais gerados, evidenciam a anatexia de fontes pelíticas e psamíticas de um lado, de origem oceânica de sedimentação madura, e de outro, de um bloco crustal ou de plataforma continental de sedimentos imaturos.

No Terreno Plutovulcânico, as suítes Juruena, Paranaíta, Colíder e Granito Nhandu ficam pouco deformados, pois estão fora da zona de sutura e preservados das zonas de maior deformação por estarem em níveis crustais superiores. Não obstante, são também deformados em domínio dúctil-rúptil, rúptil-dúctil a rúptil, com o vetor τ_1 posicionando-se na direção N55°E responsável pela posicionamento de importantes mineralizações auríferas filonianas.

Conclui-se também que, no Terreno Plutovulcânico, o magmatismo da Suíte Colíder (1.801 ± 11 Ma a 1.773 ± 9 Ma) estende-se ou refere-se a mais do que um ciclo plutônico (Juruena, Paranaíta, Nhandu).

O Terreno Metavulcano-sedimentar (domínio dúctil) compreende um estágio pós-colisional do Arco Juruena e está associado à imbricação tectônica de unidades mais jovens provavelmente relacionada a retaguarda de um arco a sudoeste, acoplada ao Arco Juruena em evento geodinâmico posterior que remontam a idade de metamorfismo

1.653 ± 42 Ma, e intimamente associada às antigas zonas de cisalhamento transcorrentes. Está constituído pelo Grupo São Marcelo-Cabeça, representado por uma grande diversidade litológica, desde vulcânicas ácidas a intermediárias intercaladas por metassedimentos químicos a rudáceos, deformadas e metamorizadas no baixo grau e interpretadas como uma seqüência de bacia *back-arc*, intrudida pela Suíte Nova Canaã, de afinidade calcioalcalina, alto-K, e peraluminosa, associada às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescionados sob um regime de esforços ora compressionais ora transtrativos, de idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma (Pimentel, no prelo), correlacionados às rochas plutônicas deformadas da região de Aripuanã de idade U/Pb 1.755 ± 5 Ma (Neder *et al.*, 2000).

Sugere-se uma correlação do Grupo São Marcelo-Cabeça com o Grupo Roosevelt (Rizzoto *et al.*, 1995), e que estas supracrustais e os granitos associados constituam um arco próprio, acoplado ao Arco Magmático Juruena.

O último estágio (1,70Ga-1,60Ga) caracteriza-se pela reativação de feições estruturais antigas do domínio rúptil-dúctil a rúptil, realçadas por megazonas transcorrentes, de direção EW a NNW-ESE, de modo conjugado e sincronizado, durante e após a sedimentação dos grupos Beneficente e Caiabis, gerando zonas transtensionadas do tipo *pull-apart* ou do tipo *strike slip basin* que evoluíram progressivamente para uma bacia rombóide, receptora dos sedimentos continentais e marinhos. Estas bacias, produto de uma tectônica binária, parecem demarcar o limite paleoproterozóico/mesoproterozóico na região.

As idades Pb/Pb obtidas em zircões detríticos provenientes de conglomerados da base do Grupo Beneficente, indicaram a idade máxima de 1,7Ga, para o início de sua sedimentação, corroborando uma idade paleoproterozóica para essa unidade, enquanto que para a Formação Dardanelos sugere-se uma idade mesoproterozóica com idade máxima para o início de sua sedimentação, obtida em zircões detríticos de conglomerados de sua base entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma Pb/Pb (Saes & Leite, 2002).

Em regime francamente rúptil e distensional, essa tectônica é reativada no Mesozóico (Jurássico) através da intrusão de diques de diabásio (Cururu), preenchendo falhas NW-SE e NNE-SSW. No Cenozóico, instalou-se uma neotectônica distensiva controladora do traçado atual das principais drenagens (rio Teles Pires) e dos depósitos aluvionares pleistocênicos.

4

RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA

A atividade mineira na região norte de Mato Grosso do Sul e sul do Pará está ligada diretamente à exploração garimpeira do ouro. Especificamente na área deste projeto, as atividades tiveram início no final da década de 70, com produção acumulada de 123t de ouro até o ano 2000, segundo dados do Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM (tabela 4.1). A maior parte desta produção foi oriunda de aluviões, coluviões e eluviões, através de garimpagem manual ou por lavra com diferentes graus de mecanização.

O início da exaustão dos depósitos secundários, a queda da cotação do ouro e uma maior fiscalização pelos órgãos ambientais, levaram à quase extinção da atividade garimpeira, atualmente restrita a algumas frentes com mineralizações de ouro primário.

Manganês, calcário, rochas ornamentais, rochas/minerais para a construção civil são os demais bens minerais que apresentam potencialidade econômica na região.

Indícios geoquímicos e mineralométricos, obtidos a partir de levantamento geoquímico regional associados aos jazimentos conhecidos e aos fatores condicionantes das mineralizações, permitiram

a delimitação das principais áreas com interesse metalogenético.

4.1 Ouro

4.1.1 Mineralização Secundária

Das áreas de exploração dos jazimentos auríferos secundários, em número de 122, listados pelo Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO, a maioria encontra-se atualmente inativa e abandonada, mostrando sinais claros de esgotamento das aluviões mineralizadas, distribuídas desde Peixoto de Azevedo até noroeste de Apicás, resultando numa grande devastação do leito e margens das drenagens (fotografia 4.1), intensa poluição com mercúrio, com grave desequilíbrio para o meio ambiente.

As áreas com mineralizações secundárias acham-se assinaladas em imagens orbitais LANDSAT TM 5 (Valente, 2001), onde foram agrupadas em onze pólos principais (figura 4.1): 1) Juruena-Novo Astro; 2) Apicás-Novo Planeta; 3) Paranaíta; 4) Trairão; 5) Alta Floresta; 6) Peixoto de Azevedo; 7) Vila União do Norte; 8) Figueira Bran-

Tabela 4.1 – Ouro produzido na Província Alta Floresta (1996 a 2000), distribuído por região e acumulado durante o período de 1980 a 2000.

LOCALIDADE	PRODUÇÃO (KG)					ACUMULADA
	ANUAL					
	1996	1997	1998	1999	2000	
ALTA FLORESTA	1.523	1.321	923	1.071	30,76	54.527,76 (1980-2000)
APIACÁS	85	74	52	4,2	-	4.200,2 (1990-2000)
COLÍDER	45	-	-	-	-	1.870 (1990-2000)
MATUPÁ	44	-	-	-	-	2.740 (1990-2000)
PARANAÍTA	219	153	107	-	-	6.780 (1999-2000)
PEIXOTO DE AZEVEDO	1.314	1.900	1.327	1.010	960	49.569 (1982-2000)
TERRA NOVA NORTE	87	-	-	-	-	3.493 (1996-2000)
GUARANTÃ DO NORTE	-	-	-	264	-	264 (1990-2000)
TOTAL	3.317	3.448	2.409	2.349,2	990,76	123.443,96

Fonte: DNPM, 2000.



Fotografia 4.1 – Aspecto da degradação e do desequilíbrio ambiental causados pela atividade garimpeira.

ca; 9) Canaã; 10) Cabeças e 11) Mogno-Rato, distribuídos nos domínios das suítes Paranaíta, Nhan-du, Colíder, Matupá e Flor da Serra e do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Os depósitos apresentam dimensões variadas, com largura média entre 200m e 300m, espessura entre 1m e 3m e extensão quilométrica. Nos de menor porte foram utilizadas plantas semimóveis com capacidade de processamento em torno de 500m³ de material por dia, alimentadas por sistema de desmonte hidráulico e sucção. Nos depósitos de maior porte foram usadas plantas flutuantes, alimentadas por retroescavadeiras, com capacidade superior a 1.100m³/dia.

Em algumas drenagens foi feita a dragagem, na qual o cascalho era succionado para uma caixa de madeira ou de metal e em seguida fluía por gravidade para calhas de madeira rifladas, com estopa ou carpete na base. Localmente, lavras garimpeiras, mais primitivas, removiam as aluviões através de

pás e picaretas e a concentração era feita por equipamento rústico de madeira, conhecido como “cobra fumando”. Independentemente dos processos de concentração, na apuração final do ouro usava-se bateia e mercúrio.

Em todas as frentes de exploração, atualmente inativas devido à fiscalização de órgãos ambientais, observou-se o comprometimento de alguns depósitos, em razão das perdas durante o processo de recuperação de ouro, muito baixo, estimado na ordem de 40% a 50% (Nogueira & Oliveira, 1983), tanto nas operações envolvendo mineradoras como na lavra garimpeira.

Na região da Província Alta Floresta foi estimado um volume de aluvião trabalhado da ordem de 500 milhões de m³. Como o nível de recuperação de Au foi muito baixo, quantidade considerável desse metal ainda permanece contida nos rejeitos dessas aluviões.

A mineralização tipo *placer* foi o objetivo principal da atividade garimpeira na Província Alta Floresta, tendo sido responsável pela maior parte da produção aurífera desta região.

Ouro em perfis de alteração supergênica é mostrado na maioria dos jazimentos descritos, e tem sido responsável por uma importante parcela da produção da região. A exploração do ouro é feita pelo desmonte hidráulico de latossolos e litossolos desenvolvidos sobre os litótipos que hospedam mineralizações primárias, como os granitóides da Suíte Paranaíta (fotografia 4.2), os latossolos argilosos derivados de vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder (garimpos dos Crentes e Álvaro Tavares), (fotografia 4.3) e de rochas metavulcano-sedimentares do Grupo São Marcelo-Cabeça e dos granitos epizonais da Suíte Nova Canaã (fotografia 4.4).

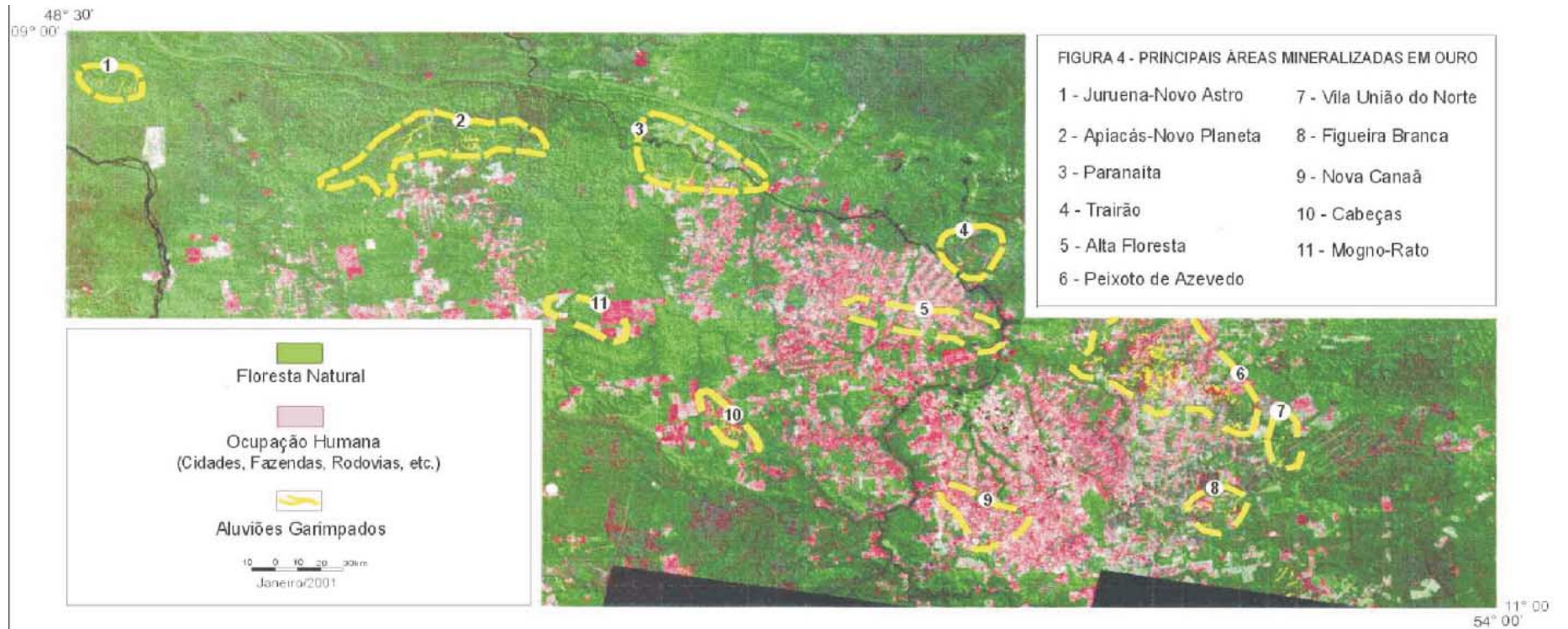


Figura 4.1 – Áreas com mineralizações secundárias acham-se assinaladas em imagens orbitais LANDSAT TM 5 (Valente, 2001).



Fotografia 4.2 – Aspectos do desmonte hidráulico no saprólito com vênulas de quartzo multidirecionais (stockwork). Garimpo do Tião Fera (Novo Satélite).



Fotografia 4.3 – Perfil de saprólito mosqueado parcialmente lateritizado derivado do microgranito porfirítico da Suíte Colíder. Garimpo Álvaro Tavares, fazenda Raio do Sol (CC-196).



Fotografia 4.4 – Aspecto da lavra em latossolos e litossolos com desmonte manual e hidráulico desenvolvidos sobre os saprólitos dos granitóides da Suíte Nova Canaã.

4.1.2 Mineralização Primária

Foram cadastrados 48 jazimentos primários no decorrer desse projeto e acham-se distribuídos nas proximidades das mineralizações secundárias (figura 4.1).

Com base em características morfológicas, texturais e estruturais, foram reconhecidos três tipos principais de mineralizações auríferas primárias: veios de quartzo dobrados e boudinados com ouro, situados no domínio dúctil; veios de quartzo com ouro preenchendo zonas de cisalhamento confinadas no domínio rúptil-dúctil; e *stockworks*, brechas hidrotermais, veios de quartzo extensionais com ouro, situados no domínio rúptil (Lacerda Filho, 2001; Delgado *et al.*, 2001; Santos, 2000; Santos, 2001; Cruz, 2002 e Ribeiro *et al.*, 2001).

Veios de Quartzo Dobrados e Boudinados

Os jazimentos estão reunidos na forma de veios de quartzo simples dobrados e boudinados (domínio dúctil) e concentram-se exclusivamente nos garimpos do Fabinho e do Gil, Folha Ilha 24 de Maio (tabela 4.2), localizados cerca de 97km a sudoeste de Alta Floresta, na região do Cabeça, onde vem sendo retirado ouro em mineralizações primárias desde 1990.

Atualmente existem duas frentes de lavras subterâneas, desenvolvidas pelos irmãos Gil e Fabinho, afastadas algumas dezenas de metros uma da outra.

Estes jazimentos acham-se controlados por veios de quartzo contidos em zonas de charneiras de dobras isoclinais formadas por xistos miloníticos, lustrosos, friáveis, hidrotermalizados (sericita + clorita + epidoto + sulfetos - pirita) derivados de metavulcânicas e subvulcânicas ácidas e rochas metassedimentares (graúvacas e pelitos grafitosos) pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça.

Exposições na cava do garimpo mostram que os xistos acham-se estruturados em dobras isoclinais reclinadas, cujos eixos, de atitudes 45° a $75^\circ/N90$ a $N100^\circ$ (Santos, 2001), estão refletidos em conspícuas estruturas lineares tipo lápis e crenulações, bem expostas em cortes verticais na frente de lavra do Gil (fotografias 4.5 e 4.6).

No caso da Lavra do Gil foi escavado um *shaft* no sentido do caimento dos eixos das dobras $45^\circ/N90^\circ$, com o objetivo de seguir os veios de quartzo, concentrados na zona das charneiras. Na Lavra do Fabinho (fotografia 4.7), existe um *shaft* vertical, atualmente com 40m de profundidade, e a partir daí uma galeria em desenvolvimento, na direção $N60^\circ W$, coincidente com o plano-axial das dobras. Neste local, aflora-

Tabela 4.2 – Jazimentos de Au em veios de quartzo controlados por zonas de cisalhamento em domínio dúctil e rúptil-dúctil.

Nome do Garimpo / UTM	Rocha Hospedeira	Estrutura	Alteração Hidrotermal / Mineralização	Tipo de Mineralização	Mineral-Minério	Textura	Ambiente Tectônico	Inclusões Fluidas		Reserva / Teor	Metais Subsidiários	Idade da Mineralização
								Salinidade	Temperatura			
Garimpo do Fabinho 561015/8850779	Bt-sericita-microclínio-quartzo xisto (metarriolito pórfiro e metagrauvacas e pelitos grafitosos – 1,76Ga?	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas S ₁ N50-70°W/80°NE e Ln 40-70°/N70-85°E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filoneana Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	Ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	X	Origem: bacia <i>back-arc</i> controlada por transcorrências pós-colisionais	X	X	± 110 g/tonelada	1,7ppm Ag, 580ppm As e 3,9ppm Bi	1,65Ga?
Garimpo do Gil 561186/8850724	Sericita-epidoto-clorita-quartzo xisto, grafita xistos metagrauvacas e pelitos grafitosos – 1,76Ga	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas S ₁ N70-75°W/75°NE e Ln 70°/N70°E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filoneana Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	Ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	X	Origem: bacia <i>back-arc</i> controlada por transcorrências pós-colisionais	X	X	X	X	1,65Ga?



Fotografia 4.5 – Estruturas em lápis em xisto milonítico derivado de metassedimentos e metavulcânicas.



Fotografia 4.6 – Shaft do Gil, apresentando os planos da foliação milonítica com mergulhos altos para NE e estruturas lineares com caimento para E, marcando o eixo de dobras isoclinais e reclinadas.



Fotografia 4.7 – Aspecto das instalações do garimpo do Fabinho, onde se localizam a estrada do shaft e o beneficiamento do minério.

mentos mostram zonas com maior taxa de deformação, onde as minidobras subsidiárias, marcadas por veios de quartzo lenticularizados, estão transpostas por foliação anastomosada e com atitude em torno de $N60^{\circ}W/75^{\circ}NE$.

O filão principal no Fabinho é descontínuo e estruturado sob a forma de *boudins*, com cerca de 80cm de espessura, que pelas informações de trabalhadores locais, produz 800g de ouro por semana. Em amontoados de quartzo cinzento, retirados das escavações, observou-se ouro livre e alteração de sulfetos em *boxworks* e zonas de alteração hidrotermal, nas rochas encaixantes miloníticas (Santos, 2001).

O controle litoestratigráfico, exercido pelas unidades do Grupo São Marcelo-Cabeça, é bastante significativo, notadamente os pelitos finos, metarenitos, metassiltitos e níveis de xistos grafitosos interdigitados em metavulcânicas ácidas a intermediárias, intrudidas por quartzo-dioritos transpostos em zonas de cisalhamento dúctil.

Wildner (2001) sugere uma provável ligação do ouro com os níveis de grafita xistos, que são lavrados ao longo do eixo das dobras apertadas.

A análise de concentrados de bateia revelou a presença de uma extensa zona anômala de 15 a 40% de turmalina, em drenagens próximas a esse garimpo, ligada provavelmente a possíveis *BIF's* turmalínicos ricos em sulfetos com ouro. Na cartografia realizada foram encontrados apenas horizontes de *chert* intercalados.

Delgado *et al.* (2001) propuseram um protólito de metarriolitos pórfiros, grauvacas e pelitos grafitosos, transformados em xistos miloníticos como encaixantes dos veios de quartzo dobrados, lenticularizados, transpostos e boudinados.

A partir dos controles listados, abre-se a possibilidade dessa mineralização aurífera estar vinculada ao tipo SEDEX (sedimentar-exalativo) ou ao tipo VMS (sulfetos maciços vulcanogênicos) conforme propõem Neder *et al.* (2000, *in* Dardenne & Schobbenhaus, 2001) para os depósitos similares do Grupo Roosevelt, na região de Aripuanã (MT).

Essa mineralização apresenta uma paragênese sulfetada a base de pirita, calcopirita e arsenopirita, com valores altos de As (580 ppm) e baixos de Ag (1,7ppm), Bi (3,9ppm), Cu (11ppm), Pb (10-33ppm) e Zn (56-185ppm), quando comparados com os outros depósitos da Província Alta Floresta (Ribeiro *et al.*, 2001).

Veios de Quartzo

Os jazimentos estão reunidos na forma de veios de quartzo simples (tabela 4.3) com ouro represen-

Tabela 4.3 – Jazimentos de ouro em veios de quartzo, controlados por zonas de cisalhamento em domínio rúptil-dúctil a rúptil.

NOME DO GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/ MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL-MINÉRIO	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO	INCLUSÕES FLUIDAS	TEMPERATURA	RESERVA/ TEOR	METAIS SUBSIDIÁRIOS	IDADE DA MINERALIZAÇÃO
CANAÃ	Granito hidrotermalizado SUÍTE NOVA CANAÃ	ZC transcorrente N60°W	Zona filonítica (sericita, clorita, quartzo), veios de quartzo + carbonato + epidoto + óxidos de ferro+sulfetos (pirita + calcopirita)	Ouro em veios de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita	Disseminada	Arco magmático					
TAPAJÓS E 652520 N 8806302	KF granito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico SUÍTE NOVA CANAÃ	ZC rúptil-dúctil transcorrente N80°W, filonito, brechas e veios extensionais N50°E/50°SE	Zonas filonítica e quartzo-filonítica inseridas no granito	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, malaquita	Disseminada	Arco magmático Juruena					
PAULINHO	Monzogranito hidrotermalizado GRANITO NHANDU	ZC rúptil-dúctil N50°W	Veios e vênulas de quartzo com direção N50°W, com largura de até 4m	Ouro em veio de quartzo	Ouro, pirita e calcopirita	Disseminada	Arco magmático			15 a 30g/t		
EDU E 698144 N 8802551	Monzogranito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico GRANITO NHANDU	ZC dúctil-rúptil transcorrente, dextral N25°E/80°NW, estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita + quartzo + clorita + opacos). Veios de quartzo + carbonato + sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita, galena) + clorita. Veios tardios de carbonato	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, esfalerita, galena	Disseminada	Arco magmático Juruena			20g/t no veio e 8g/t no filonito		
BURITI/ GROTA RICA E 545636 N 8948470	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil nucleada com superfície milonítica Sm=N40°W/SV	Calcissilicática (sericitização) e sulfetação	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita		Arco magmático					
VALDOMIRO E 547067 N 8947868	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil com + 30cm de largura, superfície Sm=N40°W/45°NE	Sericita, clorita, epidoto, magnetita e sulfetos	Au em veio de quartzo incluso em filonito	Ouro, pirita		Arco magmático					
ARARA E 547200 N 8941457	Monzogranito hidrotermalizado SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil transcorrente sinistral N70°W/75°NE entrecortada por outra N40°E/SV	Veio de quartzo inserido em filonito (sericita + clorita + epidoto)	Au em veio de quartzo incluso em filonito	Ouro, sulfeto		Arco magmático			Monzogranito hidrotermalizado – 0,148ppm, veio de quartzo = 19,93 a 34,93ppm, bordas do veio= 3,2ppm.		
SERRINHA (ALTA FLORESTA) E 603126 N 8916301	Hombleda-biotita-quartzo monzonito e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil, transcorrente, confinada, N50°W/SV cortada por outra com atitude N70°E/60°SE	Veio de quartzo incluso em filonito (quartzo + sericita + magnetita + carbonato) e sulfeto	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita		Arco magmático					
PÉ DE FORA E 616990 N 8914006	Monzogranito/biotita granito pórfiro hidrotermalizado e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil confinada - N80°W/SV	Veio de quartzo preenchendo <i>dilation jogs</i> no filonito (quartzo + sericita + epidoto + muscovita + magnetita)	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita		Arco magmático					
RATO E 539492 N 8897792	Biotita granito pórfiro hidrotermalizado SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil N60°E/70°NW	Veio e vênulas de quartzo inclusos em granito hidrotermalizado (sericita + clorita + epidoto + magnetita + sulfetos)	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, bornita, magnetita, pirrotita	Disseminada	Arco magmático			11g/t até 221g/t		
TRINCHEIRA, BLOCO C (MMAJ, 2001) E 546131 N 8950495	Monzogranito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil 30cm de largura com direção NNW-SSE	Quartzo, sericita, clorita, feldspato potássico, sericita, epidoto, caolinita, carbonato	Vênulas de quartzo em granito saprolitizado	Ouro, pirita, calcopirita, covellita, esfalerita, galena, bismutinita, pirrotita	Disseminada	Arco magmático	11,9% a 19,0% de NaCl eq.	292,8°C a 313,4°C		370ppm de Bi, 194 g/t de Ag em 1m	Pb/Pb na pirita 1,76Ga

Tabela 4.3 – Jazimentos de ouro em veios de quartzo, controlados por zonas de cisalhamento em domínio dúctil-rúptil a rúptil (continuação).

PARAÍBA E 709976 N 8869507	Monzogranito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico. Anfibolito bandado? (a leste do filão) SUÍTE MATUPÁ	ZC dúctil-rúptil transcorrente, dextral. Filão N-S/55°E a 85°E; Sn - N35°W Sc - N15°E. Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzofiloníticas (sericita + quartzo + clorita + opacos). Veios de quartzo + carbonato + sulfetos (pirita, calcopirita, covelita, esfalerita) + clorita. Veios tardios de carbonatos. Ag=28ppm As=3ppm Au=21ppm veio principal: espessura de 0,18 a 1,4m e 560m de comprimento	Au-veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, calcocita, bornita, esfalerita, bismutinita, pirrotita, molibdenita	Disseminada	Arco magmático Tapajós	Alto conteúdo de CO ₂ e CO ₂ +CH ₄	T>300°C	Medida = 5.056Kg; Indicada = 3.160Kg; Inferida = 3.794Kg; Teor Médio = 18,17g/t	Ag	
ARMANDO/ GROTA CUAMBA E 709076 N 8871846	Granito hidrotermalizado SUÍTE MATUPÁ	Falha N60°W	Silica, óxidos de ferro, clorita, sericita	Au em veio de quartzo	Ouro e sulfetos		Arco magmático			0,030ppm hidrotermalito		
PETECA	Granitóide SUÍTE MATUPÁ	Sistema de fraturas N-S; N50°W/70°NE N70°W/65°SW	Veios de quartzo milimétricos a centimétricos envolvidos em clorita + sericita + epidoto	Au em veio de quartzo								
TETO E 715769 N 8869507	Milonito de hb-bi diorito SUÍTE FLOR DA SERRA	Zona dúctil/rúptil Filão N/S	Milonito de diorito hidrotermalizado. Veio de quartzo, com sulfetos (pirita, calcopirita, galena, bornita)	Au-veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, calcocita, galena, bornita		Arco magmático Tapajós			Ag -130ppm As -10ppm Au - 230ppm	Bi, Ag	
FLOR DA SERRA	Gabro fino/granitóide SUÍTE FLOR DA SERRA	Fraturas N70-80°W e N10°W ZC rúptil-dúctil confinado E-W	Quartzo, clorita, epidoto, K-feldspato, sericita	Au em veio de quartzo	Ouro, pirita, malaquita		Arco magmático					

tando cerca de 70% das mineralizações estudadas, confinadas a estreitas zonas de cisalhamento transcorrente, com espessuras centimétricas a métricas, desenvolvidas no domínio rúptil-dúctil. Os corpos de minério acham-se estruturalmente controlados, são tabulares, subverticalizados, às vezes com expressiva extensão superficial (centenas de metros) e em profundidades atingem dezenas a centenas de metros com reduzida espessura (centimétrica a métrica).

Os depósitos desse tipo acham-se confinados em fraturas de cisalhamento tipos: R (N85°E a E-W) e Y (N80°W), de cinemática sinistral e R' e X com direção N-S a NNE-SSW, de cinemática dextral (figura 4.2), nucleadas a partir de fraturas em granitos/monzogranitos das suítes Matupá, Paranaíta, Canaã e Granito Nhandu, e distribuídos pelos seguintes pólos (figura 4.1 e tabela 4.3), descritos a seguir pela ordem cronológica de suas unidades encaixantes, das mais antigas (Suíte Matupá) para as mais jovens (Suíte Nova Canaã):

Peixoto de Azevedo/Matupá: garimpos Paraíba, Armando, Grota Cuamba e Peteca – domínio da Suíte Matupá, e garimpos Teto e Flor da Serra – Suíte Flor da Serra (Pólo 6); Paranaíta: garimpos Grota Rica, Buriti, Valdomiro, Mandioca e Arara, enquadrados no Bloco C – área-piloto JICA/

MMAJ (2001) – Suíte Intrusiva Paranaíta (Pólo 3); Alta Floresta: garimpos Serrinha e Pé de Fora – Suíte Intrusiva Paranaíta (Pólo 5); Fazenda Mogno: garimpo do Rato – Suíte Intrusiva Paranaíta (Pólo 11); Nova Santa Helena/Figueira Branca: garimpos Paulinho e Edu – Granito Nhandu (Pólo 8); Nova Canaã: garimpos Tapajós e Canaã – Suíte Nova Canaã (Pólo 9).

Pólo 6 – Peixoto de Azevedo – Filão do Paraíba

Localiza-se a noroeste de Peixoto de Azevedo, de propriedade da COOPERXOTO – Cooperativa Mista dos Garimpeiros Produtores de Ouro do Vale do Rio Peixoto Azevedo, uma empresa de mineração, organizada e mecanizada, que evolui a partir de um dos mais tradicionais garimpos da região, descoberto na década de 70, explorado a céu aberto até uma profundidade de cerca de 30m (Siqueira, 1997).

A geologia da região circunvizinha do depósito foi descrita por Barros (1993), que ressaltou a carência de afloramentos, devida ao extenso manto de intemperismo, que atinge cerca de 15m de espessura, mas descreve algumas exposições de gnaisses tonalíticos, que nas proximidades das mineralizações tornam-se granodioríticos e monzoníticos, exibindo bandamento milonítico com

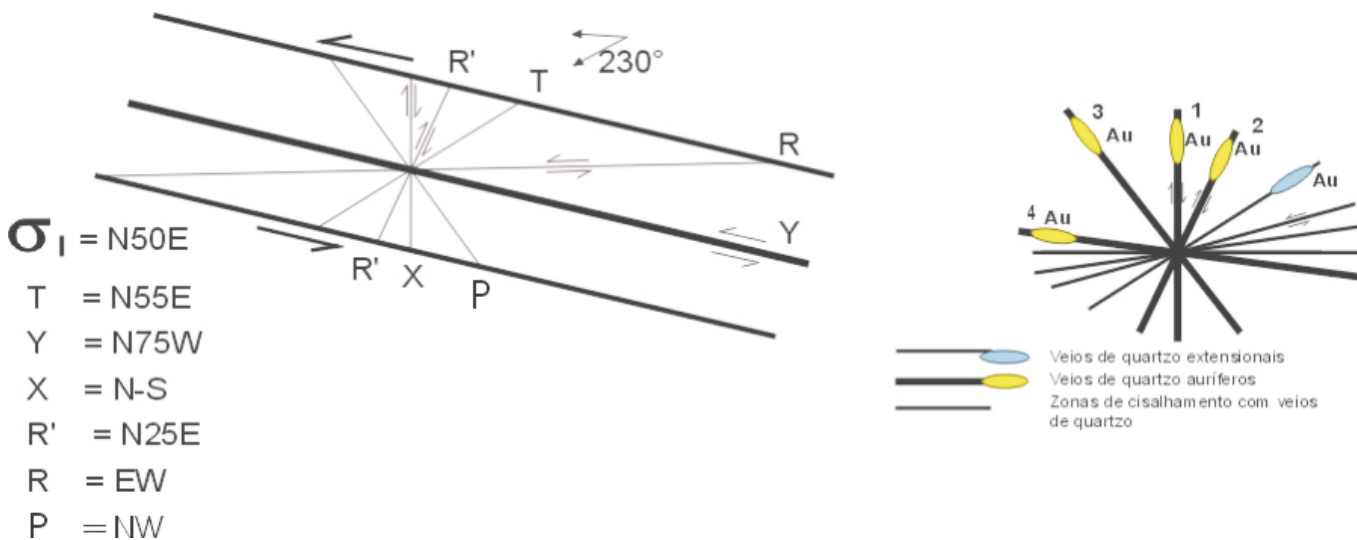


Figura 4.2 – Modelo de diagrama Riedel com as orientações predominantes do domínio dúctil-rúptil, apresentando ainda os veios de quartzo auríferos associados a este domínio.

formas sigmoidais e bandas de cisalhamento transversais, incluídos pelo autor supracitado como Complexo Xingu.

Na escavação original, Santos (2000) constatou um filão de quartzo leitoso, com orientação N-S e mergulhos fortes para leste (65-70°), posicionado na interface entre rochas básicas foliadas (anfíbolitos foliados) e monzogranitos miloníticos hidrotermalizados, atribuídos respectivamente às suítes Flor da Serra e Matupá. Nas paredes da escavação ocorre intensa alteração de sulfetos e exsudação de sais, em rochas básicas, as quais adquirem o aspecto xistoso apenas na proximidade do filão.

O acesso à galeria subterrânea, a 100m de profundidade, é feito através de *shaft*, utilizando-se um elevador com guincho elétrico. A extensão atual da galeria é de 290m, no sentido sul, acompanhando o filão. O veio de quartzo principal mineralizado (filão) tem formas lenticulares, configurando *oreshoots* de forma tabular (Barros, 1993). A espessura do veio principal varia entre 0,18m a 1,4m e sua extensão é estimada em 1.500m, tem aspecto laminado, localmente bandado com leitões de 1 a 3cm, composto basicamente de quartzo, sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, calcocita, bornita, esfalerita, galena, tetraedrita, molibdenita e bismutinita) e magnetita.

Superfície de falha de direção N-S com estrias subhorizontais e ressaltos definem cinemática transcorrente dextral, corroborada pela forma dos veios de quartzo em zonas transtracionais, no teto da galeria (Santos, 2000).

Estudos de inclusões fluidas feitos por Sarnes (1990, *in*: Relatório Final de Pesquisa, 1998) revelaram alto conteúdo de CO₂ e CO: CH₄ e temperaturas superiores a 300°C, indicando fluidos hidrotermais de circulação profunda, confinados a zonas de falhas.

Pelo Relatório Final de Pesquisa, processo DNPM nº 866374/90, foi obtido um teor médio de 18,17g/t de Au e bloqueadas as seguintes reservas: medida de 5.056kg de Au; indicada de 3.160kg e inferida 3.794kg, totalizando cerca de 12.012kg de Au, com uma vida útil de 10 anos, considerando a produção atual de 53,95kg de Au/mês.

Pólo 3 – Paranaíta (Garimpos: Grota Rica, Buriti, Valdomiro, Mandioca e Arara – enquadrados no Bloco C – JICA/MMAJ, 2001)

O Bloco C constituiu área-piloto para trabalhos de pesquisa mineral efetuados pelo JICA/MMAJ,

situada aproximadamente 20km a norte-noroeste de Paranaíta, na bacia do ribeirão Jaú e que engloba os garimpos: Valdomiro, Grota Seca, Buriti, Mandioca e Arara. No Garimpo Valdomiro, como nos demais, a mineralização acha-se contida em veios de quartzo aurífero controlados por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil; confinada; orientada N40°W/45°NE, com espessura variando em torno de 30cm, envoltos numa delgada faixa de filonito (quartzo + sericita + clorita + epidoto + magnetita + sulfetos - pirita, calcopirita), desenvolvidos a partir da nucleação de fraturas em hornblenda-biotita monzogranito porfírico da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Estudos realizados pelo JICA/MMAJ (2001), no Bloco C em veio de quartzo (Garimpo C₇) contido em zona de cisalhamento rúptil-dúctil, orientado NNW-SSE, que atravessa os granitos magnéticos da Suíte Intrusiva Paranaíta, revelaram que os grãos de Au acham-se na forma livre, em fraturas, na pirita e/ou como inclusão no cristal de pirita, que se associa a calcopirita, covellita, esfalerita e magnetita. Os resultados analíticos do minério mostraram teores de até 113,44g/t de Au, 193g/t de Ag e alto conteúdo de bismuto, acompanhados de valores anômalos para Cu, Pb e Zn.

Estudos de inclusões fluidas, em vênulas de quartzo (C₇), indicaram uma temperatura de homogeneização variando de 292,8°C a 313°C e salinidade de 11,9% a 19% em peso de NaCl eq. No geral a salinidade situou-se, no entanto, entre 2 a 8% em peso NaCl eq., indicativa de mineralização de ouro numa posição de crosta superior (JICA/MMAJ, 2001).

Em trincheiras abertas no Bloco C foram constatados veios de quartzo com atitudes variando N10°W a N50°W/30° a 60°NE, com teores de 0,1g/t até 51,7g/t de Au, preenchendo zonas de cisalhamento rúptil-dúctil confinadas.

Datação pelo método Pb-Pb feita pela JICA/MMAJ (2001) em pirita contida em veios de quartzo indicou idades de 1,79Ga (Bloco C, Garimpo C₇) e 1,57Ga (Bloco G). A idade 1,79Ga encontrada no Bloco C acha-se ligada ao magmatismo pós-colisional da Província Juruena.

Pólo 5 – Alta Floresta (Garimpo Pé de Fora)

Localiza-se a NE de Alta Floresta, onde foram identificados veios de quartzo leitoso, lenticulares, com espessuras milimétricas a centimétricas (máximo 25cm), estrutura laminada; encaixados em saprólitos mosqueados de biotita granito porfírico, magnético, da Suíte Intrusiva Paranaíta, alojados

num envelope hidrotermal formado por quartzo, sericita, clorita, óxidos de ferro e pirita.

A regularidade de direções desses veios e suas formas e texturas são indicativas de preenchimento de fraturas de cisalhamento ao longo de falha transcorrente E-W, de cinemática sinistral. Esses veios foram formados em zonas transtrativas ao longo dessa falha transcorrente (*dilational jogs*), Santos (2001).

Pólo 11 – Fazenda Mogno (Garimpo do Rato)

Situa-se na parte central do projeto, 6km a sul da Fazenda Flor do Prado (antiga sede da Fazenda Mogno). No local foi aberto um *pit* de 200m x 100m atualmente alagado.

Pesquisa mineral realizada pela Mineração Santa Elina, Scabora (1997) identificou através de furos de sondagem níveis centimétricos a métricos de milonitos e hidrotermalitos, com atitude N70°E/70-80°NW, acompanhados de veios de quartzo, às vezes com Au visível e disseminações de sulfetos encaixados em granito porfirítico, magnético, da Suíte Intrusiva Paranaíta, intrusivo nos litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno.

Nos filonitos/hidrotermalitos, foram reconhecidos filetes milimétricos de carbonatos e faixas com espessuras centimétricas até 20m de sulfetos. No geral os sulfetos são inferiores a 2% do volume da rocha hidrotermalizada, predominando pirita secundada por calcopirita, pirrotita, esfalerita e bornita, concentrados e contidos nos planos miloníticos associados a biotita. Nos granitóides hidrotermalizados foram observados também zonas com epidoto e sericita.

A mineralização aurífera está diretamente associada às zonas sulfetadas, sendo que os valores mais expressivos acham-se ligados aos veios de quartzo, onde foram detectados teores de até 75,23g/t de Au, num intervalo de 2m.

Pólo 8 – Nova Santa Helena/Figueira Branca (Garimpos do Edu e do Paulinho)

Garimpo do Edu – Localiza-se a 2km a noroeste da Nova Santa Helena, encontra-se em atividade através de lavra subterrânea, usando três *shafts* com profundidade em torno de 40m e galerias orientadas N25°E.

A mineralização aurífera está associada a veio de quartzo com cerca de 2,5m de espessura, inseridos num envelope de filonito/quartzo filonito (sericita + quartzo + clorita + opacos + carbonato) em zona de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil de cinemática dextral, revelada por estrias subhorizon-

tais e formas sigmoidais orientadas N25°E/80°NW (Santos, 2000), encaixado em monzogranito magnético (Granito Nhandu).

Os teores variam de 15 a 20g/t, com uma recuperação muito baixa da ordem de 30%, devida à grande quantidade de pirita associada ao ouro.

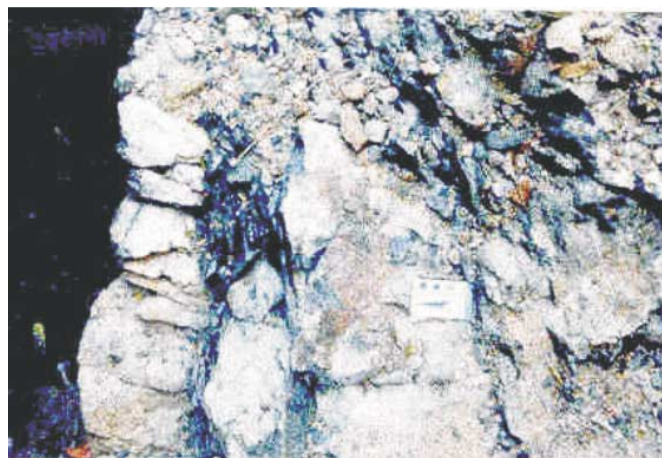
Pólo 9 – Nova Canaã (Garimpos Tapajós e Nova Canaã)

Garimpo Tapajós – Localizado a sudeste de Nova Canaã do Norte, onde foi aberta uma trincheira (3m de largura, 200m de comprimento e 7m de profundidade) seguindo uma estreita zona de cisalhamento rúptil-dúctil que intercepta alcaligranitos e sienogranitos, fácies 4 da Suíte Nova Canaã, onde se encaixam veios de quartzo mineralizados, orientados N80°W/subvertical, Cruz (2002).

Estes veios, observados no fundo da escavação, são centimétricos a decimétricos e constituem, no conjunto, um filão com espessura máxima de 4m, Santos (2000). Os veios individuais têm formas tabulares a lenticulares e acham-se contidos em envelope de filonitos a base de sericita e clorita com malaquita nos planos de foliação (fotografia 4.8).

Em posição de cruzamento com a zona de cisalhamento principal, foram descritas fraturas extensionais, orientadas N50°E/50°SE que alojam brechas hidrotermais e veios de quartzo extensionais, Delgado *et al.* (2001).

Cruz (2002) identificou cinco tipos de alteração hidrotermal: hematitização, silicificação, sericitização, K-feldspatização e sulfetização, que podem ou não estar orientadas ou estruturalmente controladas.



Fotografia 4.8 – Zona mineralizada do Garimpo do Tapajós com filões lenticulares de quartzo, contornados por filonitos/hidrotermalitos.

Stockworks, Brechas Hidrotermais e Veios de Quartzo com Ouro

Reúnem os jazimentos que se desenvolveram no domínio rúptil em ambiente extensional. Neste contexto, além dos veios de quartzo extensionais, ocorrem também brechas hidrotermais e *stockworks*, formados por uma rede de veios multidirecionais de espessura milimétrica a centimétrica. Estas estruturas estão vinculadas a processos magmático-hidrotermais envolvendo sistemas localizados de alta pressão de fluidos (Delgado *et al.*, 2001).

Este ambiente é o que apresenta características mais favoráveis ao desenvolvimento de depósitos de grande volume e baixo teor de Au, e acha-se representado pelos seguintes jazimentos: Peixoto de Azevedo (pólo 6): Garimpo Serrinha (I e II); Paranaíta (pólo 3): garimpos dos Crentes e Álvaro Tavares; Trairão (pólo 4): Garimpo Trairão; Apiacás-Novo Planeta (pólo 2): garimpos Cunhadinho/Novo Planeta, Tião Fera/Novo Satélite e Paraguaio/Novo Planeta; Juruena-Novo Astro (pólo 1): garimpos Cabeça/Novo Astro (figura 4.1 e tabela 4.4).

Pólo 6 – Peixoto de Azevedo (Garimpo Serrinha)

Localizado cerca de 10km a sudeste de Matupá, em duas áreas que foram objeto de pesquisa pela Mineradora WMC – Western Mine Company e tese de doutorado (Moura, 1998).

As áreas estão posicionadas em duas colinas que se destacam na topografia plana da região, denominadas Serrinha 1 e Serrinha 2, alongadas na direção NE-SW e onde existem escavações a céu aberto, feitas em rocha não intemperizada.

A frente Serrinha 2, situada cerca de 4km a leste da Serrinha 1, a escavação tem orientação norte-sul e expõe o biotita monzogranito hidrotermalizado (Granito Matupá; Moura, 1998).

Algumas fraturas verticais E-W (dominante) e NE-SW mostram *slickenlines* subhorizontais e ressaltos indicativos de falhas transcorrentes dextrais.

As fraturas mais freqüentes, no entanto, apresentam direções aleatórias e são preenchidas por veios milimétricos de material de origem hidrotermal contendo quartzo, sulfetos e carbonatos desenvolvendo lateralmente zonas de alteração no granitóide encaixante (Santos, 2000). Como existe um denso reticulado das fraturas multidirecionais tipo *stockworks*, geralmente estas zonas interagi-

ram entre si, e o granitóide tornou-se totalmente hidrotermalizado.

Na Serrinha 1, a escavação acha-se orientada NW-SE, estas mesmas feições estão presentes, e os processos hidrotermais foram registrados com maior intensidade (feldspatização, sericitização, epidotização e silicificação no granitóide).

Ocorrem abundantes concentrações de pirita ao longo das fraturas, às vezes formando bolsões nos cruzamentos das mesmas, ou disseminadas em microfaturas. Outra feição proeminente neste local é a presença de diferenciados pegmatóides e de brechas hidrotermais com abundantes cristais de pirita, por vezes constituindo faixa paralela a fraturas de direção N45°E, que são as mais freqüentes (Santos, 2000).

Esta mineralização aurífera foi caracterizada como disseminada tipo ouro pórfiro, por Moura (1998) restrita a áreas com intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá, onde ocorre uma zona central potássio-silicática, que passa para zona intermediária quartzo-clorita, acompanhada por sericita-pirita (zona sericítica) e se estende à rocha encaixante, com a formação de epidoto + clorita + albita (zona porfírica).

Foram identificadas por Moura (1998) duas gerações de ouro e três de pirita no depósito de Serrinha: a primeira geração de Au (Au-I) é representada por grãos globulares, associados a calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, inclusos em pirita (PY-I) na forma de ouro nativo, introduzido durante a fase potássio-silicática precoce, disseminada no Granito Matupá, levado por fluidos hipersalinos >40% em peso de NaCl.eq., exsolvidos do magma granítico com temperatura (T) próxima de 423°C, na forma cloretada. A segunda geração de Au (Au-II) tende a ser enriquecida em prata, e ocorre preenchendo fraturas na pirita precoce ou inclusa em pirita da segunda geração (PY-II) que ocorre em fraturas no granitóide hidrotermalizado. A terceira geração de pirita (PY-III), encontrada na facies pegmatóide, não apresenta associação com Au.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos em pirita do depósito de Serrinha variaram de: +1,3 a +3,5%, sendo compatíveis com os fluidos mineralizantes originários do próprio Granito Matupá. O transporte do ouro se processou na forma de complexos cloretados em fluidos quentes exsolvidos do magma granítico, oxidado, altamente salino e ácido.

Tabela 4.4 – Jazimentos de ouro em stockworks, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo, em domínio rúptil.

NOME DO GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL-MINÉRIO	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO
CRENTES E 548817 N 8963034	Rocha vulcânica e subvulcânica, saprolitizada (reliquia de estrutura porfirítica no saprólito) SUÍTE COLIDER	Fraturas extensionais e padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (quartzo + epidoto + sulfetos + óxidos de ferro); veios extensionais milimétricos a centimétricos (máximo de 2cm); <i>stockworks</i>	Au-pórfiro	Ouro e sulfetos	Disseminada e <i>stockwork</i>	Arco magmático Juruena
ÁLVARO TAVARES E 545948 N8964392	Microgranito pórfiro hidrotermalizado SUÍTE COLIDER	Fratura extensional N60E/80°SE	Quartzo + sericita + clorita + argilominerais + magnetita + sulfetos	Au em vênulas de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, calcocita, covellita		Arco magmático
TRAIRÃO E 655820 N 8915638	Granito greisenizado (fácies esverdeada), Granito saprolitizado (fácies esbranquiçada) GRANITO NHANDU	Fraturas extensionais, padrão <i>stockwork</i>	Greisenização (quartzo + sericita + mica branca + opacos); brechas hidrotermais; veios extensionais de quartzo, centimétricos a decamétricos; sulfetos (pirita) disseminados e em nódulos, e magnetita	Au-pórfiro em veio/vênula de quartzo (<i>stockwork</i>) em cúpula granítica	Ouro, pirita, magnetita	Multivenulação de quartzo (<i>stockwork</i>)	Arco magmático
CLAREIRA/ NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito epidotizado SUÍTE PARANAÍTA	Sistema de veio de quartzo de direção N20°E e venação milimétrica e em <i>stockwork</i>	Epidotização penetrativa, sericitização, carbonatação. Sulfetos (pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita)	Au em veio de quartzo e <i>stockwork</i>	Ouro, pirita, calcopirita, covellita, galena, tetraedrita, esfalerita, bornita e limonita	Disseminada	Arco magmático Juruena
ÁGUA AZUL E 464624 N 8959000	Granito saprolitizado SUÍTE PARANAÍTA	Falha N35°E/40°NW	Veio de quartzo + sulfetos (pirita, calcopirita, covellita), magnetita, rutilo e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcedônia ?) aleatórias; <i>stockwork</i> subordinado	Ouro em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, magnetita	Disseminada e <i>stockwork</i> subordinado	Arco magmático Juruena
NOVO PLANETA/ BAIXÃO MARABÁ E 475061 N 8966329	Biotita-epidoto granito - fácies esverdeada; quartzo-feldspato granito - fácies cor rosa SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	Sistema de fraturas N40°W e N75°W	Sericita + quartzo + epidoto, sulfetos (pirita, calcopirita, covellita) disseminados em manchas irregulares e incrustações	Au - vênulas e veios de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, magnetita, rutilo, covellita e limonita		Arco magmático Juruena
TIÃO FERA/ BAIXÃO ÁGUA AZUL E 464624 N 8959000	Monzogranito alterado SUÍTE PARANAÍTA	Falha N35°E/40°NW	Veio de quartzo + sulfetos (pirita, calcopirita, covellita), magnetita, rutilo e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcedônia?) aleatórias; <i>stockworks</i> subordinados	Ouro em veio de quartzo extensional	Ouro, pirita, calcopirita, covellita, galena, esfalerita, tetraedrita, magnetita	Disseminada e <i>stockwork</i> subordinado	Arco magmático Juruena
CUNHADINHO /NOVO PLANETA E 473844 N 8963588	Biotita-quartzo monzonito hidrotermalizado	Fraturas de cisalhamento N60°W e extensional N30°E/subvertical	Epidotização, sericitização, feldspatização e sulfetação	Au disseminado tipo pórfiro	Ouro, pirita, calcopirita	Disseminada na rocha em aglomerados de pirita	Arco magmático
CABEÇA/ NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito epidotizado SUÍTE PARANAÍTA	Sistema de veio de quartzo de direção N20°E e venação milimétrica tipo <i>stockwork</i>	Epidotização penetrativa, sericitização, carbonatação. Sulfetos: pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita	Au em veio de quartzo extensional e <i>stockwork</i>	Ouro, pirita, calcopirita, covellita, galena, tetraedrita, esfalerita, bornita e limonita	Disseminada	Arco magmático Juruena
MINEIRO E 706065 N 8868757	Granitóide hidrotermalizado	Venação lateral multidirecionada (<i>stockworks</i>). Formas sigmoidais e estruturas S/C em ZC - transcorrente sinistral	Vênulas de quartzo inclusas em filonito (sericita, clorita, quartzo) tipo <i>stockwork</i>	Au em <i>stockwork</i>	Ouro	Disseminada	
SERRINHA E 731897 N 8867304	Monzogranito metasomático SUÍTE MATUPÁ	Fraturas padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa calcissilicática (sericitização); <i>stockworks</i> (veios milimétricos); sulfetos disseminados (pirita, pirrotita, magnetita)	Au-pórfiro (<i>stockwork</i>)	Ouro, pirita, calcopirita, galena, bornita e esfalerita	Disseminada <i>stockwork</i>	Arco magmático Tapajós

Pólo 3 – Paranaíta (Garimpos: Crentes e Álvaro Tavares)

Garimpo dos Crentes – Localiza-se a noroeste de Paranaíta, na margem direita do rio Teles Pires, desenvolvido em saprólitos de rochas vulcânicas da Suíte Colíder. A cava principal apresenta orientação N50°E expondo saprólito mosqueado, parcialmente laterizado, contendo texturas reliquias porfíricas de rocha vulcânica, recortada por uma rede de vênulas milimétricas de quartzo caulinizado, multidirecionais tipo *stockwork* (fotografia 4.9). A alteração hidrotermal foi pervasiva e resultou na formação de quartzo, epidoto, sulfetos, óxidos de ferro e material argiloso, que ocorrem associados ao ouro.

Pólo 4 – Trairão (Garimpo Trairão)

Situado na parte nordeste da Folha Alta Floresta, próximo a fazenda São Paulo, no alto curso do ribeirão Trairão. Sua principal frente de lavra acha-se exposta num corte de aproximadamente 40m de comprimento por 3,5m de altura, onde ocorre a mineralização aurífera associada a um enxame de veios de quartzo leitoso, preenchendo fraturas extensionais. Os veios são constituídos por cristais de quartzo leitoso ou hialino, posicionados perpendiculares às paredes das fraturas e têm espessuras inferiores a 20cm, lenticulares, tabulares, por vezes curvos ou sinuosos, multidirecionais, tipo *stockwork* (fotografia 4.10). Também ocorrem brechas hidrotermais com fragmentos de granito greisenizado (fotografia 4.11).



Fotografia 4.9 – Rede de vênulas de quartzo com Au tipo *stockwork* em saprólito de rocha vulcânica hidrotermalizada da Suíte Colíder. Garimpo dos Crentes, NNW de Paranaíta (CC- 179).

Estruturas em pente e drusas tipificam o fraturamento extensional, relacionado a processo magmático-hidrotermal envolvendo sistemas localizados de alta pressão de fluidos, ligados a cúpulas ou periferias de intrusões graníticas (Santos, 2000).

Localmente, a rocha encaixante acha-se transformada hidrotermalmente num quartzo-*greisen* (quartzo - 55%, sericita - 25%, muscovita -15% e opacos - 5% - magnetita e sulfetos), derivada do monzogranito microporfírico (Granito Nhandu) que ocorre nas cercanias dessa área.

Pólo 2 – Apiacás/Novo Planeta/Novo Satélite (Garimpos Tião Fera, Cunhadinho e Paraguaio)

Garimpo Tião Fera – Situa-se na região de Novo Satélite a nordeste de Apiacás, concentrado



Fotografia 4.10 – Vênulas de quartzo multidirecionadas tipo *stockwork* inseridas em granito subvulcânico greisenizado Nhandu. Seção vertical da trincheira, Garimpo Trairão (CC-67).



Fotografia 4.11 – Brecha hidrotermal mostrando fragmentos de granito greisenizado Nhandu. Garimpo Trairão (CC-67).

numa escavação a céu aberto, com cerca de 80m de comprimento, 15m de largura e 5m de profundidade, orientada na direção N50°E.

A mineralização aurífera está condicionada a veios de quartzo lenticulares encaixados em saprólito mosqueado, argiloso. O veio principal apresenta espessuras máximas em torno de 15cm com atitude N40°E/40°NW, deslocado localmente por falha orientada N35°E/40°NW (Santos, 2001). Lateralmente ao filão principal existe uma rede de veios de quartzo centimétricos a decimétricos, com concentrações de pirita oxidada. Um pouco afastado do filão principal ocorre um sistema de veios de quartzo multidirecionais, tipo *stockwork* (foto 4.12).

A mineralização de Au ocorre em faixas centimétricas de sulfetos, alternadas com níveis de quartzo,

tipificando estruturas bandadas extensionais (fotografia 4.13). Os níveis sulfetados são formados por disseminações de pirita (predominante) calcopirita, calcocita, covellita, galena, esfalerita, tetraedrita e bornita.

O ouro ocorre na forma nativa em pequenos grãos com dimensões variando do 4µ a 68µ, inclusos e associados à pirita (fotomicrografia 4.1).

O teor médio é da ordem de 30g de Au/t, segundo informações dos garimpeiros.

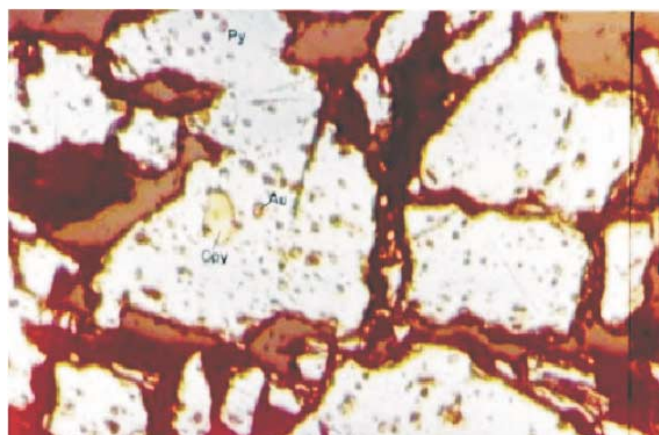
Garimpo do Cunhadinho – Situa-se na região do Novo Planeta a nordeste de Apicás. A mineralização acha-se controlada por fraturas (extensionais) orientadas N30°E em cruzamento com zonas de cisalhamento N50°-60°W hidrotermalizadas (feldspatização, sericitização, silicificação, epidotização e sulfetação). A rocha encaixante é um biotita-quartzo monzonito da Suíte Intrusiva Paranaíta.



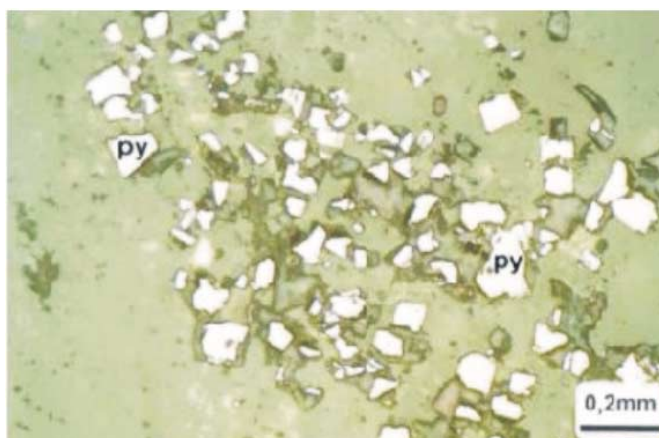
Fotografia 4.12 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Saprólito com multivenulações tipo *stockwork*.



Fotografia 4.13 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Amostra de mão exibindo bandas do minério ricas em quartzo e pirita. Associação com estrutura extensional.



Fotomicrografia 4.1 – Ouro em gotículas associado a pirita. Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite.



Fotomicrografia 4.2 – Concentração de grãos muito finos de pirita (Py) de aspecto fragmentário. PS-271b.

A mineralização de ouro acha-se inclusa ou em fraturas de cristais euédricos a subédricos de piritita, muito finos (0,2mm a 5mm) ou sob a forma de agregados centimétricos com aspecto fragmentário (fotomicrografia 4.2), disseminados no granitóide hidrotermalizado.

Pólo 1 – Juruena-Novo Astro (Garimpos Cabeça e Gaspar)

Garimpo Cabeça – Localiza-se no extremo-noroeste do projeto, na região do Novo Astro, onde o filão principal foi explorado a céu aberto até uma profundidade de 10m. Atualmente a lavra é subterrânea, feita através de um *shaft* com cerca de 40m de profundidade, de onde partem as galerias orientadas N20°-25°E.

A mineralização aurífera está associada a um sistema de veios de quartzo, ramificados e descontínuos, alojados em fraturas extensionais orientadas N20°E/65°-70°SE até subverticais, seguidos através de 2km até o Garimpo do Gaspar. O veio de quartzo principal apresenta espessura variando de 10cm a 1m, geralmente ladeado por veios centimétricos secundários, inseridos num filonito (mica branca + quartzo + sericita) (fotografia 4.14) e encaixados em granito hidrotermalizado (K-feldspatiza-



Fotografia 4.14 – Garimpo do Cabeça, região do Novo Astro. Veio com multivenulações encaixado em filonito composto por mica branca, sericita e quartzo, produto de alteração hidrotermal.

ção, silicificação e epidotização), magnético, da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Ocorre também uma rede de veios de quartzo multidirecionais, tipo *stockworks*, de espessura milimétrica a centimétrica (fotografia 4.15).

O ouro acha-se associado a sulfetos como piritita (predominante), calcopirita, calcocita, covellita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita (fotografia 4.16).

Análises químicas efetuadas no minério revelaram altos teores de metais básicos (Cu, Pb e Zn) e prata.

O teor é da ordem de 50g de Au/t, com uma perda muito alta, resultando um rejeito com cerca de 15g de Au/t (estocado para tratamento), conforme informações do proprietário.



Fotografia 4.15 – Garimpo do Cabeça, região do Novo Astro. Estrutura tipo stockwork, formada por alta pressão de fluidos hidrotermais.

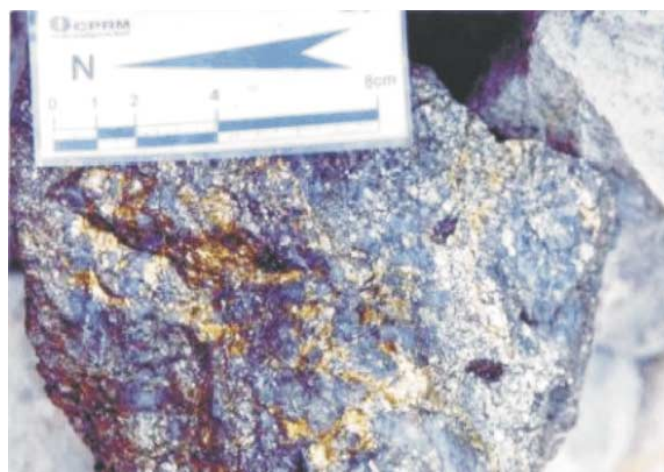


Foto 4.16 – Garimpo do Cabeça. Minério sulfetado (piritita, calcopirita, galena e bornita) do veio principal.

4.1.2.1 Tipologia dos Depósitos

Com base no ambiente geológico dos depósitos, rocha hospedeira, natureza da mineralização, assinatura hidrotermal e geoquímica, Robert *et al.* (1977) classificaram os depósitos de Au mais comuns em 16 tipos. Embasados em alguns desses parâmetros, a maioria dos depósitos de ouro do Projeto Alta Floresta podem ser enquadrados, predominantemente, como do tipo epitermal de baixa sulfetação (Cruz, 2002) e por ouro pórfiro, depósito de Serrinha (Moura, 1998), e provavelmente SEDEX (sedimentar exalativo) ou VMS (sulfetos maciços vulcanogênicos) Garimpo do Fabinho.

Em função das assinaturas hidrotermais, restritas às mineralizações auríferas, do ambiente tectônico (arco magmático vulcano-plutônico), da rocha hospedeira (vulcânicas subaéreas ou intrusões graníticas), da associação do ouro com a pirita ± calcopirita e pelas formas de mineralizações em veios, disseminações e/ou *stockworks*, Cruz (2002) propôs para alguns depósitos de Au da Província Alta Floresta, o tipo epitermal de baixa sulfetação, às vezes em transição para Au pórfiro. A ausência de alteração potássio-silicática (K-feldspato ± biotita) contribuiu para descaracterizá-los como tipo Au-pórfiro.

Moura (1998) modelou o depósito de Serrinha (Matupá), situado na Folha Vila Guarita, como ouro pórfiro em função de estudos isotópicos, e inclusões de fluidos e da alteração potássio-silicática (K-feldspato + biotita) na zona central que passa externamente para uma zona quartzo-clorita sobreposta por sericita-pirita (zona sericítica) com mineralização de Au, do tipo disseminada e inclusa na pirita, acompanhada de magnetita hidrotermal e rutilo. A rocha encaixante (monzogranito), altera-se para epidoto + clorita + albita (zona propilítica). Os valores obtidos para $\delta^{34}\text{S}$ da pirita associada a mineralização de ouro de Serrinha oscilaram entre + 1,3% e + 3,5% compatíveis com fluidos mineralizados, oriundos do próprio Granito Matupá e semelhantes aos estabelecidos para os depósitos pórfiros da zona andina (Ohmoto & Goldhaber, 1997). Os fluidos mineralizantes revelaram-se inicialmente hipersalinos (30-60% em peso de NaCl eq.) e temperaturas de homogeneização (T) de 500 a 600°C, indicativas de um nível crustal entre 4 a 5km de profundidade.

À medida que os plútons graníticos ascenderam a níveis crustais mais rasos (1 a 2km) e entraram em contato com água meteórica, ocorreu um rebaixamento da salinidade dos fluidos magmático-hidrotermais para ordem <15% em peso de

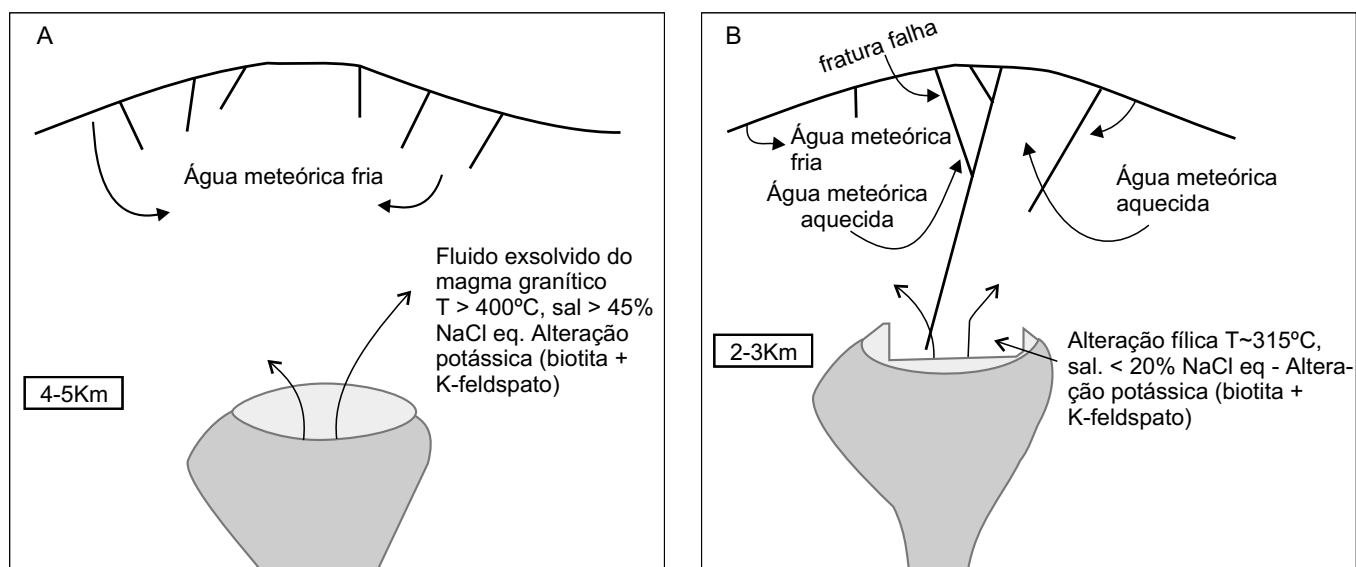


Figura 4.3 – Modelo esquemático para a gênese e evolução das mineralizações auríferas na Província Alta Floresta, modificado de Moura (1998). Estágio A) depósito de Au pórfiro com pirita-cúpula de plúton-granítico calcioalcalino, tipo I, oxidado, gerado em ambiente de arco plutovulcânico, a partir de fluido magmático hipersalino (30-60% NaCl eq), tipo Depósito de Serrinha (Moura, 1998). B) Estágio tardio-epitermal de baixa sulfetação, gerado em condições mais rasas na crosta (2-3km). Com mistura do fluido salino com água meteórica, (<20% NaCl eq.). Arco pluto-vulcânico Juruena, (suítes calcioalcalinas tipo I, oxidadas), (tipo os garimpos: C7, Pé de Fora, Valdomiro – Suíte Paranaíta); Trairão (Granito Nhandu) e Crentes e Álvaro Tavares (Suíte Colíder).

NaCl eq. e as temperaturas de homogeneização (T) ficaram abaixo de 300°C, ocasionando a geração de uma zona de alteração filica (sericítica) tardia.

No modelo proposto por Moura (1998) figura 4.3, essa fase constitui um estágio em franca transição para os sistemas epitermais, em que se encaixa a maioria dos depósitos de Au da Província Alta Floresta. Estudos de inclusões fluidas, feitos pelo JICA/MMAJ (2001), em vênulas de quartzo do Garimpo C₇ (Bloco C), revelaram uma salinidade de 11,9% a 19% em peso de NaCl eq. e temperatura de homogeneização (T) de 293°C a 313°C.

Os jazimentos de Au contidos na Província Alta Floresta acham-se, na sua maioria, ligados aos granitos e monzogranitos porfiríticos, calcioalcalinos tipo I, oxidados, das suítes: Matupá, Paranaíta, Nova Canaã e Granito Nhandu e gabros finos da Suíte Flor da Serra, e vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder, vinculadas ao magmatismo pós-colisional relacionado aos arcos Cuiú-Cuiú, Juruena e Roosevelt.

A composição, grau de fracionamento e estado de oxidação/redução das rochas graníticas constituíram controles fundamentais na geração dos jazimentos auríferos, revelados na forte ligação existente entre os depósitos de Au e os granitos da série magnetita e seu grau de fracionamento (figura 4.4), conforme estabelece Sillitoe (1996).

A maioria dos depósitos da tabela 4.4 (garimpos Trairão, Crentes, Álvaro Tavares, Clareira/Novo

Astro, Cunhadinho/ Novo Planeta, Tião Fera/Baixão Água Azul, Cabeças/ Novo Astro), foram formados em condições de crosta rasa, ligadas a intrusões graníticas/monzograníticas e subvulcânicas (microgranitos/micromonzogranitos) calcioalcalinas, pós-colisionais, distribuídos em veios/vênulas de quartzo extensionais, *stockwork* e brechas hidrotermais, exibindo expressiva alteração sericítica (quartzo-sericita-mica branca-sulfetos) desenvolvidos em domínio rúptil. No garimpo Trairão, o protólito granito foi totalmente greisenizado para quartzo, sericita, muscovita, sulfetos (pirita) e minerais opacos com caracteres favoráveis, sinalizando a potencialidade de depósitos de grande volume e baixo teor (Delgado *et al.*, 2001). Já o Garimpo dos Crentes, desenvolvido em rocha subvulcânica saprolitizada (Suíte Colíder), mostra relíquias de estrutura porfirítica da rocha encaixante e veios de quartzo milimétricos a centimétricos, tipo *stockworks*, onde ocorreu alteração hidrotermal pervasiva, marcada por quartzo + epidoto + sulfetos + óxidos de ferro.

Em função dos parâmetros levantados, como alteração filica pervasiva, desenvolvida geralmente em condições de crosta rasa, domínio francamente rúptil e da ausência de alteração potássio-silicática (K-feldspato + biotita), contribuíram para o enquadramento da maioria desses depósitos em sistemas epitermais de baixa sulfetação, formados a temperaturas <300°C, às vezes em transição ou sobrepostos a depósitos tipo Au pórfiro como o de Serrinha (Matupá), modelado por Moura (1998), onde foi encontrado uma paragênese hidrotermal de alta temperatura, como propõe Sillitoe (1991).

A descrição e as análises efetuadas nos testemunhos dos furos de sonda realizados nos blocos B (Garimpo Jacaré) e C (Paranaíta), revelaram uma alteração potássica (K-feldspato), penetrativa por toda a rocha granítica atravessada, mostrando maior intensidade nas zonas mais cisalhadas, geralmente acompanhadas de fraca a moderada geração de epidoto, clorita e sílica. O furo rotativo MJBA-14 (figura 4.5), no garimpo do Jacaré, região do Novo Satélite, com profundidade ao redor de 100m, demonstrou que a mineralização tem prosseguimento em profundidade, com baixos teores.

O enriquecimento de Au nos testemunhos de sondagem apresentou ligação mais direta à pirita, disseminada e/ou vênulas do que com alteração potássica-silicática. As mineralizações de Au detectadas na sondagem realizada podem ser modeladas como pertencentes a sistemas transicionais para Au-pórfiro.

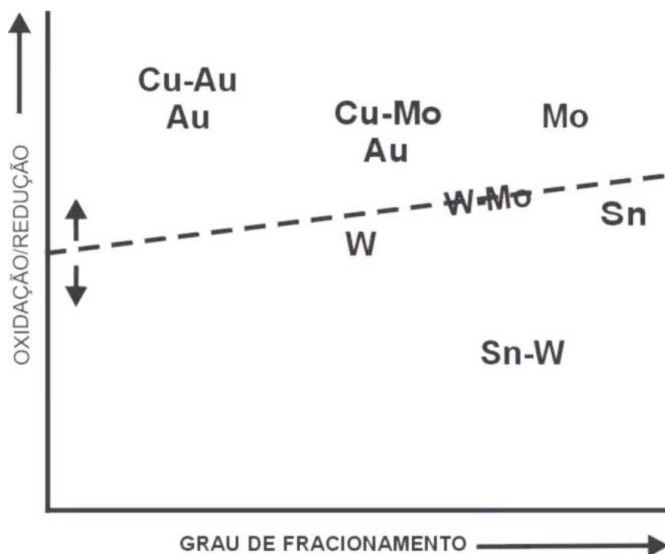


Figura 4.4 – Diagrama do grau de fracionamento dos granitos versus estado de oxidação/redução (Sillitoe, 1996).

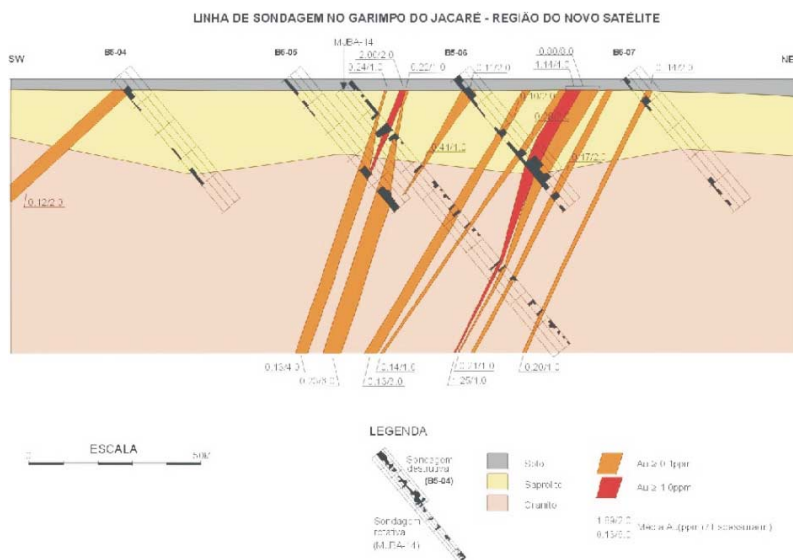


Figura 4.5 – Seção geológica de uma linha de sondagem mostrando a distribuição do ouro em profundidade. Os teores são geralmente baixos, característica do minério disseminado (Fonte: JICA/MMAJ,2001).



Fotografia 4.17 – Ocorrência de manganês, no córrego Rasteira, estrada para a Cachoeira da Perdição (PV-173).

4.2 Manganês

Uma pequena ocorrência foi constatada na parte noroeste da Folha Alta Floresta, córrego Rasteira (PV-173), afluente esquerdo do rio São Benedito, estrada para a cachoeira da Perdição, rio Teles Pires.

É constituída por blocos de manganês (fotografia 4.17) incrustados, distribuídos numa área aproximada de 1.000m², formados pela concentração supergênica a partir de arenitos manganésíferos da unidade PPb₂ do Grupo Beneficente, aflorante nas adjacências.

Análise química por ICP-ES na amostra PV-171 revelou teores de 36,73% de Mn e 1,57% de Fe.

4.3 Calcário

Ocorrência situada a norte-nordeste de Alta Floresta, próximo ao Porto de Areia, rio Teles Pires, cerca de 400m a norte da sede da fazenda do Sr. Antônio Beviláquia, distribuída numa lente de aproximadamente 30m de largura por algumas centenas de metros de comprimento acha-se interestratificada em siltitos cinza-avermelhados da unidade PPb₂ do Grupo Beneficente, em meio a uma topografia aplainada e rebaixada, sujeita a inundações periódicas.

Trata-se de um calcário margoso, textura muito fina, estrutura laminada com atitude E-W/30°S, forte efervescência ao HCl diluído e uma composição predominante de carbonatos (58%) em agregados de cristais xenomórficos, entremeados por argilo-minerais (10%), sericita (5%), grãos detríticos de quartzo (10%), K-feldspato (5%) e cristais tabulares de hornblenda (5%).

Suas características texturais, estruturais, composicionais e de lito-ambiência induzem a uma provável correlação litoestratigráfica com a unidade clastoquímica basal, definida em furos de sonda na região de Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri (Carvalho & Figueiredo, 1982), bem como a Seqüência Carbonática (figura 4.6) detectada em furos de sondagem nas partes NW e SE da Serra do Cachimbo (Lopes, 2001) pertencentes ao Grupo Beneficente.

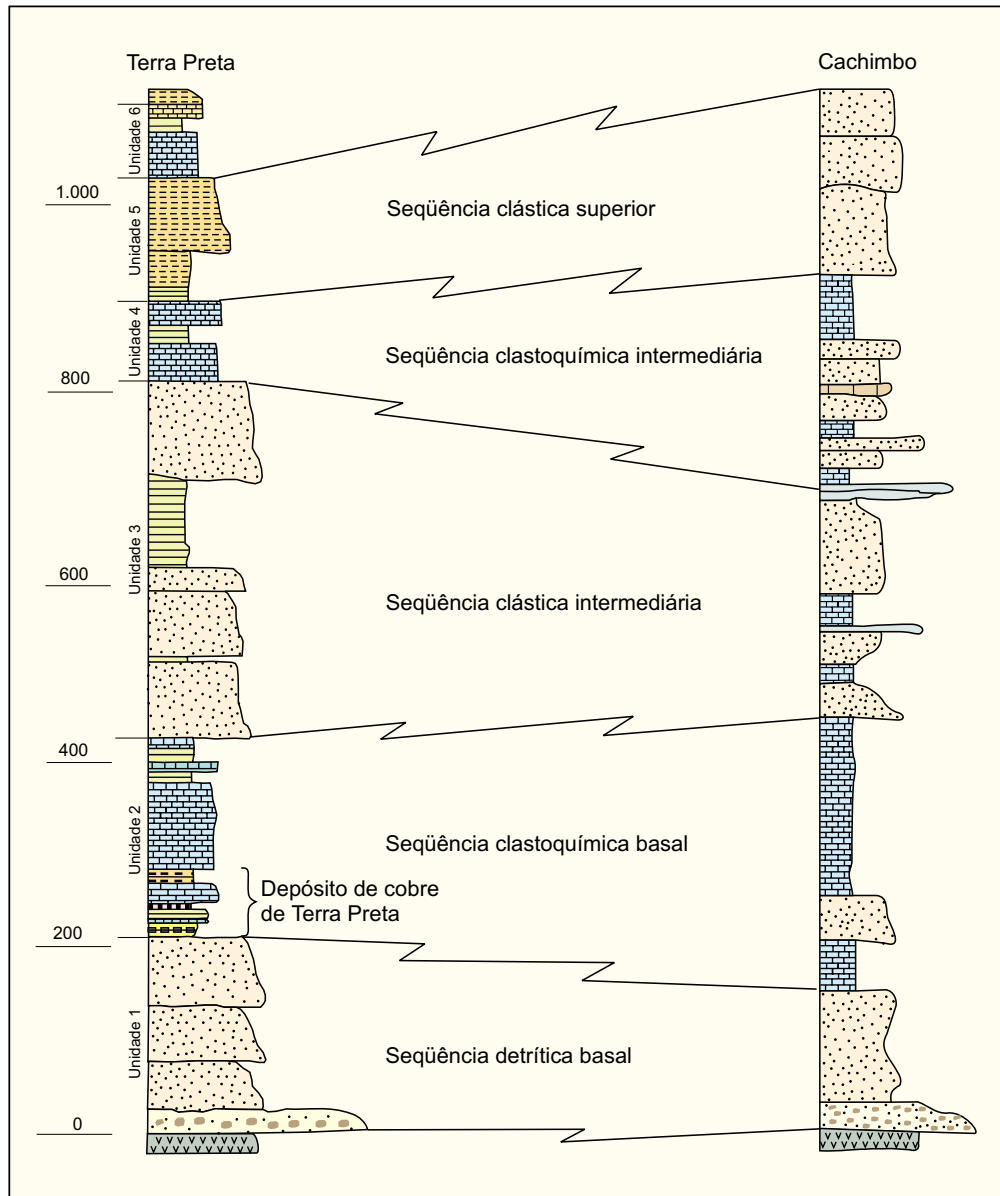


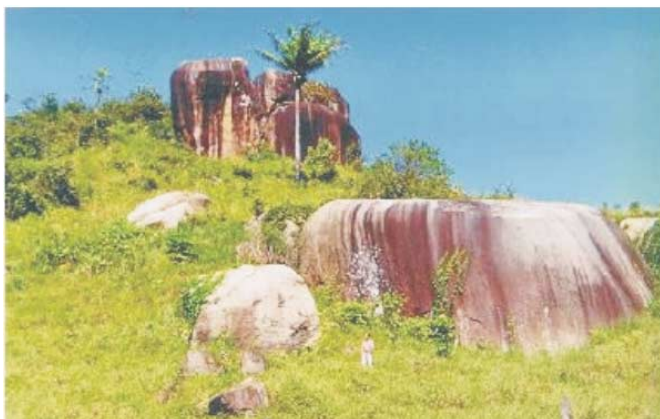
Figura 4.6 – Correlação litoestratigráfica entre furos de sonda da região da Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri (Carvalho & Figueiredo, 1982), e da região da Serra do Cachimbo (Lopes, 2001).

4.4 Minerais e/ou Rochas Industriais Utilizadas na Construção Civil

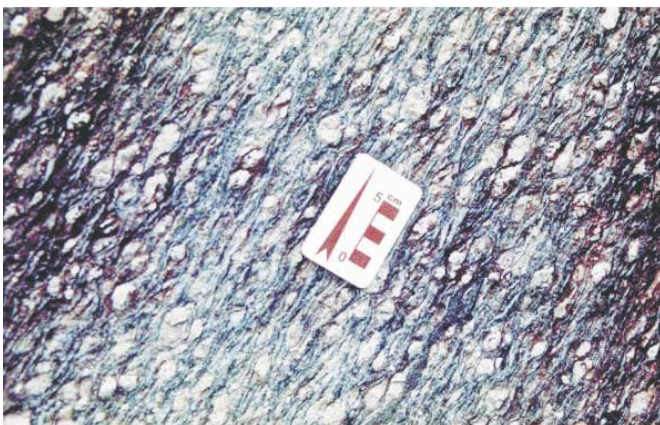
Pedras Ornamentais – Em cerca de 60% da área do Projeto Alta Floresta são encontrados expressivos afloramentos, na forma de lajedos e/ou blocos, subovalados com alguns metros de diâmetro de granitóides deformados, ou não, com matizes diversas, destacando-se os granitos vermelhos Nhandu, Nova Canaã e Teles Pires, as vulcânicas e sub-vulcânicas da Suíte Colíder e os granitos cinza-rosados a esbranquiçados das Suítes Intrusivas Juruena e Paranaíta entre os não-deformados.

As relevantes ocorrências de granitos São Pedro (fotografias 4.18 e 4.19) e São Romão, sienogranitos Apiacás, e tonalitos, enderbitos e dioritos da Suíte Vitória, sobressaem entre os granitóides deformados. Todos portadores de requisitos para elaboração de pedras polidas ou não.

A proximidade dessas ocorrências aos maiores centros urbanos da parte norte de Mato Grosso (Alta Floresta e SINOP) e a infra-estrutura já implantada, propiciam meios indispensáveis para tornar esta área num expressivo pólo graniteiro dessa região.



Fotografia 4.18 – Granito São Pedro (vista geral).



Fotografia 4.19 – Detalhe da foto anterior.

Brita – Foram cadastradas 4 (quatro) pedreiras em atividade, sendo duas no município de Colíder, uma em Matupá e outra em Alta Floresta.

As pedreiras de Colíder localizam-se na margem leste da rodovia MT-320, com acesso comum a 6km a norte da área urbana, onde são extraídas e modeladas britas a partir de monzogranito de cor rosa, granulação média a grossa, isotropo, da Suíte Nova Canaã, com produção aproximada de 15.000t/mês, segundo informações locais.

A pedreira de Matupá está localizada na margem direita do rio Peixoto de Azevedo, 6km a sudeste da cidade homônima. O biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Matupá é a matéria-prima usada para elaboração da brita, cuja produção estimada é da ordem de 3.000t/mês.

Tem-se, ainda, a pedreira de Alta Floresta, situada na fazenda Cachoeirinha, próximo ao Frigorífico de Alta Floresta, desenvolvida em granito cinza rosado da Suíte Intrusiva Paranaíta, onde são produ-

zidas britas destinadas à pavimentação da rodovia MT-206, trecho Alta Floresta-Paranaíta. A fração areia grossa resultante do processo de britagem é usada na construção civil, com boa aceitação pelo mercado.

Areia-Cascalho – Seus principais depósitos acham-se distribuídos nas planícies aluviais dos rios Teles Pires e Juruena e seus principais tributários, destacando-se os rios Paranaíta, Apiacás, Peixoto de Azevedo, Santa Helena e São João da Barra. Nesses sítios predominam lentes de areia média a grossa, sobrepostas a níveis de cascalhos, próprias para produção de argamassa e concretos.

Os sedimentos arenosos desses rios sofrem contínuo transporte e deposição sucessiva, formando expressivos depósitos de areia.

Argila – Acha-se distribuída amplamente pela área do Projeto Promin Alta Floresta, como constituinte do litossolo, produto da alteração intempérica de rochas granitóides e também como resultado da sedimentação em planícies aluviais, destacando-se as dos ribeirões Quatro Pontes (oeste de Carlinda), Taxidermista, Parado e Caarapá. Esses depósitos, formados por argilas vermelha, são destinados a produção de tijolos, telhas e cerâmica vermelha.

4.5 Indícios Mineralométricos, Químicos e Geofísicos

A cartografia geológica básica do Projeto Alta Floresta foi acompanhada de prospecção geoquímica, através da coleta sistemática de amostras de sedimentos de corrente (1.224 amostras) e de concentrados de bateia (1.553 amostras) distribuídos numa densidade média de 1 amostra/15km² de área de captação, cujos resultados acham-se reproduzidos em mapas de distribuição de elementos traços (ppm) em sedimentos de corrente e de minerais pesados, detectados na análise mineralógica semiquantitativa ótica, em concentrados de bateia (Araújo & Andrade, 2001).

Ouro-Pirita – O mapa de distribuição de Au (ppb) em sedimentos de corrente e de pintas de Au e pirita em concentrados de bateia (figura 4.7), ratificou os pólos principais de concentrações auríferas do Projeto Alta Floresta: 1 - Juruena-Novo Astro; 2a - Novo Satélite; 2b - Novo Planeta; 3 - Paranaíta; 4 - Trairão; 5 - Alta Floresta; 6 - Peixoto de Azevedo/Matupá; 7 - Vila União do Norte; 8 - Figueira Branca; 9 - Nova Canaã; 10 - Cabeça; 11 - Mogno-Rato; 12 - Nova Santa Helena. Os cinco primeiros e o Mogno-Rato (11) acham-se em domínio dos granitos e monzogranitos magnéticos e porfi-

ríticos da Suíte Intrusiva Paranaíta e às vezes da subvulcânica da Suíte Colíder. O 4 (Trairão) e o 12 (Nova Santa Helena) ligados ao Granito Nhandu; o 6 (Peixoto de Azevedo/Matupá), o 7 (Vila União do Norte) e o 8 (Figueira Branca), no domínio dos litótipos das suítes Matupá, Flor da Serra e Colíder; o 10 (Cabeça), ligado às metavulcânicas ácidas e metassedimento do Grupo São Marcelo-Cabeça, e o 09 (Nova Canaã) aos alcaligranitos da Suíte Nova Canaã.

Os resultados obtidos em sedimentos de corrente variaram de 1 a 5.102ppb de Au com uma média de 45ppb de Au, enquanto a análise mineralógica feita em concentrados de bateia quantificou uma variação de 1 a 260 pintas, havendo geralmente uma correspondência entre os valores máximo de Au em sedimentos de corrente e os maiores números de pintas obtidas nos concentrados de bateia.

A distribuição da pirita nos concentrados de bateia mostrou-se dispersiva e aleatória, não servindo como mineral farejador as mineralizações auríferas, apesar de estar ligada geneticamente aos jazimentos auríferos primários. Essa dissociação é creditada principalmente devida à facilidade de alteração deste sulfeto no ambiente secundário.

Notou-se, também, uma ampla dispersão na faixa de 1 a 10 pintas de Au (figura 4.7) distribuída por toda a área do Projeto Alta Floresta, creditada

em parte ao efeito pepita, resultado de sucessivas precipitações e solubilizações de Au na corrente.

Barita, Fluorita e Turmalina – O mapa de distribuição de Li (ppm) em sedimentos de corrente e de barita, fluorita, turmalina, epidoto e topázio em concentrados de bateia (figura 4.8) revela uma zona anômala com indícios de barita (1%), fluorita (1%), topázio (>2%) e turmalina (>10%) distribuída a norte do rio Teles Pires, entre os portos da fazenda Vaca Branca e Madeiseik (Folha Alta Floresta), no domínio de andesitos microporfíricos e brechas andesíticas com sulfetos disseminados, da Suíte Colíder.

Nesta área superpõem-se ainda, expressivas anomalias de Fe, Cu, La, com valores máximos de >3%, 45ppm e 85ppm respectivamente, obtidos em sedimentos de corrente.

Estes resultados geoquímicos e o ambiente geológico, próprio de alto nível crustal (vulcânica/subvulcânica), acompanhados de processos de brechação magmática e alteração hidrotermal, conjugados com a presença de barita, fluorita e sulfetos, são alguns dos atributos requeridos na montagem do modelo de depósitos tipo Olympic Dam, de Au-U-Cu, segundo Pollard & Williams (1999).

Foram encontradas, também, expressivas proporções de turmalina (15 a 45%) distribuídas nos concentrados de bateia, coletados nas cercanias dos garimpos do Fabinho/Gil, ligada a possíveis níveis de BIF's turmalínicos, ricos em sulfetos com ouro, ou a zonas hidrotermalizadas e venuladas re-

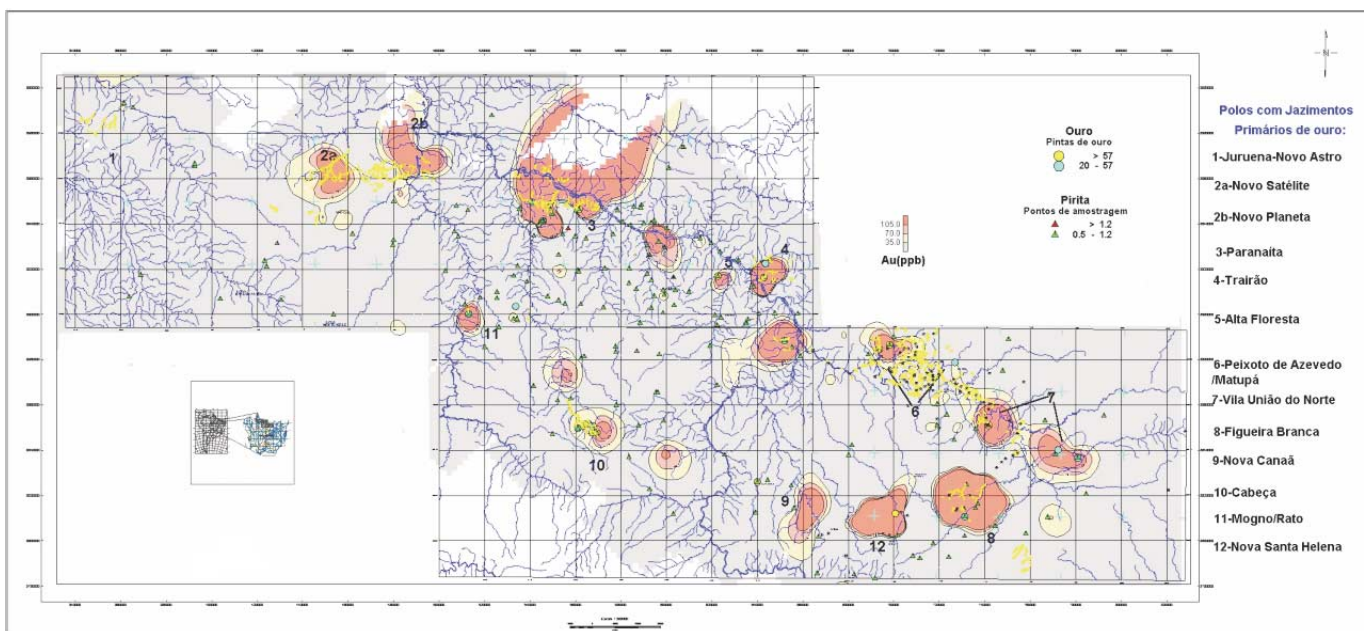


Figura 4.7 – Mapa de distribuição de Au (ppb) em sedimentos de corrente e de pintas de Au e pirita em concentrados de bateia. Araújo & Andrade (2001).

lacionadas ao ambiente vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Foram detectados, ainda, quantidades significativas de turmalina (>10%), topázio (>1,4%) nos concentrados de bateia das áreas adjacentes ao microgranito greisenizado (Garimpo Trairão) e granito hidrotermalizado (fazenda Figueira Branca), ambos pertencentes ao Granito Nhandu.

Fosfato – Alguns indícios de fosfato foram detectados a norte de Alta Floresta no domínio das Alcalinas Rio Cristalino, através da análise mineralógica semiquantitativa em concentrados de bateia (figura 4.9), coincidindo com expressivas anomalias de K, Th e U, ratificadas em parte pelo valor de 1.500cps (cintilômetro SPP-2) medido no afloramento CC-218 (riebeckita-egirina sienito), superpostas a elevados valores magnéticos (cartas aerogeofísicas).

Nesta área foram identificados fosfatos pertencentes ao grupo da hamlinita, entre os quais se destacam a goiasita (fosfato básico, hidratado de estrôncio e alumínio), gorceixita (fosfato básico hidratado de bário e alumínio) e florencita (fosfato básico de cério e alumínio), que em certas amostras atingiram a marca de 15% (análise semiquantitativa).

Foram identificados também vários indícios de monazita, com valores de até 15% em concentrados de bateia e expressivas anomalias de Y, La e As em sedimentos de corrente (figuras 4.9, 4.10 e 4.11), distribuídas no domínio dos litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno e em coberturas lateríticas desenvolvidas no domínio do Granito Teles Pires, situadas respectivamente na parte centro-oeste e sudeste do Projeto Alta Floresta.

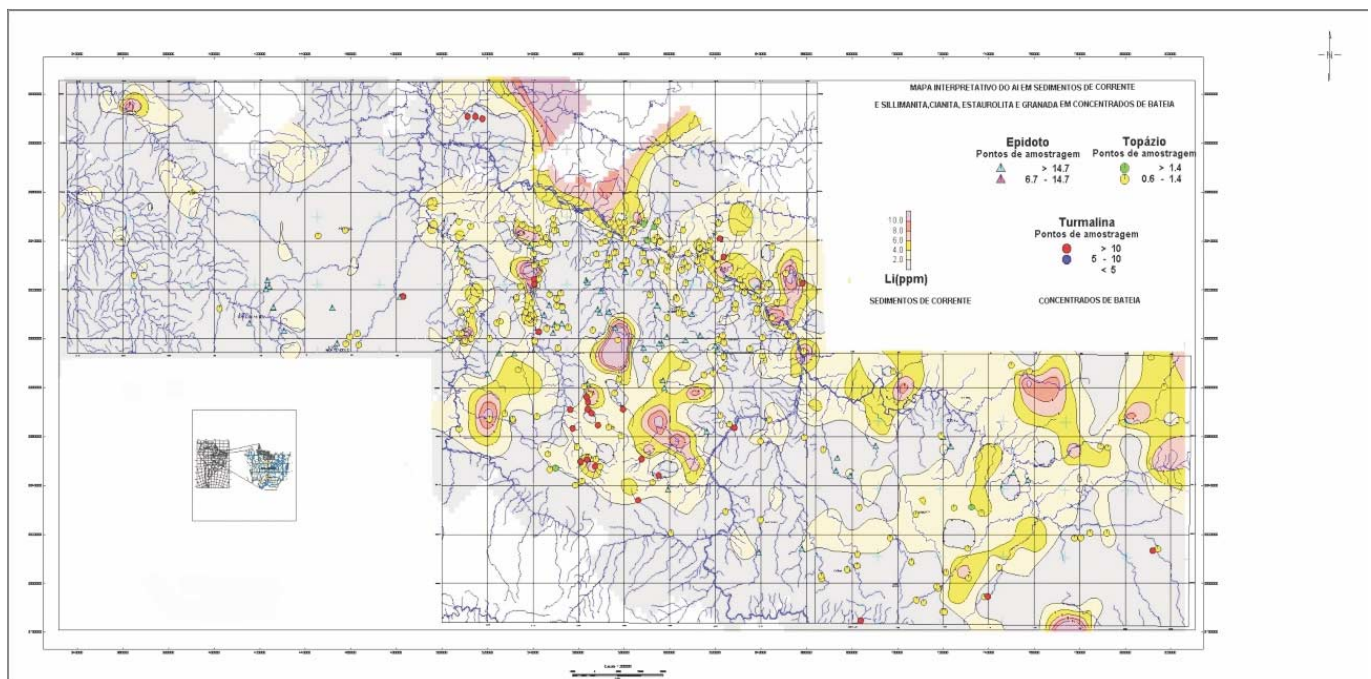


Figura 4.8 – Mapa de distribuição de Li (ppm) em sedimentos de corrente e de barita, fluorita, turmalina, epidoto e topázio em concentrados de bateia. Araújo & Andrade (2001).

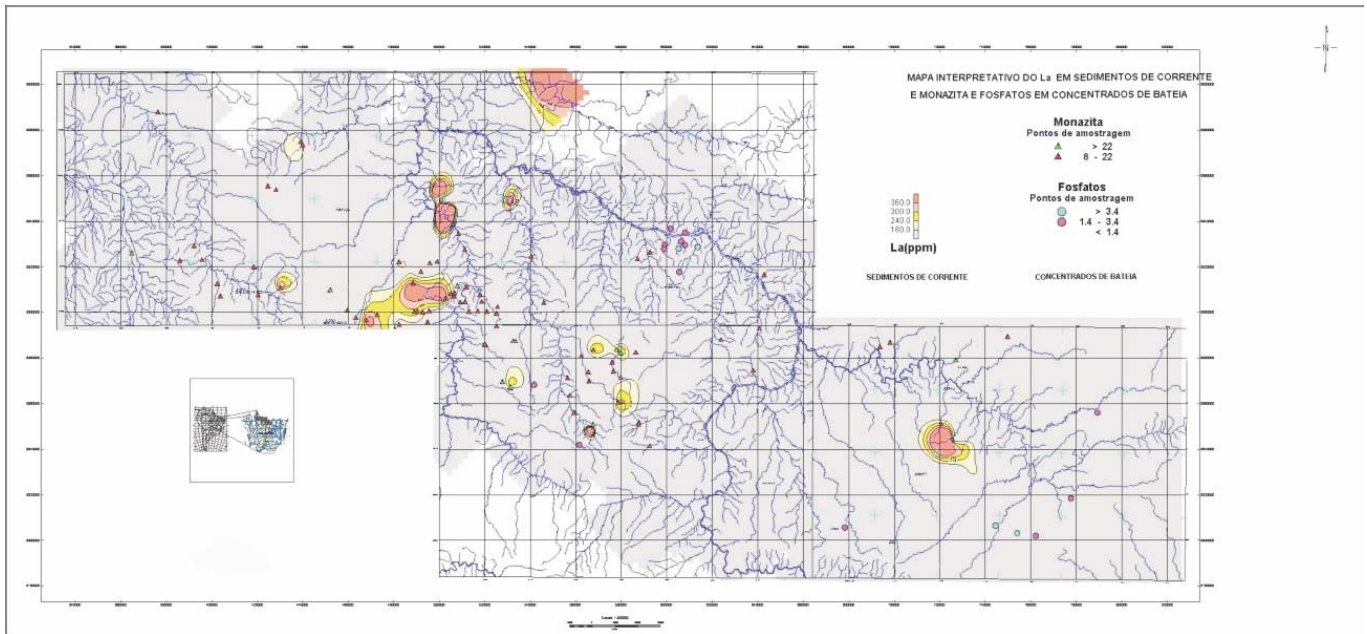


Figura 4.9 – Mapa de distribuição de La (ppm) em sedimentos de corrente e de fosfato e monazita em concentrados de bateia. Araújo & Andrade (2001).

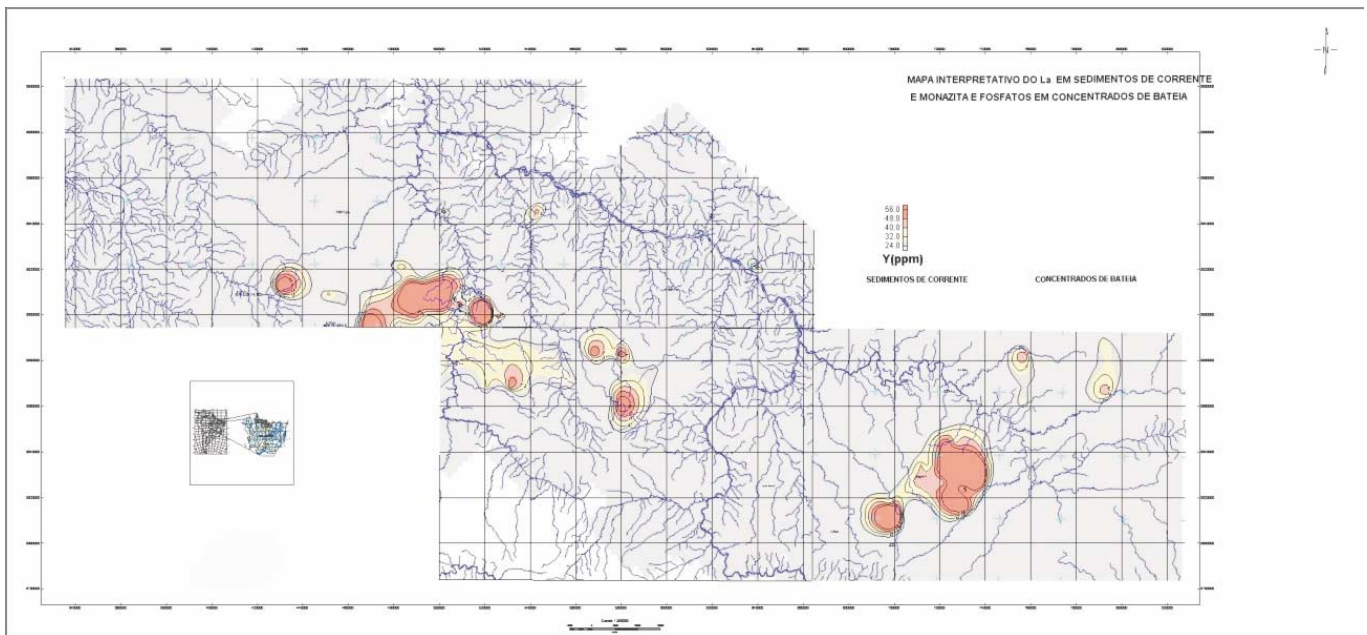


Figura 4.10 – Mapa de distribuição de Y (ppm) em sedimentos de corrente e de monazita em concentrados de bateia. Araújo & Andrade (2001).

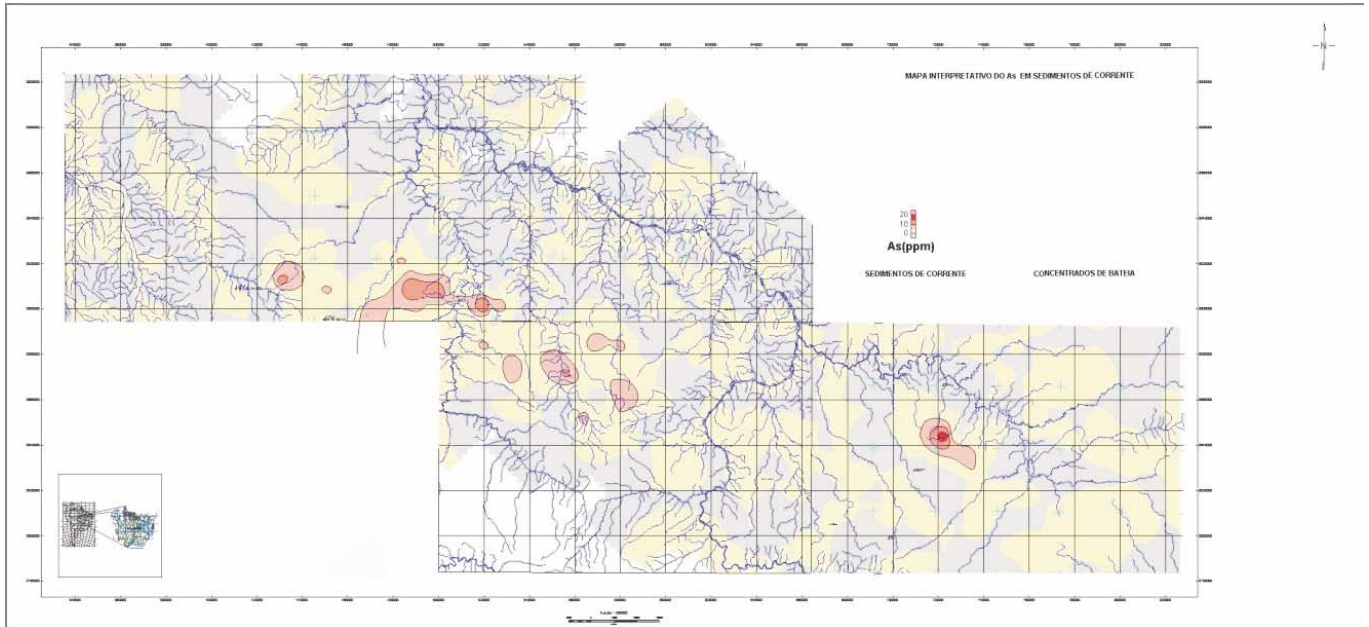


Figura 4.11 – Mapa de distribuição de As (ppm) em sedimentos de corrente e de pintas de ouro em concentrados de bateia. Araújo & Andrade (2001).

5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O Projeto Alta Floresta forneceu um melhor entendimento da geologia da parte sudoeste do Cráton Amazônico.

Seus produtos finais estão embasados em informações geológicas, geofísicas, geoquímicas, metalogenéticas e geocronológicas e permitiram uma nova ordenação estratigráfica com a individualização de uma série de unidades e a consolidação de um modelo tectônico mobilista, com o reconhecimento de um arco magmático de idade entre 1,85Ga e 1,75Ga (Arco Mágmató Juruena), justaposto ao Arco Mágmató Cuiú-Cuiú (2,10Ga a 1,95Ga), caracterizado na região do rio Tapajós (Vasquez *et al.*, 2002). Rochas metavulcano-sedimentares deformadas, aflorantes na porção sudoeste deste projeto, mostram uma granitogênese peraluminosa de idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma e são interpretadas como pertencentes a um provável arco magmático acrescionário acoplado ao Arco Mágmató Juruena e correlacionável ao Arco Mágmató Roosevelt .

Ao Arco Cuiú-Cuiú estão associadas rochas gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú, rochas graníticas pós-colisionais ou pós-orogênicas da Suíte Intrusiva Matupá e rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Suas idades-modelo Sm/Nd situam-se em torno de 2,3Ga e as idades U-Pb por vol-

ta de 1,99Ga para o complexo e 1,88Ga para as suítes.

O Arco Juruena abrange a maior parte da área e encontra-se estruturado segundo a direção WNW-ESE. Apresenta idade-modelo Sm/Nd de 2,2Ga e idade U-Pb entre 1,85Ga e 1,75Ga e é caracterizado por dois segmentos crustais distintos: o primeiro pouco deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil e denominado terreno plutovulcânico (1,85Ga-1,80Ga), e o segundo com a denominação de terreno acrescionário de médio a alto grau metamórfico (1,80Ga e 1,75Ga), em regime dúctil.

O terreno plutovulcânico é formado pela ascensão de magmas híbridos, *mixing* de fontes crustais derivadas da placa consumida e de fontes mantélicas, cuja idade-modelo de 2.221Ma e valores ϵ_{Nd} (t) de 1,25 são compatíveis com a idade modelo da placa oceânica subductada (Complexo Bacaerimogno, 2.240Ma) e com variável e crescente grau de assimilação e contaminação crustal. A este terreno estão associadas as seguintes unidades: Suíte Intrusiva Juruena (granitos e monzogranitos, calcioalcalinos alto-K, meta e peraluminosos, pouco magnéticos e de idade U-Pb de 1.848 ± 17 Ma); Suíte Intrusiva Paranaíta (granitos e monzogranitos magnéticos, calcioalcalinos de médio a alto-K e com idade U-Pb entre 1.819 ± 6 Ma e 1.793 ± 6 Ma);

Alcalinas Rio Cristalino (sienitos e quartzo-sienitos de idade U/Pb e $1.806 \pm 3\text{Ma}$); Granito Nhandu (granitos, monzonitos, sienogranitos e subvulcânicas, calcioalcalinos alto-K, com tendência shoshonítica); Suíte Colíder (microgranitos, vulcânicas ácidas a intermediárias, com piroclásticas e epiclásticas associadas, características químicas calcioalcalina alto-K e idade U/Pb entre $1.801 \pm 11\text{Ma}$ e $1.773 \pm 9\text{Ma}$), sinalizando vinculação genética, temporal e espacial com os granitos destes terrenos); Intrusivas Básicas Guadalupe (gabros e dioritos); e Granito Teles Pires (alcaligranitos e leucogranitos, calcioalcalinos, alto-K e de idades U/Pb de $1.757 \pm 16\text{Ma}$ e idade-modelo Sm/Nd, de 2.100Ma).

Nos terrenos de médio a alto grau associam-se rochas do Complexo Bacaeri-Mogno (gnaisses sílico-aluminosos, *metacherts*, anfíbolitos e metagabróides, com idade modelo Sm/Nd de $2,24\text{Ga}$); da Suíte Vitória (enderbitos e metadioritos, calcioalcalinos, médio a alto-K, de idade U/Pb de $1.785 \pm \text{Ma}$ e idade-modelo Sm/Nd de $2,18\text{Ga}$); do Complexo Nova Monte Verde (gnaisses e migmatitos ortoderivados e granitos, de idade U-Pb de $1.774 \pm 28\text{Ma}$); e dos granitos São Pedro (calcioalcalinos, peraluminosos a metaluminosos, de origem híbrida, de idade U-Pb de $1.784 \pm 17\text{Ma}$ e idade-modelo Sm/Nd entre $2,14$ e $2,06\text{Ga}$); São Romão (calcioalcalinos alto-K, de idade U/Pb de $1.770 \pm 9\text{Ma}$ e idade-modelo Sm/Nd de $2,17$ a $2,07\text{Ga}$) e Apiacás (leucogranitos peraluminosos).

Rochas plutônicas deformadas, calcioalcalinas alto-K, peraluminosas de idade U/Pb de $1.743 \pm 4\text{Ma}$ da Suíte Nova Canaã, intrudidas em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo São Marcelo-Cabeça, interpretado como uma bacia de *back-arc*, provavelmente representem um novo segmento de arco acoplado ao Arco Juruena e correlacionável ao Arco Roosevelt.

As coberturas sedimentares proterozóicas estão representadas pelos grupos Beneficente e Caiabís (Formação Dardanelos).

O primeiro recobre a parte norte do projeto e é constituído por um conjunto de rochas siliciclásticas e carbonáticas. Zircões detríticos dos conglomerados basais forneceram idades entre $2,64\text{Ga}$ e $1,72\text{Ga}$, sendo esta última indicativa de idade máxima para o início de sua deposição.

A Formação Dardanelos, que ocorre na parte sul da área, mostra uma sedimentação clástica-continental e datações em zircões detríticos com idades entre $1,98\text{Ga}$ e $1,37\text{Ga}$, indicando uma idade máxima de $1,37\text{Ga}$ para o início de sua sedimentação.

A deposição destas coberturas está relacionada às megazonas de cisalhamento transcorrentes rúptil-dúctil a dúctil, de direção EW a NNW-ESSE, que propiciaram a formação de bacias tipo *strike slip* ou *pull-apart* que evoluíram progressivamente para bacias tipo rombóide.

Diques e *sills* de idades proterozóicas e paleozóicas e coberturas terció-quadernárias e depósitos aluvionares completam a estratigrafia.

As feições estruturais observadas levaram à identificação no Arco Juruena de dois regimes deformacionais distintos, desenvolvidos em uma fase de subducção/colisão oblíqua e outra transcorrente.

A primeira desenvolveu-se em domínio compressivo dúctil em condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies anfíbolito a granulito. As primeiras estruturas indicam cisalhamento simples e puro, convergente no sentido SE para NW, com rotação do σ_1 de $N65^\circ\text{W}$ para N-S em regime contracional oblíquo e cinemática dextral. Afetou as unidades mais antigas (Complexo Cuiú-Cuiú e Bacaeri-Mogno) e corresponde à fase de convergência e fechamento da bacia oceânica, encurtamento crustal e geração de estruturas NE-SW.

Na segunda nota-se a predominância de um regime de cisalhamento não-coaxial, e rotação de σ_1 para $N55^\circ\text{E}$, gerando megazonas de transcorrências oblíquas, dúctil, rúptil-dúctil e rúptil, de cinemática predominante sinistral orientadas nas direções NW-SE a WNW-ESSE e cisalhamentos transcorrentes dextrais, antitéticos, de direção aproximada N-S.

A maior parte da produção mineral da região está relacionada à exploração aurífera. Nas décadas de 80 e 90 foram explotadas cerca de 125 toneladas de ouro, oriundo principalmente de garimpos aluvionares, atualmente quase todos desativados. O estudo das características morfológicas, estruturais e texturais dos jazimentos primários ainda não desativados, levou à individualização de três tipos principais: (1) veios de quartzo preenchendo zonas de cisalhamento confinadas, em domínio de natureza rúptil-dúctil; (2) *stockworks*, brechas hidrotermais e veios de quartzo extensionais, em domínio rúptil e associados a zonas periféricas de cúpulas graníticas; e (3) veios dobrados e boudinados de quartzo em rochas metavulcano-sedimentares em domínio dúctil.

Os demais bens minerais estão associados à produção de materiais de construção civil (areia, brita e argila). Ocorrências de calcário, manganês e sulfetos necessitam ainda de uma melhor avaliação.

Em função dos resultados obtidos recomenda-se: prosseguimento de mapeamento geológico

e prospecção geoquímica, na escala 1:250.000, para oeste e sudoeste, objetivando evoluir no conhecimento geológico e estabelecer a continuidade do Arco Magmático Juruena para oeste e confirmar a presença de outro Arco Magmático a sudoeste, além de complementar os dados geocronológicos e litogeoquímicos das unidades mapeadas; mapeamento geológico na escala 1:100.000 ou maiores nas áreas com potencialidade para jazimentos auríferos, visando atrair investimentos privados para o desenvolvimento do setor mineral na

região; e levantamento geológico de semidetalhe da borda sul do Grupo Beneficente objetivando a descoberta e caracterização química de novos jazimentos de rochas carbonáticas.

Pode-se recomendar também: o estudo metalogênico integrado das províncias aurífera Tapajós e Alta Floresta; Incentivar as pesquisas na região (mestrados e doutorados) para avançar no conhecimento da metalogênese das mineralizações auríferas e da geologia regional; os modelos dos depósitos de Au da região.

BIBLIOGRAFIA

- ABE, Y. Physical state of the very early Earth. *Lithos*, v. 30, p. 223-235, 1993.
- ABREU FILHO, W.; BARROS, A. J. P. de; BARRETO FILHO, J. A. *Projeto Ouro; Gemas. Relatório Anual da Área Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo*. Cuiabá: DNPM/CPRM, 1992. 31p. (Relatório Anual - Inédito).
- ALMEIDA, F.F.M. de. Traços gerais de geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. *In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOGRAFIA*, 18, 1959, Rio de Janeiro. *Boletim...*, Rio de Janeiro:[s.e.], 1959, v.1.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Geossinclíneo paraguaio. *In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS*, 1, Porto Alegre, 1965. Porto Alegre. Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, 1965, p.87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 11-17.
- ALMEIDA, F.F.M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Recife, SBG/NNE, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de; NOGUEIRA FILHO, J. D. V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *Boletim DGM*, n. 199, 1959. 44p.
- ALMEIDA, F.G. *et al.* Projeto Tapajós-Maués. Geologia Básica, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Bateia na Região Tapajós-Maués. Belém, SUDAM/GEOMITEC, 1976, v.1 e 2.
- AMARAL, G. *Geologia Pré-Cambriana da região amazônica*. 1974. 212p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências - Depto de Paleontologia e Estratigrafia, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1974.
- ANDRADE RAMOS, J.R. de. Reconhecimento Geológico no Território do Rio Branco. *In: Relatório Anual da Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro, p. 58-62, 1956.
- ANDRADE, A.F. *et al.* *Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório de Integração Geológica*. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. 3v.
- ARAÚJO NETO, H. de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT-06 – Ilha 24 de Maio - Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1997.
- ARAÚJO, E.S.; ANDRADE, R.S. *Relatório Temático de Geoquímica. Promin-Alta Floresta; Folhas: Alta Floresta (SC.21-X-C); Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A); Vila Guarita (SC.21-Z-B) e Rio São João da Barra (SC.21-V-D)*. Goiânia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2001. (Relatório Interno).
- BAHIA, R. *Estudo das Bacias Sedimentares, Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo*. Porto Velho: CPRM, 2000. 28 p. (Relatório de Viagem).
- BARROS, A.J.P. de. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas da Região de Peixoto de Azevedo, MT*. 1993. 161p. Tese (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Econômica, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1993. Núcleo Norte, 1999, p. 124-128
- BARROS, A.J.P. de. *Contribuição à Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas da Região de Peixoto de Azevedo*. 1994. 161p. Tese (Dissertação de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1994.

- BARROS, A.J.P.; LAET, S M.; RESENDE, W.M. de. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos...* Manaus: SBG - Núcleo Norte.
- BASEI, M.A.S. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.6, p. 287-296.
- BASEI, M.A.S. O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30. Recife. PE, 1978. *Anais...* Soc.Bras.Geol., v.6, 2.400-2.422, nov. 1978.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. Geocronologia e considerações estratigráficas preliminares da região Cachimbo-Dardanelos. Belém:Projeto RADAM, 1975. 19p. (Relatório Interno RADAM, 37-G).
- BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. *Considerações geocronológicas e estratigráficas da Folha SA.21 - Santarém*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1975. 15 p. Relatório Interno 62-G.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, n. 48, p.43-55, 1985.
- BITTENCOURT ROSA, D.B.; SILVA, M.A. da; LIMA, P. R. M. As características geológicas e mineralógicas do granitóide Paranaíta – Município de Paranaíta-MT. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.21-23.
- BIZINELLA, G.A. *et al. Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1980, v. 1, p. 357-700.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPEL, B. W. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt Australia: The metallogeny of I and S types granites. *Economic Geology*, v. 90, p. 1.604-1.619, 1995.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPELL, B.W. The role of magma sources, oxidation state and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth Sciences*, n. 83, p. 305-316, 1992.
- BLICHERT-TOFT, J.; ARNDT, N.T.; LUDDEN, J. N. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, v. 37, p. 97-111, 1996.
- BLUMENFELD, P.; BOUCHEZ, J.L. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, v. 10, n. 4, p. 361-372, 1988.
- BOAVENTURA, R.S. Geomorfologia. *In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.21-Juruena*. Rio de Janeiro: Radambrasil, 1974, p. 117-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- BONIN, B. *et al.* Alkaline-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, n. 45, p. 45-70, 1998.
- BOTELHO, N. F. *Considerações sobre a Petrografia e a Geoquímica de Rochas Graníticas do Prolongamento da Alta Floresta*. Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, UNB, 2001. 15p. (Relatório interno).
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; SOUZA, M.T. de; ANTUNES, J. A. Petrologia e potencial metalogênico de granitos da região de Peixoto de Azevedo, Alta Floresta, Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.40-41.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; PEREIRA, E.H.R. Caracterização químico-mineralógica das mineralizações auríferas associadas a granitos na região de Peixoto de Azevedo – Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Minas Gerais, 1998.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; LENHARO, S.L.R. *Depósitos associados ao magmatismo granítico*. Brasília: UnB, 22 a 29/11/1999. (Módulo ministrado no Curso de aperfeiçoamento: Metalogênese de depósitos magmáticos aplicada à exploração mineral).
- BRANCO, P. de M. *Guia de redação para a área de geociências*. Porto Alegre: Sagra DC-Luzzatto, 1993. 176p.
- CAMPBELL, I.H.; GRIFFITHS, R.W.; HILL, R. I. Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, v. 339, p. 697-698, 1989.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. de. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, 1972, Belém (PA). *Anais...* Belém: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, v.3, p.35-46.
- CARNEIRO, C. D. R. (coord). *Projeção estereográfica para análise de estruturas*. São Paulo: UNICAMP/CPRM/IPT, 1994.
- CARVALHO, M.S.; FIGUEIREDO, A. J. de A. Caracterização Litoestratigráfica da Bacia de Sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri,

- AM. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, SBG, 1982. *Anais...* Belém: SBG, 1982, p.26-44.
- CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, v. 76, n. 1, p. 101-124, 1987.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v.8, p.173-174, 1974.
- COBBING, J. Granites – an overview. *Episodes*, v. 19, n. 4, p. 103-106, 1996.
- COBBING, J.; MALLICK, D.I.J. A new approach to mapping granites. *Episodes*, v. 1983, n. 3, p. 10-14.
- CONDIE, R.C. *Archean Greenstone Belt*. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.
- COPLLARI, P.; COSENTINO, D.; GLIOZZI, E. Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event. *Tectonophysics*, n. 315, p. 163-185, 1999.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.12, n.1-3, p.78-88, 1982.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R. S. *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-NO, 1997, p.15-90.
- COX, K.G., MACDONALD, R.; PANKHURST, R. J. *The interpretation of Igneous Rocks*. London: Allen and Unwin, 450p., 1979.
- CRUZ, E.L.C.C. da. *Relatório sobre o estudo da alteração hidrotermal em alguns depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta. Projeto, Província Mineral Alta Floresta*. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2002. 21p. Relatório Interno DEREM/DIMETA).
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite, hedbergite rhyolites of Iri Formation, Tapajós gold province, Amazonian Craton: Implication for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado-RS. *Boletim de Resumos...* Gramado: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 31.
- DAOUD, W. el K.; VEIGA, A.T.C. A importância dos processos de cisalhamento na gênese das mineralizações auríferas de Novo Planeta, Alta Floresta – MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, Carlos. *Metalogênese do Brasil*. Brasília: CPRM/UnB, 2001. 392p.
- DAVIES, G.F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the earth. *Lithos*, v. 30, p. 281-189, 1993.
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, G.V.V.; SANTOS, R.A. dos. Projeto Província Mineral Alta Floresta. *Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso*. Salvador: CPRM, ago. 2001. (Relatório de Viagem).
- DEPAOLO, D.I. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. *Springer, Minerals and rocks*, n. 20. 1988. 187p.
- DREHER, A.M. et al. Veios e brechas hidrotermais da província aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração do Au primário. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. *Boletim de Resumos...* Manaus: SBG - Núcleo Norte, 1999, p. 114-117.
- DRURY, S. A. The geochemistry of precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chemical Geology*, Elsevier Amsterdam, n.11, p. 163-188, 1973.
- DUCHESNE, J.C.; BERZA, T.; LIÉGEOIS, J.P.; VANDER, Auwera. The variscan post-collisional volcanism in late carboniferous – Permian sequences of ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): A synthesis. *Lithos*, v.45, n. 1-4, p. 281-304, 1998.
- EVANS, J. P. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, v. 10, n. 5, p. 437-443, 1988.
- FOLEY, S. Potassic and ultrapotassic magma and their origin. *Lithos*, n. 28, p.181-186, 1992.
- FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.J.S.; MARQUES, J.P.M.; LIMA, M.I.C. *Pesquisa Mineral no Iri-Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 1972. 62p.
- FORSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R. B. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, n. 40, p. 261-293, 1997.
- FRASCA, A.A.S.; BORGES, F.R. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A*. Brasília: CPRM, 2003.
- FRASCA, A.A.S. et al. Síntese da Geologia e do Projeto Promin-Alta Floresta. In: XLI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2002, João Pessoa. *Resumos Expandidos...* SBG – Núcleo Nordeste, 2002.
- FRASCA, A.A.S. et al. Evolução Tectônica dos Terrenos Acrescionários do Norte do Mato Grosso. In: XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE,

- 2003, Cuiabá. *Resumos Expandidos...* SBG – Núcleo Centro-Oeste, 2003, p.37-38.
- FRASCA, A.A.S. Geologia da Folha Ilha 24 de Maio, SC-21-Z-A *In: XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 2003, Cuiabá. *Resumos Expandidos...* SBG – Núcleo Centro-Oeste, 2003, p. 57-58.
- FRY, N. *The field description of metamorphic rocks*. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- GAÁL, G. Global proterozoic tectonic cycles and early and early proterozoic metallogeny. *South African Journal of Geology*, v. 95, n. 3, p. 79-87, 1992.
- GAST, P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n.32, p. 1.057-1.086, 1968.
- GIBBS, A. V.; BARRON, C. N. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, v.2, p. 7-14, 1983.
- GIROD, M. Les series magmatiques. *In: GIROD, M. (ed.) Les roches volcaniques*. Paris: Doin Editures, s.d, p. 7-30.
- GREEN, D.H.; RINGWOOD, A.E. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and its petrological applications. *Geochem. Cosmochim. Acta*, n.31, p.767-838, 1967.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, A.G.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (eds). Collision Tectonics*. London: The Geological Society, 1986, p. 67-81, 1986. (Geological Society Special publication, 19).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L., SCHOBENHAUS, C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1984, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1984, p. 129-147.
- HILL, R.I. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, v. 30, p. 193-206, 1993.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith. *Journal of Geological Society of Australia*, n. 25, p. 219-234, 1978.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. *An outline of structural geology*. New York: John Wiley & Sons, 1976. 571p.
- HUGHES, C.J. *Igneous Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1982. 551p. (Developments in Petrology, 7).
- HUTTON, D.H.W. The space problem in the emplacement of granites. *Episodes*, v. 19, n. 4, p. 114-119, 1996.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v.8, p. 523-548, 1971.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, v.75, p. 454-484. 1981.
- ISSLER, R.S. *et al.* Geologia. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.22 - Belém*. Rio de Janeiro: Radambrasil, 1974, p. 1-60. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.C. de. Amazonian Craton (Brasil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Rio de Janeiro, v.17, n.4, 1987, p. 426-441.
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.C. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 3, p.177-211, 1977.
- JAKES, P.; TAYLOR, S.R. Excess europium content in precambrian sedimentary rocks and continental evolution. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, n.38, p. 739-745, 1974.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III*. 2001. 307p.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. *Final Report. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil*. 2000. 137p.
- JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Miscellaneous Papers*, Toronto, v.66, p.1-22, 1976.
- JOPLIN, G.A. The Shoshonite Association: a review. *J. Geol. Soc. Aust.*, n. 15, v. 2, p. 275-294, 1968.
- KLEIN, E.L. *et al.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Província Tapajós, Estados do Pará e do Amazonas*. Esc. 1:500.000. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, MME-Secretaria de Minas e Metalurgia, 2000. 106p.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, A. dos S.; COSTA, L.T. da R. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos...* Manaus: SBG - Núcleo Norte, 1999, p. 128-131.
- KLUND, O. *et al.* 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. *Lithos*, n. 45, p. 87-108, 1998.
- KUSTER, D.; HARMS, U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a

- review. *Lithos*, n. 45, p.177-196, 1998. (An International Journal of Mineralogy, Petrology and Geochemistry).
- LACERDA FILHO, J.V. *et al.* Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. *In: BETTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I.I.G.; GERALDES, M.C. and SPARRENBELGER, I.* (eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art, 2001, São Paulo. *Extended Abstract volume...*, São Paulo, 2001. 156p.
- LACERDA FILHO, J.V.L. *et al.* Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte de Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. CD-ROM
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M. As associações vulcânicas e plutônicas da Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, Gramado-RS, 1999. *Boletim de Resumos...* Gramado-RS: SBG - Sociedade Brasileira de Geociências, 1999, p.93.
- LAMEYRE, J. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. de Geociências*, v. 17, p. 349-359, 1987.
- LE MAITRE, R. W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 181-189, 1976.
- LE MAITRE, R. W. *et al.* *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell: Oxford, 1989. 193p.
- LEAL, J.W.L. *et al.* *Geologia da Folha SC.20-Porto Velho*. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1978, p.17-184. (Levantamento de Recursos Naturais 16).
- LEAL, J.W.L.; JOÃO, X. da S.J.; SANTOS, D.B. dos. Aspectos geológicos e possibilidades metalogenéticas da área limítrofe Pará-Mato Grosso (Folha SC.21-X-C - Rio São Benedito). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais...* Balneário de Camboriú: SBG, 1980; v.6, p. 2.400-2.422.
- LEITE, J. A.; HARTMANN, L.A.; SIQUEIRA, A. J. As razões Au/Ag dos depósitos de Au da Mina São Vicente e Filão do Paraíba: Implicações Genéticas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, 1997, Cuiabá-MT, *Anais...* Cuiabá: SBG - Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.35-36.
- LIBERATORE, G. *et al.* *Projeto Aripuanã-Sucunduri*. Manaus: CPRM, 1973. 138p. 8v. (Convênio DNPM / CPRM).
- LIÉGEOIS, J.P.; NAVEZ, J.; HERTONGEN, J.; BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and ahsoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides. The use of slifing normalization. *Lithos*, v.45, n. 1-4, p.1-28, 1998. (<http://www.elsevier.com/gej-ng/10/30/36/44/24/24/Abstract.html> em 22/10/01).
- LIMA, E. F. Petroquímica e prospecção litogeoquímica da área de Merita, Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. 1985. 187p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – RS, Porto Alegre, 1985.
- LIMA, P. F. C. *et al.* *Projeto Apiacás-Caiabis – Reconhecimento geológico. Relatório final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 4v. Inédito. (Relatório do Arquivo Técnico da DSM, 2499), v.1.
- LOPES, R. da C. *Correlação e análise inicial entre as Seqüências Sedimentares registradas em duas sondagens na bacia do Cachimbo*. CPRM: Porto Alegre, 2001. (Relatório Interno).
- MACAMBIRA, M.J.B. *et al.* Geocronologia da Granitogênese da Província Amazônica Central Brasileira - Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n.20, v.1-4, p. 258-266, 1990.
- MACAMBIRA, M.J. B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R. *et al.* Geocronologia e granitogênese da Província Amazônica Central Brasileira: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.20, n. 1,2,3,4, p. 158-266, 1990.
- MADRUCCI, V. *Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RadarSAT e Gamaespectométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta*. 189p. 2000. Tese (Doutorado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos-SP, 2000.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, Pittsburgh, v.101, p.635-643, may 1989.
- MARAUI, C. A.; VEIGA, A. T. C. Síntese geológica da região de Novo Planeta, Alta Floresta-MT. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1985, Belém. *Anais...* Belém. SBG. Belém, v.1, p. 55-154.
- MARIA NETTO, A.; ANGEIRAS, A. Gomes. Caracterização preliminar do minério de Au e Ag em terra Nova do Norte, Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Minas Gerais, 1998.
- MARIANO, G.; SOBREIRA, M. N. M. O batólito calcioalcalino de alto-K da Serra da Lagoinha, Estados do Ceará e Paraíba: coexistência e mistura de mag-

- mas dioríticos com magmas quartzo-monzoníticos a graníticos. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 29, n.3, p. 319-326, 1999.
- MARTEL, S.J. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. *Journal of Structural Geology*, v. 12, n. 7, p. 869-882, 1990.
- MARTIN, H. The mechanisms of petrogenesis of the archean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos*, v. 30, p. 373-388, 1993.
- McQUEEN, K. G. The nature and origin of a granitoid - Related Gold Deposits at Darque's Reef, Major's Creek, New South Wales. *Economic Geology*, v. 90, p. 1.646-1.652, 1995.
- MEHNERT, K. R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 2 ed. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1971. 405p. (Developments in Petrology, 1).
- MELO, D. P. de; FRANCO M, do S.M. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL - *Folha SC-21 - Juruena*. Rio de Janeiro: Radambrasil, 1980. 456p. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- MENDOZA, V. Estudios geoquímicos del no-tectonizado granito Rapakivi del Parguaza, nordeste Guyana Venezolana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém, 1975. *Anais...* Belém: DNPM, 1975, p. 628-656.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Magmas and magmatic rocks. London: Longman, 1985. 266p.
- MIRANDA, J.G. de. *A produção de ouro no estado de Mato Grosso*. 1997. 106p. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências - Administração e Política de Recursos Minerais. Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, Campinas - SP, 1997.
- MIYASHIRO, A. *Metamorphism and metamorphic belts*. 2 ed. Londres: George Allen and Unwin, 1975. 492p.
- MONTALVÃO, R.M.G. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RadamBrasil. Folha NA. 20 - Boa Vista e parte das Folhas NA. 21 - Tumucumaque, NB. 20 - Roraima e NB. 21*. Rio de Janeiro:RadamBrasil, 1975. p. 13-137. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- MOOKHERJEE, A. Ores and metamorphism: temporal and genetic relationships. In: WOLF, K. H. (Edit.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976, p. 203- 260.
- MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. Peixoto de Azevedo Gold District Geology, Mato Grosso State, Amazon Craton, Brasil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Abstract Volume...*, Rio de Janeiro : CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Brasília: CPRM, 2003.
- MORRISON, G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. *Lithos*, n. 13, p.98-108, 1980.
- MOURA, M. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. 1998. 238p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1998.
- MOURA, P. de. Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós. *Bol. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, n.67,1932, p.1-49.
- NABELEK, P.I.; BARTLETT, C. D. Petrologic and geological links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks. *Lithos*, n. 45, p. 71-86, 1998.
- NAIER, G. et al. General geology of the Bingham Mine, Bingham Canion, UTAH. *Econ. Geol.*, n. 73, p. 1.228-1.241,1978.
- NARDI, L. Y. S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n.1, p. 3-10, 1986.
- NEDER, R.D.; COLLINS, C.; FIGUEIREDO, B. R.; LEITE, J. A. D. O depósito polimetálico de Aripuanã Mato Grosso, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Minas Gerais, 1998, p. 153.
- NEDER, R. D.; FIGUEIREDO, B. R.; BEAUDRY, C. et al. The expedito massive sulphide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 222-225, 2000.
- NELSON, B. K.; DE PAOLO, D.J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n.96, p.746-754, 1985.
- OLIVEIRA, A. da S. et al. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto RadamBrasil. Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro: RadamBrasil,

- 1975, p. 22-118. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OLIVEIRA, A. I. de; LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472p. il.
- OLIVEIRA, C.C. de. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. *Folha SD. 22-Z-C-VI - Itaguaru*. Esc. 1:100.000. Brasília: MME/CPRM, 1997. 107p.
- OLIVEIRA, C.C. de; ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM, 2003.
- OLIVEIRA, C.C.; ALBUQUERQUE, M.C. de. *Projeto Província Mineral de Alta Floresta: Relatório de Integração Geológica*. Goiânia: CPRM, 2003.
- OLIVEIRA, R.G. de; ESCOBAR, Í.P. *Projeto Alta Floresta. Interpretação dos dados gravimétricos*. Goiânia: CPRM, 2002. (Relatório Interno)
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Trad. Mario Figueiredo. São Paulo: Edusp, 1993. 188p.
- PATERSON, S.; FOWLER JR., K. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of structural Geology*, v. 15, n. 2, p. 191-206, 1993.
- PEACOCK, M. A. Classification of igneous rock series. *J. Geol. Chicago*, n. 39, p. 54-67, 1931.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.) *Andesites*. New York: John Wiley and Sons, 1982, p. 525-548.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, earth planet. *Sci. Lett.*, n. 19, p. 290-300, 1973.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrology*, v. 25, Part 4, p.956-983, 1984.
- PEDREIRA, A. J. *Estudo das Bacias Sedimentares – Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo*. Salvador: CPRM, 2000. (Relatório de Viagem).
- PESSOA, M.R. et al. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 8v.
- PETRASCHECK, W. E. Typical features of metallogenic provinces. *Economic Geology*, v. 60, p. 1.620-1.634, 1965.
- PETTERSON, S.R.; VERNON, R.H.; HOBISCH, T. A. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, n. 3, p. 349-363, 1989.
- PIMENTEL, M. *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta*. Brasília: UnB, 2001. (Relatório Interno).
- PINHEIRO, S. da S. e FERREIRA, A.L. *Sugestão para a definição da denominação Formação Palmares, Região do Alto Tapajós, Sudoeste do Pará. Projeto Promin-Tapajós*. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 1999. 4p. (Relatório Interno).
- PINHO, M. A. S. B. et al. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico – Aripuanã - Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2001.
- PINHO, M.A.S.; SCHMUS, W.R.; CHEMALE JR.; F. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. In: BETTENCOURT, J. S. et al. *Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the – art. Extended abstract...*, p. 83-85, 2001.
- PINHO, M.; LIMA, E.F.; PINHO, F.E.C. Aspectos Petrográficos da Formação Iriri na Região do Cedro Bom, Aripuanã-MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, Cuiabá, 1997. *Anais...* Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, 1997, p.30-31.
- PINHO, M. A. de S. B. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do magmatismo bimodal paleoproterozóico ocorrente no norte do Estado de Mato Grosso*. 2001. 162p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2001.
- PITCHER, W.S. *Granite type and tectonic environment*. Mountain: Building Process – Academic Press, 1982, p. 19-40.
- POLLARD, P. J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B. Contrasting evolution of fluorine and baron-rich tin systems. *Mineralium Deposita*, n. 22, p. 315-321, 1987.
- POLLARD, P. J.; WILLIAMS, P. The olympic dam Cu-Au-REE deposits. In: POLLARD, P.; WILLIAMS, P. J. (eds.) *Short course on FE oxide-copper-gold deposits (The Candelaria - Ernest Henry - Plympic Dam Jamily)*. London: 21 Aug, 1999. (Parte E, E-1 a E-9).
- PSHENICHNY, C. A.; GRIGORIEV, S. I. Late Mesozoic post-collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, Far east of Russia. *Lithos*, n. 45, p. 457-468, 1998.
- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press, 1987. 307p. 2v.

- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R.J. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.87, 1996, p.193-203.
- READING, H.G. Sedimentary environments and Facies. 2 ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 615p.
- REYMER, A.; SCHUBERT, G. Rapid growth of some major segments of continental crust. *Geology*, v. 14, p. 299-302, 1986.
- RIBEIRO, P.S.E. *et al.* As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Juruena. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. CD-ROM.
- RIBEIRO, P.S.E.; VILLAS BOAS, P.F. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra – SC.21-V-D. Brasília: CPRM, 2003.
- RICKWOOD, P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, n.2, p. 247-263, 1989.
- ROGERS, J.J.; GREENBERG, J. K. Trace-elements in continental-marginal magmatism: part III. Alkali granites and their relationships to carbonization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 92, n. 1, p. 6-9, 1981.
- SÁ, E.F.J. de. Revisão sobre análise estrutural – Parte I – Conceituação básica e aplicações. *Ciências da Terra*, n. 5, p. 24-35, 1982.
- SÁ, E.F.J. de. Revisão sobre análise estrutural – Parte II – Algumas aplicações e tópicos adicionais. *Ciências da Terra*, n. 8, p. 7-16, 1983.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D. Estratigrafia e ambientes deposicionais das seqüências proterozóicas das bacias Cachimbo e Caiabis/Aripuanã, sudoeste do Cráton Amazônico. Cuiabá: UFMT - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Recursos Minerais, 2002. 20p. (Relatório inédito).
- SANTIAGO, A.F.; SANTOS, J.O.S.; MAIA, R. G. N. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1980, v. 2, p. 786-797.
- SANTOS *et al.* Complexo Uatumã - conotação estratigráfica para produtos de ativação da plataforma no Escudo do Guaporé. *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, SBG, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú: SBG, 1980, p. 798-811.
- SANTOS, D.B. dos. *O Grupo Beneficente*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 7p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 128-G).
- SANTOS, D.B. *et. al.* *In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.21-Tapajós*. Rio de Janeiro: DNPM, 1975, p.15-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v.7).
- SANTOS, J.O.S. *et al.* A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, R.A. *Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso*. Salvador: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2000. (Relatório Consultoria Interna - Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – Departamento de Geologia / Divisão de Geologia Básica – Projeto PROMIN Alta Floresta).
- SANTOS, R.A. *Contribuição ao conhecimento geológico regional e estudo de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso*. Salvador: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2001.
- 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 unico e estágio duplo. *In: COSTA, M.L. da; ANGÉLICA, R.S. Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 1997, p. 91-129.
- SCABORA, J.A. *et al. Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso*. Relatório Parcial de Exploração. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997, v.1.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. *et al. Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984.
- SILLITOE, R.H. Granites and metal deposits. *Episodes*, v.19, n.4, 1996, p.126-133.
- SILVA NETO, C. S.; SANTOS, C. A.; PEREIRA, E. R.; GUIMARÃES, L. R. *Projeto Apiacás. Relatório de Progresso II*. Belém: Convênio DNPM/CPRM, 1980. 2v.
- SILVA, G.G. da; ISSLER, R.S. *Sienito Canamã, uma possibilidade metalogenética na Amazônia*. Belém: Projeto RadamBrasil, 1974. 14p. (Relatório Interno RADAM, 20-G).
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. *Folha SB.22 - Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins*. *In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.22 -*

- Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins*. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, G.H. *et al.* *Esboço geológico de parte da Folha SC.21-Juruena*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre (RS), 1974. *Anais...* Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.4, p. 309-320.
- SILVA, G.H.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R.M.G. Geologia. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.21-Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1980. 456 p., p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SIQUEIRA, A.J.B. *Geologia da Mina de Ouro Filão do Paraíba, Região de Peixoto de Azevedo, Norte de Mato Grosso*. 1997. 87p. Tese. (Dissertação de Mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- SLEEP, N.H.; WINDLEY, B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *Journal of Geology*, v. 90, p. 363-379, 1982.
- SOUZA, A.M.M. *et al.* *Projeto São Manuel. Relatório de Progresso*. Belém: DNPM-CPRM, 1979. 46p.
- SOUZA, A.M.M. *et al.* Reconhecimento geológico no limite Mato Grosso-Pará, Projeto São Manuel. Brasília: DNPM/CPRM, 1979. 27p. II.
- SYLVESTER, A.G. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1.666-1.703, 1988.
- SYLVESTER, P.J. Post-Collisional Alkaline Granites. *Journal of Geology*, v.97, p.261-280, 1989.
- SYLVESTER, P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, n. 45, p. 1-28, 1998.
- TASSINARI, C.C.G. *A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. 1981. 101p. Tese. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1981.
- TASSINARI, C.C.G. *et al.* Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton) and tectonic implications. *Inter. Geol. Rev.*, v.38, n.2, 1996, p.161-175.
- TASSINARI, C.C.G. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. 1996. 139p. Tese. (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W. *Estudo geocronológico e estratigráfico das rochas pré-cambrianas da Folha SC-21 Juruena*. Salvador: Projeto RADAMBRASIL, 1978. N.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 168-G).
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JÚNIOR, O. Considerações cronoestratigráficas da região das chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...*, Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v.1, p.477-490.
- TAUSON, L.V. Geochemistry and metallogeny of the Latitic series. *Inter. Geol. Rev.*, n. 25, p. 125-135, 1983.
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.M. *The continental crust*. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.
- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA JR., O.; SATO, K. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1989. *Boletim* 10, p. 243-246.
- THORPE, R. S.; BROWN, G. C. *the field description of Igneous Rocks*. New York: Open University Press, 1985. 154p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TOBISCH, O.T.; PATERSON, S.R. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *Journal of Structural Geology*, v. 10, n. 7, p. 745-754, 1988.
- TOURIGNY, G. ; TREMBLAY, A. Origin and incremental evolution of brittle / ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. *Journ. of Struct. Geology*, v. 19, n. 1, p. 15-27, 1997.
- TUCKER, M.E. *The field description of Sedimentary Rocks*. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TURNER, F.D.; VERHOOGEN, D. *Igneous and metamorphic petrology*. New York: MacGraw-Hill Book Co., 1960. 649p.
- VALENTE, C. R. *Características dos cinturões móveis do cráton amazônico*. Goiânia: CPRM, 1999. Inédito.
- VALENTE, C. R. *Imagens TM-Landsat 5 e Fusão de Imagens ((IHS) TM com dados aerogeofísicos e geoquímicos (Au, Fe, Cr em sedimentos de corrente)*. Goiânia: CPRM, 2001. CD Rom.
- VASQUEZ, M. L. *et al.* Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6,

- 1999, Manaus. *Boletim de Resumos...* Manaus: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p.471-474.
- VASQUEZ, M.L.; RICCI, P. dos S.F.; KLEIN, E. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. da. (Eds). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG - NO, 2002, v. 3.
- WERNICK, E. A type granites and post-collisional rapakivi granites. In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARREBERGER, J. (eds.). *Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the – art. Extended abstract...* São Paulo: University of São Paulo, 2001.156p.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T. M. B.; DANTAS, E.L.; MENEZES, A. C. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 20-24, 2000.
- WILDNER, W. *Projeto Província Mineral Alta Floresta. Seqüências Vulcano e Metavulcano-Sedimentares da Região de Alta Floresta*. Porto Alegre: CPRM, 2001. 11p. (Relatório de Campo).
- WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. [s.l.]: Ed. Springer Verlag, 1997. 334p.
- WIT, M.J. de; HART, R. A. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, v. 30, p. 309-335, 1993.
- WOODCOCK, N.H. *The role of strike-slip fault systems at plate boundaries*. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A317, p. 13-29, [s.d.]
- WYBORN, L.A.I.; WYBORN, D.; WARREN, R.G.; DRUMMOND, B.J. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans, R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, v. 83, p.201-209, 1992.

SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

Caminhamento Geológico (km).....	9.950
Aflorantes Descritos.....	1.564
Análises Petrográficas Descritas.....	1.177
Amostras de Sedimentos de Corrente.....	1.224
Amostras de Concentrado de Bateia.....	1.153
Jazimentos Minerais Descritos.....	176
Análises Litoquímicas (Elementos Maiores e Traço)	163
Análises Litoquímicas (Elementos Terras-Raras)	163
Análises Palinológica.....	01
Determinações Geocronológicas.....	23
Análises Calcográficas.....	06
Levantamento Gravimétrico (km)	389
Levantamento Gravimétrico (nº de estações).....	118

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro ⁹	SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas ¹	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro ¹
NA.20	Boa Vista ⁸	SD.22-Z-A	Itapaci ¹	SG.22-X-B	Itararé ¹
SA.22-X-D	Belém ⁴	SD.22-Z-B	Uruaçú ¹	SH.22	Porto Alegre ⁸
SB.22-X-B	Rondon do Pará ⁴	SD.24-Y-B	Ilhéus ¹		
SC.20	Porto Velho ⁸	SE.22-V-A	Guiratinga ¹		
SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio ¹	SE.23-Z-B-IV	Serro ¹		

Folhas Impressas

NA.20-X	Borda Oeste	SC.20-V-C-V	Abunã ¹	SE.21-Y-D	Corumbá ¹ (CD-ROM)
NA.20-Y	Creporizão (Geoquímica) (CD-ROM)	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná ¹	SE.22-V-B	Iporá ¹ (CD-ROM)
NA.20-X-C-III	Roraima Central ⁹ (CD-ROM)	SC.20-V-D-I	Jaciparanã ¹	SE.22-X-A	São Luis de Montes Belos ²
NA.20-X-C-VI	Serra Imeri ¹ (CD-ROM)	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-A-II	Sanclerlândia ¹ (CD-ROM)
NA.20-Z	Paredão ¹	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-A-III	Itaberai ¹
NB.20-Z-B-V	Serra do Ajarani ¹	SC.21-Z-C	Alta Floresta	SE.22-X-A-IV	Nazário ¹
NB.20-Z-B-VI	Caracarai ⁹ (CD-ROM)	SC.22-X-A	Redenção ⁴ (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiania ² (CD-ROM)
NB.20-Z-D-II	Monte Roraima ¹	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia ⁴ (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiania ⁸ (1999) (CD-ROM)
NB.20-Z-D-III	Monte Caburai ¹	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto ¹	SE.22-X-B-I	Nerópolis ¹
NB.20-Z-D-V	Rio Quinó ¹	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B-II	Anápolis ¹
NB.20-Z-D-VI	Rio Cotingo ¹	SC.23-X-D-I	Peixe (CD-ROM)	SE.22-X-B-IV	Goiania ¹ (CD-ROM)
NB.20-Z-D-VI	Vila Pereira ¹	SC.23-Z-A-Y-B	Curimatá/Corrente ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões ¹
NB.21-Y-A-IV	Rio Viruquim ¹	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica ¹	SE.22-X-B-VI	Caraíba ¹
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.24-V-A	Paulistana ¹	SE.22-X-D	Morrinhos ²
SA.20-V	Sem denominação	SC.24-V-A-II	Paulistana ¹	SE.23-V-B	São Romão ²
SA.23-Z	Rio Cuini ¹	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.23-Z-B	Guanhães ²
SA.23-Z-C	São Luis NE/SE ⁸ (CD-ROM)	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito ¹	SE.23-Z-C	Belo Horizonte ²
SA.22-Y-D	Itapecuru-Mirim ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-V	Afrânio ¹	SE.23-Z-D	Belo Horizonte ¹ (CD-ROM)
SA.23-V-C	Altamira ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo ¹	SE.23-Z-D-IV	Ipatinga ²
SA.23-V-D	Castanhal ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-B-IV	Cristália ¹	SE.24-V-A	Itabira ¹ (CD-ROM)
SA.23-V/Y	Turiação ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-C	Petrolina ¹	SE.24-Y-C-V	Almenara ²
SA.23-X-C	São Luis SW/NW ⁸	SC.24-V-C-III	Petrolina ¹	SE.24-Y-C-VI	Baixo Guandu ¹
SA.23-Y-B	Cururupu ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-D	Uauá ²	SF.21	Colatina ¹
SA.23-Z-A	Pinheiro ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-D-I	Itamotinga ¹	SF.21-V-B	Campo Grande ⁸ (CD-ROM)
SA.23-Y-D	São Luis ⁴ (CD-ROM)	SC.24-X-A	Belém de S. Francisco ¹ (CD-ROM)	SF.21-V-D	Aldeia Tomásia ¹ (CD-ROM)
SA.24-Y-D-V	Santa Inês ⁴ (CD-ROM)	SC.24-X-C-V	Santa Brígida ¹ (CD-ROM)	SF.21-X-A	Porto Murinho ¹ (CD-ROM)
SB.20-Z-B-VI	Irauçuba ⁵ (CD-ROM)	SC.24-X-C-VI	Piranhas ¹ (CD-ROM)	SF.21-X-A	Aquidauana ¹ (CD-ROM)
SB.21-V-D	Mutum ¹	SC.24-X-D-V	Arapiraca ¹ (CD-ROM)	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí ¹
SB.21-X-C	Vila Mamãe Anã ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim ²	SF.23-X-B-I	Mariana ¹ (CD-ROM)
SB.21-Y-B	Caracol ⁹ (CD-ROM)	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha ³	SF.23-X-B-II	Ponte Nova ¹
SB.21-Z-C	Jacareacanga ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-C	Jacobina ² (CD-ROM)	SF.23-X-B-IV	Rio Espera ¹ (CD-ROM)
SB.22-Y-B	Vila Riozinho ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu ¹ (CD-ROM)	SF.23-X-C-III	Barbacena ¹ (CD-ROM)
SB.22-X-C	Rio Novo ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-D	Serrinha ¹ (CD-ROM)	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SB.22-X-D	São Félix do Xingu ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-II	Gavião ¹	SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹
SB.22-Z-A	Serra Pelada ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo ¹	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora ¹
SB.22-Z-B	Marabá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-V	Pintadas ¹	SF.24-V-A-I	Afonso Cláudio ¹
SB.22-Z-C	Serra dos Carajás ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-VI	Serrinha ¹	SF.24-V-A-III	Domingos Martins ¹
SB.22-Z-D	Xambioá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SW ⁶	SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim ¹
SB.23-V-A	Xinguara ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-II	Aracaju SE ⁶	SF.24-V-A-VI	Plúmia ¹
SB.23-V-B	Araguaína ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-III	Jeremoabo ¹	SG.22-Z-B	Joinville ²
SB.23-V-C	Açailândia ⁴ (CD-ROM)	SC.25-V-A-II	Carira ¹	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá ¹
SB.23-V-D	Vitorino Freire ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Y-C-II	Vitória de Santo Antão ¹	SG.22-Z-D-II-1	Brusque ¹
SB.23-X-A	Imperatriz ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Z-A	Pontes e Lacerda ¹	SG.22-Z-D-V	Florianópolis ¹
SB.23-X-B	Barra do Corda ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Z-C	Rosário do Oeste ²	SG.22-Z-D-VI	Lagoa ¹
SB.23-X-C	Bacabal ⁴ (CD-ROM)	SD.22-X-D	Cuiabá ²	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.24-X	Caxias ⁴ (CD-ROM)	SD.22-Z-B	Porangatu ²	SH.22-X-B-IV	Criciúma ¹ (CD-ROM)
SB.24-Y	Presidente Dutra ⁴ (CD-ROM)	SD.22-Z-C	Uruaçú ²	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ²
SB.24-Z	Aracaju NE ⁸ (CD-ROM)	SD.22-Z-C-II	Ceres ²	SH.22-Y-A-I-4	Cachoeira do Sul ² (CD-ROM)
SB.24-V-C-III	Jaguaribe SW ⁶ (CD-ROM)	SD.22-Z-C-VI	Morro Agudo ¹	SH.22-Y-C	Pedro Osório ¹ (CD-ROM)
SB.24-V-D-V	Jaguaribe SE ⁸ (CD-ROM)	SD.22-Z-D	Goias ¹ (CD-ROM)	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho ¹
SB.24-X-B/D	Crateús ¹	SD.22-Z-D-IV	Itaguara ¹	SH.22-Y-B	Porto Alegre ¹
SB.24-Y-B	Mombaca ¹	SD.22-Z-D-V	Goiânia ²	² Geol. E Rec. Min. do E. de Sergipe (CD-ROM)	
SB.24-Y-B-II	Areia Branca/Mossoró ²	SD.23-X-B	Jaraguá ¹	Mapa Geoquímico Internacional (CD-ROM)	
SB.24-Y-C-V	Iguatu ¹ (CD-ROM)	SD.23-X-C-V	Pirenópolis ¹	Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luis	
SB.24-Y-C-VI	Çatarina ¹	SD.23-X-D	Ibotirama ²		
SB.24-Z-B	Patos ¹ (PI)	SD.23-Y-C	Coribe ¹		
SB.24-Z-B-II	Simões ¹	SD.23-Y-D	Bom Jesus da Lapa ²		
SB.24-Z-B-V	Caicó ¹ (CD-ROM)	SD.23-Z-D-II	Brasília ²		
SB.24-Z-C	Currais Novos ³	SD.23-Z-D-IV	Buritis ²		
SB.24-Z-C-VI	Jardim do Seridó ³	SD.23-Z-D-V	Monte Azul ³		
SB.24-Z-D-I	Serra Talhada ¹ (1999) (CD-ROM)	SD.24-V-A-I	Janaúba ³		
SB.24-Z-D-II	Afogados da Ingazeira ¹	SD.24-V-A-II	Rio Pardo de Minas ³		
SB.24-Z-D-IV	Patos ¹ (PB)	SD.24-V-A-III	Seabra ² (CD-ROM)		
SB.25-V-C	Juazeirinho ¹	SD.24-V-A-IV	Utinga ¹		
SB.25-V-C-IV	Monteiro ¹	SD.24-V-A-V	Lençóis ¹		
SB.25-Y-C-V	Sumé ¹ (CD-ROM)	SD.24-V-C	Livramento do Brumado		
SC.20-V-B-V	Natal ²	SD.24-V-C-II	Mucugê ¹		
	João Câmara ¹	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista ²		
	Limoeiro ¹	SD.24-Y-B-V	Ibicaí ¹		
	Porto Velho ¹	SD.24-Y-B-VI	Itabuna ¹		

Folhas em Editoração

SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹

¹Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; ²Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; ³Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; ⁴Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; ⁵Levantamento geológico visando ao meio ambiente; ⁶Levantamentos aerogeofísicos; ⁷Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; ⁸Integração geológica/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; ⁹Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

Folhas Concluídas
Disponíveis para consulta

NA.20-X-B	Uraricoera ²	SC.24-X-B	Garanhuns ²	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho ⁷
NA.21-V-A	Conceição do Mauá ²	SC.24-X-C	Paulo Afonso ²	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém ⁷
NA.20-X-D	Boa Vista ²	SC.24-X-D	Santana do Ipanema ²	SF.23-V-A-III.2	Mangagua ⁷
NA.20-Z-B	Caracará ²	SC.24-Y-A	Mirangaba ²	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW ⁸
NB.20-Z-B e		SC.24-Z-A	Jeremoabo ²	SF.23-Y-A-V.4	Campinas ⁷
NB.21-Z-A	Monte Roraima ²	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância ²	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos ⁷
NB.20-Z-D	Vila Surumu ²	SC.24-Z-C	Tobias Barreto ²	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba ⁷
NB.21-Y-C	Rio Mauá ²	SC.25-V-A	Recife ²	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva ⁷
NA.21-Z-B	Rio Citaré ²	SC.25-V-C	Maceió ²	SF.23-Y-C-III.1	Jundiaí ⁷
NA.22-V-B	Rio Oiapoque ²	SD.20-V-B	Príncipe da Beira ²	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia ⁷
NB.22-Y-D	Cabo Orange ²	SD.20-X-A	Pedras Negras ²	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba ⁷
NA.22-V-D	Lourenço ²	SD.20-X-B	Vilhena ²	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos ⁷
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque ²	SD.20-X-C	Ilha do Sossego ²	SF.23-Y-C-V.2	São Roque ⁷
NA.22-Y-B	Rio Araguari ²	SD.20-X-D	Pimenteiras ²	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba ⁷
NA.22-Y-D	Macapá ²	SD.21-Y-C	Mato Grosso ²	SF.23-Y-C-VI.1	Itapecerica da Serra ⁷
SA.21-X-B	Rio Maicuru ²	SD.21-Y-D	Barra do Bugres ²	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo ⁷
SA.24-Y-A	Parnaíba ²	SD.22-X-A	Araguaçu ²	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu ⁷
SA.24-Y-B	Acarau ²	SD.22-X-B	Alvorada ²	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande ⁷
SA.24-Y-C	Granja ²	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia ²	SF.23-Y-D-I.1	Piracéia ⁷
SA.24-Y-D	Sobral ²	SD.22-Y-D	Barra do Garças ²	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá ⁷
SA.24-Z-C	Fortaleza ²	SD.22-Z-A	Mozarlândia ²	SF.23-Y-D-I.3	Itaquaquecetuba ⁷
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas ²	SD.23-V-A	Arraias ²	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel ⁷
SB.22-X-D	Marabá ²	SD.23-V-C	Campos Belos ²	SF.23-Y-D-II.3	Jacareí ⁷
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas ²	SD.23-X-A	Barreiras ²	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) ⁷
SB.24-V-A	Piripiri ²	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória ²	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes ⁷
SB.24-V-B	Quixadá ²	SD.23-Y-A	São João d'Aliança ²	SF.23-Y-D-IV.3	Santos ⁷
SB.24-V-C	Crateús ²	SD.23-Z-A	Manga ²	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga ⁷
SB.24-V-D	Quixeramobim ²	SD.23-Z-B	Guanambi ²	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis ⁷
SB.24-X-A	Aracati ²	SD.24-V-A	Seabra ²	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio ⁷
SB.24-X-C	Morada Nova ²	SD.24-V-B	Itaberaba ²	SF.23-V-A	Franca ²
SB.24-Y-A	Valença do Piauí ²	SD.24-V-D	Jequié ²	SF.23-V-B	Furnas ²
SB.24-Y-B	Iguatu ²	SD.24-X-C	Jaguaribe ²	SF.23-V-C	Ribeirão Preto ²
SB.24-Y-C	Picos ²	SD.24-X-A	Salvador ²	SF.23-V-D	Varginha ²
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte ²	SD.24-Y-B	Ilhéus ²	SF.23-X-A	Divinópolis ²
SB.24-Z-A	Souza ²	SD.24-Z-A	Itacaré ²	SF.23-X-B	Ponte Nova ² (CD-ROM)
SB.24-Z-B	Caicó ²	SD.24-Y-C	Rio Pardo ²	SF.23-X-C	Barbacena ²
SB.24-Z-D	Patos ²	SD.24-Y-D	Itapetinga ²	SF.23-X-D	Juiz de Fora ²
SB.25-Y-A	Cabedelo ²	SE.24-Z-C	Canavieiras ²	SF.23-Y-A	Campinas ²
SB.25-Y-C	João Pessoa ²	SE.21-V—D-V	Morraria do Ínsua ¹	SF.23-Y-B	Guaratinguetá ²
SC.20-V-C	Abunã ²	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré ¹	SF.23-Y-C	São Paulo ²
SC.20-V-D	Ariquemes ²	SE.21-Y-B-III	Amolar ¹	SF.23-Y-D	Santos ²
SC.20-Y-B	Alto Jamari ²	SE.23-V-A	Unai ²	SG.22-X-A	Telêmaco Borba ²
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes ²	SE.23-V-C	Paracatu ²	SG.22-X-B	Itararé ²
SC.20-Z-A	Rondônia ²	SE.23-V-D	João Pinheiro ²	SG.22-X-C	Ponta Grossa ²
SC.20-Z-B	Rio Branco ²	SE.23-X-A	Montes Claros ²	SG.22-X-D	Curitiba ²
SC.20-Z-C	Presidente Médici ²	SE.23-X-B	Araçuaí ²	SG.23-V-C	Cananéia ²
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno ²	SE.23-X-C	Pirapora ²	SG.23-V-A	Iguape ²
SC.21-Z-B	Vila Guarita ²	SE.23-X-D	Capelinha ²	SG.22-Z-D	Florianópolis ²
SC.22-X-D	Miracema do Norte ²	SE.23-Y-A	Patos de Minas ²	SH.21-Z-D	Bagé ²
SC.22-Z-B	Porto Nacional ²	SE.23-Y-B	Três Marias ²	SH.21-Z-B	São Gabriel ²
SC.22-Z-D	Gurupi ²	SE.23-Y-C	Uberaba ²	SH.22-X-B	Criciúma ²
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato ²	SE.23-Y-D	Bom Despacho ²	SH.22-Y-D	Pelotas ²
SC.23-Y-C	Natividade ²	SE.23-Z-A	Curvelo ²	SH.22-Z-C	Mostarda ²
SC.23-Z-B	Xique-Xique ²	SE.24-V-C	Teófilo Otoni ²	SI.22-V-A	Jaguarão ²
SC.23-Z-D	Barra ²	SE.24-Y-A	Governador Valadares ²	SI.22-V-B	Rio Grande ²
SC.24-V-A	Paulistana ²	SE.24-Y-C	Colatina ²		
SC.24-V-B	Salgueiro ²	SF.21-V-B	Baía Negra ²		
SC.24-X-A	Floresta ²	SF.21-X-A	Miranda ²		

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

Departamento de Apoio Técnico

Sabino Orlando C. Loguécio

Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

EQUIPES DE PRODUÇÃO

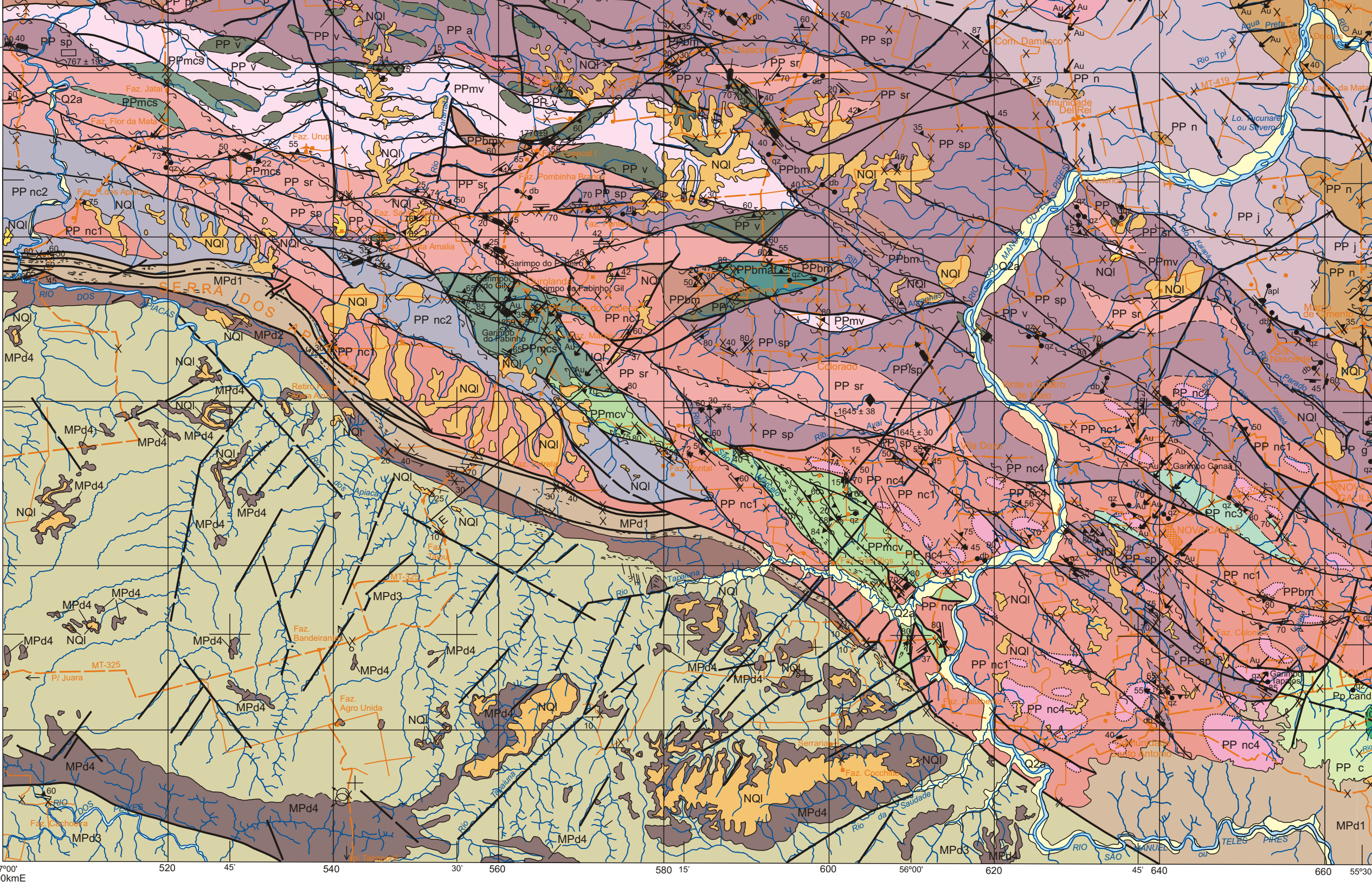
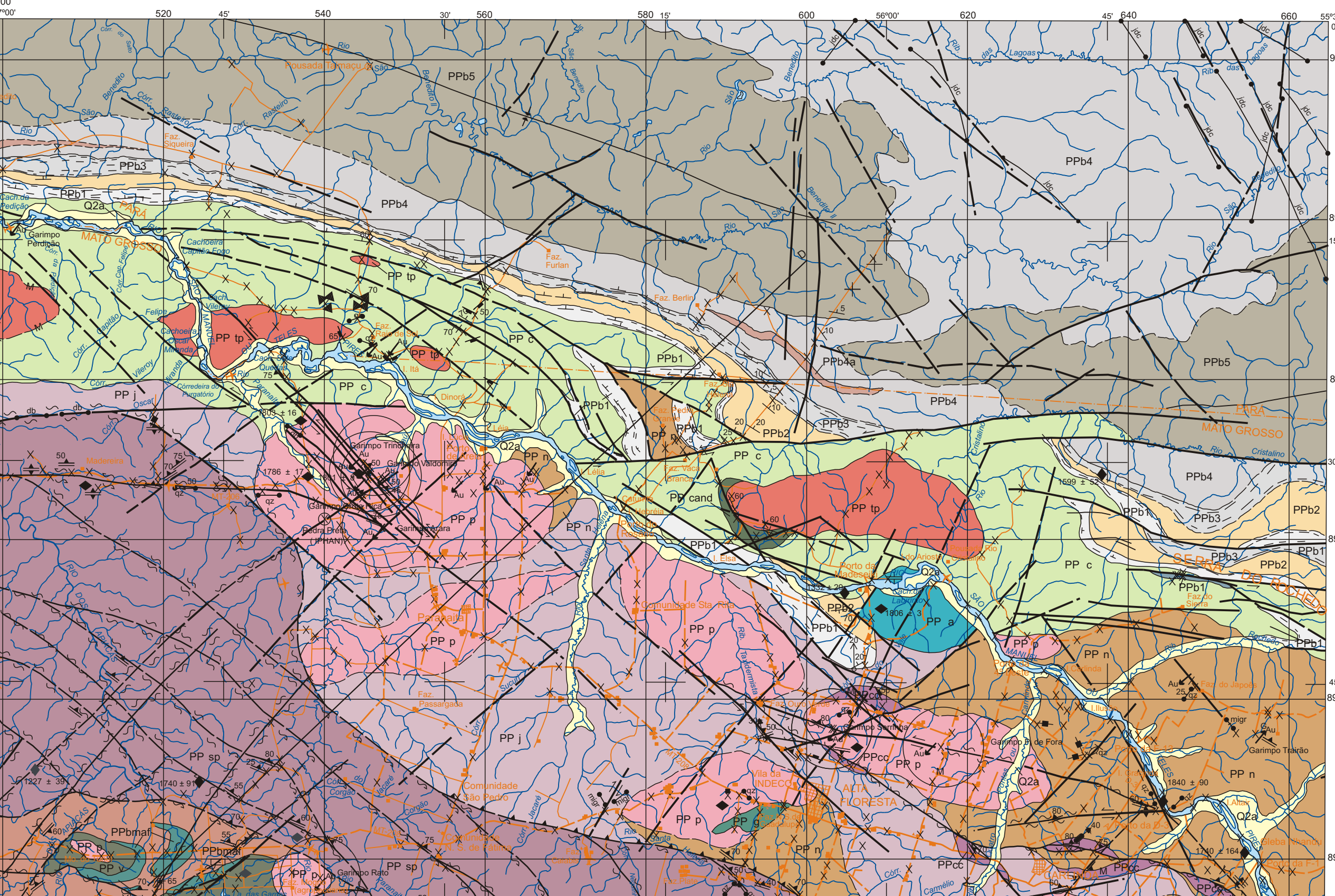
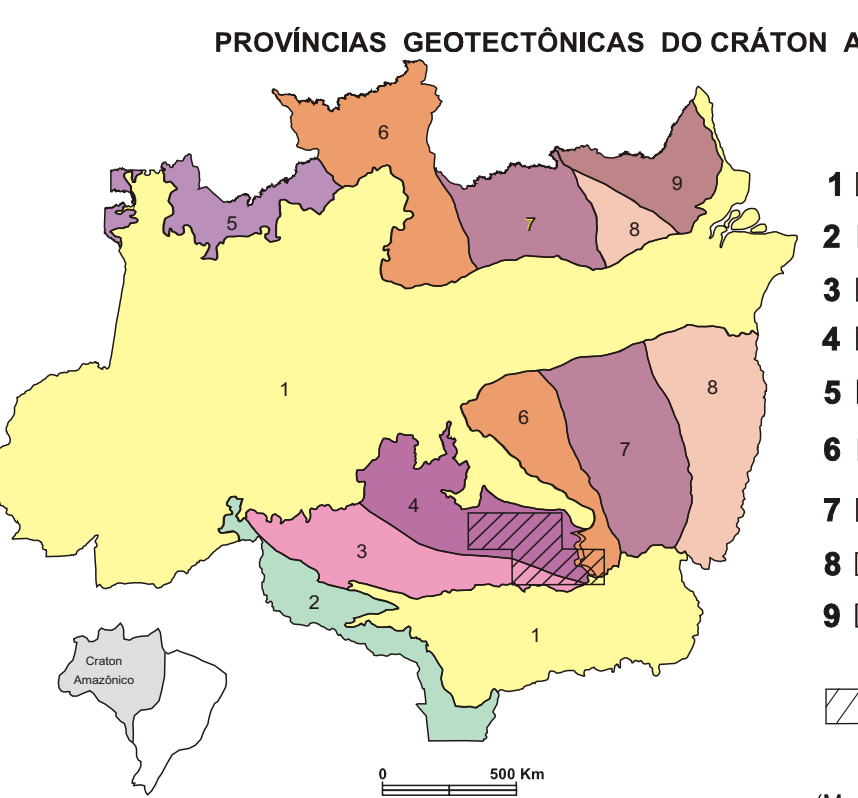
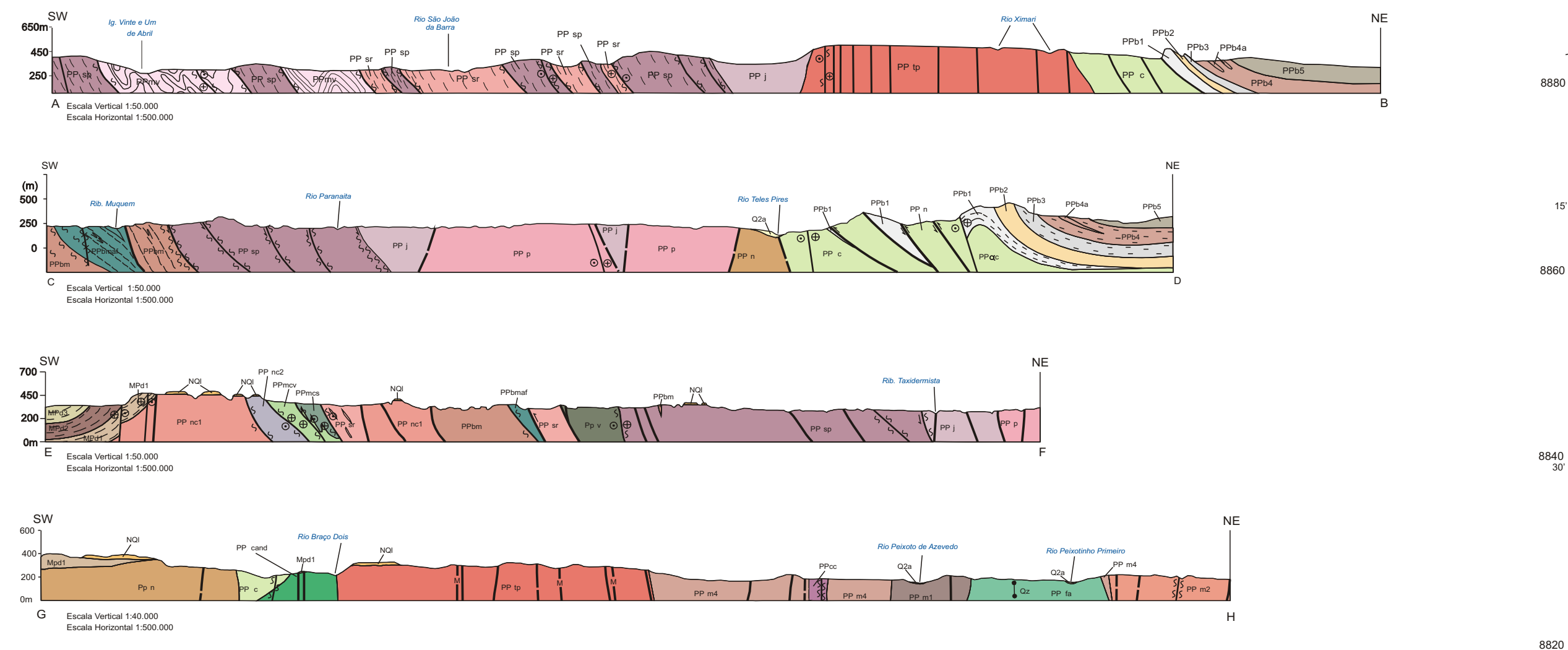
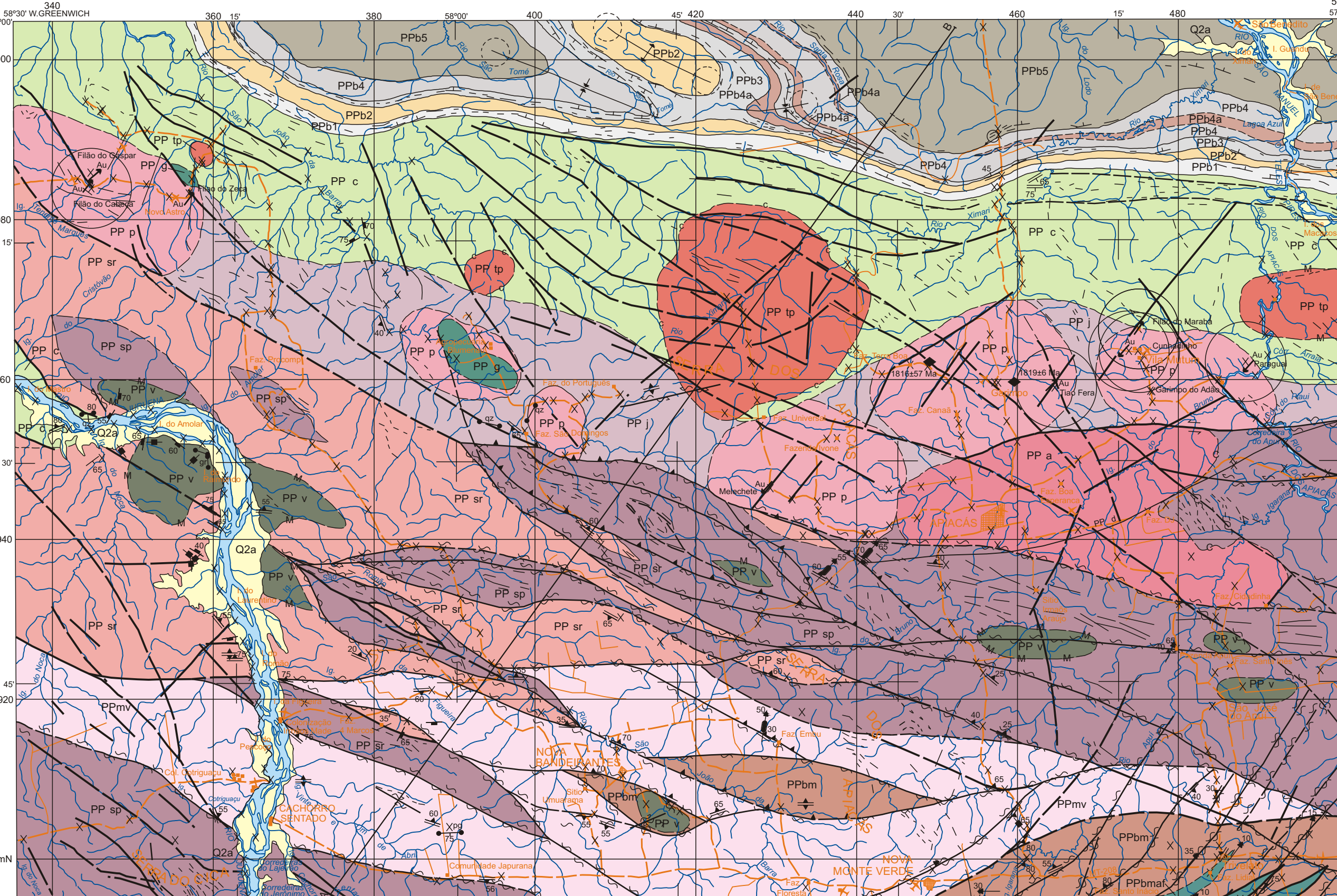
Cartografia Digital

Afonso Henrique S. Lobo	Leila Maria Rosa de Alcantara
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Luiz Cláudio Ferreira
Carlos Alberto Navarro	Luiz Guilherme A. Frazão
Carlos Alberto Ramos	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
João Carlos de Souza Albuquerque	Marília Santos Salinas do Rosário
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Paulo José da Costa Zilves
José Carlos Ferreira da Silva	Risonaldo Pereira da Silva
José Pacheco Rabelo	Wilhelm Petter de Freire Bernard

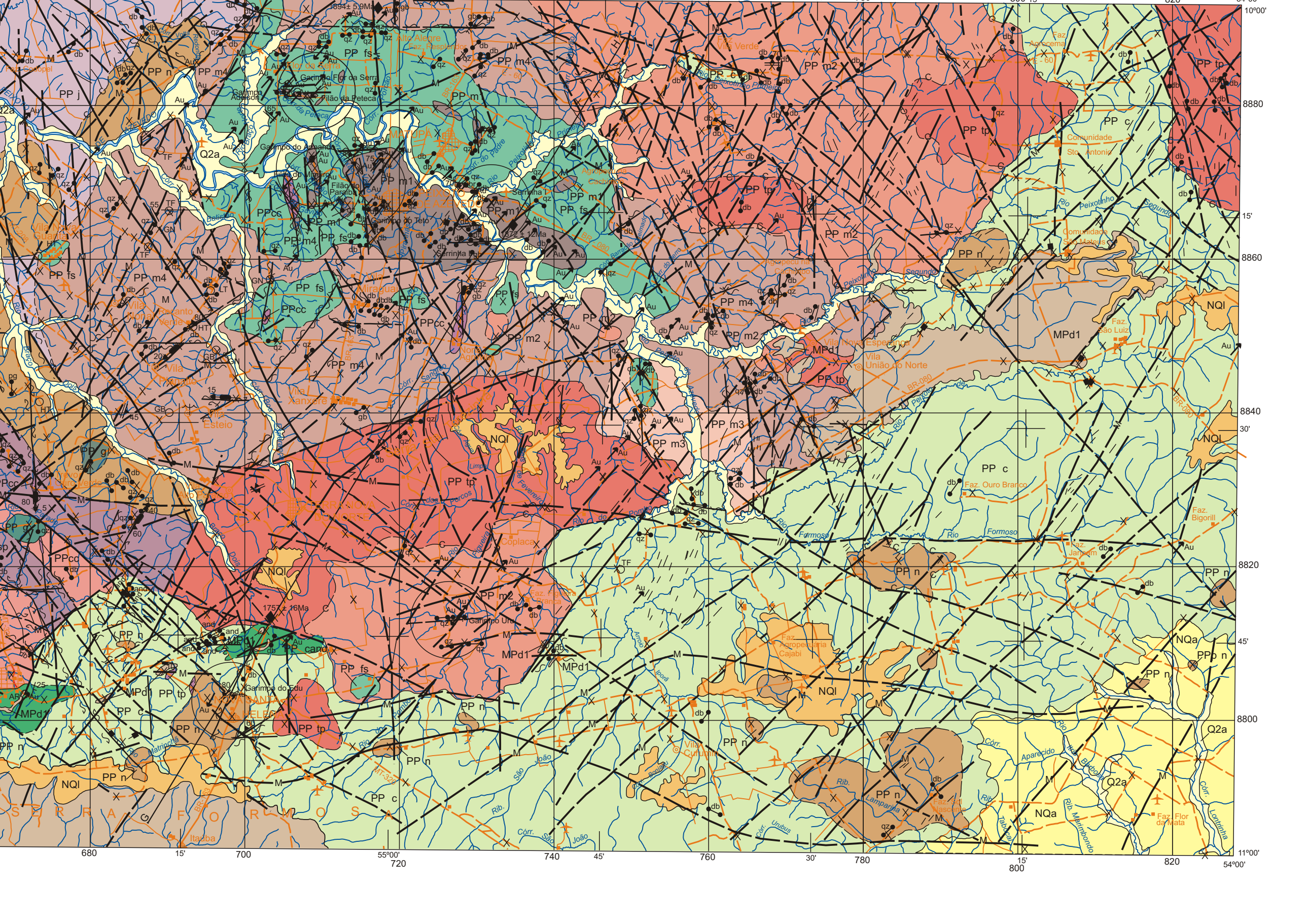
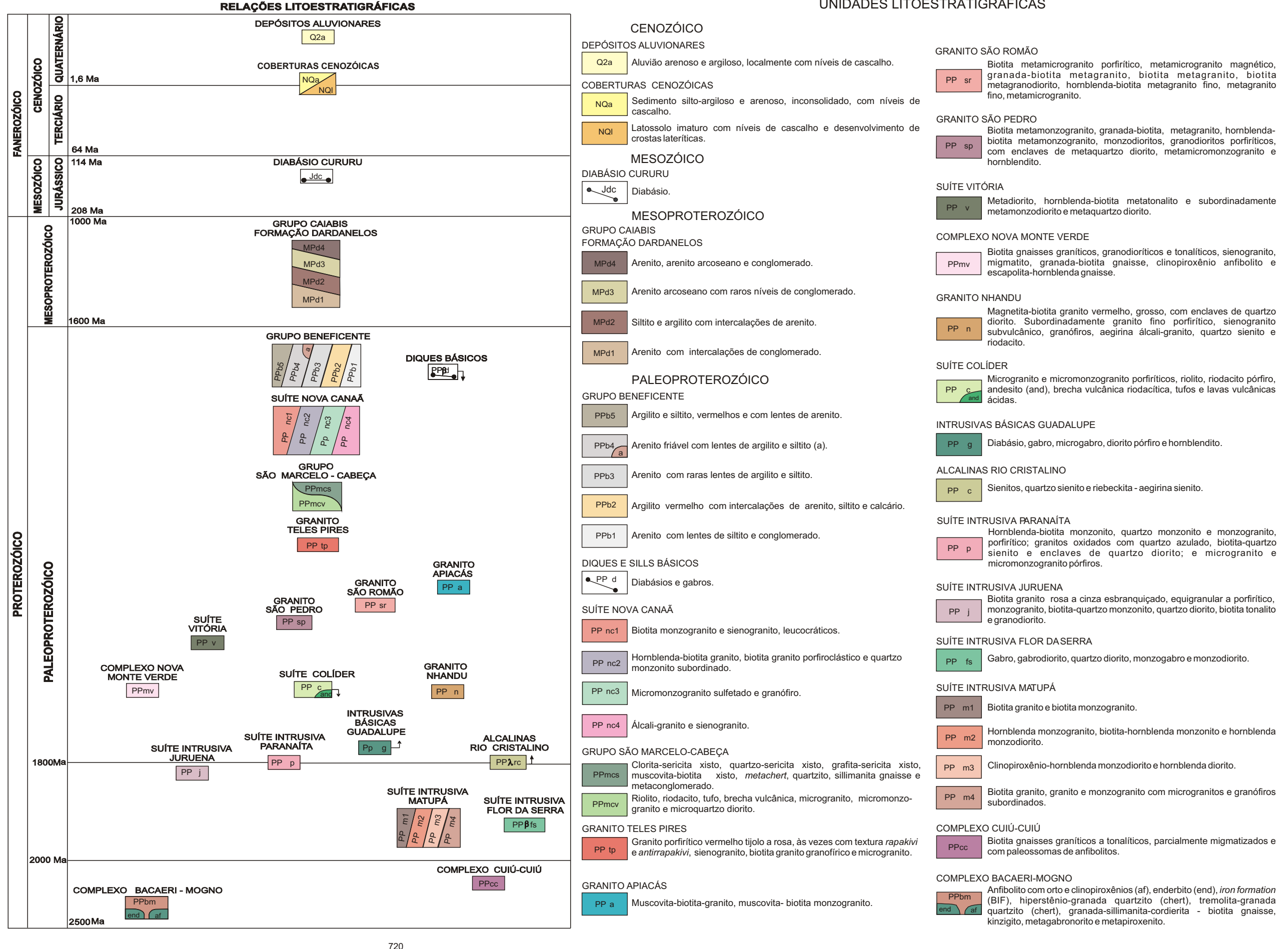
Editoração

Agmar Alves Lopes	José Luiz Coelho
Andréia Amado Continentino	Laura Maria Rigoni Dias
	Pedro da Silva
Hélio Tomassini de Oliveira Filho	Sérgio Artur Giaquino

MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO - ESCALA 1:500.000



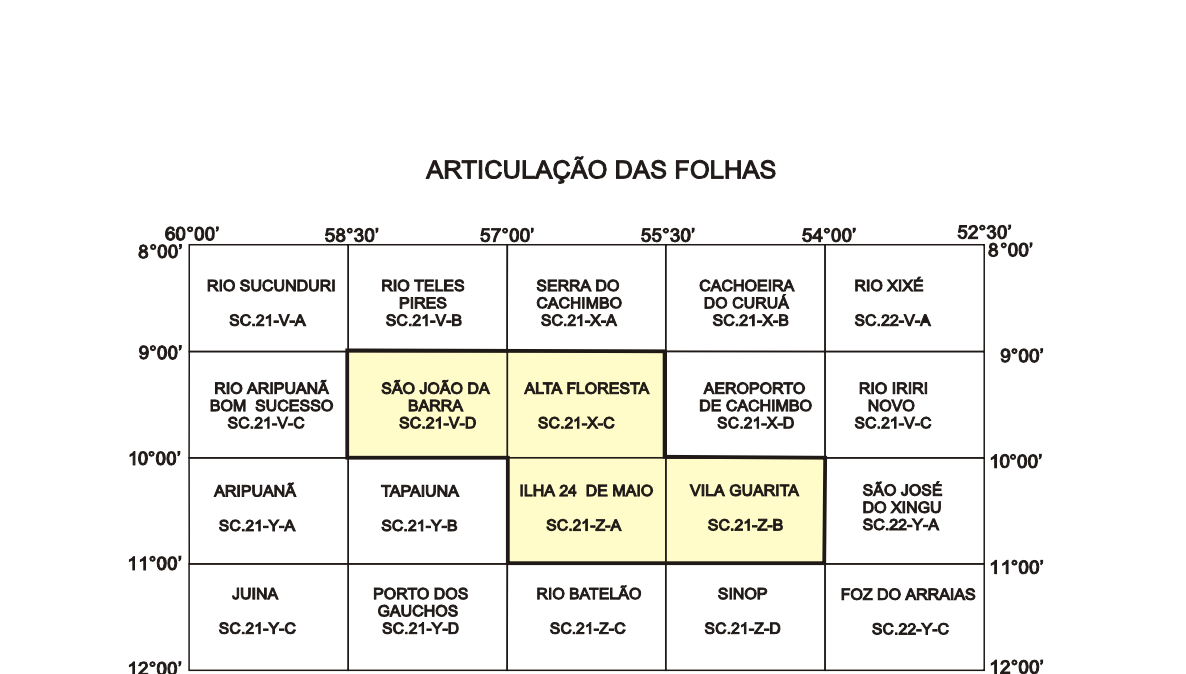
Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia-Dicart a partir das folhas SC 21-V-D, SC 21-X-C, SC 21-Z-A, SC 21-Z-B. 1ª edição, 1ª Impressão DGB, 1981. Correção dos dados temáticos, digitalização de texto e atualização da base planimétrica foram realizados pelos técnicos: Claudionor Francisco de Souza, Luiz Carlos de Melo, Pedro Ricardo Soares Bispo, Renilson Barbosa Rodrigues e Valdivino Fabriciano da Silva da Superintendência Regional de Geologia SUREG-GO. Edição cartográfica e impressão sob a responsabilidade da GERDE - GO Superintendência Regional de Geologia.



PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA
MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO
ESCALA 1:500.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem de equidistâncias: 10.000m e 500m, respectivamente.
Declinação magnética do centro da folha em 1978: 11° 49' W, cresce 8' anualmente.

CPRM
Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Geologia



Articulação das Folhas

8°00' W	58°30' W	57°00' W	55°30' W	54°00' W	52°30' W
RIO SUCUNURI SC 21-V-A	RIO TELES PRIES SC 21-V-B	SERRA DO CACHAMBO SC 21-V-A	CACHOEIRA DO CURUÁ SC 21-V-B	RIO XUIÉ SC 22-V-A	
9°00' S	RIO ARAPUANÁ SC 21-V-C	SÃO JACÓ DA SERRA SC 21-V-D	ALTA FLORESTA SC 21-V-C	AERÓPORO DE CALÇADO SC 21-X-D	RIO BURÍ NOVO SC 21-V-C
10°00' S	ARRUAJÁ SC 21-V-A	TAPUNA SC 21-V-B	ILHA DE DEIXO SC 21-Z-A	VILA GUARITA SC 21-Z-B	SÃO JOSÉ DO SINGU SC 22-V-A
11°00' S	JUNA SC 21-V-C	PORTO DOS GALCOES SC 21-V-D	RIO BATELÃO SC 21-Z-C	SINOP SC 21-Z-D	FOZ DO ARRABÁ SC 22-V-C
12°00' S	80°00' W	58°30' W	57°00' W	55°30' W	54°00' W

Autores: Antônio Augusto Soares Frasca; Cláudio Cavalcante de Oliveira; Edson Gaspar Martins; Fátima Rosa Borges; Luis Carlos Moretti; Mário Cavalcante Albuquerque; Paulo Fernando Vilas Boas; Pedro Sérgio Estevam Ribeiro; João Olimpio Souza.

Colaboradores: Geógrafos: Murilo Machado Pinheiro; Geólogo: José Domingos Alves Baita Jr.; Filipe de Oliveira Godoy; Geológica: Maria Abádia Camargo; Patrografa: Maria Abádia Camargo; Sensoriamento Remoto: Cláudio Rodrigues Valente; Metalurgista: Inácio de Medeiros Delgado; Geocronólogo: João Oreste Schneider Santos.

Consultores: Márcio Martins Pimentel - UNB - Geocronologia; Nilson Francisco Botelho - UNB - Rochas Graníticas; Augusto J. Pereira - CPRM - Ambientes de Sedimentação; Wilson Wildner - CPRM - Rochas Vulcânicas.

O Projeto Especial Província Mineral Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta) foi executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, através da Superintendência Regional de Geologia - SUREG-GO, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DGE/GO, Direção de Geologia e Recursos Minerais - DGM. Diretor da DGM: Manoel Barreto da Rocha Neto. Chefe do DGE/GO: Estivan José dos Santos. Chefe do DGE/GO-COordenador Nacional PLGB: Inácio de Medeiros Delgado. Chefe do GERM: Coordenador do Projeto: Joffre Valmorino de Lacerda Filho. Chefe do Projeto: João Olimpio Souza.