

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA



ALTA FLORESTA

Escala: 1:250 000

ORGANIZADO POR

Cipriano Cavalcante de Oliveira

Mário Cavalcanti Albuquerque



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

FOLHA SC.21-X-C

ESTADOS DE MATO GROSSO E DO PARÁ

*Organizadores
Cipriano Cavalcante de Oliveira
Mário Cavalcanti Albuquerque*

BRASÍLIA/2005

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALTA FLORESTA

FOLHA SC.21-X-C

ESCALA 1:250.000

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 e
Renato Sales de Andrade
Metalogenia Inácio de Medeiros Delgado e
Franciscus Jacobus Baars
Geocronologia Márcio Martins Pimentel
Petrografia Maria Abadia Camargo
Sensoriamento Remoto Cidney Rodrigues Valente

EQUIPE EXECUTORA

Superintendência Regional de Goiânia

Coordenação e Supervisão Regional Joffre Valmório de Lacerda Filho
Chefia do Projeto João Olímpio Souza

Equipe Executora Cipriano Cavalcante de Oliveira
Mário Cavalcanti Albuquerque
Cartografia Digital Pedro Ricardo Soares Bispo
Claudionor Francisco da Silva
Valdivino Patrocínio da Silva
Renivan Bartolomeu Rodrigues
Luiz Carlos de Melo
Apoio de Secretaria Nair Dias
Gessy Cristina Gomes Silva Brenner

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

Consultores Augusto José Pedreira
Nilson Francisquini Botelho (UnB)
Wilson Wildner

CRÉDITOS DE AUTORIA

Capítulo 1 INTRODUÇÃO
Cipriano C. de Oliveira
Mário Cavalcanti Albuquerque

Capítulo 2 GEOLOGIA
2.1 Contexto Geológico Regional
Cipriano C. de Oliveira

2.2 Estratigrafia

2.2.1 Complexo Bacaerí-Mogno
Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Maria Abadia Camargo

2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú
Cipriano C. de Oliveira

2.2.3 Suíte Intrusiva Juruena
Cipriano C. de Oliveira
Maria Abadia Camargo

2.2.4 Suíte Intrusiva Paranaíta
Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Maria Abadia Camargo

2.2.5 Alcalinas Rio Cristalino
Cipriano C. de Oliveira
Maria Abadia Camargo

2.2.6 Intrusivas Básicas Guadalupe
Cipriano C. de Oliveira
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Paulo F. Villas Boas
Maria Abadia Camargo

2.2.7 Granito Nhandu
Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Maria Abadia Camargo

2.2.8 Suíte Colíder
Cipriano C. de Oliveira
Luiz Carlos Moreton
Edson Gaspar Martins

2.2.9 Suíte Intrusiva Vitória

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

2.2.11 Granito São Pedro
Cipriano C. de Oliveira
Antônio A. Soares Frasca
Paulo F. Villas Boas

Pedro Sérgio E. Ribeiro
Granito Teles Pires

Cipriano C. de Oliveira
Luiz Carlos Moreton
Pedro Sérgio E. Ribeiro
Maria Abadia Camargo

2.2.12 Grupo Beneficente
João Olímpio Souza

2.2.13 Diabásio Cururu
Cipriano C. de Oliveira

2.2.14 Depósitos Aluvionares
Cipriano C. de Oliveira

Capítulo 3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA
Cipriano C. de Oliveira

Capítulo 4 RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA
Cipriano C. de Oliveira

Capítulo 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Cipriano C. de Oliveira

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ALTA FLORESTA

Revisão final

*Inácio de Medeiros Delgado
Augusto J. Pedreira
Reginaldo A. Santos
Leo Rodrigues Teixeira*

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)

0482 Oliveira, Cipriano Cavalcante de
Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta SC. 21-X-C. Estados de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizado [por] Cipriano Cavalcante de Oliveira [e] Mário Cavalcanti Albuquerque. – Brasília : CPRM - Serviço Geológico do Brasil/ DEPAT/ DIEDIG, 2003.

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. I. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). IV. Título. V. Título: Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta.

CDD 558.11

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT.	xix
1 INTRODUÇÃO.	1
1.1 Histórico	1
1.2 Metodologia	2
1.3 Localização e Acesso.	2
1.4 Aspectos Socioeconômicos.	2
1.5 Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos.	4
2 GEOLOGIA	6
2.1 Contexto Geológico Regional	6
2.2 Estratigrafia	9
2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno	9
2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú.	22
2.2.3 Suíte Intrusiva Juruena PPγj	23
2.2.4 Suíte Intrusiva Paranaíta PPγp	31
2.2.5 Alcalinas Rio Cristalino PP1rc	37
2.2.6 Intrusivas Básicas Guadalupe PPβg	40
2.2.7 Granito Nhandu Ppγn	41
2.2.8 Suíte Colíder PPαc	48
2.2.9 Suíte Intrusiva Vitória Ppγv	53
2.2.10 Granito São Pedro Ppγsp	58
2.2.11 Granito Teles Pires Ppγtp	68
2.2.12 Grupo Beneficente Ppb	68
2.2.13 Diabásio Cururu Jde	72
2.2.14 Depósitos Aluvionares Qza.	72
3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	74
3.1 Análise Descritiva	74
3.1.1 Domínio Dúctil	74
3.1.2 Domínio Rúptil-Dúctil a Rúptil	78
3.2 Evolução Tectônico-Geológica	81
4 RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA.	84
4.1 Ouro	84

4.1.1 Mineralização Secundária	84
4.1.2 Mineralização Primária.	86
4.1.2.1 Tipologia dos Depósitos	92
4.2 Manganês	94
4.3 Calcário.	94
4.4 Minerais e/ou Rochas Industriais Utilizados na Construção Civil	95
4.5 Índícios Mineralométricos, Geoquímicos e Geofísicos	96
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	
ANEXOS	
I Mapa Geológico	
II Mapa de Estações Geológicas	

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados do mapeamento geológico, na escala 1:250.000 da Folha Alta Floresta (SC.21-X-C), numa área aproximada de 18.000km², situada na parte norte de Mato Grosso e sudoeste do Pará, integrante do Projeto Província Mineral de Alta Floresta, dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

Para obtenção desses resultados, foram efetuados cerca de 1.806km de perfis geológicos distribuídos ao longo de estradas, rios e trilhas; estudados 400 afloramentos; realizadas 169 análises petrográficas e 6 calcográficas; 53 análises litoquímicas e determinações geocronológicas: U/Pb SHRIMP (3), U/Pb (2) e Sm/Nd (6).

Foi executado levantamento geoquímico regional através da coleta sistemática de sedimentos de corrente (470 amostras) e concentrados de bateia (431 amostras). Em convênio com o Observatório Nacional, foram efetuados cerca de 125km de perfis gravimétricos ao longo das rodovias MT-206 e MT-325.

A integração multidisciplinar das informações obtidas permitiu estabelecer uma nova ordenação estratigráfica para a área e a caracterização de um arco magmático paleoproterozóico formado entre 1,85Ga e 1,75Ga.

As rochas mais antigas da área foram reunidas no Complexo Bacaeri-Mogno (2,24Ga, Sm/Nd-isócrona) e $\epsilon_{Nd}(t) +2,5$ – constituído de rochas supracrustais (gnaiesses sílico-aluminosos, *cherts* e anfíbolitos) e metagabróides, de médio a

alto grau, com assinatura toleítica, vestígio de uma crosta oceânica incipiente, e de ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú (1,99Ga). Essas unidades serviram de encaixantes às rochas do arco magmático Juruena, formado por um segmento pluto-vulcânico deformado em domínio rúptil a rúptil-dúctil e outro plutônico de médio a alto grau, deformado em domínio dúctil.

No segmento pluto-vulcânico com deformação descontínua (rúptil a rúptil-dúctil), foram ordenadas e diferenciadas as seguintes unidades litoestratigráficas: Suíte Intrusiva Juruena (1.848Ma-U/Pb) – granitos e monzogranitos, calcioalcalinos alto potássio, metaluminosos; Suíte Intrusiva Paranaíta (1.819 ± 6Ma a 1.793 ± 6Ma; idade-modelo 2,21Ga com $\epsilon_{Nd}(t) -1,25$) – granitos e monzogranitos com magnetita e quartzo azulado, calcioalcalinos alto potássio; Alcalinas Rio Cristalino (1.806 ± 3Ma; U/Pb) – sienitos, riebeckita-egirina sienitos e quartzo sienitos; Granito Nhandu – magnetita-biotita granitos, monzonitos, sienogranitos e subvulcânicas, de linhagem calcioalcalina alto potássio, com tendência shoshonítica; Suíte Colíder (1.801 ± 11Ma a 1.773 ± 9Ma) – riocititos, dacitos e andesitos (homogêneos sem estrutura de fluxo), microgranitos e derrames de lavas ácidas intercalados em sedimentos epiclásticos e material piroclástico, e Intrusivas Básicas Guadalupe – gabros, dioritos e diabásios em diques e/ou enclaves.

No domínio essencialmente plutônico, de médio e alto grau, ocorrem a Suíte Intrusiva Vitória (1.785 ± 8Ma, U/Pb e idade-modelo 2.182Ma, Sm/Nd, $\epsilon_{Nd}(t)$)

-2,56) - enderbitos, metadioritos e metaquartzodioritos, relacionados a uma série calcioalcalina, de médio a alto potássio e o Granito São Pedro ($1.786 \pm 17\text{Ma}$ a $1.784 \pm 17\text{Ma}$, U/Pb, idade-modelo 2.144Ma a 2.060Ma , Sm/Nd) – metagranitos e metahornblenda biotita granitos de afinidade calcioalcalina, peraluminosa a metaluminosa.

Em espaço temporal pós-arco magmático Jurueña ocorre o Granito Teles Pires ($1.757 \pm 16\text{Ma}$, U/Pb e idade modelo $2,10\text{Ga}$, Sm/Nd), formado por álcali-granitos e leucogranitos rapakivíticos, *subsolvus*, calcioalcalinos alto potássio.

Os sedimentos paleoproterozóicos do Grupo Beneficente (bacia do Cachimbo), com idade máxima de deposição de $1,70\text{Ga}$ (Pb/Pb em zircões detriticos), foram divididos em 5 subunidades: PPb₁ – siliciclástica basal; PPb₂, PPb₃ e PPb₄ – pelito-carbonáticas e PPb₅ – siliciclástica (topo).

Foram determinados dois domínios tectono-estruturais: um essencialmente dúctil e outro rúptil a rúptil-dúctil, desenvolvidos em duas fases compressivas. A primeira foi conduzida pelo vetor compressivo (σ_1) na direção N65°W, através de mecanismo de cisalhamento puro, com forte encurtamento crustal na direção NW-SE, gerando estruturas lineares NE-SW, afetando as unidades mais antigas (complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú). A outra fase provocou a transposição das estruturas

da 1ª fase com vetor σ_1 na posição N55°E, com geração de megazonas de cisalhamentos transcorrentes e oblíquas, de cinemática predominante sinistral, orientadas NW-SE, WNW-ESE.

O domínio rúptil a rúptil-dúctil distribui-se pelo cinturão plutono-vulcânico, de modo descontínuo através de fraturas extensionais (T=N55°E) e de cisalhamento, nucleadas e transformadas em zonas de cisalhamentos transcorrentes, confinadas, orientadas EW, NW-SE e ENE/SSW/subverticais.

Foram identificados dois tipos principais de jazimentos auríferos: em veios de quartzo preenchendo fraturas e/ou zonas de cisalhamento confinadas (domínio rúptil-dúctil) e em *stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais (domínio rúptil).

O levantamento geoquímico regional revelou algumas áreas anômalas para Au e ratificou as áreas com mineralizações auríferas já conhecidas, concentradas no domínio dos magnetita granitos, tipo I oxidados: Suíte Paranaíta e Granito Nhandu, e das vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder. Foram identificados também indícios: de fosfato (grupo da hamlinita), ligados às Alcalinas Rio Cristalino; de barita e fluorita no âmbito de brechas andesíticas (Suíte Colíder) com disseminações de pirita, calcopirita e pirrotita, situados a NE do porto da fazenda Vaca Branca.

ABSTRACT

This work presents the geologic mapping in a 1:250.000 scale, in Alta Floresta Sheet (SC.21-X-C), in one area close to 18.000km², located north of Mato Grosso and southwest of Pará States, as a part of the Alta Floresta Mineral Province Project, inside Brazil Basic Geological Survey Programme – PLGB.

To obtain these results, it was carried out about 1.806km of geologic profiles along roads, rivers and paths; studied 400 outcrops; realized 169 petrographic, 06 chalcographic and 53 geochemic analyses and the following geochronologic determinations: U/Pb, SHRIMP (3), U/Pb (2) and Sm/Nd (6).

A regional geochemical survey was carried out by collecting and treating stream sediments (470 samples) and pan concentrates (431 samples). In an agreement with the National Observatory it was elaborated about 125 km of gravity profiles along MT-206 and MT-325 routes.

Integrated information allowed to establish a new stratigraphic order to the area and a characterization of a paleoproterozoic magmatic arc, formed between 1,85 Ga and 1,75 Ga.

The oldest rocks in the area integrate Bacaeri-Mogno Complex (2,24 Ga, Sm/Nd isochron and $\epsilon\text{Nd}(t) +2,5$) – composed by supracrustal rocks (silicic and aluminous gneisses, cherts and amphibolites) and metagabbroids, medium to high grade, tholeiitic signature, an incipient oceanic crust vestige and by the Cuiú-Cuiú Complex orthogneisses (1,99Ga). These units served as host to the plutonic-volcanic rocks, from Juruena magmatic

arc, formed by a plutonic-volcanic segment, deformed in a brittle to a brittle-ductile and to another, plutonic, medium to high grade, deformed in ductile domain.

In the plutonic-volcanic segment with discontinuous deformation (brittle to brittle-ductile), it was ordered and distinguished the following lithostratigraphic units: Juruena Intrusive Suite (1.848Ma-U/Pb) – granites and monzogranites, high K calc-alkaline, metaluminous; Paranaíta Intrusive Suite (1.819 ± 6Ma to 1.793 ± 6Ma; model age 2,21 Ga with $\epsilon\text{Nd}(t) - 1,25$) – granites and monzogranites, high K calc-alkalines; Rio Cristalino Alkalines (1.806 ± 3Ma; U/Pb) – syenites, riebeckite-aegirine syenites and quartz syenites; Nhandu Granite – magnetite-biotite granites, monzonites, syenogranites and subvolcanics, from a high K calc-alkaline lineage, with shoshonitic trend; Colíder Suite (1.801 ± 11 Ma to 1.773 ± 9Ma) – rhyodacites, dacites and andesites, homogeneous without flux structures), microgranites and acid lava flows intercalated with epiclastic sediments and pyroclastic materials; and Guadalupe Basic Intrusives – gabbros, diorites and diabases, form dykes and/or enclaves.

In domain essentially plutonic, medium to high grade, occur Vitória Intrusive Suite (1.785 ± 8Ma, U/Pb and model age 2.182Ma, Sm/Nd, $\epsilon\text{Nd}(t) -2,56$) – enderbites, metadiorites, metaquartzdiorites, medium to high K calc-alkaline series, and the São Pedro Granite (1.786 ± 17Ma, U/Pb, model age 2.144 to 2.060Ma, Sm/Nd) – metagranites and

metahornblende-biotite granites, calc-alkaline affinity, peraluminous to metaluminous.

In a temporal space post Juruena Magmatic Arc occurs Teles Pires Granite ($1.757 \pm 16\text{Ma}$, U/Pb and model age $2,10\text{Ga}$, Sm/Nd), composed by alkali-granites and rapakivitic leucogranites, subsolvus, high K calc-alkaline.

Beneficente Group paleoproterozoic sediments (Cachimbo Basin), with deposition maximum age $1,70\text{Ga}$ (Pb/Pb in detrital zircons) were divided into 5 subunits: PPb₁ - 0150 basal siliciclastic; PPb₂, PPb₃ e PPb₄ - pelitic-carbonate and PPb₅ - siliciclastic (top).

It was determined two tectonic-structural domains: one essentially ductile and another brittle to brittle-ductile, developed in two compressive phases. The first one was conducted by a compressive component (σ_1), direction N65°W, by pure shear mechanism, with strong crustal shortening in NW-SE direction, producing NE-SW linear structures, affecting the more ancient units (Bacaeri-Mogno and Cuiú-Cuiú Complexes). The other phase provoked the transposition of the first phase structures with a component (σ_1) in N55°E position, and a transcurrent and oblique

megashear zones generation, mainly sinistral kinematic, orientated NW-SE, WNW-ESE.

The brittle to brittle-ductile domain distributes throughout plutonic-volcanic belt, discontinuously formed by extensional (T=N55E) and shear fractures, nucleated and transformed into confined transcurrent shear zones, orientated EW, NW-SE and ENE/SSW/subvertical.

It was identified two main types of gold deposits: quartz veins filling fractures and/or confined shear zones (brittle-ductile domain) and stockworks, hydrothermal breccias and extensional veins (brittle domain).

Regional geochemical survey revealed some anomalous areas for gold and confirmed the gold mineralized areas already known, concentrated in the magnetite granite domains, type I oxidized: Paranaíta Intrusive Suite, Nhandu Granite and Colíder Suite volcanic and subvolcanic rocks. It was identified too, indicators of phosphate (hamlinite group), associated to Rio Cristalino Alkalines; barite and fluorite related to andesitic breccias (Colíder Suite), with pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite disseminations, located NE of Vaca Branca farm harbour.

1

INTRODUÇÃO

1.1 Histórico

Este trabalho reúne as informações coletadas durante o mapeamento geológico básico, na escala 1:250.000, da Folha Alta Floresta (SC.21-X-C), que junto com as folhas Vila Guarita (SC.21-Z-B), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A) e Rio São João da Barra (SC.21-V-D-B) constituem o Projeto Província Mineral Alta Floresta (Promin-Alta Floresta), executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Goiânia, como parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Teve como objetivo a execução da cartografia geológica básica e avaliação do potencial mineral, voltado principalmente para a vocação aurífera da Província Mineral de Alta Floresta, de onde foram extraídas, entre 1980 e 1998, cerca de 125 toneladas de ouro, por meio de atividades garimpeiras.

A cartografia geológica dessa folha foi executada em dois estágios. O primeiro, iniciado em 1998 como parte do Programa Nacional de Prospecção de Ouro (área MT-02-Alta Floresta), que consistiu na execução de perfis geológicos estratégicos realizados pelos geólogos Cipriano Cavalcante de Oliveira, Mário Cavalcanti de Albuquerque e Felicíssimo Rosa Borges, cujos dados levantados foram, a partir de 1999, integrados e incorporados ao Projeto Promin-Alta Floresta, que prosseguiu com a coleta de dados, até completar o mapeamento geológico básico.

Os trabalhos de levantamento geológico básico, em escala 1:250.000, consistiram em uma integração multidisciplinar, envolvendo as seguintes atividades e os técnicos participantes: 1) Mapeamento geológico sistemático (geólogos Cipriano Cavalcante de Oliveira e Mário Cavalcanti de Albuquerque); 2) Prospecção geoquímica regional, por meio da coleta sistemática de sedimentos de corrente e concentrados de bateia (geólogo Eric Santos Araújo com apoio dos geólogos Renato Sales de Andrade e Expedita Gonçalves Torres (SUREG-RE), responsável pela análise mineralógica semiquantitativa dos concentrados de bateia); 3) Geofísica – Interpretação e elaboração de mapas aerogeofísicos (geólogo Murilo Machado Pinheiro); 4) Levantamento gravimétrico realizado por técnicos do Observatório Nacional, com participação dos geólogos Murilo Machado Pinheiro e Roberto Gusmão de Oliveira (SUREG-RE); 5) fofointerpretação de imagens de satélite (geólogo Cidney Rodrigues Valente); 6) Petrografia microscópica (geóloga Maria Abadia Camargo); 7) Calcografia (geóloga Lucia Maria da Vinha); 8) Palinologia (paleontóloga Norma Maria da Costa Cruz); 9) Datações geocronológicas (geólogos Márcio Martins Pimentel – (UnB) - Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília e João Orestes Schneider Santos - SUREG-MA/Laboratório da University of Wertern Austrália); 10) Geologia estrutural e controle das mineralizações auríferas (geó-

logo Reginaldo Alves dos Santos - SUREG-SA); 11) Rochas vulcânicas/subvulcânicas (geólogo Wilson Wildner - SUREG-PA); 12) Rochas sedimentares (geólogo Augusto José Pedreira - SUREG-SA); 13) Alterações hidrotermais relacionadas a mineralizações auríferas (geólogo Emílio L.C.C. Cruz - DEREM); 14) Granitos e Litogeoquímica (geólogo Nilson Francisquini Botelho - UnB); 15) Metalogenia (geólogos Inácio de Medeiros Delgado - DIGEOB e Franciscus Jacobus Baars - DEREM).

1.2 Metodologia

O Projeto Promin-Alta Floresta foi desenvolvido sob a coordenação da Gerência de Recursos Minerais (GEREMI) da Superintendência Regional de Goiânia (SUREG-GO) e constou de 3 fases principais.

A primeira fase, denominada de pré-campo, consistiu em atividades de planejamento, aquisição de documentação técnica, compilação bibliográfica, interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite e radar, interpretação de levantamentos aerogeofísicos com elaboração de mapas gamaespectrométricos canais de K, Th, U e contagem total, e magnetométrico; catalogação de dados geocronológicos. Esse estágio culminou com a elaboração do mapa geológico preliminar e programação das etapas de campo.

A segunda fase foi desenvolvida de maneira intermitente entre 1998 e 2001, e envolveu prioritariamente a cartografia geológica básica, na escala 1:250.000, tendo como apoio a realização de perfis geológicos estratégicos, ao longo de estradas, rios, trilhas e picadas; estudos de detalhe dos principais jazimentos auríferos primários; prospecção geoquímica regional através de coleta sistemática de sedimentos de corrente (1 amostra/5km² até 1 amostra/15km²) e concentrados de bateia (1 amostra/25km²); levantamento gravimétrico, realizado pelo Observatório Nacional-RJ, com apoio da CPRM. Nos intervalos entre as campanhas de campo, foram realizadas análises petrográficas, palinológicas, químicas, mineralógicas e geocronológicas. As análises petrográficas foram feitas na SUREG-GO; as análises químicas de rocha em laboratórios externos (Bondar Clegg e ACME); as análises químicas de sedimentos de corrente no Laboratório da Bondar Clegg; as análises mineralógicas de concentrados de bateia, nas Superintendências Regionais de Recife e Porto Alegre; as análises palinológicas no LAMIN-RJ e as datações geocronológicas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e na Austrália.

A última fase consistiu na interpretação, compatibilização, integração e consolidação dos dados levantados e das análises laboratoriais, culminando com a redação deste relatório e de relatórios temáticos (prospecção geoquímica, geofísica, estudos de prospectos, rochas vulcânicas, alterações hidrotermais relacionadas a alguns depósitos auríferos, e rochas sedimentares).

1.3 Localização e Acesso

A Folha Alta Floresta ocupa uma superfície de aproximadamente 18.000km², localizada na parte norte do Estado de Mato Grosso e sudoeste do Pará, região amazônica, limitada pelos paralelos 9°00' e 10°00' de latitude sul e meridianos 55°30' e 57°00' de longitude oeste de Greenwich, englobando partes dos municípios de Alta Floresta, Paranaíta, Carlinda, Novo Mundo e Itaituba (PA). (figura 1.1).

O acesso à área, a partir de Cuiabá-MT por via rodoviária, é feito através da BR-163 (Cuiabá-Santarém/PA) até a cidade Nova Santa Helena, em um percurso de 620km e daí segue-se, através das rodovias estaduais asfaltadas MT-320 e MT-208, em trajeto de 180km, até a cidade de Alta Floresta, principal centro urbano da região. Diversas rodovias estaduais e municipais, além de estradas vicinais, facilitam o deslocamento para a área. Por via aérea atinge-se Alta Floresta através de vôos regulares em aeronaves de médio e pequeno porte, no trajeto Cuiabá-Alta Floresta.

1.4 Aspectos Socioeconômicos

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

A pecuária envolve a criação de gado para corte, destacando-se a instalação de um frigorífico em Alta Floresta, que exporta produtos semi-industrializados para outros estados.

A agricultura desenvolve-se de forma moderada com a produção de arroz, milho, café, guaraná, feijão, mandioca, mamona, coco, cacau e cupuaçu, geralmente ligada a pequenos produtores.

A extração de madeira, atividade pioneira na região, começa a dar sinais de esgotamento em razão da escassez de matéria prima e de uma fiscalização mais efetiva dos órgãos ambientais. Atualmente as espécies mais exploradas são: peroba, umburana, piúva, angico, ipê, cedro e mogno.

A atividade garimpeira, na Folha Alta Floresta, floresceu principalmente nas décadas de oitenta e



Foto 1.1 – Sítio arqueológico da Pedra Preta, controlado pelo IPHAN – Instituto Patrimônio Histórico e Artístico Nacional, contendo inscrições rupestres em lajedo do Granito da Suíte Intrusiva Paranaíta. Morro da Pedra Preta, fazenda Ouro Branco, cerca de 32km a NW de Paranaíta, rodovia MT-206.

1.5 Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

A região de Alta Floresta apresenta um clima quente e úmido com temperatura média anual em torno de 25°C. Dados disponibilizados pelo SIH/ANEEL, indicaram que no período de junho/1999 a maio/2001, nos meses de julho, agosto e setembro a temperatura média máxima oscilou entre 32,5° e 34,8°C, sendo que no mês de agosto atingiu-se a temperatura máxima de 37°C. Nos meses de julho e agosto a temperatura média mínima variou entre 14° e 18°C, registrando a mínima de 11,4°C em julho.

A precipitação pluviométrica média anual dessa região situa-se na faixa de 2.500 a 2.700mm, nos últimos 20 anos, definindo duas estações climáticas bem distintas: uma com verão chuvoso (dezembro a abril) com altos índices pluviométricos, chegando a atingir 364 mm, e elevada umidade relativa do ar, e a outra de inverno seco (junho a agosto) de baixos índices pluviométricos e baixa umidade relativa do ar.

A área acha-se restrita à bacia do rio Teles Pires e seus tributários, representados pelos rios Apiacás, Paranaíta, Santa Helena e Quatro Pontes, afluentes da margem esquerda e rios Cristalino, Rochedo, São Benedito e São Benedito II, pela margem direita, que apresentam seus cursos localmente controlados por falhas (neotectônica). As drenagens menores distribuem-se num padrão dendrítico, variando para radial circular.

A vegetação dominante na região é constituída por floresta densa, abrangendo cerca de 40% de sua área, em meio a zonas aplainadas e dissecadas, seguida por floresta aberta, que ocorre nas encostas de elevações, depressões e em relevo tabular, caracterizada por espécies de grande porte, como mogno, cedro e ipê. As cercanias dos principais núcleos urbanos (Alta Floresta, Paranaíta e Carlinda) que, com suas estradas vicinais regularmente traçadas, perfazem aproximadamente 30% da folha, são ocupadas por testemunhos dessa extensa floresta, que foi devastada e substituída por pastagens e culturas diversas.

Os estudos efetuados por Boaventura (1974) e Melo & Franco (1978), caracterizaram 4 tipos de feições geomorfológicas distintas nessa folha: Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional; Planalto Dissecado Sul da Amazônia; Planalto Residual do Norte de Mato Grosso/Sul do Pará; e Planalto Apiacás-Sucunduri.

A Depressão Interplanáltica da Amazônica Meridional perfaz cerca de 60% da área e distribui-se a sul da Serra do Cachimbo, compreendendo superfícies aplainadas e dissecadas com formas convexas, e cotas variando entre 150m e 200m. É constituída principalmente pelas suítes graníticas e vulcânicas pouco deformadas, recobertas por solo podzólico vermelho, distrófico, pouco espesso.

A feição conhecida como Planalto Dissecado Sul da Amazônia abrange cerca de 15% da área e concentra-se na parte centro-oeste, no interflúvio dos rios Paranaíta/Apiacás e norte do rio Teles Pires, no domínio do Granito São Pedro e da Suíte Colíder, predominando formas convexas e tabulares, descontínuas, com cotas variando de 250 a 400m.

O Planalto Apiacás-Sucunduri responde por cerca de 15% da folha, distribuída a norte do rio Teles Pires, numa faixa linearizada e alçada topograficamente, alongada na direção WNW-ESE, com cotas variando de 300m a 450m, demarcando os limites entre as rochas da Suíte Colíder e os sedimentos do Grupo Beneficente.

E finalmente, tem-se a Serra do Cachimbo, que domina a parte norte da área, sendo representada por extensas chapadas de topografia aplainada, dissecada, amplos espaços interfluviais e de constituição arenosa (predominante) até argilosa. Esta feição é conhecida como Planalto Residual do Norte do Mato Grosso/Sul do Pará, com cotas variando de 140m a 450m.

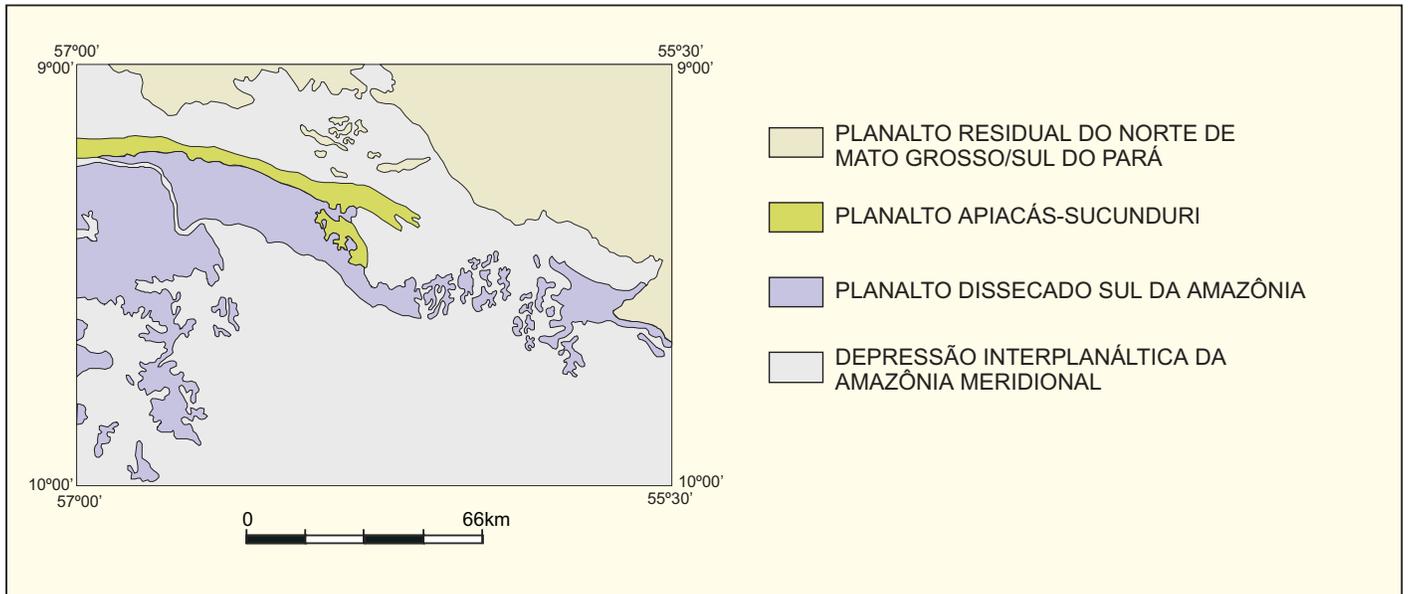


Figura 1.2 – Unidades geomorfológicas da Folha Alta Floresta (SC-21-X-C).
 Fonte: modificado do Radambrasil, 1980.

2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

Desde o final do século passado existem referências de reconhecimento geológico da região norte do Estado de Mato Grosso, 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, geofísicos e datações geocronológicas, cujos resultados estão contidos em Silva *et al.* (1974 e 1980); Liberatore *et al.* (1972); Souza *et al.* (1979); Silva Neto *et al.* (1980) e Lima *et al.* (1975).

Após esses levantamentos, os trabalhos nessa região foram retomados, na segunda metade da década de 90, pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através do Projeto Província Mineral de Alta Floresta; por Universidades na elaboração de dissertações de mestrado e teses de doutorado; e por empresas de mineração na busca de ouro.

A Província Juruena, que ocupa a maior parte do presente projeto, acha-se contida na porção centro-sudoeste do Cráton Amazônico (figura 2.1c), que tem sua evolução ligada ao Arqueano e ao Proterozóico, atingindo sua estabilidade nos eventos brasileiros. Os modelos para a evolução geológica do Cráton Amazônico acham-se embasados em torno de duas hipóteses: retrabalhamento de uma crosta antiga e eventos de acreção crustal.

No modelo de retrabalhamento crustal, Gibbs & Barron (1983), Hasui *et al.* (1984) e Amaral (1974 e

1984), com base em dados geocronológicos e geológicos, consideraram o Cráton Amazônico como 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. Esse protocontinente, oriundo de processos colisionais, seria compartimentado em blocos crustais limitados por megacinturões de cisalhamento transcorrentes ou contracionais, demarcados por anomalias magnéticas e gravimétricas e pelas ocorrências de rochas granulíticas e gnáissicas de médio a alto grau, além de granitóides e supracrustais (Hasui *et al.*, 1984; Costa & Hasui, 1997; e Sena Costa & Hasui, 1997). Nesta concepção a Província Juruena estaria contida no Bloco Juruena, limitando a nordeste com o Bloco Araguacema, (figura 2.1a).

A outra hipótese, fundamentada em crescentes e atualizados dados isotópicos, propõe uma evolução do Cráton Amazônico a partir de acreção juvenil e aglutinação de fragmentos crustais antigos (terrenos granito-*greenstone*) em torno dos quais se desenvolveram cinturões proterozóicos, formados sobre uma crosta preexistente ou envolvendo geração de crosta em arcos magmáticos (Cordani & Brito Neves, 1982). Nesta linha, Tassinari (1996); Tassinari *et al.* (1996) & Tassinari & Sato (1997) subdividiram o Cráton Amazônico em diversos domínios geocronológico-tectônicos, com características próprias. Esses domínios

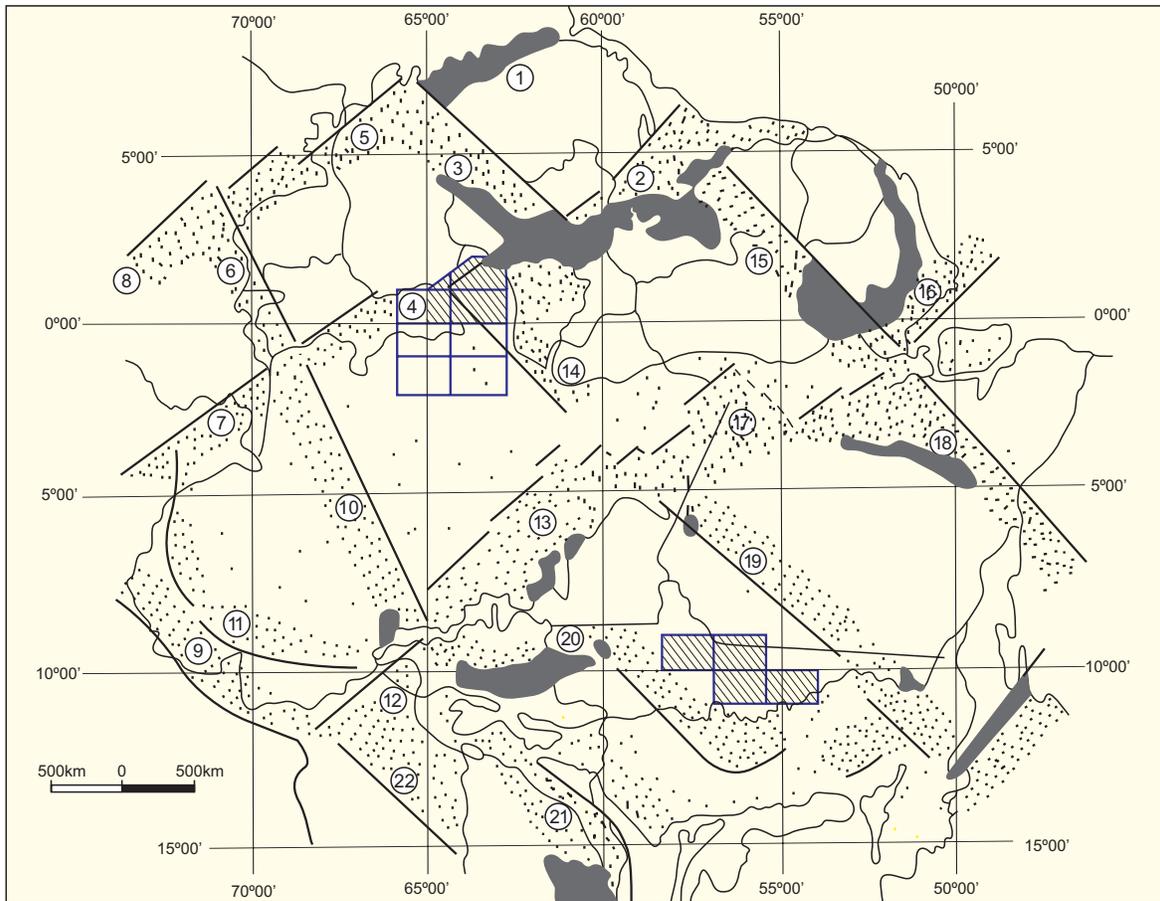


Figura 2.1a – Blocos crustais da Região Amazônica no Brasil. (Hasui et al., 1984).

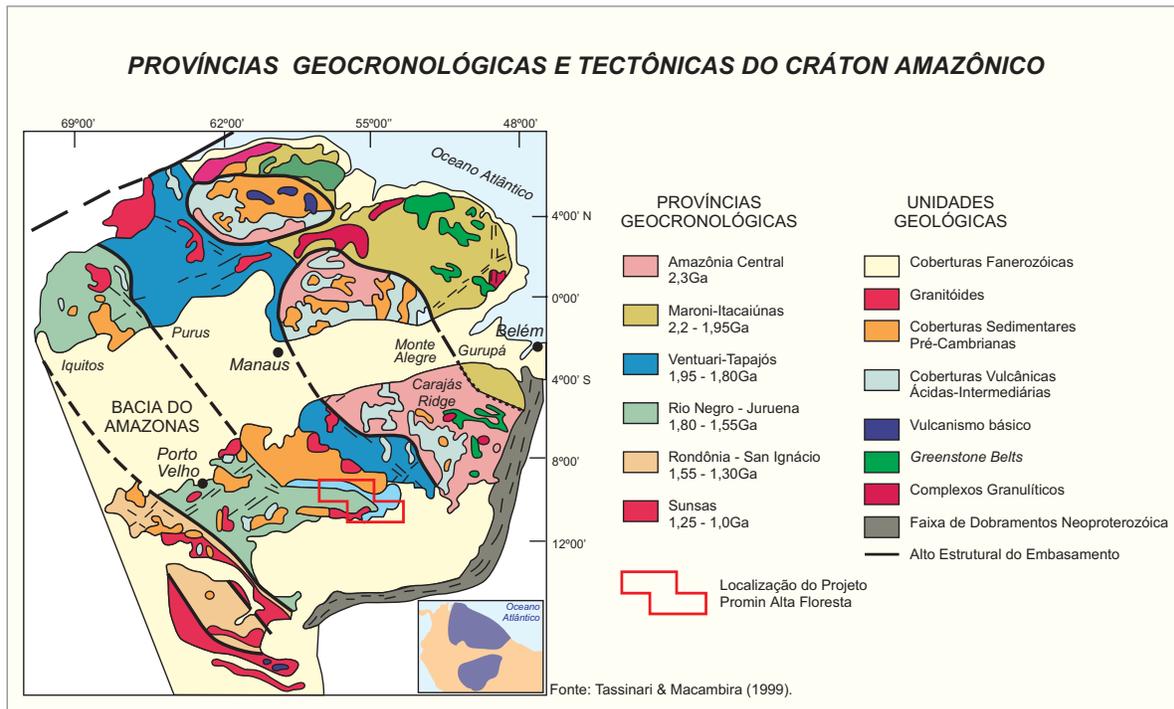


Figura 2.1b – Províncias Geocronológicas e Tectônicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999).

representariam fragmentos crustais, cinturões móveis e arcos magmáticos cuja interação e aglutinação teria gerado uma grande massa cratônica no final do Mesoproterozóico. De acordo com esta concepção a região em foco estaria inserida no domínio Rio Negro-Juruena. (figura 2.1b).

Neste trabalho, adotou-se a proposta de Santos *et al.* (2000) para evolução do Cráton Amazônico, que aproxima-se do modelo de Tassinari (1986), com divisão do cráton nas seguintes províncias: Carajás-Imataca (3,10-2,53Ga), Transamazônica (Guianas) (2,15-2,00Ga); Tapajós-Parima (2,10- 1,87Ga); Amazônia Central (1,88-1,70Ga); Rio Negro (1,86-1,52Ga); Juruena (1,85-1,75Ga); Rondônia (1,76-1,47Ga) e Sunsas (1,33-0,99Ga). (figura 2.1c).

Os dados coligidos pelo levantamento geológico-geoquímico e geocronológico no Promin-Alta Floresta, aliados a uma reavaliação dos dados bibliográficos, permitiram tecer um quadro regional com individualização de três ambientes geotectônicos distintos, denominados Arco Tapajós (1,9 Ga), Arco Juruena (1,85-1,75Ga), e Terrenos de retroarco da região do Cabeças (1,74 Ga).

Na Folha Alta Floresta, foram reconhecidos principalmente dois estágios geotectônicos: um orogênico e outro pós-orogênico.

O estágio orogênico acha-se representado pelas associações: pré- colisionais, colisional e pós-colisi-

onal transcorrente, conforme modelo proposto por Liégeois (1998).

O período pré-colisional, na região, acha-se documentado por supracrustais do Complexo Bacaerí-Mogno, de idade isocrônica Sm/Nd de 2,24Ga com $\epsilon_{Nd}(t)$ de + 2,5, obtida em anfibolitos (vestígios de uma antiga bacia oceânica, formada no estágio pré-orogênico), e pelos ortognaisses graníticos e monzoníticos do Complexo Cuiú-Cuiú (U-Pb 1.992 \pm 7Ma), afetadas por metamorfismo da fácies anfibolito alto a granulito, deformação dúctil coaxial com forte encurtamento crustal na direção NW-SE, decorrente da compressão máxima em torno de N65°W. O fechamento dessa bacia oceânica foi conduzida por processos de subducção e conseqüente colisão oblíqua com o Arco Mágmatíco Cuiú- Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002), gerando as suítes plutono-vulcânicas e plutônicas do Arco Mágmatíco Juruena (1.85-1.75Ga.).

Ocorrências restritas de leucogranitos peraluminosos (Granito Apiacás), cavalgamentos oblíquos, feições de anatexia e metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito, marcam o período colisional da Província Juruena, que provocou espessamento crustal e formação de uma provável sutura, sinalizados por uma expressiva anomalia gravimétrica de direção WNW-ESE, detectada no quadrante SW da folha (figura 2.3).

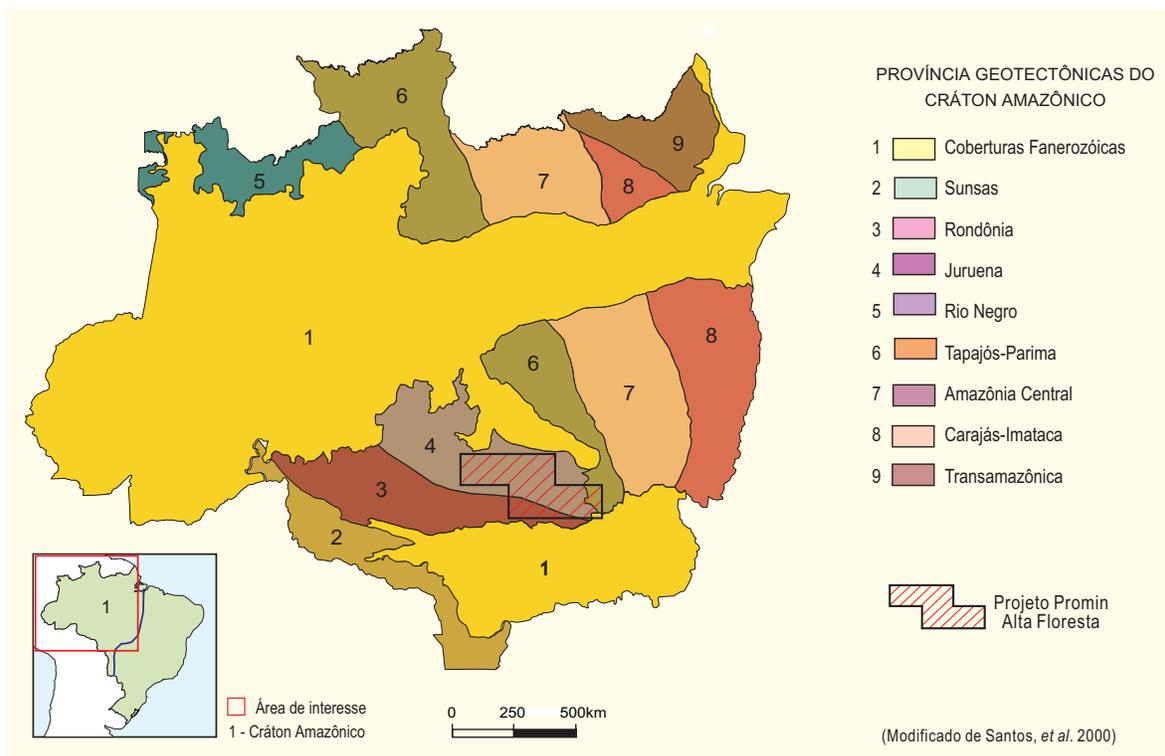


Figura 2.1c – Área do Projeto Promin-Alta Floresta, inserida no centro-sudoeste do Cráton Amazônico.

O Arco Magmático Juruena foi desenvolvido principalmente no período pós-colisional (segundo a conceituação de Liégeois, 1998), e apresenta uma estruturação NW-SE, compreendendo dois segmentos crustais: 1) Granito-vulcânico e 2) Terreno Acrescionário de médio a alto grau metamórfico.

O primeiro segmento constitui um cinturão de rochas plutono-vulcânicas afetadas por deformação rúptil a rúptil-dúctil (confinada), metamorfismo incipiente, formadas por um magmatismo calcioalcalino alto potássio da série monzonítica/monzonítica-granítica: suítes Juruena ($1.848 \pm 17\text{Ma}$ a $1.817 \pm 57\text{Ma}$) e Paranaíta ($1.803 \pm 16\text{Ma}$ a $1.793 \pm 6\text{Ma}$), reunindo granitos tipo I oxidados, em íntima associação temporal e espacial com as Intrusivas Básicas Guadalupe e com as vulcânicas ácidas e intermediárias da Suíte Colíder ($1.801 \pm 11\text{Ma}$ a $1.786 \pm 17\text{Ma}$), onde predominam microgranitos, micromonzonitos, riolitos, riódacitos e andesitos.

Junto a este segmento ocorrem no final do estágio pós-colisional granitos calcioalcalinos alto potássio altamente fracionados, tipo I oxidados (Granito Nhandu) com tendência shoshonítica e rochas alcalinas saturadas (Alcalinas Rio Cristalino-U/Pb $1.806 \pm 3\text{Ma}$).

Ocorre ainda, um terreno acrescionário de médio a alto grau formado no estágio pós-colisional, na fase distensional, constituído por granitóides calcioalcalinos, sin a tarditranscorrentes dispostos segundo megazonas de cisalhamentos transcorrentes transtensionais, dúcteis de direção NW-SE a WNW-ESE, adjacentes a uma provável zona de sutura, reunidos como Granito São Pedro (idade U/Pb de $1.786\text{Ma} \pm 17\text{Ma}$ a $1.784 \pm 17\text{Ma}$ e idade Sm/Nd 2.147 e 2.060Ma com $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1,11$ e $+0,65$) e Suíte Intrusiva Vitória (idade U/Pb $1.775 \pm 10\text{Ma}$ com idade-modelo 2.260Ma). Esses dados, somados à presença de restitos máficos e pelíticos nestes granitóides, atestam a fusão de uma placa crustal (Complexo Bacaeri-Mogno), que interagiu com fontes mantélicas na geração desses granitóides.

Em espaço temporal tardio a este terreno acrescionário pós-colisional, e num estágio pós-orogênico, ocorrem os alcaligranitos Teles Pires (idade U/Pb de $1,75\text{Ga}$ e idade-modelo T_{DM} de $2,10\text{Ga}$), intrusivos em rochas da Suíte Colíder e em granitóides da Suíte Juruena.

Finalmente, marcando a estabilização desse fragmento crustal, edificado no final do Ciclo Transamazônico, ocorrem as coberturas sedimentares que formam o Grupo Beneficente constituído pelas seqüências: Siliciclástica basal (PPb₁), clasto-química (PPb₂, PPb₃ e PPb₄) e siliciclástica (topo) (PPb₅), de idade $1,7\text{Ga}$ (Pb/Pb), segundo Saes & Leite (2002)

obtida em zircão detrítico de conglomerados da unidade (PPb₁), que representa idade máxima Pb/Pb para início da deposição dessa bacia. São controladas às vezes por megazonas transcorrentes EW a NW-SE, constituindo possíveis reativação e rearticulação das feições estruturais herdadas da evolução do arco magmático Juruena, propiciando o desenvolvimento de bacias tipo pull apart e assemelhadas em posição de retroarco e zonas transtensionadas. O Fanerozóico acha-se representado pelos diques de diabásio jurássicos (180Ma) tipo Cururu.

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

2.2 Estratigrafia

Os trabalhos anteriores desenvolvidos nessa área somados aos novos dados obtidos pelas equipes do Projeto Promin-Alta Floresta, através da análise de sensores remotos, descrição sistemática de afloramentos e de frentes garimpeiras, prospecção geológica, levantamento gravimétrico e análises petrográficas, calcográficas, químicas e geocronológicas, permitiram a elaboração do mapa geológico integrado desse Projeto (Figura 2.2a) e a individualização, na Folha Alta Floresta, de quatorze unidades litostratigráficas, posicionadas estratigraficamente desde o Paleoproterozóico até o Quaternário (figura 2.2b).

2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)

Esta unidade foi cartografada como Complexo Xingu por Silva et al. (1980), na Folha SC.21-Juruena, onde foi descrita como um conjunto polimetamórfico indiviso, reunindo granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e granulitos como fazendo parte de um embasamento pré-cambriano médio a superior.

Silva Neto et al. (1980), em trabalho de cartografia geológica (1:250.000), na metade oeste da Folha SC.21-X-C (Alta Floresta) individualizaram, no seu quadrante sudoeste, no vale do rio Apiacás e interflúvio dos rios Paranaíta/Apiacás, terrenos da "Suíte" Metamórfica Cuiú-Cuiú, formados por anfíbolitos e kinzigitos, supostamente evoluídos de uma seqüência vulcanossedimentar, constituída por rochas ultrabásicas, básicas, pelitos e psamitos, transformados em gnaisses e migmatitos de médio a alto grau metamórfico.

Scabora (1997), em trabalhos de pesquisa mineral, nas fazendas Mogno, Apiacás e Bacaeri, para a

PROJETO PROMIN ALTA FLORESTA MAPA GEOLÓGICO

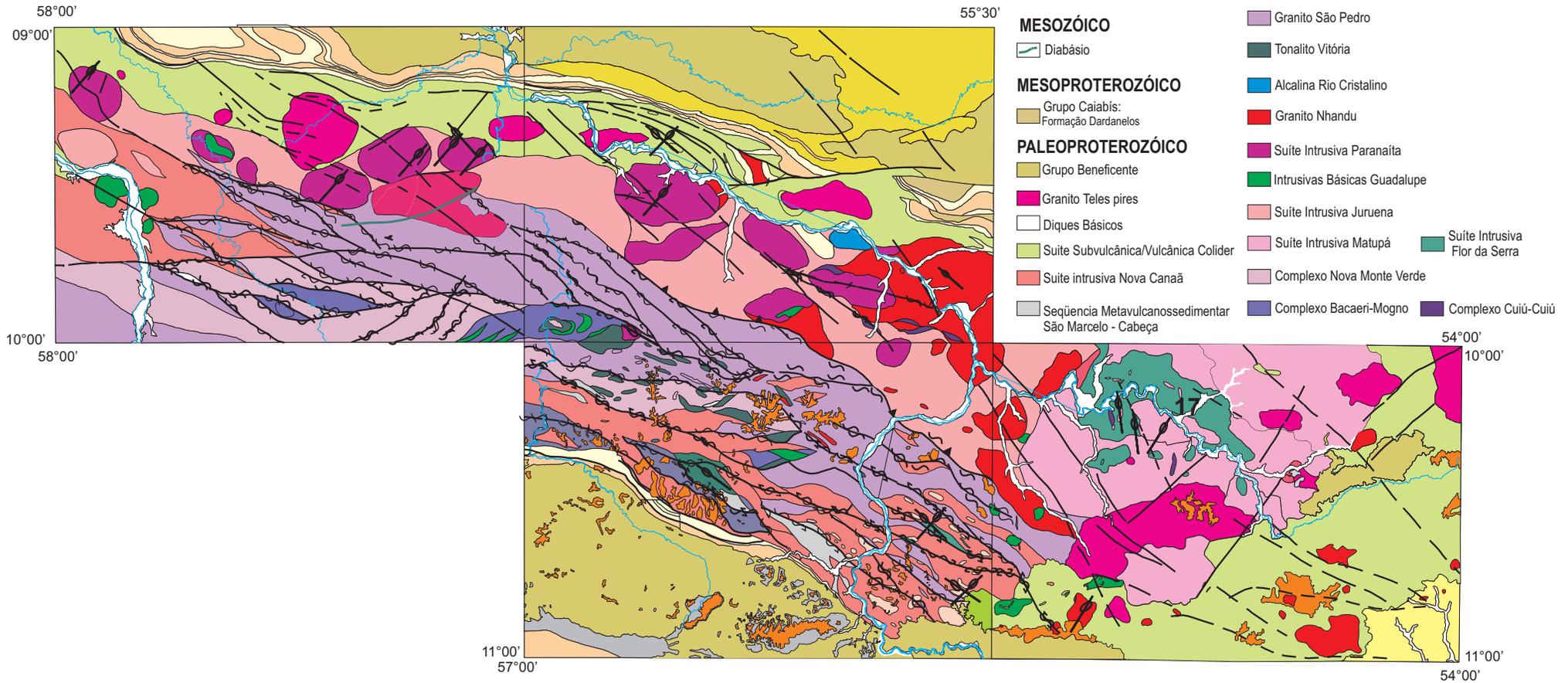
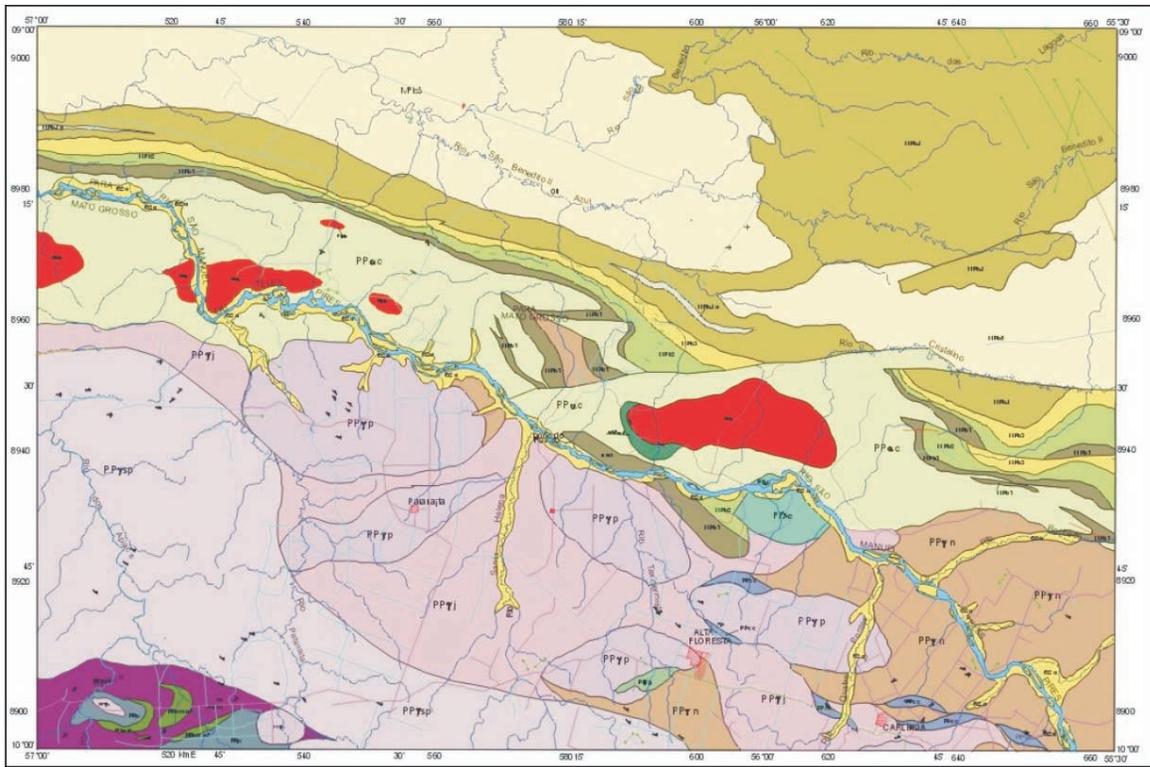


Figura 2.2 a – Mapa geológico integrado do Projeto Promin-Alta Floresta.



UNIDADES LITOLÓGICAS

CENOZÓICO

DEPÓSITOS ALUVIONARES

Qa Aluvião arenoso e argiloso, localmente com níveis de cascalho.

MESOZÓICO

DIABÁSIO CURURU

JBC Diabásio.

PALEOPROTEROZÓICO

GRUPO BENEFICENTE

- PPb5** Argilito e siltito, vermelhos e com lentes de arenito.
- PPb4** Arenito friável com lentes de argilito e siltito
- PPb3** Arenito com raras lentes de argilito e siltito.
- PPb2** Argilito vermelho com intercalações de arenito, siltito e calcário.
- PPb1** Arenito com lentes de siltito e conglomerado.

GRANITO TELES PIRES

PPγtp Biotita granitos, álcaligranitos e sienogranitos, porfíricos a equigranulares, às vezes *rapakivíticos*, vermelho-tijolo a róseos com microgranitos, granitos finos e granófiros subordinados.

GRANITO SÃO PEDRO

PPγsp Biotita metagranito, granada-biotita metagranito, hornblenda-biotita metagranito, metagranodiorito e metatonalito, às vezes com enclaves de quartzo metadiorito associado.

SUÍTE INTRUSIVA VITÓRIA

PPγv Enderbitos e metaquartzo diorito.

SUÍTE COLÍDER

PPγcl Enderbitos e metaquartzo diorito. Microgranitos, microquartzo monzonitos, micromonzonitos, brechas vulcânicas, riolitos, riodacitos, dacitos e andesitos (and), porfíricos, com derrames de riolitos porfíricos, com derrames de riolitos pórfiros, intercalados em depósitos piroclásticos e epiclásticos

GRANITO NHANDU

PPγn Magnetita-biotita granito, biotita-hornblenda granito, magnetita-biotita monzogranito, magnetita-biotita-hornblenda monzogranito e sienogranito a equigranulares, vermelhos a róseos, com monzonitos finos porfíricos e granofíricos, micromonzonitos porfíricos e micromonzonioritos subordinados.

INTRUSIVAS BÁSICAS GUADALUPE

PPβg Gabros, microgabros, diabásios, hornblenda clinopiroxenitos e dioritos, biotita-hornblenda a equigranulares.

ALCALINAS RIO CRISTALINO

PPγrc Riebeckita - aegirina sienito, sienitos e quartzo sienitos.

SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA

PPγp Biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito, biotita-hornblenda quartzo monzonito, biotita quartzo monzonito, biotita-hornblenda granito e biotita granito, porfíricos a equigranulares, ricos em magnetita e às vezes com quartzo azulado.

SUÍTE INTRUSIVA JURUENA

PPγj Biotita granitos e monzogranitos, porfíricos a equigranulares.

COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

PPcc Ortognaisses graníticos a monzoníticos.

COMPLEXO BACAERI-MOGNO I'

PPbm Kinzigites e granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaisses com intercalações de piroxênio-granada quartzitos ferruginosos (BIF), hornblenda-piroxênio-granada quartzitos (*chert*), calcossilicáticas, anfíbolitos com orto e clinopi-piroxênios (af) e plútons de metagabróides.

Figura 2.2b – Mapa geológico da Folha Alta Floresta.

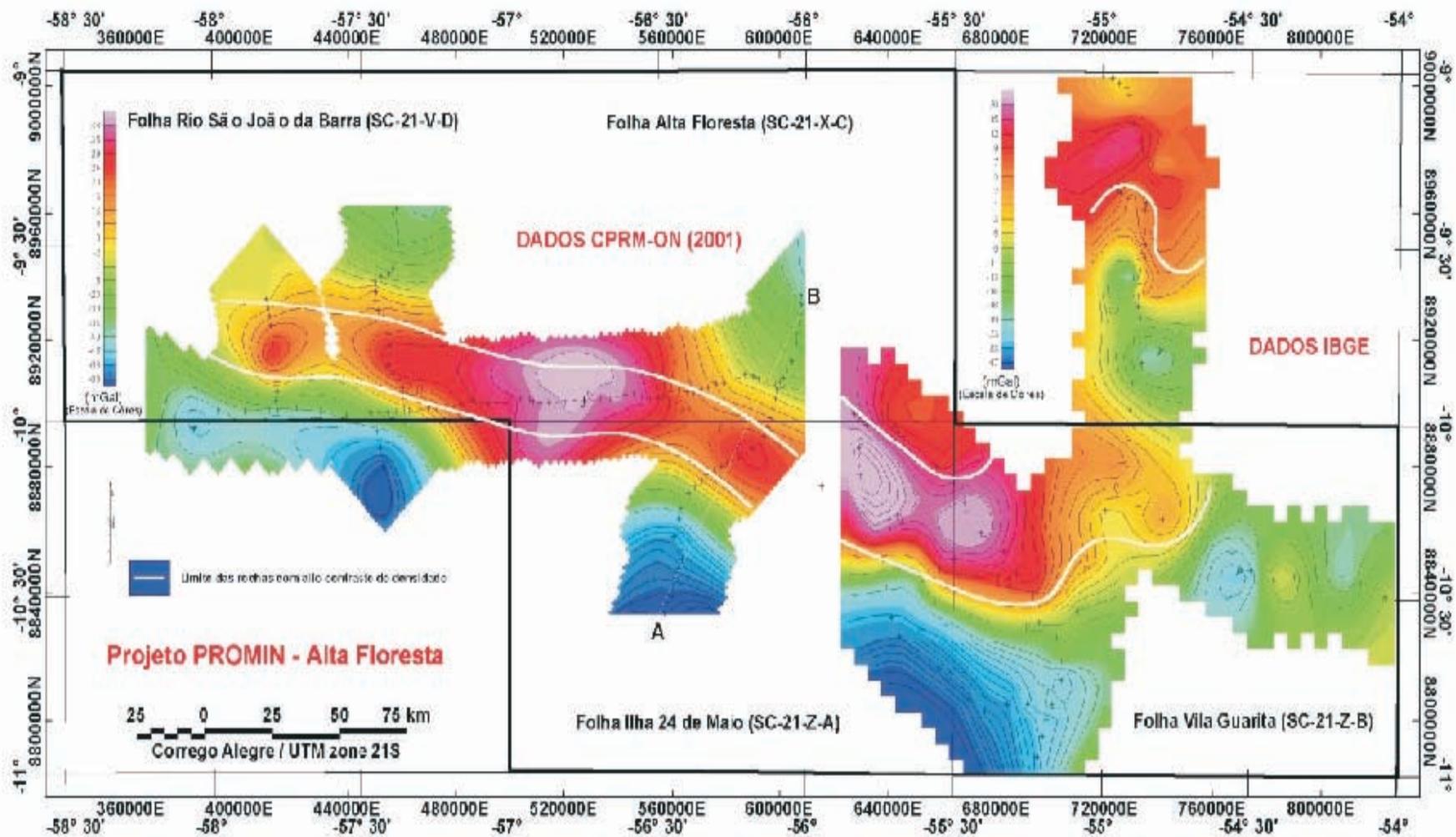


Figura 6 - Mapa gravimétrico Bouguer com interpretação de uma faixa de rochas e estruturas com forte contraste positivo de densidade.

Figura 2.3. – Mapa Gravimétrico Bouguer com interpretação de uma faixa de rochas e estruturas com forte contraste positivo de densidade.

Mineração Santa Elina, separou uma Seqüência Metassedimentar, formada por migmatitos (fusão parcial de rochas supracrustais aluminosas/kinzigitos) com intercalações lenticulares de quartzitos e formações ferríferas (cherts carbonáticos) e um Complexo Intrusivo Máfico (hiperstênio tonalitos magnéticos e noritos), mantendo-os ainda, agrupados estratigraficamente como fazendo parte do Complexo Xingu. Este conjunto foi deformado em regime compressivo, acompanhado de metamorfismo regional de alto grau (fácies anfibolito alto a granulito), imprimindo nas rochas supracrustais uma pronunciada foliação EW e alongamento dos corpos ígneos na mesma direção, preservando, no entanto, as estruturas ígneas dos corpos máficos intrusivos.

Neste trabalho, propõe-se a denominação de Complexo Bacaeri-Mogno, para designar essa associação de rochas supracrustais e corpos plutônicos básicos (gabro e norito) reequilibrados na fácies anfibolito alto a granulito, que ocorrem principalmente nas fazendas Mogno e Bacaeri (área-tipo) situados no quadrante SW da folha, no vale do rio Apiacás e no interflúvio dos rios Apiacás e Paranaíta.

Em cartas aerogeofísicas os litótipos desse complexo respondem com as mais expressivas anomalias magnéticas detectadas na área, refletindo o alto conteúdo de magnetita disseminada tanto nas supracrustais como nos corpos plutônicos associados: metagabróides. Já os mapas gamaespectrométricos revelaram baixos valores de K e U seguidos por uma anomalia de Th. Perfis gravimétricos realizados pelo Promin-Alta Floresta ao longo da rodovia MT-208 (Alta Floresta a Nova Monte Verde) e de algumas estradas transversais, com espaçamento de leitura de 1km, identificaram uma descontinuidade gravimétrica na fazenda Mogno e adjacências, onde foram detectados os maiores valores gravimétricos da área, delineando uma extensa faixa anômala com direção WNW a ESE, que se prolonga até Nova Monte Verde (Folha Rio São João da Barra) figura 2.3), correspondendo a uma fatia de rochas reequilibradas em condições de metamorfismo próprio da fácies anfibolito alto a granulito (Complexo Bacaeri-Mogno), encontrado em ambiente infracrustal.

Associação de rochas supracrustais – é formada essencialmente por gnaisses sílico-aluminosos, de derivação de rochas sedimentares, representados por cordierita-sillimanita-biotita gnaisses, granada-sillimanita-biotita gnaisses e sillimanita gnaisses com intercalações lenticulares, de poucos metros de espessura, de ortopiroxênio-clinopiroxênio-granada quartzito ferruginoso (BIF), hornblenda-granada-ortopiroxênio quartzito, tremolita-granada quartzito e rochas calcissilicáticas, estas de derivação de

rochas sedimentares química, tipo chert ferrífero e/ou carbonático. Incluem-se ainda orto e clinopiroxênio anfibolito de derivação vulcânica, em forma de lentes interestratificadas nessas rochas metassedimentares, localizadas na fazenda Mogno (CC-235), onde acham-se atravessadas por granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Esse conjunto está intensamente deformado em regime compressivo, no domínio dúctil e faz contato com os granitóides São Pedro, através de expressivas e amplas zonas de cisalhamento dúctil, de regime compressivo oblíquo, marcadas por uma foliação milonítica, com atitudes EW a ESE/WNW e mergulhos de médio a alto ângulo invariavelmente vergando para N/NE.

Entre as rochas supracrustais predominam os gnaisses sílico-aluminosos, tipo kinzigitos, cuja paragenese principal é formada por quartzo ± feldspato potássico (pertítico) ± plagioclásio ± sillimanita ± cordierita ± estauroлита ± granada ± cianita ± espinélio (tabela 2.1).

São identificados como cordierita-sillimanita gnaisses (CC-249A) que transicionam para granada-sillimanita-cordierita-biotita gnaisses (CC-237), estauroлита-sillimanita-granada-cordierita gnaisses (CC-244) e sillimanita gnaisses (CC-240), desenvolvidos em ambiente de médio a alto grau metamórfico. Com freqüência exibem transição para terrenos migmatíticos com a formação de restitos (paleossoma) de natureza máfica, invadidos por mobilizados graníticos (neossoma) preenchendo falhas/fraturas ou interpondo-se ao longo da foliação milonítica/bandamento metamórfico, incorporando-se à estrutura gnáissica, como acontece no retiro da fazenda Mogno (CC-239). Estes gnaisses distribuem-se pelas fazendas Mogno, Bacaeri e Apiacás e apresentam cor cinza-rosada com manchas cinza escuras, estrutura gnáissica/milonítica, cuja trama microscópica é dada por uma textura granoblástica poligonal fina a média, de composição quartzo-feldspática, variando para porfiroblástica, com matriz granolepidoblástica nas zonas mais deformadas.

Na caracterização mineralógica dessas litologias destacam-se os seguintes termos: quartzo - ocorre estirado na forma ribbon, com forte extinção ondulante; feldspato potássico - é pertítico, forma agregados fraturados e, às vezes, é porfiroclástico com subgranulação periférica nas zonas de maior deformação; plagioclásio (andesina) – mostra-se como cristais tabulares, subidiomórficos a xenomórficos; sillimanita - ocorre em prismas alongados, aciculares, paralelizados aos ribbons de quartzo, marcando a foliação milonítica, às vezes deriva para uma variedade fibrosa (fibrolita) associada a intercrescimentos simplectí-

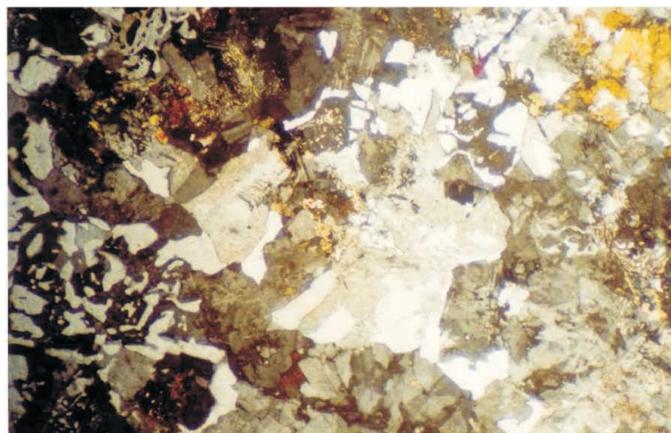
Tabela 2.1 – Composição modal estimada (%) das rochas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno (hb-gd-opx quartzito - CC-249C; opx-qz-gd-quartzito; cord-sill-bi gnaiss - CC-249A; est-sill-gd-cord-bi gnaiss - CC-244; cord-sill-bi-gnaiss - CC-243; gd-sill-cord-bi gnaiss - CC-237; sill. gnaiss - CC-240; opx-cpx anfibolito - CC-235; opx-cpx-gd-quartzito ferruginoso (BIF) - CC-234A; tremolita-gd quartzito (BIF) - CC-234; sill-cord-bi gnaiss - CC-99B. (cpx - clinopiroxênio, cord - cordierita, gd - granada, est - estauroilita, hb - hornblenda, opx - ortopiroxênio, sill - sillimanita).

Amostras	CC-234	CC-234A	CC-235	CC-237	CC-240	CC-243	CC-244	CC-99B	CC-249A	CC-249B	CC-249C	CC-99B
Minerais												
Quartzito	37	35	2	32	20	32	15	25	34	32	50	25
Granada	20	25	-	2	-	-	10	-	-	40	10	-
Ortopiroxênio (hiperstênio)	10	10	15	-	-	-	-	-	-	20	10	-
Hornblenda	5	-	30	-	-	-	-	-	-	-	10	-
Clinopiroxênio	-	20	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plagioclásio (andesina)	-	-	30	5	23	5	15	20	15	-	-	20
Feldspato Potássico	-	-	-	25	30	25	18	31	20	-	-	31
Tremolita	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	-	-	2	12	10	15	10	8	10	1	tr	8
Cordierita	-	-	-	10	-	5	12	5	8	-	-	5
Sillimanita	-	-	-	10	10	15	8	-	10	-	-	2
Opacos	10	10	3	3	4	3	5	-	3	5	20	-
Estauroilita	-	-	-	-	-	-	3	-	-	tr	-	-
Cianita	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	3
Apatita	-	-	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	tr	-
Carbonato	tr	-	3	-	1	tr	-	tr	-	2	-	-
Rutilo	-	-	-	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-
Pinita	-	-	-	1	-	tr	-	-	-	-	-	-
Zircão	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	-
Espinélio	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-

tics com a biotita (fotomicrografia 2.1); cordierita - é tabular, xenomórfica, parcialmente substituída pela pinita nas bordas, mostrando efeitos de retrometamorfismo; granada - aparece em cristais xenomórficos, poiquiloblásticos arredondados, contornados por quartzito; biotita - manifesta-se como palhetas subidiomórficas e agregados lamelares, orientados e com pleocroísmo pardo a marrom-avermelhado, próprio da variedade titanífera (alta temperatura); cianita - ocorre em agregados granulares e prismáticos associados a biotita; espinélio - exibe-se como cristais xenomórficos, de cor verde, de natureza aluminosa, e opacos - principalmente magnetita em cristais idiomórfico a subidiomórfico, atingindo às vezes parte significativa da rocha. Entre os minerais acessórios aparecem zircão, rutilo, opacos, apatita, e espinélio. A tremolita, carbonato, pinita e sericita atestam uma fase retrometamórfica, produtos de alteração hidrotermal.

Intercalados nesses gnaisses sílico-aluminosos, ocorrem quartzitos a ganada ferrífera e ortopiroxênio que transicionam para formações ferríferas (BIF) na forma de lentes com espessura centimétrica a

decamétrica. Estas acham-se associadas a delgadas lentes de clino- ortopiroxênio anfibolitos, como foi verificado no retiro da fazenda Mogno (CC-234 e CC-235) e fazenda Apiacás (CC-249).



Fotomicrografia 2.1 – Intercrescimento simplectítico entre biotita e quartzito em granada-sillimanita-cordierita-biotita gnaiss (cc-237) pertencente às supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. LPx10.

Os quartzitos a granada e ortopiroxênio apresentam-se finamente bandados e foliados, com bandas subcentimétricas, cinza-claro e cinza-escuro, alternando-se regularmente, compostas respectivamente de quartzo e minerais máficos (ortopiroxênio, hornblenda, granada e opacos-magnetita). Ocorrem em morrotes alinhados na direção da estruturação geral EW. Estes termos petrográficos gradam para formações ferríferas (*BIF*) pelo incremento de minerais opacos (magnetita).

Ao microscópio são caracterizados por uma paragenese à base de quartzo + granada + ortopiroxênio ± hornblenda + opacos (magnetita), mostram textura granoblástica média a grossa e estrutura bandada. O quartzo ocorre em cristais xenomórficos, poligonizados, ora tangenciais ora imbricados entre si, formando mosaicos em bandas entremeadas por bandas ricas em ortopiroxênio e granada. O ortopiroxênio (hiperstênio) aparece em cristais prismáticos e tabulares, idiomórficos a subidiomórficos, poiquilíticos, incluindo grãos de quartzo.

Metagabróides – Incluem metagabro, metanorito e metaquartzo-diorito, que ocorrem no retiro da fazenda Mogno e no Morro do Túnel, encaixados em gnaisses sílico-aluminosos (kinzigitos) às vezes associados a enderbitos.

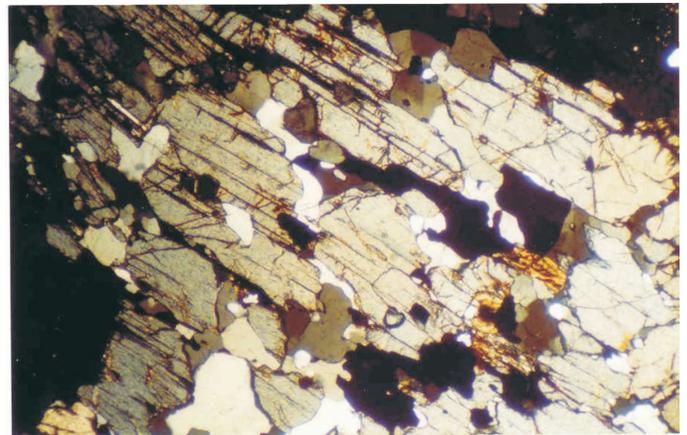
Situam-se em zonas de relevo pediplanizado, na forma de lajedos ou blocos subarredondados e caracterizam-se por registrar fortes anomalias magnéticas nos mapas aerogeofísicos (figuras 2.4 e 2.5).

O metagabro apresenta cor cinza, com tonalidades esverdeadas e escuras, estruturas bandada/milonítica a protomilonítica, granulação fina a média e composição à base de plagioclásio, hornblenda, clinó e ortopiroxênios, granada e biotita.

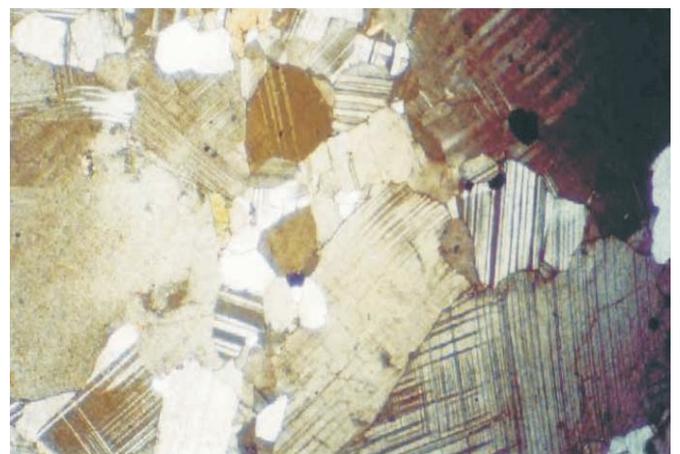
Nessa associação o plagioclásio (An-35 a 60%) é o mineral predominante e ocorre em cristais tabulares subidiomórficos a idiomórficos, formando mosaicos poligonizados, com pontos de junção tríplice (Fotomicrografia 2.3), com maclas ígneas complexas preservadas; nos termos mais deformados ocorrem estirados com subgranulação periférica.

O ortopiroxênio mostra-se em cristais prismático-tabulares com pleocroísmo incolor a rosado, com as bordas substituídas por hornblenda (produto retro-metamórfico). O clinopiroxênio manifesta-se em cristais tabulares, incolores a verde-pálido, dispostos em mosaicos, geralmente bordejados pela hornblenda. A hornblenda ocorre em cristais prismáticos-tabulares, de cor verde e substitui os piroxênios, reflexo de uma fase metamórfica retrogressiva, subsequente à fase de granulitização principal. A biotita ocorre em agregados lamelares marrons. Entre os minerais acessórios destacam-se magnetita, apatita e zircão.

Entre os metagabróides associam-se os metadioritos de cor cinza com tonalidades esverdeadas e escuras, com níveis cinza-esbranquiçados, textura granonematoblástica média e estrutura isótropa a foliada e milonítica nas zonas de maior deformação. Apresentam composição quartzo-diorítica, realçada pelo plagioclásio que ocorre em cristais prismáticos-tabulares hipidiomórficos distribuídos em mosaicos poligonizados. O quartzo forma agregados de cristais xenomórficos, intersticial ao feldspato. O clinopiroxênio ocorre em cristais tabulares, xenomórficos verdes claros. A biotita é marrom e forma agregados lamelares, orientados, e a hornblenda aparece em cristais prismáticos-tabulares de cor verde, subidiomórficos. Entre os minerais acessórios destacam-se apatita, zircão e magnetita.



Fotomicrografia 2.2 – Metapelito quartzoso mostrando cristais prismáticos de hiperstênio poiquilítico, granada em cristais xenomórficos, arredondados e poiquilíticos, associada a opacos (magnetita). Entre os minerais acessórios destacam-se a biotita lamelar, geralmente cloritizada, apatita e zircão em grãos.



Fotomicrografia 2.3 – Cristais de plagioclásio poligonizados compostos, dispostos em junção tríplice e maclas ígneas complexas em metaquartzo-dioritos (CC-246).

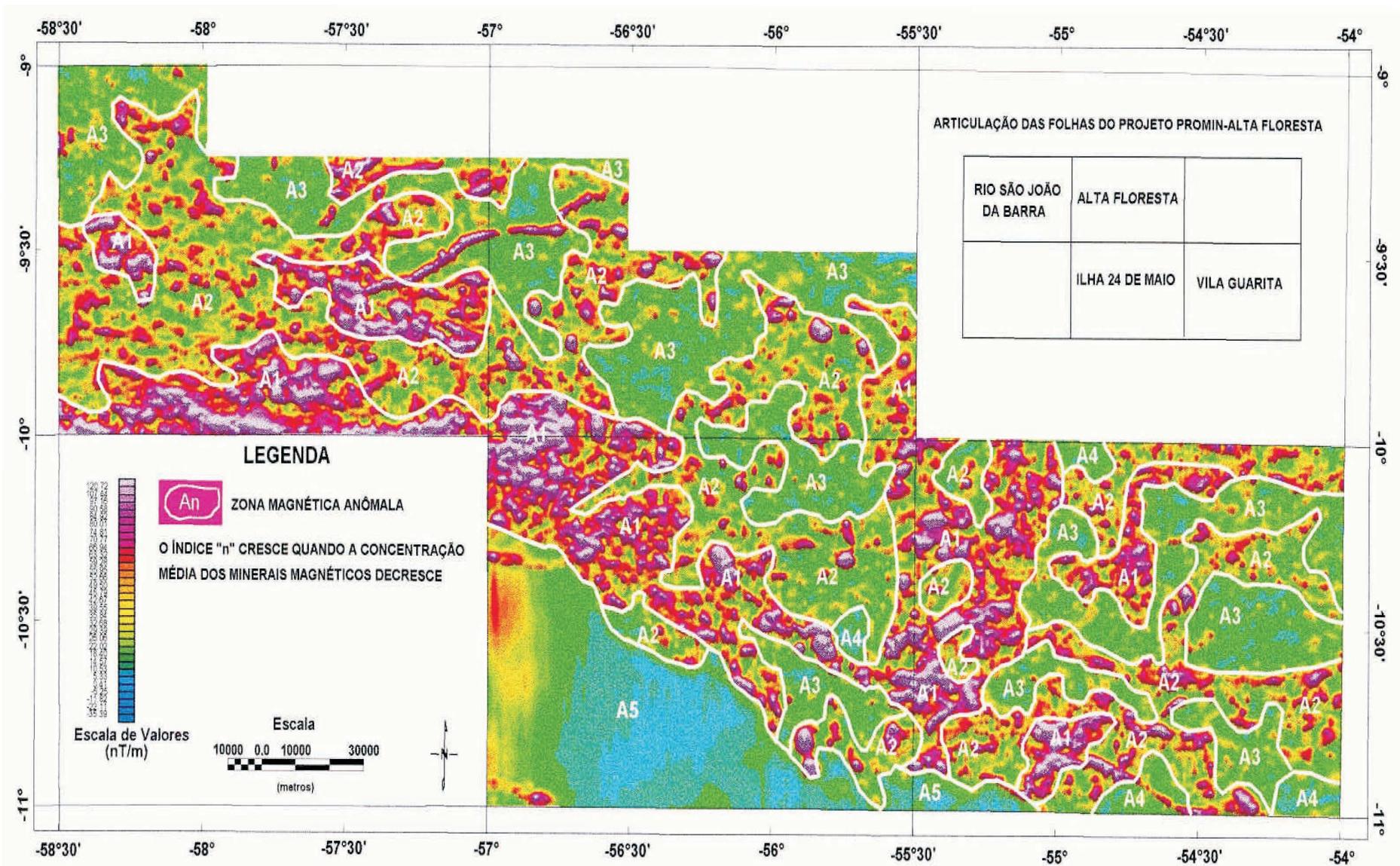


Figura 2.4 – Mapa Magnetométrico de sinal analítico integrado.

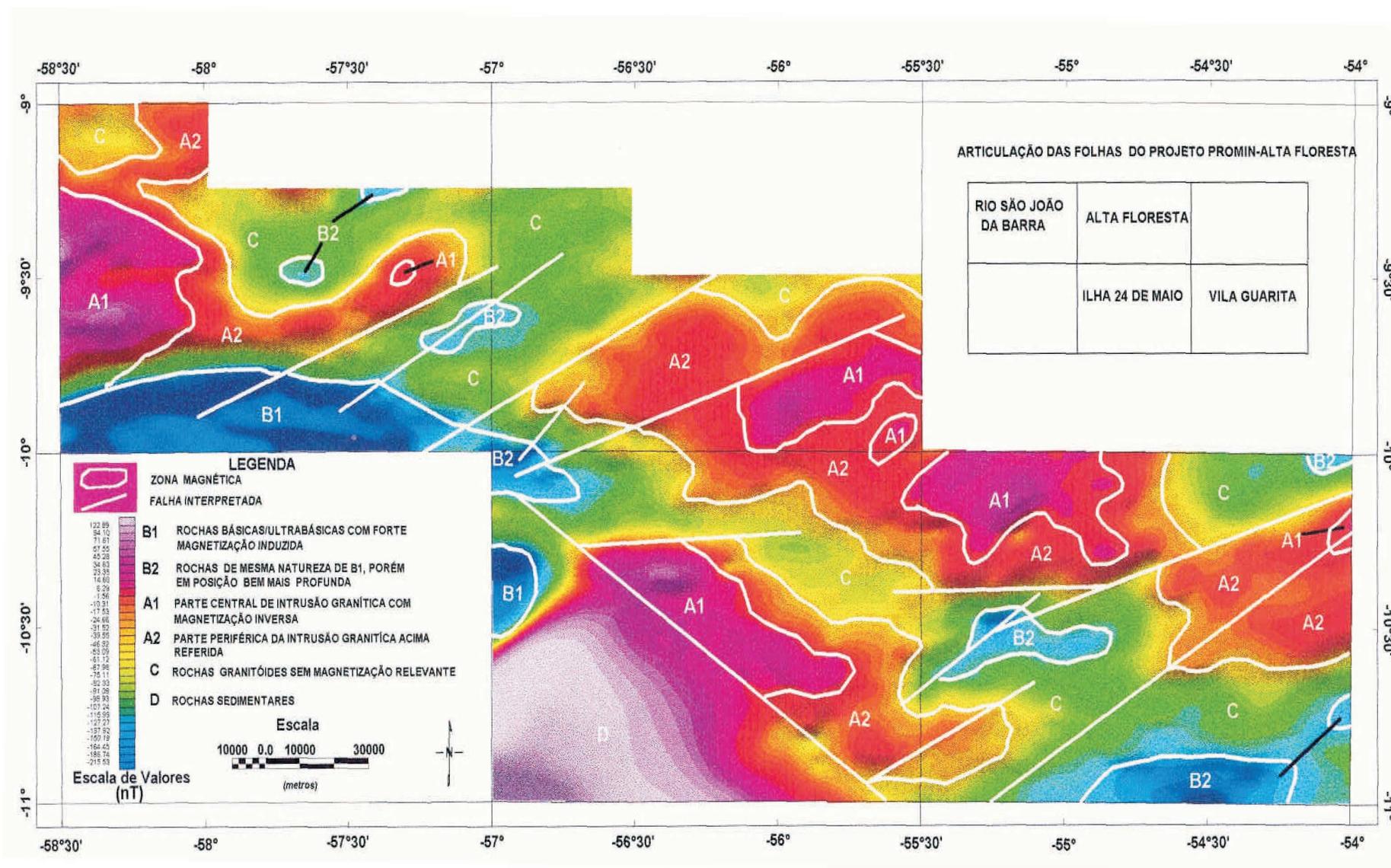


Figura 2.5 – Mapa Magnetométrico de continuação ascendente para altura de 4.000m.

Entre estes termos associam-se também, rochas (CC-249B) ricas em granada (40%) e ortopiroxênio (hiperstênio-20%), com textura granoblástica grossa, enquadradas como granulito máfico rico em granada tipo pyrigarnita, segundo normas da IUGS – *International Union of Geological Sciences*.

O evento metamórfico principal, atuando sobre estas rochas metagabróides, transformou e recristalizou a paragênese magmática inicial para uma paragênese metamórfica dada por ortopiroxênio (hiperstênio) recristalizado + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda verde-escuro ± **biotita (marrom)** ± quartzo.

A recristalização de ortopiroxênio em suítes plutônicas máficas é aceita como diagnóstico da fácies granulítica (Turner & Verhoogen, 1960; de Ward, 1965; Winkler, 1977; e Miyashiro, 1973). Pontos de junção tríplices observados entre as principais fases minerais, constituem textura de equilíbrio, compatíveis com condições de alto grau metamórfico.

Eventos metamórficos superpostos podem atingir o equilíbrio com base na reação seguinte: 1) hornblenda + biotita + quartzo ⇒ hiperstênio + feldspato potássico + plagioclásio + H₂O. Essa reação, segundo Winkler (1977) marca a passagem da fácies anfíbolito alto para granulito. A ausência sistemática de feldspato potássico entre os metagabróides, seria explicada pela perda metassomática de potássio para as camadas superiores.

Piroxênios em transformação para hornblenda podem indicar caminho inverso, caracterizando um evento retrometamórfico superposto, ligado a processos deformacionais e de descompressão, com ascendência do bloco granulítico aos níveis crustais mais superiores, formando rochas hidratadas (retrometamórficas).

As reações texturais e associações paragenéticas, realizadas pelos termos petrográficos dessa unidade, notadamente, as supracrustais que diagnosticam uma fácies granulítica de baixa pressão (6-8Kb) e alta temperatura (800°C), evoluída no campo de estabilidade da sillimanita (Green & Ringwood, 1972) mineral largamente encontrado nos kinzigitos e hiperstênio-granada quartzitos encontrados entre as supracrustais, acompanhados por uma deformação essencialmente dúctil.

Durante o processo de granulitização esse bloco foi afetado por episódios tectônicos compressivos direcionados inicialmente na direção NW-SE (1ª fase) que a partir da colisão tornou-se NE-SW (2ª fase), provocando a formação de **underthrust de direção WNW/ESE**. Após o ciclo de granulitização, iniciou-se o processo de descompressão desse bloco, com inversão dos movimentos e sua ascendência progressiva rumo aos níveis superiores da crosta,

onde foi sucessivamente reequilibrado à fácies anfíbolito, xisto-verde até completa exumação.

Associação de rochas supracrustais – os resultados químicos (tabela 2.2), mostram uma forte dispersão nos valores dos óxidos, principalmente, SiO₂ que variou de 59% a 70%. Esse conjunto de rochas apresenta natureza peraluminosa, com índices A/KCN superiores a 1, ricos em minerais alumino-silicatos como 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 metassedimentos da fácies granulito do NW da Escócia (Drury, 1973).

Esses litótipos revelaram altas concentrações de elementos tipo LILE, com enriquecimento acentuado de Zr (451 ppm), Ba (1.400 ppm) e Th (50 ppm) (tabela 2.2 e figura 2.6), atestando sua condição sedimentar, com valores acima da média crustal (Taylor & McLennan, 1985).

A fusão parcial das rochas supracrustais pelito-químicas foi responsável pela geração dos migmatitos (metatexitos e diatexitos), semelhante aos granulitos do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu, em Goiás (Oliveira, 1997). Granito de cor cinza-claro, rico em granada, encontrado na parte SE da Folha Rio São João da Barra, sugere a geração de magma anatético, a partir de kinzigitos ou rochas aluminosas, com características texturais e químicas, compatíveis com os granitos tipo S (Hine *et al.*, 1978).

Os gnaisses sílico-aluminosos tipo kinzigitos (Figura 2.7) mostram um fracionamento de elementos de terras-raras leves (ETRL) e depleção dos elementos terras-raras pesadas (ETRP), com uma pequena anomalia negativa de európio.

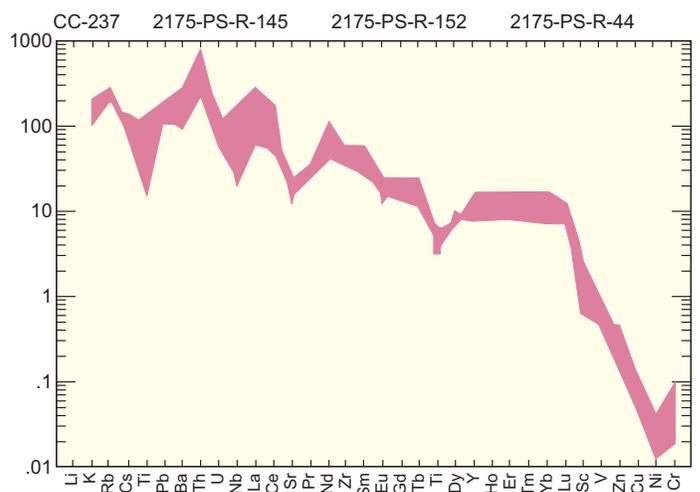


Figura 2.6 – Padrões multielementares normalizados ao manto primitivo de amostras da Associação de Rochas Supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno.

Tabela 2.2 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras em rochas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno.

Amostras	PS-R-44	PS-R-145	PS-R-152	CC-R-99B	CC-R-235	CC-237
Elementos Maiores (%)						
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 ₃	1,13	1,31	0,95	0,61	2,30	0,67
FeO	5,74	6,69	4,83	3,11	11,74	3,43
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
arP.F.	0,50	0,58	0,58	1,13	-	-
Total	98,15	98,57	99,22	97,90	97,83	98,43
Elementos-Traço (ppm)						
Rb	104	152	103	142	4	114
Sr	257	236	427	290	159	266
Y	54	31	31	46	32	-
Zr	277	448	279	389	82	451
Nb	12	-	13	1,1	4,7	14
Ba	510	1400	690	1300	46	943
Th	14	50,90	26	14	-	20,70
U	1	2	-	-	0,10	2,80
Cr	310	140	57	75	-	-
Ni	75	34	25	13	-	-
Cu	-	-	-	-	136	2
Pb	-	-	-	-	-	16
Zn	-	-	-	-	15	23
Co	29	16	25	7	61	10
Sc	34	14	22	14	47	8
Hf	7,70	16	7,60	11	2,40	12
Elementos Terras-Raras (ppm)						
La	34	150	74	47,50	4,50	65,10
Ce	72	256	120	80	12,90	134,70
Nd	44	120	56	35	13,10	63,20
Sm	11,40	19,50	9,20	5,80	3,90	9,90
Eu	1,80	3,10	2,00	1,50	1,38	1,83
Gd	-	-	-	-	5,18	7,36
Dy	-	-	-	-	6,00	5,22
Ho	-	-	-	-	1,26	0,98
Er	-	-	-	-	3,85	2,94
Tm	-	-	-	-	0,49	0,41
Yb	6	3	3	6	3,55	2,60
Lu	0,70	0,40	0,50	0,70	0,51	0,45

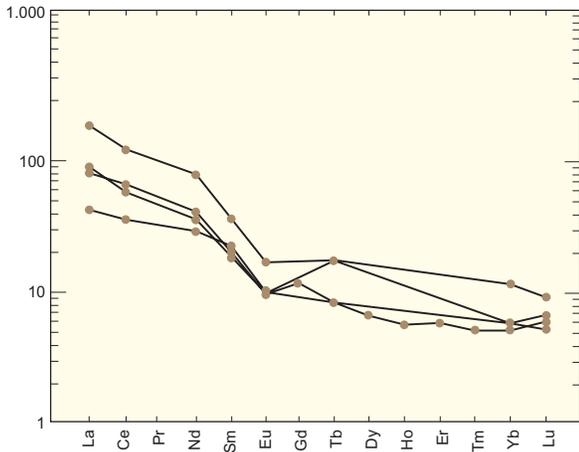


Figura 2.7 – Espectros de elementos de terras-raras, amostras de gnaisses sílico-aluminosos (kinsigitos) da Associação de Rochas Supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno, normalizadas segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

A depleção de Eu desenvolveu-se em função da proveniência desses metassedimentos de uma fonte de provável natureza calcioalcalina, ou de uma mistura reunindo rochas máficas e félsicas, como atestaram Jakes & Taylor (1974) em rochas sedimentares pré-cambrianas.

Os elementos terras-raras, normalizados ao manto primitivo, obtidos a partir do anfibolito (CC-235) da fazenda Mogno, mostraram-se completamente depletados em elementos de terras-raras leves (ETRL) e pesadas (ETRP) resultando uma curva subhorizontalizada, (figura 2.8) semelhante aos padrões estabelecidos para os toleióitos arqueanos (TH₁) e basaltos de fundo oceânico (tipo MORB), segundo Condie (1981).

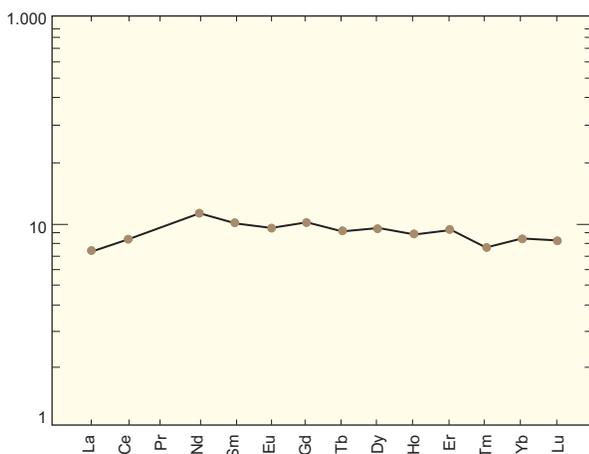


Figura 2.8 – Espectros de elementos de terras-raras, de amostra CC-235 (opx-cpx anfibolito), da associação de Rochas Supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno, normalizado segundo o manto primitivo.

Metagabróide – os resultados químicos de amostras metagabróides contidos na Tabela 2.3, revelaram que são empobrecidos em SiO₂ (46,41% a 50,54%), K₂O (0,09% a 0,76%) e Na₂O (0,09% a 2,89%) 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 toleióticas (Figura 2,9).

Esses litótipos revelaram ainda baixa concentração em Ba (77 a 358 ppm), Sr (7 a 491 ppm), La (8 a 40 ppm) e Ce (14 a 55 ppm).

A relação K/Rb de 9,0 a 403, situou essas rochas como originárias de arcos toleióticos, confirmada pela relação Ba/Sr, que oscilou entre 0,39 e 2,20, bem superior à faixa relativa a toleióitos oceânicos (0,1) (Gast, 1968).

Os padrões de terras-raras normalizados ao manto primitivo, esboçados no aranhograma mostram um fracionamento de ETRL (elementos terras-raras leves) e uma depleção de ETRP (elementos terras-raras de anomalia de európio, assemelhando aos arcos de toleióitos modernos. (figura 2.10).

Os resultados de Sm/Nd, obtidos por Pimentel (2001), em anfibolito da Fazenda Mogno, revelaram uma idade isocrônica de ca. 2,24Ga, com e_{Nd}(t) de +2,5, considerada a mais antiga da área e ligada a restos de uma associação vulcânica (oceânica) preservada de caráter juvenil (Lacerda Filho *et al.*, 2001). Na construção dessa isócrona foram usadas 5 amostras, cujos valores de e_{Nd}(t) variaram de +1,42 a 3,10 (Tabela 2.4) indicando sua ligação com fontes mantélicas enriquecidas com alguma contribuição crustal (Depaolo, 1988).

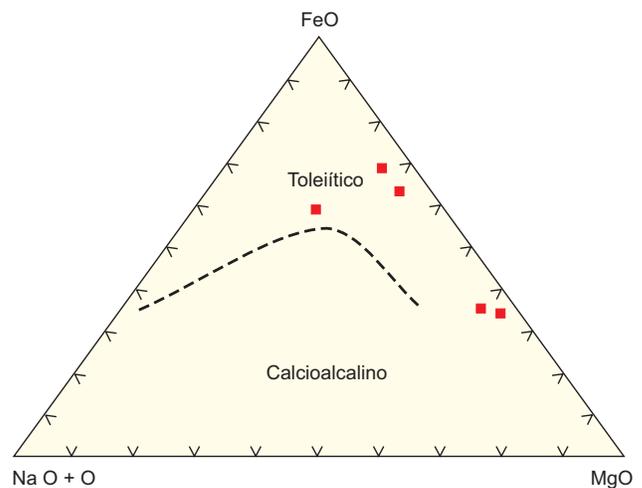


Figura 2.9 – Diagrama AFM, segundo Irvine & Baragar (1971), aplicado a amostras de metagabróides de Complexo Bacaeri-Mogno.

Tabela 2.3 – Análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras em metagabróides do Complexo Bacaeri-Mogno.

Amostras	CC-R-98A	CC-R-98B	CC-R-99A	JD-16	AF-47C
Elementos Maiores (%)					
SiO ₂	47,90	46,41	47,82	46,91	49,92
TiO ₂	1,68	2,11	0,40	0,11	0,92
Al ₂ O ₃	13,10	14,85	12,95	3,55	5,39
Fe ₂ O ₃	2,57	2,80	1,41	5,35	1,98
FeO	13,12	14,26	7,18	27,29	10,10
MnO	0,34	0,26	0,18	0,87	0,20
MgO	7,24	5,89	13,20	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	0,60
K ₂ O	0,23	0,16	0,37	0,09	0,34
P ₂ O ₅	0,20	0,41	0,06	0,23	0,27
P.F.	0,89	-	1,61	3,84	-
Total	98,21	98,48	97,82	97,04	99,47
Elementos Traços (ppm)					
Rb	21	13	25	6	70
Sr	139	370	195	7	162
Y	25	26	9	-	38
Zr	104	154	31	27	72
Nb	-	-	-	-	3,5
Ba	110	330	77	30 0	358
Th	-	-	0,70	3,20	0,40
U	-	-	-	1	-
Cr	160	-	2530	45	-
Cu	-	-	-	-	185
Pb	-	-	-	-	4
Zn	140	180	-	-	21
Co	69	73	64	51	93
Sc	50	62	51	4	50
Hf	3,10	4,80	-	-	2,30
Elementos Terras Raras (ppm)					
La	11	27	8	12	13,60
Ce	23	55	14	27	36
Nd	18	39	-	13	37
Sm	4,70	7,90	1,90	2,70	8,70
Eu	1,60	2,50	0,60	1	1,53
Gd	-	-	-	-	8,35
Dy	-	-	-	-	7,22
Ho	-	-	-	-	1,51
Er	-	-	-	-	4,28
Tm	-	-	-	-	0,50
Yb	3	4	2	2	3,51
Lu	0,40	0,50	-	0,30	0,50

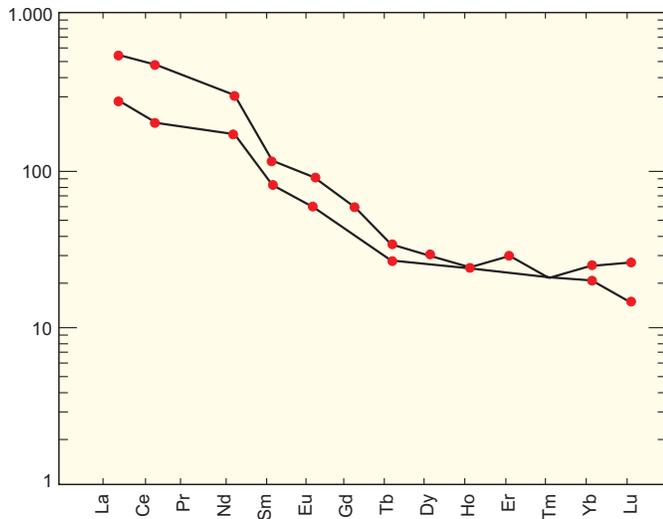


Figura 2.10 – Espectro de elementos terras-raras de metagabróides do Complexo Bacaeri-Mogno, normalizado ao manto primitivo.

Essas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú ocorrem intrudidas pelos granitóides das suítes Paranaíta e Jujuena e pelo Granito Nhandu, como acontece a nordeste de Alta Floresta (CC-2), onde foram constatados xenólitos de gnaisses graníticos englobados pelo Granito Jujuena e interceptados por diques de granito da Suíte Paranaíta (CC-106). A maioria dos seus contatos, no entanto, com essas unidades graníticas é feita através de zonas de cisalhamento transcorrente sinistral, de direção EW a ESE-WNW, marcadas por uma expressiva foliação milonítica com atitude média N80°W/80°NE, por vezes paralelizada ao bandamento (CC-262). Nas zonas miloníticas, é freqüente a ocorrência de estruturas tipo S/C (Foto 2.1); em “cabo de guarda-chuva”, leito do rio Teles Pires (CC-340, foto 2.2); ou com cristais de feldspato amendoados e de quartzo estirados (bastonetes) e dobras assimétricas abertas e fechadas, truncadas por falha transcorrente dextral.

Tabela 2.4 – Dados isotópicos Sm/Nd, Pimentel (2001) – Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília – Instituto de Geociências/CPRM - Promin-Alta Floresta.

Nº DE CAMPO	AMOSTRA (Nº LABORATÓRIO)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ₁₄₇ /Nd ₁₄₄	Nd ₁₄₃ /Nd ₁₄₄	ε _{Nd} (t)
CC-235	GHP-235	3.197	9.412	0,2053	0,512897±17	+3,10
CC-235A	GHP-236	3.207	9.751	0,1988	0,512817±15	+3,02
CC-235B	GHP-237	4.885	16.458	0,1794	0,512447±17	+1,42
CC-235C	GHP-238	3.418	10.093	0,2047	0,512876±36	+2,82
CC-235E	GHP-240	478	15.746	0,1835	0,512580±25	+1,89

2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú (PPcc)

As rochas gnáissicas, migmatíticas e anfibolíticas anteriormente mapeadas e consideradas como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1980 e Barros, 1993) na área, foram reduzidas a estreitas faixas alongadas e correlacionadas ao Complexo Cuiú-Cuiú, definido na Província Tapajós (Pessoa *et al.*, 1977), nas proximidades da vila homônima.

Na área cartografada, os litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú acham-se representados por fatias remanescentes, descontínuas e alongadas de direção ESE-WNW, com cerca de 12km de comprimento por 1km a 2km de largura, em média, localizadas principalmente a nordeste da cidade de Alta Floresta (1ª e 2ª viciniais norte) e nos arredores de Carlinda, em meio a um relevo dissecado, e litossolo areno-argiloso cinza-amarelado, com assinatura geofísica marcada por baixos valores radiométricos (50 a 80cps) e às vezes por anomalias magnéticas positivas.



Foto 2.1 – (CC-305) – Lajedo de gnaisse granítico do Complexo Cuiú-Cuiú, exibindo superfícies S/C. Vicinal D, NE de Carlinda.



Foto 2.2 – (CC-340) – Lajedo de ortognaisse granítico do Complexo Cuiú-Cuiú com vênulas de quartzo-feldspato potássico, inseridas ao longo da foliação milonítica, dispostas às vezes em dobras rompidas e estruturas tipo guarda-chuva. Leito do Rio Teles Pires (4ª vicinal – leste de Alta Floresta).

O Complexo Cuiú-Cuiú, na área, é formado por rochas gnáissicas ortoderivadas de composição granítica a monzonítica, às quais se associam granitóides e anfibolitos (enclaves).

Os termos petrográficos mais comuns são ortognaisses graníticos a monzoníticos, com predomínio deste último, em geral com texturas porfiroblástica e porfiroclástica, estrutura foliada (milonítica) a bandada, marcada pela predominância de faixas leucocráticas quartzo-feldspáticas, alternadas a máficas enriquecidas em biotita e hornblenda (Foto 2.3).

Ao microscópio são caracterizados pela composição quartzo-feldspática, textura granolepidoblástica, estrutura foliada, às vezes bandada, realçada pela alternância de níveis granoblásticos e



Foto 2.3 – Ortognaisse granítico do Complexo Cuiú-Cuiú exibindo mesodobras desarmônicas (1ª vicinal leste de Alta Floresta, CC-02).

nematolepidoblásticos. Os primeiros são constituídos por cristais prismático-tabulares, hipidiomórficos, de plagioclásio feldspato potássico pertítico, e quartzo em agregados intersticial aos feldspatos. Já os níveis nematolepidoblásticos acham-se invariavelmente enriquecidos em cristais prismático-tabulares de hornblenda verde e biotita em agregados lamelares. Possuem como minerais acessórios magnetita, zircão, apatita e titanita e como minerais de alteração sericita, epidoto, carbonato e argilominerais.

Estudos litoquímicos preliminares indicaram tendência calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, e são relacionados a ambiente de arco vulcânico na Província Tapajós (Klein *et al.*, 2000). Datação em ortognaisses graníticos (CC-2), norte de Alta Floresta, pelo método U/Pb SHRIMP, revelou idade de 1.992 ± 7 Ma, compatível com as idades obtidas por Santos *et al.* (1997) e Santos (1999) através U/Pb convencional e SHRIMP compreendidas entre 2.005 ± 7 Ma e 2.033 Ma em gnaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú na Província Tapajós, apontadas como idade de cristalização dessas rochas.

2.2.3 Suíte Intrusiva Juruena (PPgj)

A denominação Granito Juruena foi proposta por Silva *et al.* (1974) para designar corpos graníticos remobilizados do Complexo Xingu, situados na Folha SC. 21 - Juruena, apresentando expressão topográfica positiva nas imagens de radar, forma elíptica a fusiforme e orientação NW-SE, compreendendo granitóides porfiróides biotíticos e muscovíticos, frequentemente gnaissificados. Sugeriram uma origem sinorogênica para esses corpos graníticos, correlacionando-os ao Ciclo Transamazônico (2.600-1.800 Ma).

Silva Neto *et al.* (1980) relacionaram o termo a uma série de corpos graníticos, granodioríticos e trondhjemitos, ovalados, semicirculares, de contornos irregulares, estrutura isótropa, não deformados, pós-cinemáticos, distribuídos a sul e sudeste de Paranaíta.

No presente trabalho, ratifica-se a designação de Juruena para representar uma suíte de rochas graníticas calcioalcalinas de médio a alto potássio, formadas essencialmente de biotita granitos e monzogranitos, porfiríticos a equigranulares, isotrópicos, cinza-claros a cinza-rosados, pouco magnéticos, baixos valores radiométricos, geralmente desprovidos de enclaves máficos.

Ocorrem na forma de batólitos aglutinados e amalgamados, dispostos na direção NW-SE, exibindo contatos tectônicos ou intrusivos com os granitos

Nhandu e Paranaíta, geralmente encobertos por um espesso latossolo argiloso cinza-amarelado. Acham-se também intrusivos em rochas granito-gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú, e seus afloramentos constituem grandes blocos e matacões ovalados (foto 2.4).



Foto 2.4 – Aspecto de afloramento dos granitos da Suíte Intrusiva Juruena na forma ovalada. SE de Carlinda, na estrada MT-208, para o Porto da INDECO (CC-70).

Distribui-se numa extensa faixa orientada NW-SE, desde sul/sudeste de Carlinda, até norte/noroeste de Paranaíta. Entre Alta Floresta e Paranaíta esta faixa alarga-se sobremaneira, dominada por uma região amplamente penneplanizada e dissecada, constituída por latossolos cinza amarelados. Acham-se bem documentados a sul e sudeste de Carlinda, na estrada para o porto da INDECO; na 1ª vicinal, a norte de Alta Floresta; e nas estradas Alta Floresta-Carlinda (MT-206) e Alta Floresta-Paranaíta (MT-208).

Seus litótipos exibem geralmente textura porfirítica a equigranular, estrutura isótropa, interrompida apenas por uma deformação confinada, rúptil a rúptil-dúctil, caracterizada por zonas de cisalhamento, transcorrentes com larguras centimétricas a métricas, formadas a partir da nuclearização de fraturas de cisalhamento, conjugadas e extensional, onde ocorrem filonitos, constituídos por quartzo + sericita ± clorita ± epidoto.

Em cartas aerogeofísicas, esses granitóides exibem baixos valores radiométricos (canais de K, Th e U) (figuras 2.11, 2.12 e 2.13) e ausência de anomalias magnéticas em razão do seu baixo conteúdo de magnetita.

São essencialmente granitos homogêneos e geralmente desprovidos de enclaves máficos e com pouca magnetita. A Tabela 2.5 fornece a composi-

ção modal de amostras representativas desta unidade que, quando locadas no diagrama QAP de Streckisen (1976), plotam predominantemente os campos graníticos a monzograníticos (figura 2.14).

Os estudos petrográficos desses litótipos mostram uma composição mineralógica à base de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, geralmente acompanhados de epidoto, sericita, clorita, muscovita, carbonato e argilominerais, como produtos de alteração hidrotermal, e de titanita, allanita, apatita, opacos e zircão como minerais acessórios.

Possuem textura equigranular a porfirítica (foto 2.5) com matriz granular fina a média e exibem cristais de feldspato potássico com cerca de 1cm de tamanho, excepcionalmente atingindo 2cm, prismáticos, tabulares, subidiomórficos, pertíticos e com geminação polissintética cruzada. O plagioclásio ocorre em cristais prismáticos-tabulares, idiomórficos a subidiomórficos parcialmente saussuritizados, 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 verde aparece como agregados lamelares, geralmente em transformação para clorita ou muscovita.

A Suíte Intrusiva Juruena é constituída por rochas da série calcioalcalina alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, com quimismo e características mineralógicas compatíveis com granitos de arcos vulcânicos, similares às intrusões encontradas em margens continentais ativas.

Seus litótipos possuem valores de SiO_2 variando de 58% a 71%, 11% a 16% e Al_2O_3 , 0,78% a 5% de CaO e elevadas razões MgO/TiO_2 (1,60) e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (>1). Mostram enriquecimento em elementos de raio

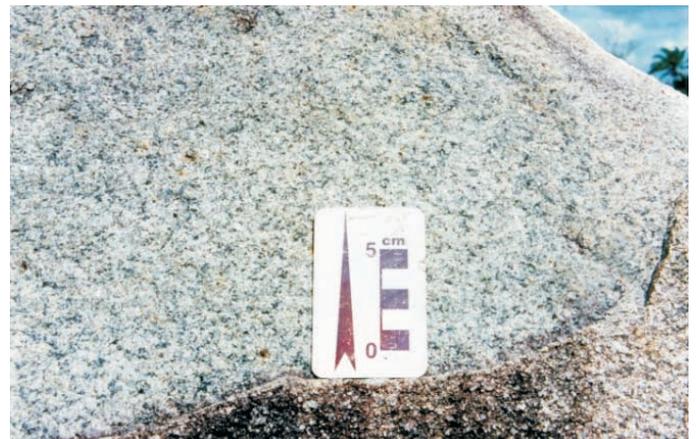


Foto 2.5 – Aspecto textural do biotita granito porfirítico da Suíte Intrusiva Juruena, estrada MT-208 - Carlinda-Porto da INDECO. CC-70).

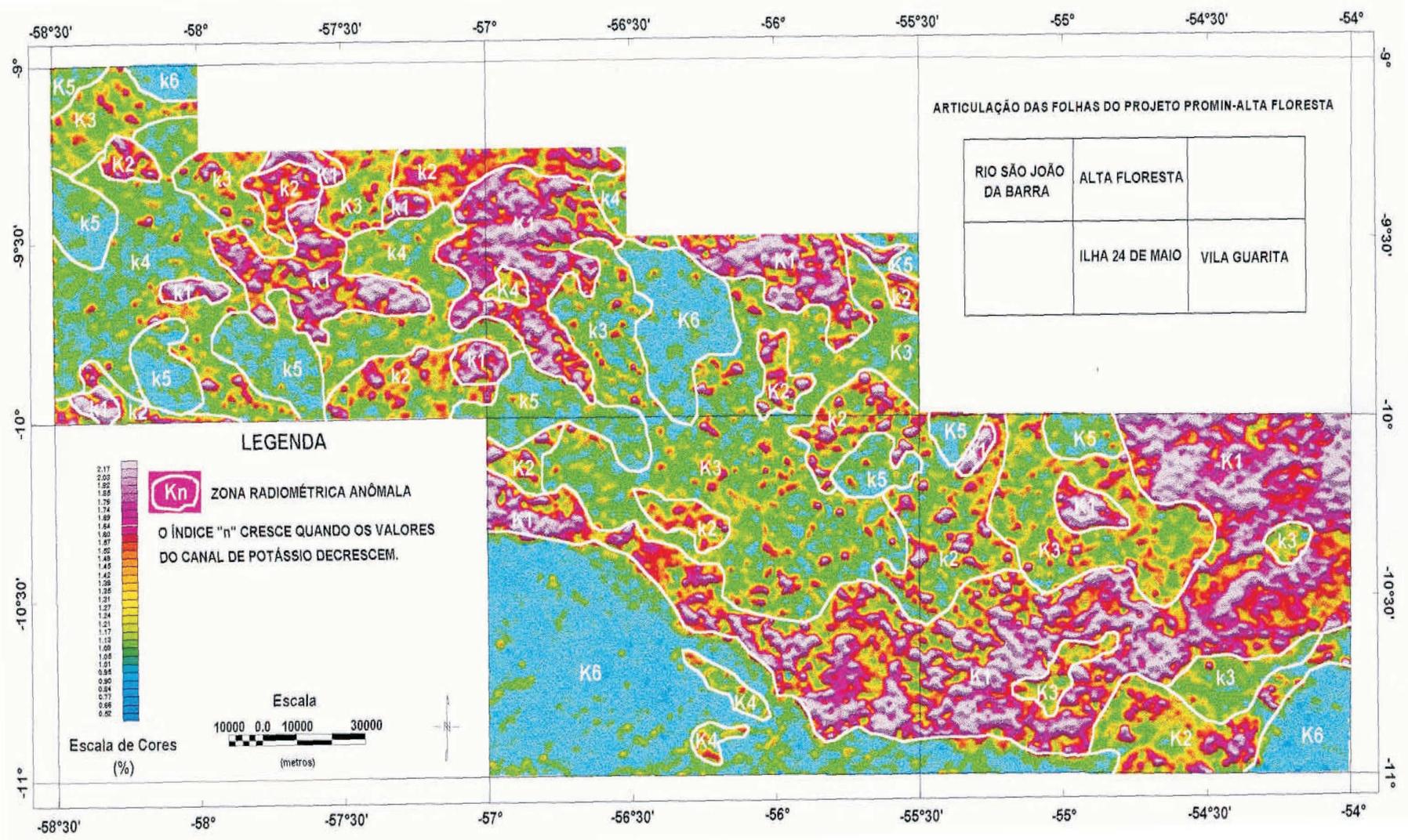
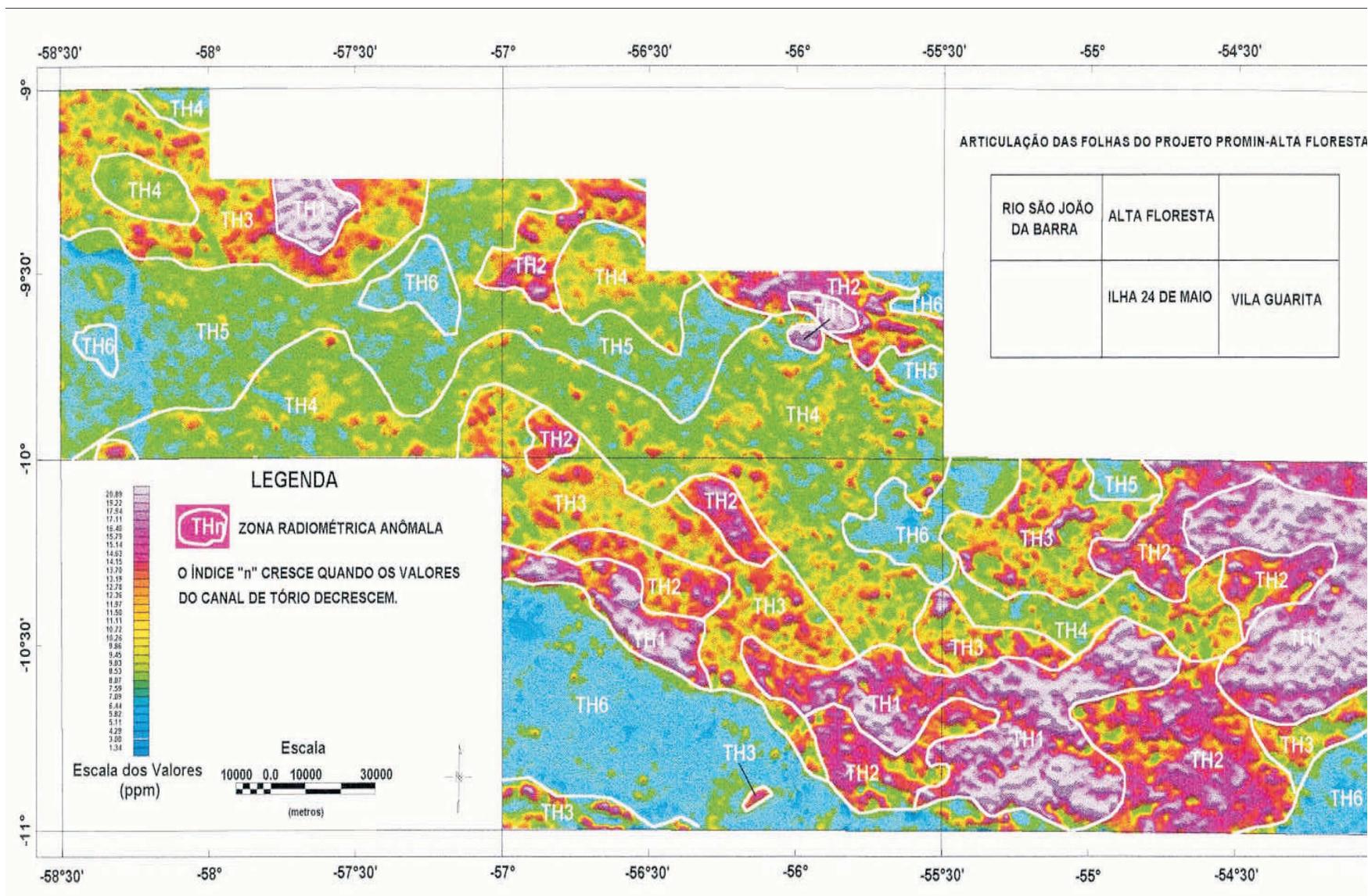
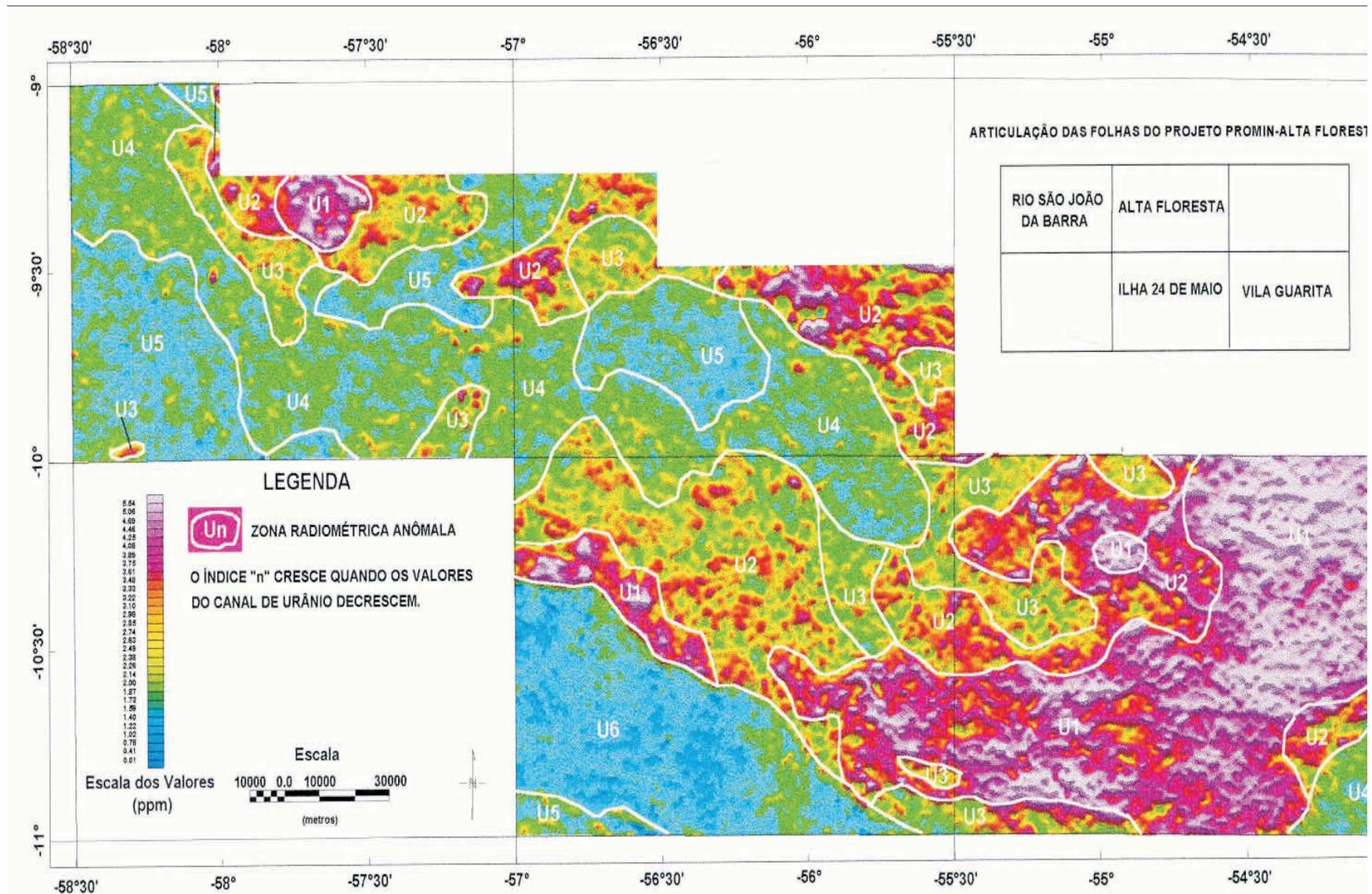


Figura 2.11 – Imagem radiométrica canal de K, integrada do Projeto Promin-Alta Floresta.



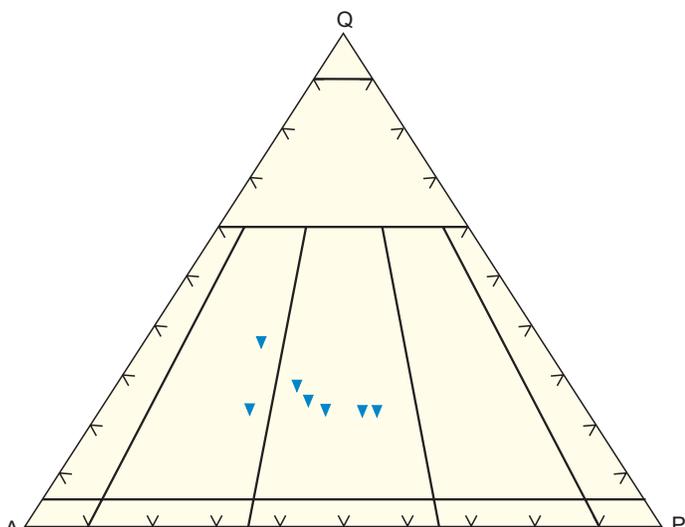


ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS DO PROJETO PROMIN-ALTA FLORESTA

RIO SÃO JOÃO DA BARRA	ALTA FLORESTA	
	ILHA 24 DE MAIO	VILA GUARITA

Tabela 2.5 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Juruena.

Amostras	CC-18	CC-19	CC-87	CC-264	CC-291	CC-296B	CC-27
Minerais							
Quartzo	20	20	20	20	25	25	30
K-Feldspato	35	34	45	28	38	38	36
Plagioclásio	30	25	20	37	25	45	15
Biotita	5	10	6	3	2	5	5
Sericita	2	2	2	2	1	1	3
Epidoto	5	4	3	5	3	2	4
Clorita	-	-	1	2	4	2	2
Muscovita	2	3	-	-	-	2	-
Carbonato	-	tr	tr	1	-	tr	tr
Allanita	-	tr	tr	tr	tr	-	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	1	1	1	1	1	2
Titanita	1	1	1	tr	tr	tr	1
Zircão	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr



iônico grande (LIL): (Ba - 300 a 2.032 ppm, Sr - 84 a 698ppm, Rb - 99-291ppm), elementos com alto campo de forças (HFS): (Zr - 189 a 517ppm e Hf - 5,50 a 16ppm e Y - 20 a 164ppm) e em elementos terras-raras leves (ETRL) (La-32 a 190ppm e Ce-72 a 227ppm), e uma acentuada depleção em elementos

terras-raras pesadas (ETRP) (Tabela 2.6) semelhantes às suítes calcioalcalinas alto K, definidas por Liégeois *et al.* (1998) no noroeste da África, região de Tuareg.

Em relação ao índice de saturação de alumina, dado pelo diagrama de Maniar & Piccoli (1989), essas rochas são metaluminosas a peraluminosas e formadas em ambiente de arco continental (figura 2.15), podendo ser classificadas como calcioalcalina de alto potássio (Le Maitre 1989. *et al.*) (Figura 2.16).

Os padrões de terras-raras obtidos para amostras representativas desta unidade (figura 2.17), mostram-se bastante consistentes e semelhantes, revelando um elevado enriquecimento em elementos terras-raras leves (ETRL) e uma depleção dos elementos terras-raras pesadas (ETRP). Os padrões são fortemente fracionados, evidenciado pela relação La/Yb= 180 e uma pequena anomalia negativa de európio.

No diagrama multielementar, normalizado ao manto primordial, as rochas graníticas da Suíte Juruena caracterizam-se por acentuadas anomalias negativas de Nb, Ti e Sc (figura 2.18), semelhantes à suíte calcioalcalina pós-colisional de Tuareg a NW da África (Liégeois *et al.*, 1998).

Tabela 2.6 – Resultados de análises químicas em amostras da Suíte Intrusiva Juruena.

Elementos Maiores (%)											
Amostras Minerais	PS-35	PS-35A	PS-35B	PS-108	PS-108A	PS-116	JD-9A	LM-106	GM-68	CC-264	CC-291
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 _{3t}	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
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	25,74	43,29	13,75	46,83	30,88	24,28	45,9	26,5	17,77	60,25	57,6
CaO/Na ₂ O	0,72	0,32	1,15	0,34	1,32	0,42	0,26	0,85	1,16	0,52	0,39
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	1000	580	780	150	560	1800	480	2032	1534
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
Tm										0,26	0,33
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

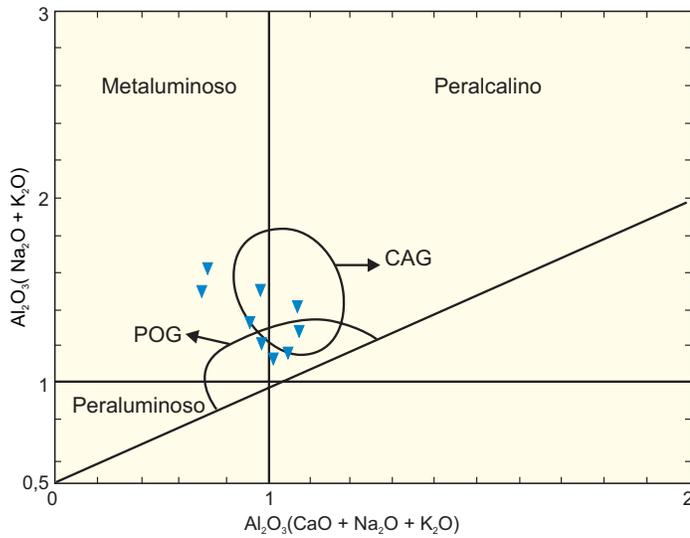


Figura 2.15 – Amostras da Suíte Juruena plotadas no diagrama de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). CAG - granitóides de Arco Continental e POG - granitóides pós-orogênicos.

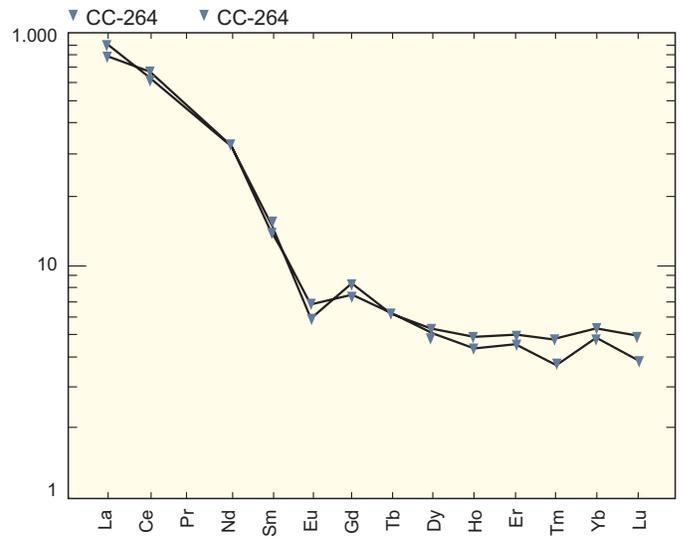


Figura 2.17 – Diagrama de elementos de terras-raras normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), aplicado às amostras da Suíte Juruena.

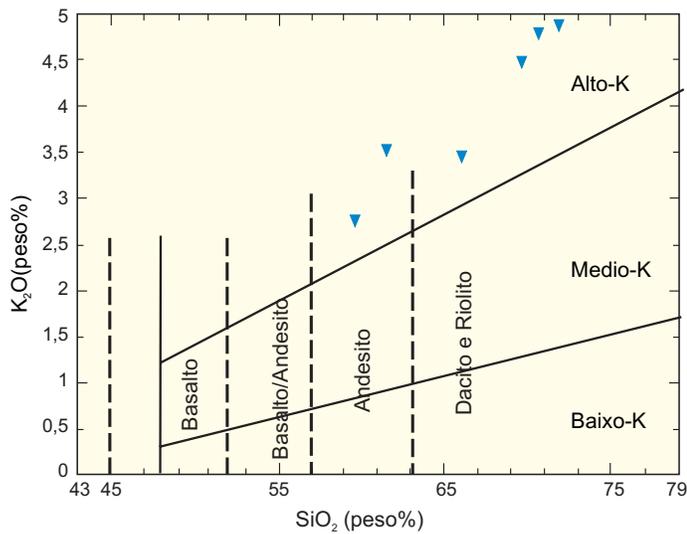


Figura 2.16 – Amostras da Suíte Juruena no diagrama de Le Maitre et al. (1989).

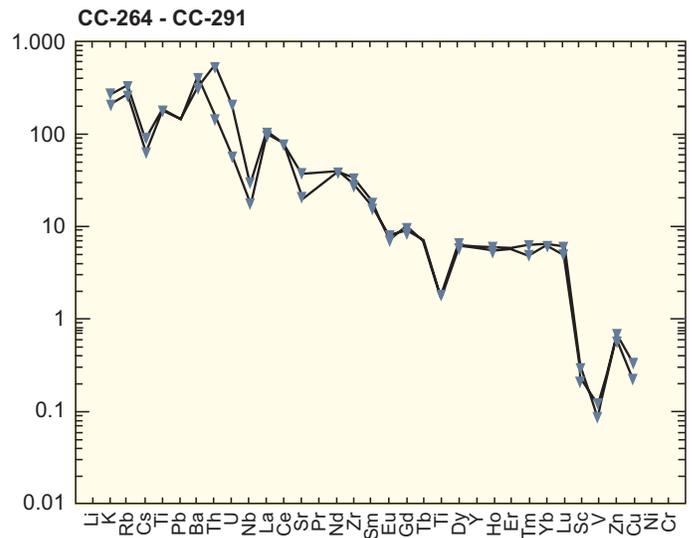


Figura 2.18 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), aplicado à amostra da Suíte Juruena.

Na tentativa de discriminar quimicamente as rochas intrusivas ácidas a intermediárias de zonas de colisão, Harris *et al.* (1986) elaboraram o diagrama Hf-Rb/30-3Ta, no qual as amostras da Suíte Juruena plotam no campo de granitos de arco vulcânico (Grupo I) e apenas 2 amostras situam-se no campo dos granitos pós-colisionais (figura 2.19).

Harris *et al.* (1986) consideraram 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, razão pela qual geralmente ocorrem sobreposições de assinaturas geoquímicas do Grupo I (arco vulcânico) e III (pós-colisional).

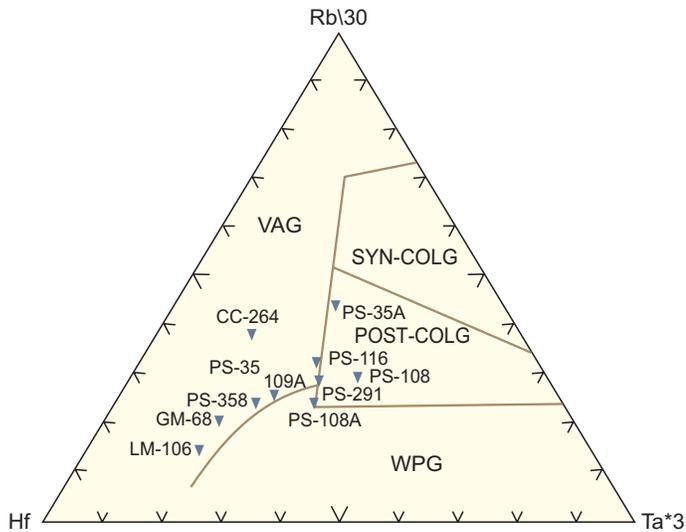


Figura 2.19 – Amostras da Suíte Juruena plotadas no diagrama de Harris *et al.* (1986). VAG - Granitos de arcos vulcânicos, Syn-Colg - granitos sincolisionais, Post-Colg - granitos pós-colisionais e WPG - granitos intraplacas.

Wyborn *et al.* (1992) utilizaram o 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 Y. O primeiro grupo teve a granada estável nas regiões fontes em algum estágio de sua geração e o segundo grupo teve o plagioclásio como mineral predominante na região geradora. A ausência de anomalia de Y no Granito Juruena indica, portanto, que a granada jamais foi uma fase estável nas fontes geradoras desse granito, implicando em níveis de profundidades menores do que os 45km requeridos na geração desses granitóides (Wyborn *et al.*, 1992).

Dados petrográficos e químicos dos granitos da Suíte Juruena, como as ausências de enclaves máficos e de anomalias de Y em diagramas multielementares, existência de leve anomalia negativa de Eu, baixos conteúdos de Sr (<650 ppm) e correlação negativa entre Sr e os indicadores de fracionamento, sugerem a geração do magma em condições de pressão menores que 10 Kb, onde a granada esteve ausente, o plagioclásio residual é mais abundante e a evolução crustal processou-se por cristalização fracionada (Norman *et al.* 1992 e Rapela & Pankhurst, 1996).

Datação pelo método U/Pb (MMAJ/JICA, 2000) em biotita monzogranito situado aproximadamente 40km a noroeste de Matupá (área-piloto G) na Folha SC-21-X-D (Aeroporto de Cachimbo) forneceu idades de $1.817 \pm 57\text{Ma}$, $1.823 \pm 35\text{Ma}$ e $1.948 \pm 17\text{Ma}$.

2.2.4 Suíte Intrusiva Paranaíta (PP γ p)

Está distribuída em áreas anteriormente tidas e cartografadas como pertencentes ao Complexo Xingu, a Formação Iriri e ao Granito Teles Pires (Silva Neto *et al.*, 1980; Silva *et al.*, 1980; e Souza *et al.*, 1979).

Scabora (1997), em trabalhos de exploração mineral na região da fazenda Mogno e adjacências, pela Mineração Santa Elina, individualizou corpos graníticos dessa unidade, que na ocasião foram cartografados como um Complexo Intrusivo Félsico (alvos do Rato e Morro do Túnel) formados por granitos porfíricos sulfetados, hornblenda-biotita gnaisses porfíricos e granitos finos róseos, foliados, encaixados e reunidos a rochas migmatíticas e enderbíticas do Complexo Xingu.

Bittencourt Rosa *et al.* (1997) realizaram perfis geológicos na região de Paranaíta e Alta Floresta e denominaram essas rochas graníticas de Granitóide Paranaíta.

JICA/MMAJ (2001), em estudos de prospecção mineral na busca de depósitos auríferos, selecionou uma área situada a 20km a noroeste de Paranaíta (Bloco C) no domínio desses granitos, tendo na ocasião chamado esses litótipos de granitos pré-Uatumã, identificados como tipo II, e correlacionados ao Granito Matupá (Moura, 1998).

No presente trabalho propõe-se a designação de Suíte Intrusiva Paranaíta para representar um clã de rochas graníticas calcioalcalinas de médio a alto potássio, formadas predominantemente por litótipos da série monzogranítica, destacando-se monzogranitos, biotita-quartzo monzonitos, biotita granitos, hornblenda-biotita granitos e magnetita-biotita granito. São porfíricos a equigranulares, isotrópicos, com deformação confinada, portadores geralmente de quartzo azulado, magnetita e de enclaves de dioritos, microdioritos e quartzo-dioritos pórfiros (foto 2.6).

Ocorrem na forma de batólitos com 200km² a 600km² de área, que se acham às vezes aglutinados entre si, e *stocks* alongados na direção EW a NW-SE, geralmente balizados por falhas transcorrentes sinistrais EW e N40°W conjugadas, e bem documentadas a NW de Paranaíta (córrego Jaú e adjacência do Porto da Aldeia – área-tipo). Seus contatos são tectônicos com as rochas da Suíte Juruena, do Granito São Pedro e da Suíte Colíder ou estão numa suposta relação de intrusão com os granitos Juruena e transicionais com as vulcânicas Colíder. A maioria de seus contatos acha-se geralmente encoberta por latossolos argilosos. Os afloramentos ocorrem na forma de grandes blocos ovalados.

Distribuem-se também nos arredores de Alta Floresta e a noroeste de Carlinda, em contato brusco e in-



Foto 2.6 – Bloco de hornblenda-biotita monzogranito porfírico com enclaves de quartzo-diorito, pertencentes à Suíte Intrusiva Paranaíta. Garimpo do Valdomiro, NW de Paranaíta (CC-156).

trusivo nos granitos gnáissicos do Complexo Cuiú-Cuiú ou envolvidos pelos granitóides Nhandu. Foram constatados também *stocks* desses granitóides na região das fazendas Mogno (Garimpo do Rato) e Apiacás (Túnel), intrusivo nas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno.

Seus litótipos exibem geralmente textura porfírica, estrutura isótropa, interrompida apenas por uma deformação rúptil-dúctil confinada, caracterizada por zonas de cisalhamento transcorrentes com largura de 0,5m a 1m, formadas a partir da nuclearização de fraturas dilatantes com a geração de filonitos (quartzo + sericita + clorita) em razão do amolecimento do granito por soluções hidrotermais.

Em cartas aerogeofísicas, estes granitóides respondem com acentuadas anomalias magnéticas (figura 2.4), refletindo o alto conteúdo de magnetita disseminada (1% do volume da rocha) e conferindo-lhes uma susceptibilidade magnética maior que 10×10^6 e.m.u/g, limite para o enquadramento desses litótipos como granito a magnetita (Ishihara, 1981), geneticamente ligado a um magma granítico hidratado com alta taxa de fugacidade de oxigênio, com características metalogenéticas enriquecidas em sulfetos e Au. Já os mapas gamaespectrométricos revelaram baixos valores nos canais de K, Th e U, no domínio dessas rochas.

Constitui uma suíte formada principalmente por monzogranitos (biotita-hornblenda monzogranito e biotita monzogranito pórfiros), quartzo-monzonitos (biotita-hornblenda quartzo-monzonito e biotita quartzo-monzonito) e biotita granito (biotita-hornblenda granito e biotita granito), de cor cinza-arroxeadado a cinza-rosado, textura porfírica grossa a equigranular e estrutura homogênea, isótropa.

Acham-se bem documentados a noroeste de Paranaíta (garimpos Grota Rica, Buriti e Dona Diva), onde geralmente são acompanhados de enclaves máficos de 5cm a 10cm de composição diorítica a quartzo-diorítica, exibindo fluxos magmáticos, com formas elípticas a arredondadas e com feições de *mingling* dadas por ocorrência de cristais pingados de plagioclásio. A composição modal de amostras selecionadas está expressa na Tabela 2.7 e no diagrama QAP de Streckeisen (1976), recaindo predominantemente no campo do monzogranito a quartzo-monzonito (figura 2.20), estendendo-se de modo subordinado a quartzo monzodiorito e quartzo-diorito (enclaves).

Estes litótipos mostram uma composição mineralógica à base de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e, às vezes hornblenda e geralmente acompanhada de epidoto±sericita±clorita ±argilominerais±carbonatos, produtos de alterações hidrotermais. Os minerais acessórios se acham representados por magnetita, ilmenita, apatita, zircão±allanita ±titanita.

Essas rochas são essencialmente quartzo-feldspáticas de composição granítica/monzogranítica exibindo textura porfírica com matriz granular média a grossa e estrutura maciça. Tanto os pórfiros como a matriz acham-se representados por feldspato potássico e plagioclásio. O feldspato potássico ocorre em megacristais de 1cm a 2cm, excepcionalmente atingindo 4cm de tamanho (Pedreira Alta Floresta), é prismático-tabular a xenomórfico, perítico, e exibe geminações *Carlsbad* e polissintética cruzada. Altera-se para sericita e albita e associa-se, às vezes, a microclínio tardio. O plagioclásio aparece como

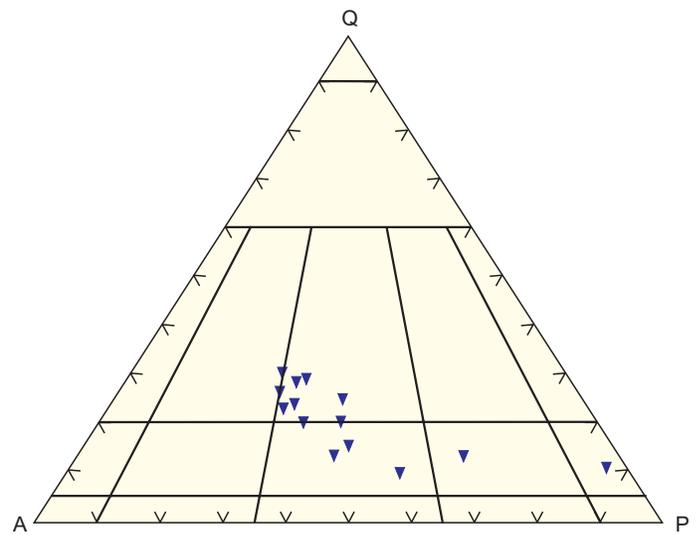


Figura 2.20 – Amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta no diagrama QAP, de Streckeisen (1976).

Tabela 2.7 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta - ol-oligoclásio, an-andesina.

Amostras Minerais	CC-4	CC-2C	CC-13	CC-13A	CC-13B (enclave)	CC-14	CC-22A	CC-22D (enclave)
Quartzo	20	12	20	20	10	15	25	8
K-Feldspato	43	35	32	40	20	36	37	3
Plagioclásio	25	35(ol)	20	25	50	25	25	68(ol/an)
Biotita	2	8	10	5	10	6	5	12
Hornblenda	-	7	-	-	-	6	-	-
Sericita	1	3	3	1	2	3	2	1
Epidoto	2	5	8	4	4	5	3	3
Clorita	3	-	2	2	tr	-	tr	-
Carbonato	-	1	1	tr	-	-	tr	-
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Allanita	-	tr	tr	-	-	-	-	-
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	2	2	2	1	1	1	3	3
Titanita	1	2	1	1	2	2	2	-
Amostras Minerais	CC-108	CC-113A (enclave)	CC-113B	CC-117A	CC-118	CC-56	CC-210	CC-262
Quartzo	25	6	20	20	15	20	25	10
K Feldspato	31	25	37	32	32	32	38	35
Plagioclásio	28	36	20	30	30	30	20	32
Biotita	5	8	8	8	8	8	10	10
Hornblenda	-	8	3	-	2	1	-	5
Sericita	4	2	2	2	2	2	1	1
Epidoto	3	10	3	4	4	3	1	2
Clorita	2	1	2	2	3	1	1	-
Carbonato	tr	tr	-	2	-	tr	1	-
Zircão	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-
Allanita	-	-	tr	tr	tr	-	-	tr
Apatita	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
Opacos	tr	1	1	tr	1	1	1	2
Titanita	tr	2	1	1	2	1	tr	2

megacrists tabulares zonados com até 4cm de tamanho (média \pm 1cm), idiomórficos a subidiomórficos, geminados segundo as leis de Albita e Albita-*Carlsbad*, e composição variando de oligoclásio a andesina (An 20 a 40). O quartzo é azulado (nos termos subvulcânicos), xenomórfico, forma mosaicos de cristais fraturados, tangenciais ou imbricados entre si, exibe extinção ondulante, e ocupa os interstícios dos feldspatos. A biotita é verde e ocorre na forma de agregados lamelares, geralmente transformados em clorita. A hornblenda foi observada apenas em algumas amostras e geralmente ocorre associada a biotita, titanita e magnetita.

Foram observados, também, biotita granitos porfíricos, cinza-rosados, isótropos, com enclaves centimétricos a métricos de biotita quartzo-diorito e biotita-hornblenda diorito, pórfiros (Pedreira de Alta Floresta). Na estrada Alta Floresta-Paranaíta, ocorre diorito pórfiro, distribuído na forma de megaenclave nos granitos, relacionado às rochas básicas Guadalupe, geneticamente ligadas à evolução dessa suíte.

Ainda na pedreira de Alta Floresta, foram observadas duas direções de fluxos magmáticos, uma ligada a orientação dos megacrists de feldspato potássico (magma félsico) (N70°W/50°SW) e outra de enclaves máficos de quartzo-dioritos (E-W/subvertical), foto 2.7, indicando mistura de magmas, onde ocorrem feições de *mingling* (foto 2.8), caracterizadas por cristais “pingados” de feldspato potássico.



Foto 2.7 – Fluxo magmático em biotita granito porfírico da Suíte Paranaíta, dado pela orientação dos megacrists de feldspato potássico e de enclave de diorito. Pedreira de Alta Floresta (CC-22).



Foto 2.8 – Biotita granito porfírico, com enclave de quartzo-diorito pórfiro contendo cristais de feldspato “pingados”, evidenciando duas direções de fluxo magmático. Pedreira Alta Floresta (CC-22).

Foram observados veios de granito pegmatóide, com espessura de 1cm a 2cm e atitudes N80°W/20°SW, interceptando o conjunto.

A Suíte Intrusiva Paranaíta é constituída por rochas da série calcioalcalina de alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, com quimismo e características mineralógicas compatíveis a granitos de arcos vulcânicos, similares às intrusões calcioalcalinas encontradas em margens continentais ativas, como as séries calcioalcalinas monzoníticas modernas da Patagônia (Lameyre, 1987; Rapela, & Pankhurst, 1996). Seus litótipos possuem valores de SiO₂ variando de 56% a 73%, elevadas razões MgO/TiO₂ (2,1) e K₂O/Na₂O > 1 (com apenas 3 amostras abaixo de 1 em enclaves dioríticos); 14% a 18% de Al₂O₃; 1,5% a 4,70% de CaO; enriquecimento de Ba (1.100ppm) e Sr (440ppm); valores moderados de Zr (373ppm) e Rb (91 a 245ppm); e baixos conteúdos de Nb (19ppm), Y (40ppm) e Ta (1,60ppm)

Em relação ao índice de saturação de alumina, dado pelo diagrama de Maniar & Piccoli (1989), os monzogranitos e granitos da Suíte Paranaíta podem ser classificados como granitóides de arco continental (figura 2.21).

Pelos diagramas de Irvine e Baragar (1971) e Le Maitre (1989) (figuras 2.22 e 2.23), essas rochas podem ser classificadas como calcioalcalinas de alto potássio, que aliadas às suas características petrográficas, como a presença de hornblenda, titanita, allanita, magnetita (magmática) e ausência de anfibólios e piroxênios alcalinos, permitiram identificá-las como calcioalcalinas, semelhantes aos granitos tipo I oxidados e fracionados do cinturão Lachan na Austrália, onde Blevin & Chappell (1995) verificaram uma

Tabela 2.8 – Resultados químicos de amostras da Suíte Paranaíta: Biotita granito pórfiro (CC-1, CC-22A, CC-108, CC-145 e CC- 210); biotita monzogranitos pórfiros (CC-13, CC-117A e CC-155) hornblenda-biotita monzogranito (CC-113B, CC-155, CC-156C); biotita quartzo-monzonito (CC-123); biotita-hornblenda quartzo-monzonito (CC-2C, CC-118, CC-14); microquartzo monzonito, biotita-hornblenda monzonito pórfiro (CC-113A); e biotita-quartzo diorito pórfiro (CC-22D).

Elementos Maiores (%)																		
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
Minerais																		
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
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
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
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
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
MgO	1,15	1,33	1,90	2,76	0,42	1,42	3,94	1,45	1,72		1,36	1,56	0,47	0,78	0,42	0	3,03	0,56
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
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
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
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
P.F.	0,27	0,31	0,00	0,58	0,36	0,36	1,11	0,54			0,67	1,99	0,36	0,45	0,40		0,50	0,22
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
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	31,00	25,80	24,83	16,46	34,90	22,10	19,00	26,90	24,03	24,80	25	19,60	68,3	26,7	27,4	18,9	19,0	23,9
CaO/Na ₂ O	1,19	0,78	0,85	1,03	0,52	3,33	1,87	0,89	1,01	1,16	0,53	0,74	0,38	0,41	0,32	0,71	1,76	0,40
Elementos-Traços (ppm)																		
Rb	106	140	194	215	157	91	174	185	176		200	223	185	183			186	189
Sr	769	435	491	351	325	675	471	465	514	534	400	481	478	372	147	472	432	153
Y	38	34	37	43	23	33	23	31	33	34	35	40	34	51	59	57	39	86
Zr	486	309	303	315	481	1098	145	319	401	314	275	358	238	342	702	590	198	580
Nb	6	17	17	16	2,00	9	10	10	15,8	19,6	16	32	27	34	21	25,70	12,00	34
Ba	2300	1200	960	580	1300	1300	660	1100	1082		890	780	1200	850	1600		500	1100
Th	13	27	23	17	25	17	11	18	18,3	17,9	19	36	26	32	30	26,20	11	41
U	1	1	4	6	5	5	3	3	5,40	5,90	6	8	12	16	3	12,30	6	5
Ta	1	1,40	1,20	1,00	1,60	1,10	1,10	1,40	1,50		1,60	3,10	1,4	2,40	1,80	8,20	1,20	2,70
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
Cr	30	20	25	20	20	20	39	24	49		20	25	20	20	20		20	26
Cu										14								
Pb										10								
Zn	100	100	100	110	100	100	110	100	64	70								
Co	10	11	10	21	5	13	23	11	12	12	10	17	5	7	5	15	22	6
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
Ce	140	160	110	130	150	150	92	110,00	129,4	116,10	130	231	120	160	110	171,10	120	266
Nd	85	65	50	69	63	62	51	47	49,5	49,1	56	75	57	81	59	77,20	54	140
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
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
Gd									5,97	7,14								
Dy									5,19	5,78								
Ho									1,24	1,26								
Er									3,61	3,98								
Yb									3,81	3,92	4	7	3	6	7	6,49	5	10
Lu									0,64	0,63	0,50	0,80	0,40	0,70	1,00	1,04	0,60	1,20
Tm									0,49	0,53								

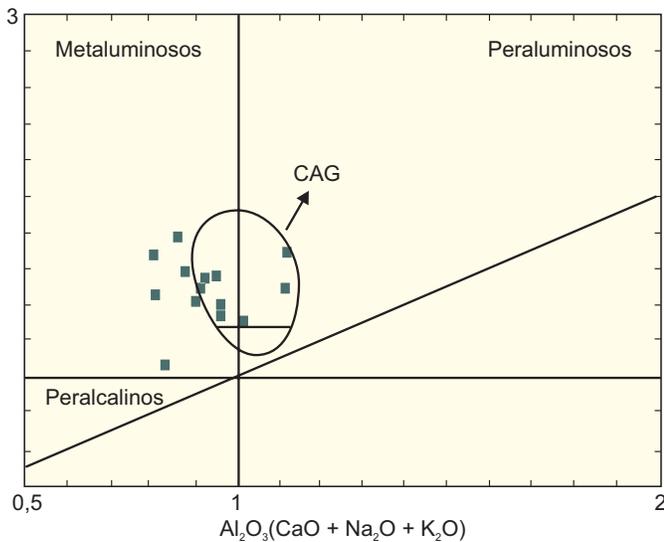


Figura 2.21 – Amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta plotadas no diagrama de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). CAG - granitóides de arco continental IAG - granitóides de arco-de-lha.

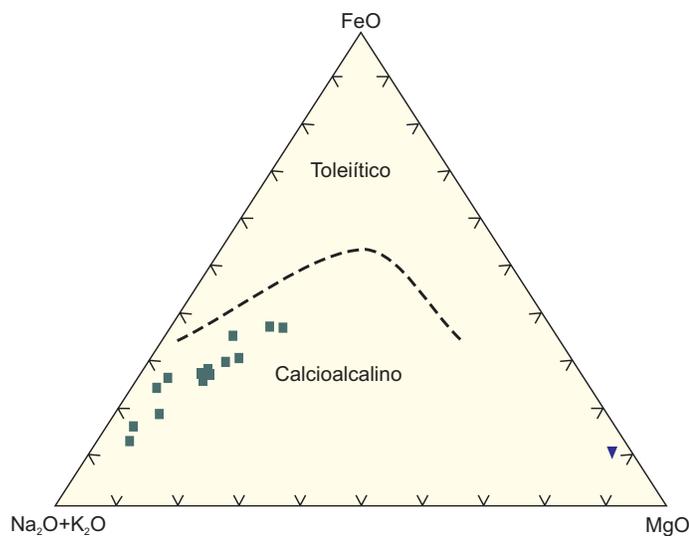


Figura 2.22 – Amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

progressão das mineralizações de Au-Cu em direção aos granitóides mais oxidados e fracionados.

Os padrões de elementos terras-raras de amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta mostram comportamento muito semelhante, com elevado enriquecimento em ETRL em relação ao manto primitivo e menor enriquecimento de ETRP. Os padrões são fortemente fracionados ($L_a/Y_b=19$) e com anomalia negativa de Eu (figura 2.24).

Com base no comportamento de elementos como Sr e Rb, a hipótese de plagioclásio residual parece ser mais adequada para explicar a anomalia negativa de európio dos monzogranitos.

No diagrama multielementar normalizado ao manto primordial essas rochas caracterizam-se por acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sc, Sm e Eu, ausência de anomalias de Y e Yb e aumento dos valores de Rb, Th e U (Figura 2.25).

Foram observados, também, enriquecimentos de elementos litófilos de íons grande (LIL), (Rb e Ba); de elementos de alto campo de forças (HFS), (Zr, Hf), e elementos terras-raras leves (ETRL) e acentuada depleção em terras-raras pesadas (ETRP) semelhantes aos padrões verificados na suíte calcioalcalina monzonítica da Patagônia (Rapela, & Pankhurst, 1996).

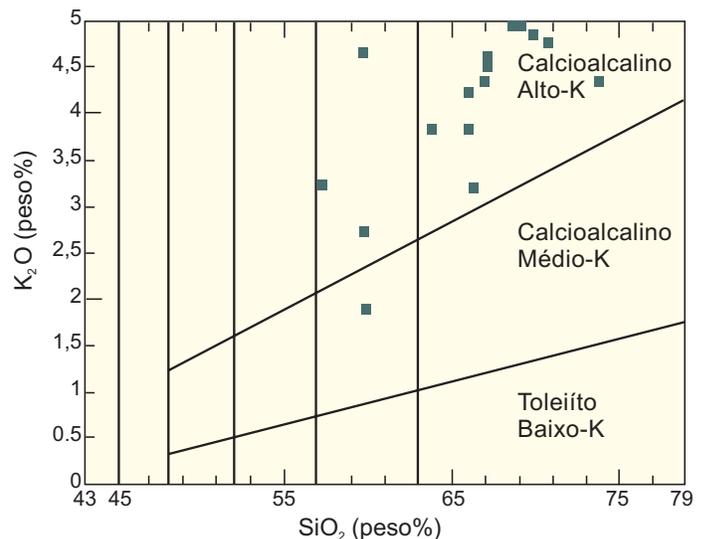


Figura 2.23 – Amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta no diagrama de Le Maitre (1989).

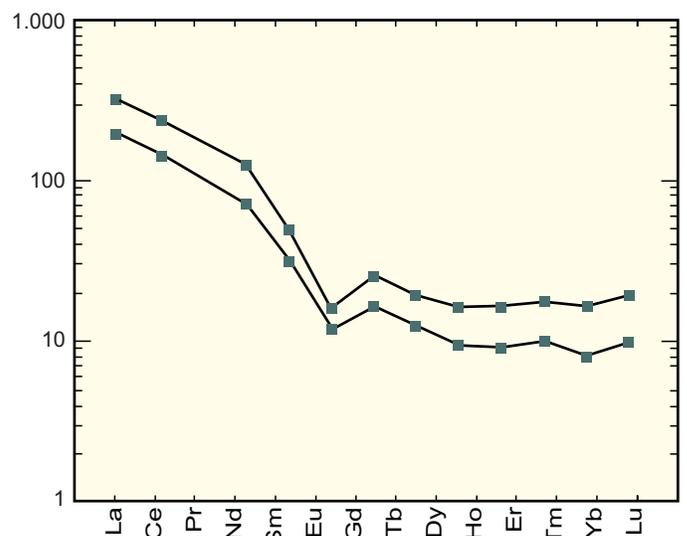


Figura 2.24 – Diagrama de elementos de terras-raras normalizado segundo o manto primitivo de Taylor & McLennan (1985) de amostras da Suíte Paranaíta.

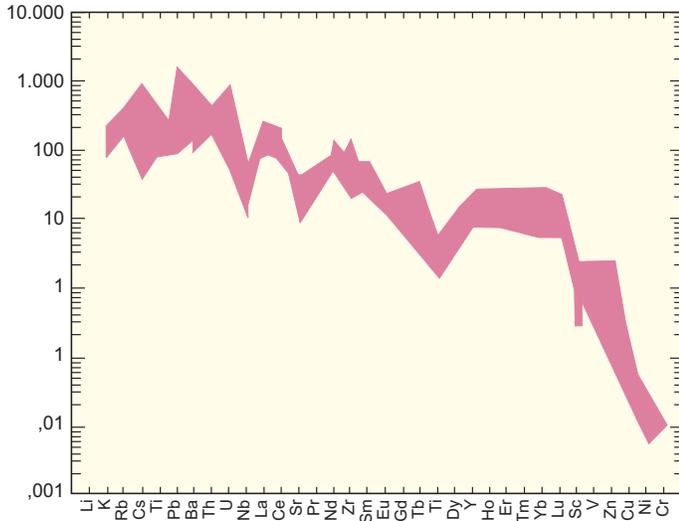


Figura 2.25 – Diagrama multielementar normalizado segundo manto primitivo, (Taylor & McLennan 1985), de amostras da Suíte Intrusivas Paranaíta (amostras CC-R-02C, CC-13, CC-14, CC-108, CC-113A, CC-113B, CC-117A, CC-123, CC-145, CC-155, CC-156C, CC-210).

O enriquecimento em K, Ba, Rb e Th e terras-raras leves (ETR) sugere fonte híbrida, gerada a partir da refusão de uma placa basáltica subductada numa crosta continental e em estreita associação com uma cunha do manto litosférico subcontinental, em posição distal da zona de sutura.

Pelo diagrama de Harris *et al.* (1986), tendo como parâmetros $Hf \times Rb/30 \times 3 Ta$, os granitóides da Suíte Paranaíta plotam o campo de arco vulcânico Grupo I e apenas 2 amostras situam-se no campo pós-colisional (Grupo III) (figura 2.26).

Harris *et al.* (1986) consideraram a colisão de placas um evento dinâmico, evoluindo desde estágio inicial de subducção de uma litosfera oceânica até um período de litosfera continental estabilizada, razão pela qual pode existir mais de uma região fonte para os magmas colisionais, havendo geralmente a sobreposição entre as assinaturas geoquímicas dos ambientes tectônicos. Portanto, as intrusões do Grupo I (arco vulcânico) e III (pós-colisional) apresentam similaridades geoquímicas. O magmatismo pós-colisional forma suítes calcioalcalinas similares às de arco vulcânico a partir de uma cunha do manto enriquecido em elementos LIL, em conexão com uma litosfera oceânica subductada, modificada por contaminação com líquidos da crosta inferior.

Os litótipos dessa unidade se colocam no campo dos granitóides orogênicos de arco continental (CAG) de Manniar & Piccoli, (1989), com característica calcioalcalina de alto potássio, baixo cálcio, meta-

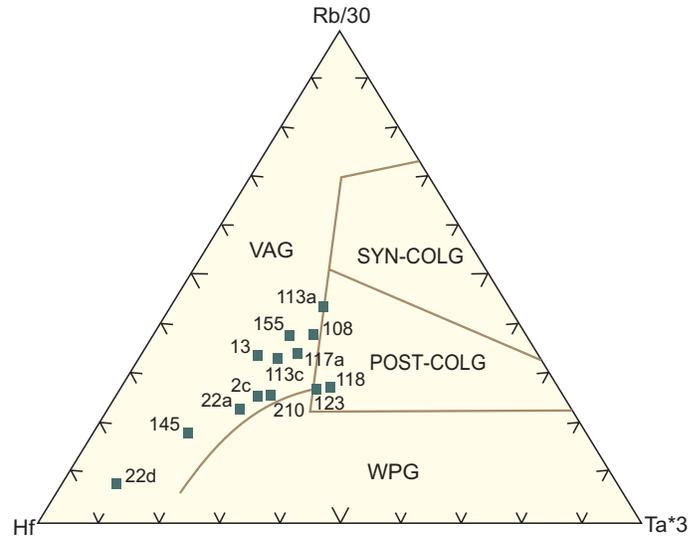


Figura 2.26 – Amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta no diagrama de Harris *et al.* (1986), VAG - granitos de arcos vulcânicos, Syn-Colg - granitos sincolisionais, Post-Colg - granitos pós-colisionais e WPG - Granitos intraplacas.

luminoso a levemente peraluminoso, contendo biotita e hornblenda como minerais específicos, (Barbarin, 1997), híbridos (mistura crosta + manto), posicionados numa zona transicional.

Datação pelo método U/Pb (Santos, 2000), em biotita granito pórfiro coletada nas proximidades da Pedreira de Alta Floresta, forneceu idade de 1.793 ± 6 Ma e idade-modelo T_{DM} de 2.080 Ma, e análises isotópicas Sm/Nd, feitas por Pimentel (2000), no laboratório de Geocronologia da UnB, no granito porfirítico da Pedreira de Alta Floresta (CC-22) revelaram razões Sm^{147}/Nd^{144} de 0,1121 e Nd^{143}/Nd^{144} de $0,511584 \pm 13$ (11) e idade-modelo T_{DM} de 2.221 Ma, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de 1,15, indicação próxima à estabelecida por Depaolo (1981) o que permite enquadrar esses granitóides dentro de um ambiente evolutivo de arco magmático em margens continentais.

Os dados isotópicos reforçam uma origem híbrida para esses granitóides, produtos de uma mistura de componentes mantélicos ($\epsilon_{Nd} > 0$) e crustal ($\epsilon_{Nd} < 0$).

Datações U/Pb (JICA/MMAJ, 2000) em monzogranitos, situados a 20 km a noroeste de Paranaíta (Bloco C), indicaram idades de 1.803 ± 16 Ma e $1.801 \pm 7,8$ Ma.

2.2.5 Alcalinas Rio Cristalino (PPIrc)

Estas rochas foram correlacionadas ao Sienito Canamã, definido por Silva & Issler (1974), na região do rio Canamã e tido como integrante intrusivo do Grupo Uatumã.

Silva *et al.* (1980) cartografaram um corpo subcircular de natureza alcalissienítica, na Folha SC. 21-X-C (Alta Floresta), na confluência dos rios Teles Pires e Cristalino, semelhante ao descrito no rio Canamã, e denominaram de Alcalinas Canamã, com idade Rb/Sr de 1.175 ± 14 Ma.

No presente trabalho propõe-se a mudança de designação para Alcalinas Rio Cristalino, em razão das suas relações de campo, da datação feita por Santos (2000), no corpo supramencionado, ter indicado idade U/Pb de 1.806 ± 3 Ma e dos resultados litogeoquímicos. Constituem um clã de rochas formadas por sienitos, quartzo sienitos e riebeckita-egirina sienitos que ocorrem na confluência dos rios Cristalinos e Teles Pires, leste do Porto da Madeiseik, cerca de 24km a NNE de Alta Floresta, na 1ª vicinal leste.

Acham-se reunidas num batólito de aproximadamente 14km por 7km, em formato elipsoidal, onde os seus contatos encontram-se mascarados por coberturas aluvionares e latossolos argilosos vermelhos, com magnetita disseminada.

No afloramento CC-218, margem direita do rio Teles Pires, cerca de 2km a leste do Porto da Madeiseik, expõe uma brecha de intrusão com “xenólitos” angulares de vulcânica ácida, englobada por um riebeckita-egirina sienito (foto 2.9).

Associa-se também um sienito pegmatóide (fácies tardia dessa unidade), contendo megacristais prismático-tabulares de anfibólio sódico com até 4cm de tamanho (Foto 2.10).

Acha-se na sua parte sudoeste em contato, por falha transcorrente, com os sedimentos do Grupo Beneficente.

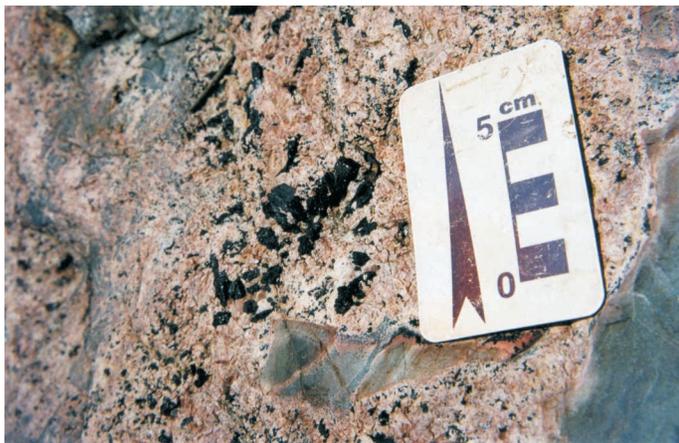


Foto 2.9 – Aspecto textural do riebeckita-egirina sienito com megacristais prismático-tabulares, de anfibólio sódico pertencente às Alcalinas Rio Cristalino, contendo xenólitos de rocha vulcânica ácida (2 km de Porto da Madeiseik, rio Teles Pires, CC-218). Plano vertical.

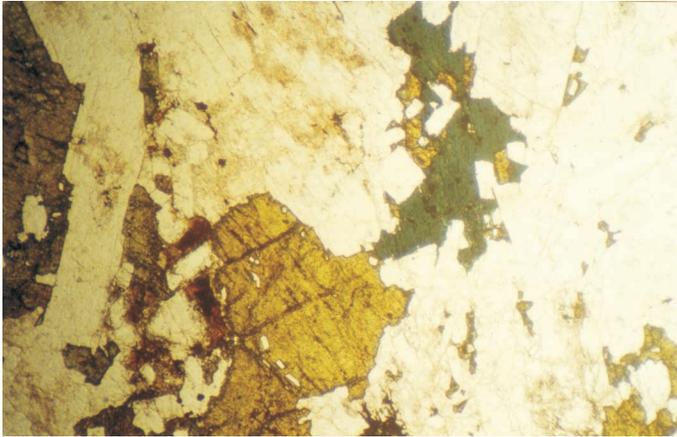


Foto 2.10 – Aspecto textural do sienito pegmatóide com megacristais de anfibólio sódico prismático-tabulares (com até 4cm de tamanho), pertencente às Alcalinas Rio Cristalino (2 km a leste do Porto da Madeiseik, no rio Teles Pires, CC-218). Plano Vertical.

Em cartas aerogeofísicas, essas rochas respondem pelas mais expressivas anomalias de K, Th e U (Figuras 2.11, 2.12 e 2.13) da área, tendo sido confirmados registros de até 1.500 cps (cintilômetro SPP-2), no domínio do riebeckita-egirina sienito porfirítico (CC-218). Estes valores foram acompanhados também por uma acentuada anomalia magnética ($>5,8$ nT/m), reflexo do alto conteúdo de magnetita disseminada em latossolos argiloso, cinza-avermelhado, produto da alteração residual dessas rochas. A partir de análises mineralógicas efetuadas em concentrados de bateia, obtidas no âmbito dessas rochas, foram detectados fosfatos de estrôncio do grupo da hamlinita (série goiasita-gorceixita-florencia).

Os riebeckita-egirina sienitos possuem cor cinza-avermelhado, textura porfirítica com matriz hipidiomórfica granular média e estrutura maciça. Os feldspatos potássicos são predominantemente pertíticos e ocorrem em cristais prismático-tabulares, euédricos a subédricos, tanto como pórfiros, como na matriz. O plagioclásio é parte essencial da matriz e é intersticial ao feldspato potássico. Os minerais máficos formam agregados de megacristais xenomórficos, por vezes poiquilíticos, com inclusões de feldspatos, e estão representados por clinopiroxênios verde-limão (egirina) e por anfibólio sódico (riebeckita) azul a verde, atingindo às vezes 4cm de tamanho no sienito pegmatóide (Fotomicrografia 2.4). Entre os minerais acessórios ocorrem magnetita e titanita.

Na fazenda do Cristalino ocorre uma fácies mais fina do sienito, com cor vermelha-escura, textura fina a média, estrutura maciça, isotrópica, constituída essencialmente por feldspato potássico (80%) em cris-



Fotomicrografia 2.4 – Aspecto textural do riebeckita-egirina sienito.

tais pertíticos, euédricos e geminados segundo *Carlsbad*. O plagioclásio é prismático e intersticial ao feldspato potássico, geminado segundo as leis de Albita e Albita-*Carlsbad*, e aparece associado ao quartzo. Entre os minerais de alteração hidrotermal ocorrem sericita, clorita e argilominerais. A magnetita e fluorita sobressaem entre os minerais acessórios, que contam ainda com zircão e apatita.

Com aumento de quartzo estes termos petrográficos passam para quartzo sienitos, distribuídos a sul do Porto da Madeiseik (CC-6), de cor marrom-avermelhada com manchas verdes-escuras, textura granular média-grossa rapakivítica (foto 2.11), estrutura isótropa, de composição quartzo-feldspática. O feldspato potássico mostra-se tabular, xenomórfico e pertítico. O plagioclásio é tabular, subidiomórfico a xenomórfico e intersticial ao feldspato potássico. O quartzo é xenomórfico, intersticial aos feldspatos e forma mosaicos de cristais fraturados, ora imbricados ora tangenciais entre si. Como minerais de alteração hidrotermal aparecem clorita em agregados lamelares e carbonato e fluorita em vênulas preenchendo fraturas e clivagens nos feldspatos. Como minerais acessórios destacam-se magnetita, titanita, apatita e zircão.

Os resultados químicos demonstram que as amostras analisadas são homogêneas, têm filiação cogenética, com os seguintes valores: SiO₂, variando de 61 a 62,58%; e os de MgO de 0,06% a 0,66%; Na₂O 6,75% a 8,16%; Al₂O₃ 16,01% a 16,38%; e CaO de 0,27% a 2,39%, assemelhando-se aos resultados das alcalinas pós-colisionais de Mali (África) (Liégeois *et al.*, 1998).

Estas rochas derivam de um magmatismo alcalino caracterizado por alto conteúdo de Na₂O, ratificado pela presença de minerais ferromagnesianos sódicos (egirina e riebeckita), vinculado ao magmatismo



Foto 2.11 – Aspecto textural rapakivítico do quartzo-sienito pertencente às Alcalinas Rio Cristalino, 1ª vicinal leste de Alta Floresta, 700m a norte da entrada da fazenda Machado.

calcioalcalino de alto potássico (HKCA), pós-colisional, gerador das suítes intrusivas Juruena e Paranaíta e do Granito Nhandu. Apresentam alto conteúdo de alumínio, revelando um índice agpaítico (AI) = $\frac{Na + K}{Al}$ em torno de 0,67, bem abaixo do revelado para as rochas alcalinas típicas (>1).

Pelo diagrama multielementar (figura 2.27), normalizado no manto primordial, as amostras mostram um enriquecimento em elementos com alto campo de forças (HFS) como Zr, P, Nb, Th, U e empobrecimento de Ti e elementos LILE (Sr e Ba), sugerindo uma maior participação de fontes mantélicas na geração dessas rochas.

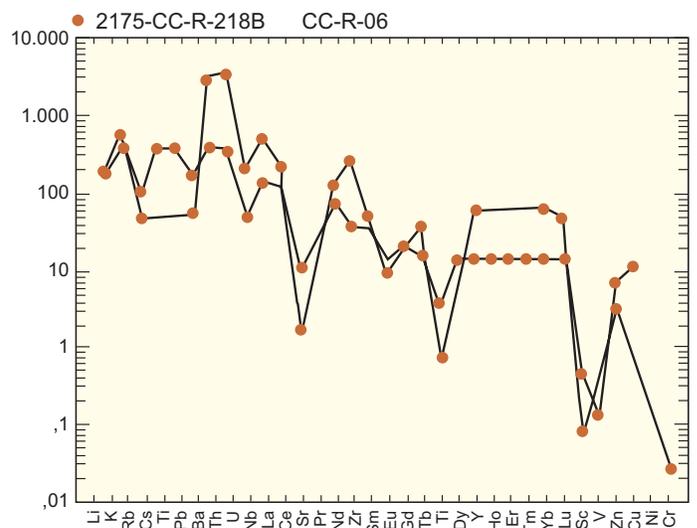


Figura 2.27 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), aplicado às Alcalinas Rio Cristalino.

Os padrões de elementos terras-raras de duas amostras dessa unidade, normalizadas ao manto primitivo (Figura 2.28) revelaram um elevado enriquecimento em ETRL e, depleção em ETRP, relação La/Yb=14 e uma pequena anomalia negativa de európio, indicativos do fracionamento de plagioclásio, num líquido silicático durante a evolução de um magma parental mais máfico.

Segundo Liégeois *et al.* (1998) o magmatismo calcialcalino de alto potássio (HKCA), próprio do Granito Nhandu e da Suíte Juruena, apresenta ampla distribuição, areal e maior volume, compatíveis com ambiente pós-colisional, originário de uma subducção oblíqua, balizada por profundas zonas de cisalhamento transcorrente. Já o magmatismo alcalino ocorre restrito, em volume menor e é ligado a profundas falhas litosféricas, demarcando o fim do período pós-colisional.

Os granitóides HKCA geralmente são resultantes da subducção e desidratação de uma placa oceânica, provocando um metassomatismo potássico ou hibridização do manto litosférico subjacente e permitindo a geração de magmas potássicos (Foley, 1992). Portanto, zonas do manto ricas em potássio vão gerar as séries HKCA (Suíte Juruena) e até as séries shoshoníticas (Granito Nhandu). Liégeois *et al.* (1998) propuseram, para o magmatismo alcalino, um enriquecimento localizado da litosfera inferior e topo da astenosfera, atingida por falhas litosféricas (megazonas de cisalhamento) profundas e delaminação litosférica, permitindo a ascensão localizada da astenosfera enriquecida.

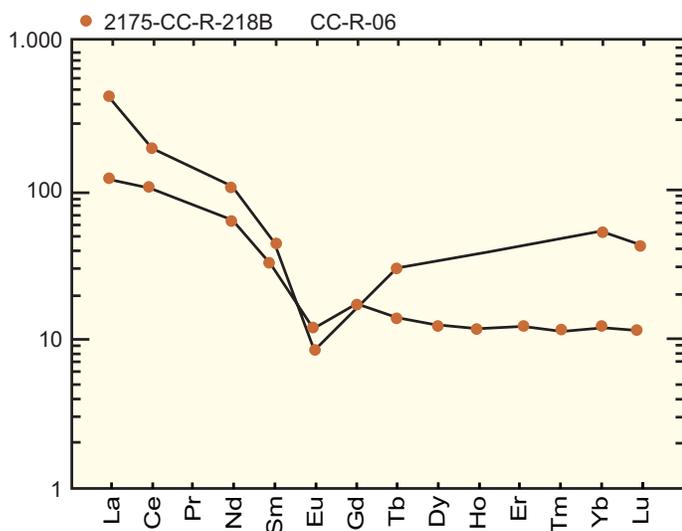


Figura 2.28 – Diagrama de elementos de terras-raras, normalizado segundo ao manto primitivo, (Taylor & McLennan 1985), aplicado às Alcalinas Rio Cristalino.

O cenário geodinâmico é similar para a geração de rochas alcalinas, calcioalcalinas alto potássio (HKCA) e shoshoníticas, apresentando, no entanto, fontes geradoras distintas: placa subductada modificada na litosfera superior gerando rochas shoshoníticas (HKCA). Já a litosfera inferior enriquecida e astenosfera constituem o núcleo gerador das rochas alcalinas, relacionadas principalmente à intensidade de delaminação e/ou tectônica litosférica, semelhante às fontes geradoras dos granitóides de Madagascar, derivados do manto litosférico potássico, e para as rochas alcalinas associadas, uma proveniência da litosfera inferior/astenosfera (Nedelc *et al.*, 1995).

Silva *et al.* (1974), com apoio de Basei (1974), propuseram para o sienito Canamã idade de 1.200 Ma Basei (1974) conseguiu determinar uma isócrona verdadeira em rocha total, pelo método Rb/Sr, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} do 0,705, obtendo uma idade de 1.175 ± 14 Ma.

Tassinari & Teixeira (1978) obtiveram idade K/Ar de 1.169 ± 57 Ma, no sienito da Folha Aripuanã (SC.21-Y-A), tido como Alcalinas Canamã.

Silva *et al.* (1980) conseguiram uma isócrona Rb/Sr de 1.332 ± 29 Ma, no sienito do rio Cristalino (Folha Alta Floresta), onde (Santos, 2000), obteve idade U/Pb de 1.806 ± 3 Ma, o que acarretou a mudança de Alcalina Canamã para Alcalinas Rio Cristalino, aproximando este evento ao magmatismo calcioalcalino alto potássio (HKCA) pós-colisional do Arco Juruena.

2.2.6 Intrusivas Básicas Guadalupe (PPβg)

Stocks, diques e sills de diabásios, gabros e dioritos de idade neoproterozóica foram cartografados por Barros *et al.* (1994) na região de Peixoto de Azevedo/Matupá, relacionando-os ao magmatismo anorogênico da Região Amazônica.

Moura (1998) identificou diques de diabásio porfírico, intrusivos no Granito Matupá, portadores de assinatura geoquímica semelhante aos toleióitos continentais, tipo basaltos de médio potássio, subalcalinos, parecidos com as lavas de margem continental primitiva, e os correlacionou aos diques paleoproterozóicos intrusivos no Maciço de Goiás (Kuyumjian, 1998).

A denominação Intrusivas Básicas Guadalupe é proposta neste projeto para designar um clã de corpos básicos, representados por gabros, microgabros, diabásios e dioritos porfíricos a equigranulares, relacionados com os granitóides das suítes Paranaíta e Juruena, e da Suíte Colíder, como uma mistura de magmas ou na forma intrusiva, controlados às vezes por fraturas extensionais (N50°E) ou falhas transcorrentes NW-SE a E-W.

Acham-se distribuídos a sudoeste de Alta Floresta, na comunidade Nossa Senhora de Guadalupe (área-tipo), numa área peneplanizada e dissecada, onde ocorrem gabros (CC-261) que transicionam para dioritos pórfiros (fazenda Cachoeirinha, próximo à Pedreira de Alta Floresta), formando um *stock* nos granitos porfiríticos da Suíte Intrusiva Paranaíta. Foram encontrados enclaves de diorito pórfiros insertos nesses granitos, como acontece na Pedreira de Alta Floresta (CC-22).

O gabro apresenta cor cinza-escuro-esverdeado, textura granular média, estrutura maciça e é composto de hornblenda verde, em cristais primático-tabulares, dispostos em agregados e substituídos pelos clinopiroxênios. O plagioclásio é prismático, subidiomórfico e parcialmente saussuritizado. O clinopiroxênio acha-se envolto por hornblenda. O quartzo e o feldspato potássico são intersticiais. A biotita, epidoto, sericita, carbonato e pirita são produtos de alteração hidrotermal e a titanita, magnetita e apatita constituem minerais acessórios.

O diorito pórfiro é verde-escuro com manchas cinzas, textura porfirítica, e compõe-se de cristais de hornblenda, prismático-tabulares, imersos numa matriz de plagioclásio, em cristais subidiomórficos, poligonizados, parcialmente saussuritizados; o clinopiroxênio acha-se também em parte substituído pela hornblenda. Os mesmos minerais secundários e acessórios detectados no gabro acham-se presentes no diorito. De modo subordinado, ocorre hornblenda clinopiroxenita (CC-25), na 1ª vicinal oeste de Alta Floresta, formado por megacristais poiquilíticos de hornblenda com até 3cm de tamanho, incluindo plagioclásio, epidoto, titanita, e clinopiroxênio (substituído por tremolita/actinolita).

Foram relacionados, também a esta unidade, *stocks* e diques de diabásios porfiríticos associados aos granitóides subvulcânicos Nhandu, na região do Trairão (CC-67) e nas subvulcânicas Colíder em Novo Sonho (CC-187), onde exibem textura microporfirítica, com matriz subofítica fina e estrutura maciça. Compõe-se por fenocristais tabulares e xenomórficos de clinopiroxênio, com bordas substituídas por hornblenda verde-pálido, distribuídos numa matriz de plagioclásio, em cristais ripiformes euédricos, fortemente saussuritizados. O quartzo e o feldspato potássico formam intercrescimentos gráficos e mirmequíticos. Como minerais acessórios destacam-se magnetita, titanita, apatita e zircão.

Como essas rochas acham-se intimamente associadas aos granitóides da Suíte Paranaíta, ocorrendo ora como diques e *stocks*, ora na forma de enclaves/megaenclaves, pode-se inferir uma idade geo-

cronológica próxima desses granitos, em torno de 1,8Ga.

2.2.7 Granito Nhandu (Ppgn)

Acha-se distribuído em áreas anteriormente cartografadas como rochas gnáissicas do Complexo Xingu e vulcânicas da Formação Iriri e Granito Teles Pires (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 representar granitóides porfiríticos com matriz fanerítica, de composição granodiorítica-tonalítica, coloração cinza-clara, textura pseudo-rapakivítica e estrutura isótropa, distribuídos em corpos subcirculares, no médio curso do rio Nhandu, separados dos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu por essas feições peculiares.

No presente trabalho é mantida a denominação Granito Nhandu para designar uma unidade constituída por batólitos e *stocks* graníticas elipsoidais, epizonais, discordantes a subconcordantes. Ocorrem ainda fácies subvulcânicas, na forma de diques e *sills*.

Os litótipos plutônicos são constituídos de magnetita-biotita granitos, magnetita-biotita monzogranitos e sienogranito cinza-avermelhados a rosados, finos a grossos, equigranulares a porfiríticos, com enclaves de dioritos e quartzo monzodioritos. As fácies subvulcânicas são mais restritas e formadas por granitos finos a microquartzo monzodioritos, granófiros, equigranulares a porfiríticos.

Os batólitos e *stocks* acham-se aglutinados entre si, devido à dificuldade de separá-los individualmente em razão da escala cartográfica adotada. Foram reunidos num complexo intrusivo alongado na direção E-W, concentrado principalmente na parte sudeste da folha, norte/nordeste de Carlinda e Gleba Nhandu (área-tipo), com limite sul nas cercanias da cidade de Carlinda. Seus contatos são francamente intrusivos ou através de zonas de cisalhamento dúctil E-W a ESE-WSW, com os ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e supostamente intrusivo em granitóides da Suíte Juruena; a norte faz contato transicional com as rochas subvulcânicas da Suíte Colíder; a oeste engloba os granitóides da Suíte Paranaíta, bem documentado na 4ª leste de AF (Alta Floresta) e em contato tectônico com as Alcalinas Rio Cristalino. Outros três corpos foram cartografados: o primeiro a sul de Alta Floresta, saída para a pista do Cabeça (CC-9 e CC-10), que engloba parcialmente granitóides da Suíte Paranaíta e faz contato tectônico com o Granito São Pedro; o segundo ocorre na vicinal 2ª Leste de Paranaíta (fazenda do Alípio CC-112 e CC-114), en-

volvendo os granitóides da Suíte Paranaíta. E o último acha-se tectonicamente colocado entre camadas de sedimentos do Grupo Beneficente, nas fazendas Cachoeira e Vaca Branca (CC-283 e CC-289).

Esses granitóides apresentam diferentes estágios deformacionais, predominando tipos isótipos a pouco deformados, interrompidos às vezes por deformação rúptil a rúptil-dúctil confinada, caracterizada por zonas de cisalhamento transcorrente com espessuras milimétrica a centimétrica (Linha 19/norte de Carlinda CC-316), onde fraturas de cisalhamento sinistral N70°W foram nuclearizadas, gerando zonas de cisalhamento confinadas, em função do amolecimento do granito pela entrada de soluções hidrotermais. No contato com os ortognaisses e anfibolitos do Complexo Cuiú-Cuiú apresentam-se mais deformados, com o desenvolvimento de foliação milonítica (N20°W/70°SW) e estrutura tipo “rabo-de-cavalo”, indicativas de uma zona de cisalhamento transcorrente dúctil dextral, observadas no leito do rio Teles Pires (CC-334) (foto 2.12).

Em cartas aerogeofísicas responde com acentuadas anomalias magnéticas positivas, refletindo alto conteúdo de magnetita disseminada (acima de 1% do volume de rocha), enquadrando-os na classificação de granito a magnetita de Ishihara (1981). É originado,

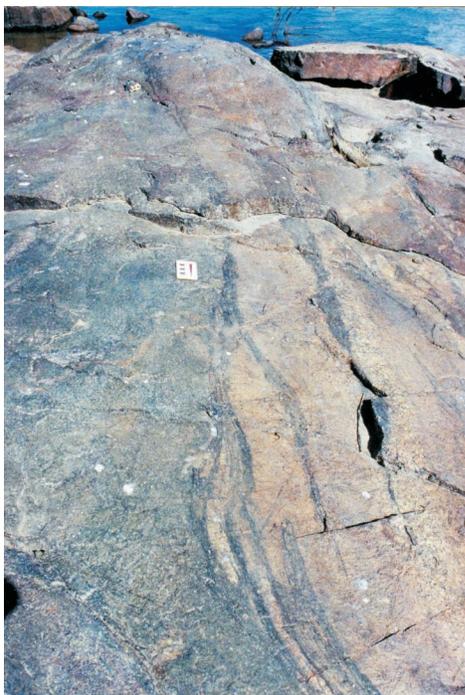


Foto 2.12 – Estrutura tipo “rabo-de-cavalo”, contida numa zona de cisalhamento transcorrente dextral antitética de direção N-S, que demarca o Granito Nhandu e subvulcânicas andesíticas associadas. Lajedo no leito do rio Teles Pires a leste do Porto da Vicinal D (Carlinda).

provavelmente, de um magma granítico hidratado com alta taxa de fugacidade de oxigênio, com características metalogenéticas enriquecidas em sulfetos e Au. Já nos mapas gamaespectrométricos revelaram altos valores no canal de K e às vezes no de Th.

Constitui-se predominantemente de magnetita-biotita granito, biotita-hornblenda granito, magnetita-biotita monzogranito, magnetita-biotita-hornblenda monzogranito e sienogranitos. São rochas cinza-avermelhados a cinza rosados, com textura equigranular a porfírica fina a grossa (foto 2.13), e estrutura isótropa.

Apresentam anisotropias somente nas proximidades de contato ou falha. Foram ainda encontrados *sills* e *stocks* de rochas máficas representadas por gabrodioritos pórfiros (CC-298) e gabros.

A composição modal representada no diagrama QAP (Figura 2.29), baseada nos resultados mineralógicos contidos na Tabela 2.9, evidencia uma homogeneidade composicional variando de monzogranito a sienogranito, com quartzo-diorito e quartzo-monzo-diorito (enclaves) subordinados. As rochas granitóides são claramente predominantes, mas a ocorrência de enclaves e *sills* básicos associados é indicativa de possível mistura de magmas ou atividade magmática bimodal.

Os estudos petrográficos mostraram uma composição mineralógica à base de feldspato potássico (perthita) + plagioclásio + quartzo + biotita ± hornblenda ± magnetita, geralmente acompanhados de clorita ± epidoto ± sericita ± argilominerais ± carbonatos, produtos de alteração hidrotermal. Minerais opacos ± allanita ± titanita ± muscovita ± fluorita ± zircão ± apatita ± granada, aparecem como minerais acessórios.



Foto 2.13 – Aspecto textural porfírico do Granito Nhandu; leito do rio Teles Pires, próximo da Ilha de Carlinda (CC-340).

Tabela 2.9 - Composição modal (%) de amostras do Granito Nhandu.

Amostras	CC-9	CC-10C	CC-10B	CC-10A	CC-24	CC-37	CC-54	CC-58A	CC-58B	CC-66D	CC-67F	CC-67G	CC-76	CC-77	CC-80A	CC-111	CC-112	CC-218	CC-283	CC-289	CC-289A	CC-297	CC-300	CC-301A	CC-311	CC-334A	CC-334B
Minerais																											
Quartzo	20	20	20	25	25	25	20	20	10	20	20	8	12	18	25	30	30	30	20	20	20	25	20	25	20	30	25
K - Feldspato	45	37	34	34	30	39	41	55	12	35	35	35	25	59	35	36	29	37	41	43	57	30	38	36	58	36	36
Plagioclásio	20	25	20	20	26	15	20	15	59	28	30	40	37	15	30	25	30	15	15	15	10	20	20	25	15	25	25
Biotita	5	5	10	10	2	5	8	2	1	2	3	3		2	2	2	5	5	2	2	1	10	5	2	1	1	3
Hornblenda									5	1			1						5	5			5				
Sericita	1	1	2	3	2	2	2	2	2	3	2	2	3	2	2	1	2	1	2	2	1	2	1	2	1	1	1
Clorita		2	2	1	5	3	1	3	3	5	3	3	10	1	4	2			5	8		3	2	5	3	2	3
Epidoto	3	3	4	3	5	3	4	2	4	3	5	4	5		1		3		2	2	2	3	3	3		2	5
Carbonato					2	tr					tr	1	tr	tr		1	tr			tr		tr	tr			1	tr
Argilominerais						2	1	1	1	2	1	1	3	2	1		1	1	3	1	1	1	1	1	1		1
Allanita	1	tr	tr	tr		tr										tr			tr	tr		tr					
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr	1	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr			tr
Opacos	3		1	2	tr	3	2	tr	1	1	1	2	2	2	1		tr	10	4	3	2	3	3	1	1	1	10
Titanita	1	2	2	2	tr	1	tr	tr	2	tr	tr	1	2	1			tr	1	1	1	1	3	2	tr	tr	1	1
Granada	1				tr	tr										2											
Muscovita		5	5		3		1																				
Fluorita															tr						tr	tr			tr		

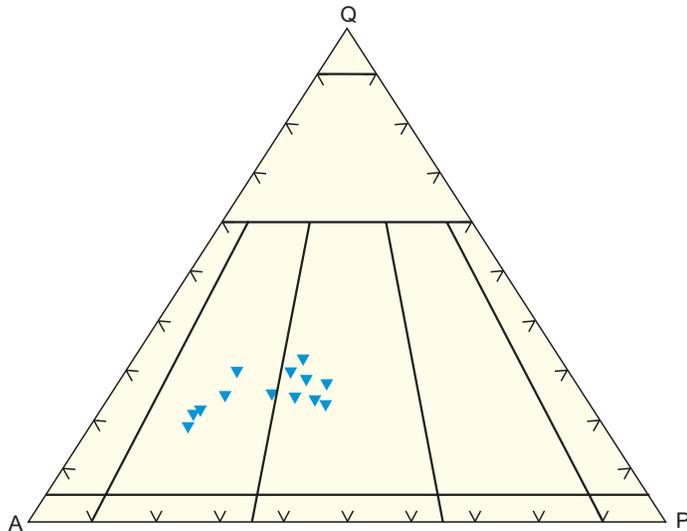


Figura 2.29 – Amostras do Granito Nhandu no diagrama QAP, de Streckeisen (1976).

Essas rochas são essencialmente quartzo-feldspáticas de composição granítica/ monzogranítica/sienogranítica, *subsolvus*, portadoras de textura equigranular a porfirítica, fina a grossa e estrutura isotrópica.

Os magnetita-biotita *granitos* ocorrem na saída sul de Alta Floresta (CC-9) e nos arredores de Carlinda e apresentam coloração marrom avermelhada, textura granular média a grossa, às vezes porfirítica, representada por cristais de feldspato potássico pertítico ($Or_{75}-Ab_{25}$), prismático-tabulares e xenomórficos; o plagioclásio aparece tabular, subidiomórfico; o quartzo acha-se, às vezes, azulado e é intersticial aos feldspatos; a biotita é verde, lamelar e geralmente alterada para clorita; a magnetita é freqüente e enriquecida nas fácies mais deformadas (protomilonítico) e nos termos subvulcânicos.

Os magnetita-biotita monzogranitos distribuem-se na forma de blocos e matações subovalados num relevo subaplainado, dominado por um litossolo argiloso cinza-avermelhado, rico em magnetita. Apresentam textura equigranular média a grossa, formada predominantemente por cristais de feldspato potássico pertítico, com cerca de 1cm de tamanho (Foto 2.14), às vezes poiquilíticos com inclusões de plagioclásio e quartzo; hornblenda ocorre em cristais verdes a azulados, prismático-tabulares e em agregados máficos com a biotita, clorita e titanita (CC-300); o plagioclásio apresenta-se prismático-tabular, zonado e hipidiomórfico; o quartzo é xenomórfico, fraturado e forma mosaicos de cristais tangenciais e imbricados entre si. Foram observados, ainda, enclaves de quartzo-monzonitos (CC-76) e hornblenda

monzodioritos (CC-58B) associados a esses litótipos.

Os sienogranitos distribuem-se em posição de transição às fácies descritas anteriormente, em meio a relevo subondulado a subaplainado, com litossolo vermelho *bordeaux* rico em magnetita e com valores radiométricos variando de 80 a 100cps (fazendas Cachoeira - CC-283 e Vaca Branca - CC-289). Petrograficamente caracterizam-se por apresentarem coloração vermelho-escuro com manchas verdes, composição quartzo-feldspática, textura porfirítica com matriz granular média a fina granofírica e estrutura isotrópica (foto 2.15).

Os pórfiros são de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Os de feldspato potássico mostram-se pertíticos, tabulares, subédricos e ocorrem em maior abundância; os de plagioclásio aparecem prismático-tabulares, euédricos e alterados para saussurita e



Foto 2.14 – Aspecto textural equigranular do monzogranito, fazenda do Japonês, NE do Porto da F13 (vicinal de Carlinda).



Foto 2.15 – Sienogranito pórfiro granofírico - Granito Nhandu, fazenda Vaca Branca (CC-289).

os de quartzo apresentam-se xenomórficos, amebóides e com golfos de corrosão pela matriz. A matriz é essencialmente quartzo-feldspática, tipicamente granofírica, com pertitas graficamente intercrescidas com quartzo. A biotita verde aparece em agregados lamelares parcialmente cloritizada. Nota-se a frequente disseminação de sulfetos (pirita e calcopirita) nesse litótipo.

Entre os termos subvulcânicos, posicionados geralmente em zonas apicais, cúpulas de *stocks* ou batólitos graníticos dessa unidade, destacam-se monzonitos finos porfiríticos granofíricos (CC-67G), monzogranitos microporfiríticos (CC-67F) com sulfetos disseminados, como ocorrem nas cercanias do garimpo Trairão, localmente alterados para *greisen*. Ao longo do perfil realizado no rio Teles Pires, partindo do porto da vicinal F1 (Carlinda) em direção à foz com o rio Cristalino, foram detectadas 3 faixas de rochas subvulcânicas: a primeira, na ilha Altair (CC-332), com largura aproximada de 2km, em contato com granito grosso inequigranular, é constituída de micromonzodiorito com textura subofítica fina, formado predominantemente de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e feldspato potássico afetado de intensa alteração hidrotermal, com acentuada quantidade de sulfetos e magnetita (10%). As outras duas faixas ocorrem a noroeste do porto da F13 (Carlinda) e na ilha da Ilusão (CC-337), ambas compostas por granitos finos porfiríticos localizados nas bordas dos corpos batolíticos do Granito Nhandu.

Os enclaves ocorrem na forma de pequenos corpos oblatos centimétricos, inseridos em contato nítido nos granitóides, apresentando *trend* composicional de diorito, quartzo-diorito até monzodiorito, ricos em plagioclásio, hornblenda e biotita (foto 2.16).



Foto 2.16 – Enclave de quartzo-diorito no granito Nhandu, próximo da Ilha Regina, leito do rio Teles Pires (CC-330). Plano horizontal.

As condições de posicionamento, forma e estilo estrutural indicam tratar-se de corpos intrusivos, de forma elipsoidal a alongada, subconcordantes às estruturas regionais.

A ocorrência de biotita verde sugere uma temperatura de cristalização baixa ou diminuição na concentração de Ti, associada a níveis crustais superiores.

A fácies subvulcânica aliada às outras evidências ratificam o desenvolvimento de um evento magmático marcado por condições epizonais de estilo permissivo. Os estudos desses litótipos evidenciaram padrão de série magmática calcioalcalina alto potássio com tendência shoshonítica, metaluminosa a peraluminosa, pós-colisional, com características textural e estrutural compatíveis com os granitos de arcos vulcânicos, assemelhados às intrusões calcioalcalinas de margens continentais ativas e modernas.

A série shoshonítica sugerida por Joplin (1968) engloba rochas com alto teor de K_2O . Para Wilmot (1972) citado em Hughes (1982) a definição química de shoshonitos refere-se essencialmente a rochas alcalinas com razão K_2O/Na_2O próxima ou maior que 1, além de baixos valores de TiO_2 . Morrison (1980) restringiu este termo para séries de rochas saturadas em SiO_2 e suas características químicas. Os resultados químicos desses litótipos (Tabela 2.10) evidenciaram alto conteúdo de SiO_2 (~69%) e enriquecimento em K_2O (3,92-6,16%), que aliados às suas características mineralógicas levaram a classificá-los como granitóides *subsolvus* e associação potássica, com tendência shoshonítica evidenciada pelos seus principais parâmetros químicos, entre os quais sobressaem: altos conteúdos de $K_2O + Na_2O > 5\%$ e $Al_2O_3 > 9\%$; alta razão $K_2O/Na_2O > 1\%$; baixos teores de $TiO_2 < 1,3\%$ e enriquecimento em Ba, Rb, Sr, P e terras-raras leves.

Esses parâmetros preenchem os requisitos necessários à caracterização de séries magmáticas shoshoníticas, propostas por Joplin (1968); Hughes (1982) e Nardi (1986).

A tendência shoshonítica é realçada ainda pela análise dos diagramas SiO_2 versus K_2O (figura 2.30) de Rickwood (1989) e Ce/Yb versus Ta/Yb (figura 2.31) de Pearce (1982).

A partir do diagrama de Harris *et al.* (1986), tendo como parâmetros $Hf \times Rb/30 \times 3Ta$ (figura 2.32), esses granitóides plotaram o campo de arco vulcânico, com uma amostra situando no limite pós-colisional. Harris *et al.* (1996) consideraram a colisão de placas um evento dinâmico, razão pela qual as assinaturas geoquímicas entre terrenos de arco vulcânico e o magmatismo pós-colisional são parecidas, gerando entidades calcioalcalinas assemelhadas.

Tabela. 2.10 – Análises químicas de elementos maiores, traços e terras-raras, em amostras do Granito Nhandu, Folhas Ilha 24 de Maio, Alta Floresta (CC) e Vila Guarita (LM e GM).

AMOSTRAS	LM-08	LM-165	GM-13	GM-75	CC-10a	CC-10C	CC-66D	CC-297	CC-311
Elementos Maiores (%)									
SiO ₂	69,21	6965	6973	67,97	68,40	69,78	68,44	66,36	68,49
TiO ₂	0,32	0,81	0,47	0,80	0,41	0,27	0,45	0,97	0,52
Al ₂ O ₃	14,74	12,71	14,21	14,97	15,39	15,51	15,01	13,66	13,76
Fe ₂ O ₃	2,32	4,38	2,55	3,40	2,56	1,76	3,00	4,97	4,71
MnO	0,05	0,10	0,08	0,10	0,07	0,04	0,10	0,08	0,08
MgO	0,85	0,81	0,58	0,85	0,50	0,33	0,64	1,07	0,37
CaO	1,69	1,32	1,18	0,68	2,39	1,43	1,60	2,34	0,94
Na ₂ O	4,24	3,80	3,78	3,92	3,78	3,72	4,39	3,37	3,20
K ₂ O	3,92	5,20	5,28	5,42	4,77	5,39	4,14	5,09	6,16
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,13	0,18	0,29	0,12	0,19	0,45	0,05
P.F.	1,09	0,00	0,67	1,26	0,36	0,67	0,90	0	0
Total	98,59	98,95	98,66	99,55	98,92	99,02	98,86	98,36	98,28
K ₂ O/Na ₂ O	0,92	1,37	1,40	1,38	1,26	1,45	0,94	1,53	1,92
Elementos-Traço (ppm)									
Rb	132	174	260	226	151	262	193	145	94
Sr	589	62	148	136	304	282	365	207	136
Y	18	73	40	68	28	32	29	76	29
Zr	244	742	501	753	466	298	260	1618	1547
Nb	18	28,6	35	37	21	33	25	23,3	10,2
Ba	1.400	763	690	1.000	1.500	1.300	1.600	1.152	1.296
Th	22	23,82	29	41	30	37	17	17,8	7,1
U	6	6,80	7	9	3	4	3	3	1,8
Cr		0	20	25	27				0
Cu		8						30	11
Pb		14						3	3
Zn		188	100	110				87	49
Co		4					6	6	4
Zr/TiO ₂	0,0762	0,0916	0,1066	0,0941	0,1137	0,1104	0,0578	0,1668	0,2975
Elementos Terras-raras (ppm)									
La	39	125,20	86	130	110	79	45	172,3	45,3
Ce	67	258,90	160	241	180	130	76	338,2	104,6
Nd	23	107,30	56	97	81	54	35	153,1	46,7
Sm	2,9	17,20	8	15,3	7	10	5,5	22,9	7,2
Eu	0,6	2,02	0,9	1,8	1,9	1,2	1,3	3,21	2,66
Gd		14,60						17,18	6,28
Tb		2,06	1	2				2,29	0,79
Dy		13,52						13,02	5,19
Ho		2,47						2,71	1,15
Er		8,25						8,41	3,53
Yb		7,88	4	7	2	2	3	7,35	3,44
Lu		1,15	0,6	1	0,3	0,4	0,4	1,07	1,07
Tm		1,07						1,06	0,50
Ce/Yb(N)		8,51	10,36	8,92	23,32	16,84	6,56	11,92	25,33
La/Yb(N)		10,72	14,51	12,54	37,13	26,70	10,13	15,83	28,58

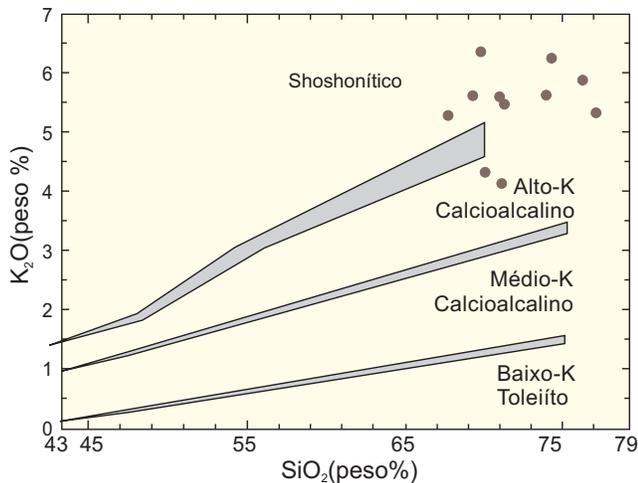


Figura 2.30 – Amostras do Granito Nhandu no gráfico K_2O vs. SiO_2 , modificado por Rickwood (1982).

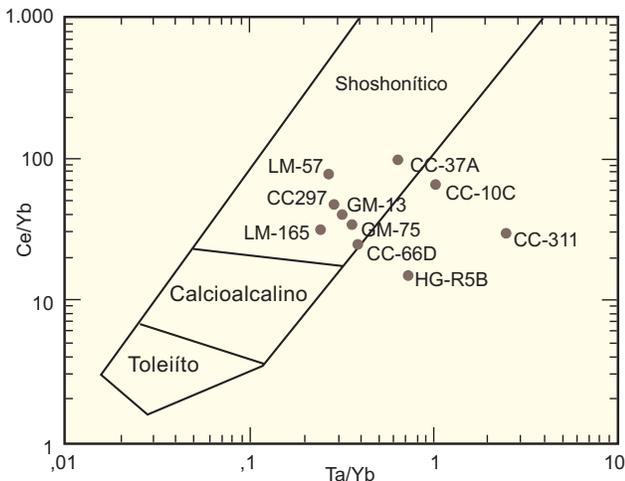


Figura 2.31 – Diagrama de Pearce (1982), aplicado às amostras do Granito Nhandu.

Esses granitóides são calcioalcalinos alto potásio, (figura 2.33), metaluminosos a peraluminosos, híbridos, afetados por contaminação crustal, pós-orogênicos (figura 2.34), segundo Maniar & Piccoli (1989).

Essa peraluminosidade da série shoshonítica, segundo Eklund *et al.* (1998), pode ser explicada em função do aumento do conteúdo de SiO_2 , que supera 65% nesse caso.

Os resultados analíticos mostraram altos valores de Ba (763-1.600ppm), Rb (94-262ppm) e Sr (62-589 ppm) e baixos valores para Nb (10-37ppm) (Tabela 2.10), compatíveis com os valores estabelecidos por Nardi (1986) para as séries shoshoníticas, similares aos obtidos nos granitóides potássicos pós-colisionais do leste da África (Küster *et al.*, 1998), diferindo,

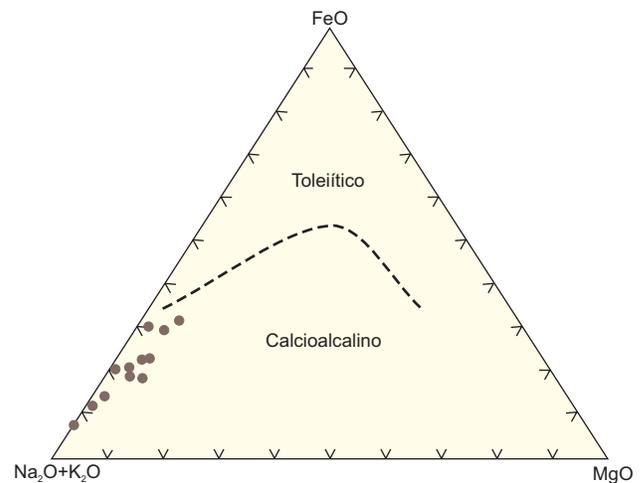


Figura 2.33 – Amostras do Granito Nhandu no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

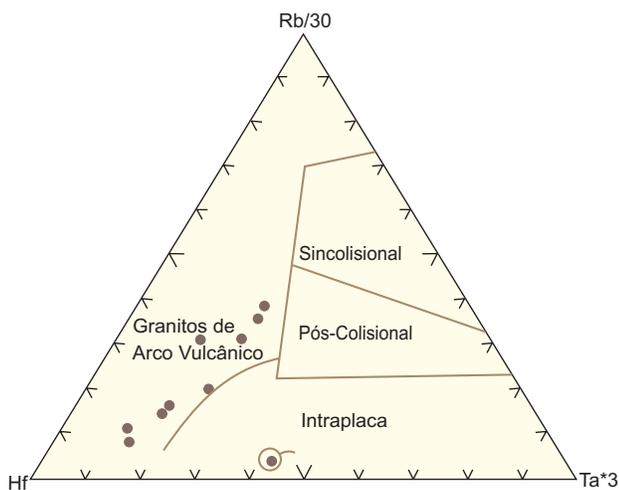


Figura 2.32 – Discriminação do ambiente geotectônico do Granito Nhandu com base no diagrama de Harris *et al.* (1986).

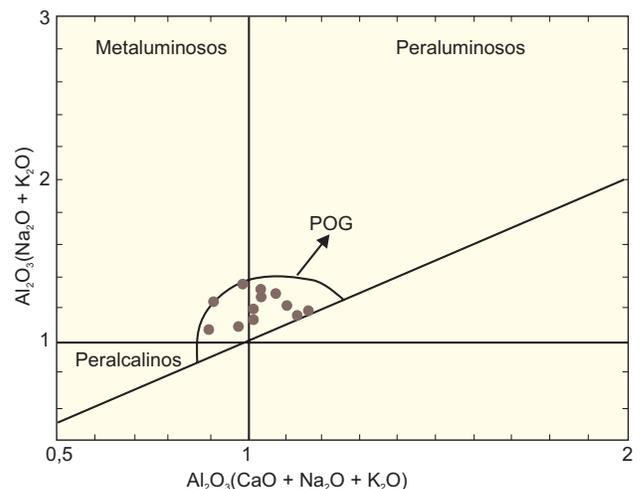


Figura 2.34 – Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989), com amostras do Granito Nhandu. POG - granitos pós-orogênicos.

no entanto, do quimismo registrado pelos granitos tipo A, que encerraram baixos valores de Ba, Sr, P e altos valores de Nb.

Os padrões de elementos terras-raras (ETR) obtidos a partir de três amostras desta unidade, mostraram-se consistentes, evidenciando enriquecimento de elementos terras-raras leves (ETRL) e depleção em elementos terras-raras pesadas (ETRP) com moderada anomalia negativa de európio (figura 2.35), semelhantes aos estabelecidos para o magmatismo calcioalcalino alto potássico, vinculado a ambiente pós-colisional (Küster, *op cit.*).

Ainda não se dispõe de datação geocronológica dessa unidade, mas pelas suas relações de contato, geralmente intrusivo em granitóides da Suíte Paranaíta, cuja idade, pelo método U/Pb, oscilou em torno de 1,8Ga, conferindo-lhe uma evolução pós-colisional, caracterizada por volumoso magmatismo calcioalcalino de alto potássio.

2.2.8 Suíte Colíder (PP α c)

Compreende o vulcanismo ácido que ocorre no flanco meridional da Serra do Cachimbo, na base do Grupo Beneficente. Anteriormente foi denominado de Grupo Iriri, termo introduzido por Forman *et al.* (1972) para representar as rochas vulcânicas e plutônicas ácidas, distribuídas ao longo do rio Iriri. Andrade *et al.* (1978) adotaram a designação de Grupo Iriri, subdividindo-o em Formação Iriri (vulcano-clásticas) e Formação Salustiano (derrames ácidos), na região do Tapajós.

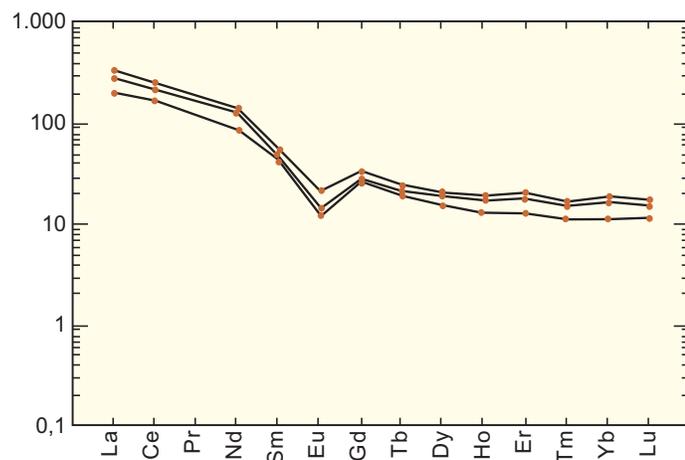


Figura 2.35 – Padrão elementos terras-raras normalizado pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985) de amostras do Granito Nhandu (LM-R-165, LM-R-57,

Silva *et al.* (1980) reuniram na Folha Juruena (SC.21) um conjunto vulcânico ácido intermediário (riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos, ignimbritos, aglomerados vulcânicos e piroclásticas), rochas sedimentares e o Granito Teles Pires, denominando-os de Grupo Uatumã, termo herdado da Série Uatumã de Oliveira & Leonardo (1940).

A extensiva distribuição de rochas vulcânicas félicas na plataforma amazônica, conduziu os primeiros pesquisadores a considerar um modelo único de derrame fissural continental de ambiente extensional. O avanço do conhecimento geológico mostrou que esse vulcanismo ou plutono-vulcanismo, constituintes dos Grupos Uatumã/Iriri têm idades, ambientes, metalogênese e estruturas distintas que permitem vincular sua evolução a arcos magmáticos plutono-vulcânicos, soldados entre si, associados a domínios temporal e espacialmente diferenciados, com idades sucessivamente decrescentes, sendo as mais antigas na parte nor-nordeste do Cráton Amazônico e as mais novas, na parte sul-sudoeste, abandonando, deste modo, o modelo de derrame fissural continental extensivo à toda plataforma amazônica.

Neste contexto, a faixa vulcânica, ora em estudo, apresenta-se ligada ao arco plutono-vulcânico Juruena, erigido entre 1,85 a 1,75Ga., com os termos vulcânicos ácido-intermediários reunidos neste projeto com a designação de Suíte Colíder. Apresenta idade isocrônica U/Pb variando de 1,80Ga. a 1,77Ga., e evolução sincronizada com as suítes graníticas calcioalcalinas de alto potássio (Paranaíta/Juruena/ Nhandu), sendo mais jovem do que as vulcânicas do Grupo Iriri, cujas idades Pb-Pb situaram entre 1,877 Ma e 2,001 Ma (Lamarão *et al.*, 1999 e Vasquez, 1998).

Entre seus componentes principais, destacam-se derrames de lavas ácidas riolíticas vitrofíricas e microporfíricas, riodacitos e dacitos, e lavas intermediárias andesíticas, porfíricas, com freqüentes intercalações de depósitos piroclásticos e epiclásticos, tendo como seção tipo, a estrada para a Pedra Formosa, localizada a sul da cidade de Colíder, na Folha Vila Guarita. Ocorre também, intimamente associado a esses derrames, uma fácies transicional, representada por intrusões muito rasas, epizonais, formadas de microgranitos, microquartzo-monzonitos, micro-monzonitos, porfíricos, encimados às vezes por granófiros e riolitos, riodacitos e dacitos, pórfiros, situados em zonas apicais, destituídos de textura de fluxo e sem evidências de derrames, formando extensos pacotes homogêneos.

A Suíte Colíder constitui uma ampla faixa que atravessa a parte norte dessa folha, na direção E-W a WNW-ESE, entre a borda sul da serra do Cachimbo e

os rios Teles Pires e o ribeirão Rochedo. Sobrepõe-se aos termos plutônicos identificados como Granito Nhandu, a Suíte Paranaíta (NW de Paranaíta) e a Suíte Juruena (parte oeste). É interceptada e invadida por *stocks* e batólitos do Granito Teles Pires, como acontece a oeste do rio Cristalino. A parte norte dessa faixa acha-se recoberta por derrames de riolitos, riodacito, dacitos e andesitos microporfíricos a porfíricos, além de depósitos piroclásticos e epiclásticos, que se acham expostos, na encosta da serra do Cachimbo (Madeira NS^a da Aparecida) e sobrepostos pelos sedimentos do Grupo Beneficente ou em contato tectônico por falha transcorrente sinistral, de direção EW/WSW-ENE (fazenda Vaca Branca).

As lavas ácidas acham-se bem documentadas na base da serra do Cachimbo, na sua borda centro-sul, próximo da Madeira Nossa Senhora Aparecida (CC-202), onde foi constatado um derrame de riolito pórfiro com matriz vitrofírica, intercalada em sedimentos epiclásticos formados por depósitos ressedimentados a partir de material piroclástico, evidenciando acamadamento gradacional centi- a decimétrico e sedimentos arenosos com níveis pelíticos e lentes de conglomerados denotando acamadamento gradacional com atitude N65°W/40°NE, encimado por depósitos piroclásticos fracamente soldados, compostos por fragmentos de púmice e *shards* vítreos. Todo este pacote acha-se assentado em rochas subvulcânicas representadas localmente por intrusões epizonais variando entre granófiros e riolitos pórfiros, conforme evidência a seção esquemática vertical (Figura 2.36), segundo Wildner (2001).

A assinatura geofísica desses terrenos apresenta níveis radiométricos variando de 70 a 160cps, com expressivas anomalias gamaespectrométricas, nos canais de K e Th, superpostas, às vezes, por anomalias magnéticas.

As subvulcânicas são os termos predominantes da extensa faixa na direção E-W a ESE e WSW, borda sul da serra do Cachimbo. Seus litótipos são representados por riolitos, riodacitos, dacitos e andesitos, porfíricos, desprovidos de textura de fluxo, dissociados de derrames, dispostos em pacotes homogêneos, geralmente posicionados acima de zonas apicais, ligadas a intrusões rasas, epizonais, formadas por microgranitos, microquartzo monzonitos e micromonzonitos, conforme mostra a tabela 2.11.

As amostras deste domínio, quando plotadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976) recaíram predominantemente no campo riodacítico com variações para riolito e traquiandesito (figura 2.37).

Os riodacitos são isotrópicos, leucocráticos, cinza-rosados a cinza-esverdeados, porfíricos com matriz afanítica a microgranular, maciços, formados

por fenocristais prismático-tabulares de plagioclásio e de feldspato potássico pertítico e de quartzo com bordas de corrosão, envoltos numa matriz microcristalina. Localmente apresentam estrutura de fluxo, como observado na estrada para o distrito do Novo Sonho (CC-186) e próximo da Fazenda do Álvaro Tavares (CC-179), onde ocorre uma brecha vulcânica com sulfetos (pirita e calcopirita), contendo fragmentos centi a decimétricos orientados verticalmente e estirados ao longo do fluxo magmático (foto 2.17).

Esta rocha exibe matriz riodacítica afanítica a microgranular e os fragmentos são de riodacito e de rocha quartzo-feldspática, felsítica, cripto a microcristalina. A estrutura bandada, observada em nível de afloramento, mantém-se preservada ao microscópio, sem sinais de qualquer deformação tectônica, indicando que essa estruturação foi formada à época da intrusão, estando posicionada numa área de extração de magma e/ou voláteis, na forma de brecha de conduto vulcânico (pipe).

Os andesitos concentram-se num corpo distribuído a noroeste do Porto da Madeiseik, no rio Teles Pires e sudeste da fazenda Vaca Branca (CC-229), em meio a um relevo aplainado a subaplainado, com litossolo argiloso vermelho, magnético, em contato com riodacito pórfiro e intrudidos pelo Granito Teles Pires. Os afloramentos ocorrem na forma de blocos e raros lajedos, formados por rocha cinza-escura a esverdeada, de textura porfírica a microporfírica, com matriz afanítica, estrutura maciça, isótropa e composição quartzo-feldspática à base de fenocristais euédricos, prismático-tabulares e ripiformes de plagioclásio e raros cristais de quartzo com indícios de corrosão magmática, envoltos numa matriz formada de micrólitos de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita. É muito comum nessas rochas a presença de vênulas e disseminações de sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita) acompanhados de sericita, clorita, carbonatos, epidoto, argilominerais e magnetita, produtos de alteração hidrotermal.

Microgranitos, microquartzo-monzonitos e micromonzonitos constituem, junto com os riodacitos pórfiros, os termos predominantes entre as subvulcânicas, realçados por uma morfologia em pequenos morros dispersos ou alinhados, emergindo de uma topografia subaplainada. Suas principais exposições foram encontradas na fazenda Raio do Sol (Álvaro Tavares), onde tem-se um microgranito (CC-173) de cor cinza-avermelhado, textura porfírica com matriz granular fina, estrutura maciça e composição quartzo-feldspática, com fenocristais de feldspatos potássico pertítico, prismático-tabulares, às vezes poiquilíticos nas bordas, e de quartzo anédrico, com indícios de corrosão magmática, envoltos

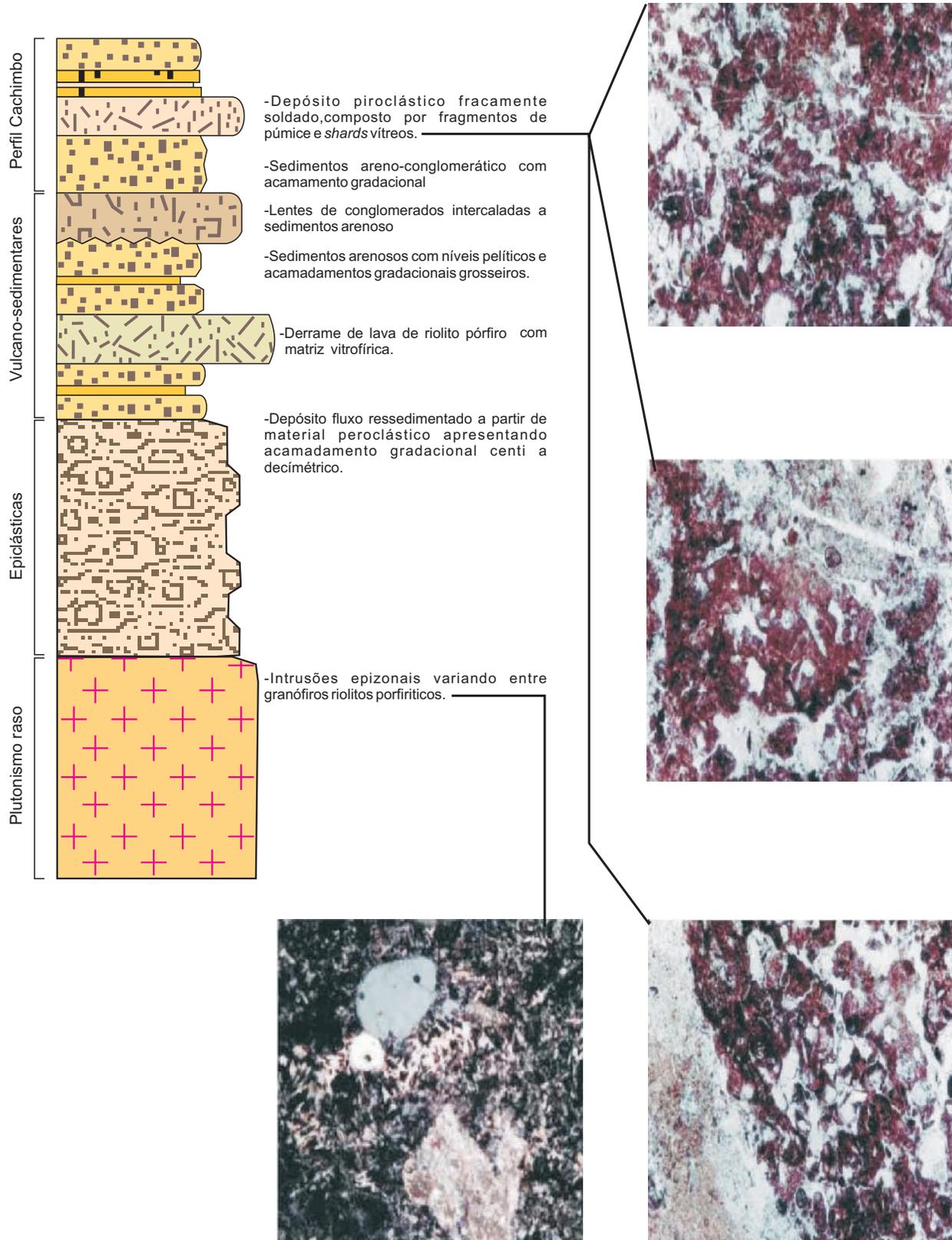


Figura 2.36 – Perfil na borda centro-sul da serra do Cachimbo (Madeira Nossa Senhora Aparecida), Wildner (2001).

Tabela 2.11 – 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).

Amostras	CC-7	CC-8	CC-173	CC-174	CC-179A	CC-179B	CC-186B	CC-196D	CC-196A	CC-198A	CC-198B	CC-205B	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												
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																		

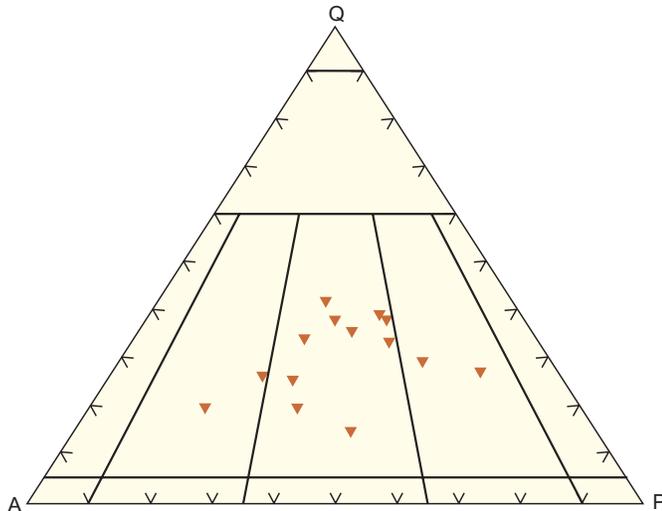


Figura 2.37 – Diagrama QAP de amostras da Suíte Colíder das folhas Alta Floresta (CC) e Vila Guarita (LM e GM).



Foto 2.17 – Bloco de brecha vulcânica com matriz riodacítica e fragmentos orientados de riodacito e de uma rocha feldspática-felsítica, microcristalina pertencente à Suíte Colíder. Estrada para o distrito Novo Sonho (CC-186).

numa matriz formada por feldspato potássico perítico, quartzo e lamelas de biotita verde, em parte cloritzada. Este litótipo constitui a encaixante dos veios de quartzo aurífero que constituem o garimpo do Álvaro Tavares (CC-196). Localmente está transformado num microgranito porfirítico hidrotermalizado (sericitização e argilização). Às vezes incorpora hornblenda e transforma-se em biotita-hornblenda microgranito pórfiro, como encontrado na fazenda Filizzola (CC-174). Estes termos variam, às vezes, para microquartzo-monzonito, como na fazenda Nossa Senhora da Aparecida (CC-198), onde assume cor cinza-arroxeadado com manchas rósea e verde, textura porfirítica, matriz granular fina, granofírica, consti-

tuida por fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e de quartzo. A matriz é formada de quartzo e feldspato potássico perítico, com intercrescimentos gráficos e mirmequíticos.

Os termos dessa suíte apresentam características calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, compatíveis com os padrões revelados pelos granitos pós-colisionais da série calcioalcalina alto potássio (suítes Paranaíta e Juruena e Granito Nhandu).

Nos diagramas multielementares, normalizados ao manto primitivo, acham-se registradas acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sm e Eu, ausência de anomalias Y e Yb e aumento dos valores Rb, Th e U (Figura 2.38). Foram obtidos enriquecimento dos elementos litófilos (LIL), tais como La, Ce, Rb e Ba e dos elementos HFS como Zr, Hf e ETRP (terras-raras leves) e uma pronunciada depleção em ETRP (terras-raras pesadas) (Figura 2.39), semelhante ao padrão e concentrações dos litótipos da Suíte Paranaíta e do Granito Nhandu, estabelecendo uma certa cogeneticidade com os termos plutônicos ligados à geração do Arco Juruena.

As rochas vulcânicas e vulcano-clásticas ácidas a intermediárias distribuídas na área sempre foram vinculadas ao vulcanismo ácido, explosivo do Grupo Iri-ri, Província Tapajós, pela correspondência litológica e ambiental (Klein *et al.*, 2000), onde foram caracterizados derrames de rochas ácidas relacionadas ao magmatismo Uatumã, formado por riolitos e dacitos (Formação Salustiano) e uma associação de rochas vulcano-clásticas (Formação Aruri) com afinidades calcioalcalinas, vinculadas ao granito da Suíte Maloquinha.

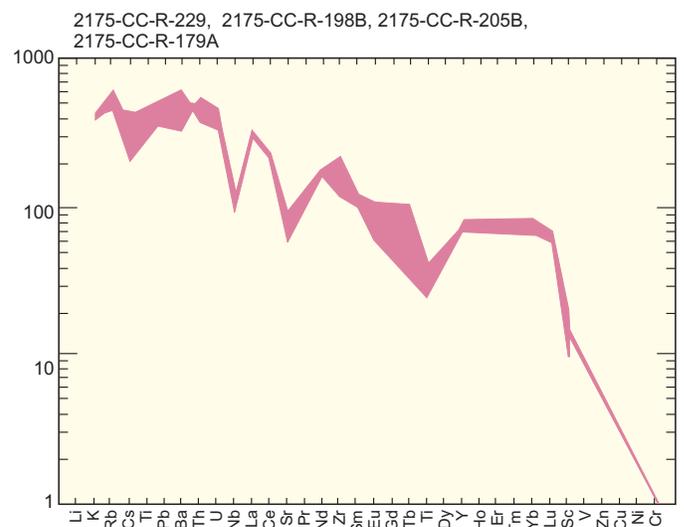


Figura 2.38 – Diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989), aplicado às amostras da Suíte Colíder.

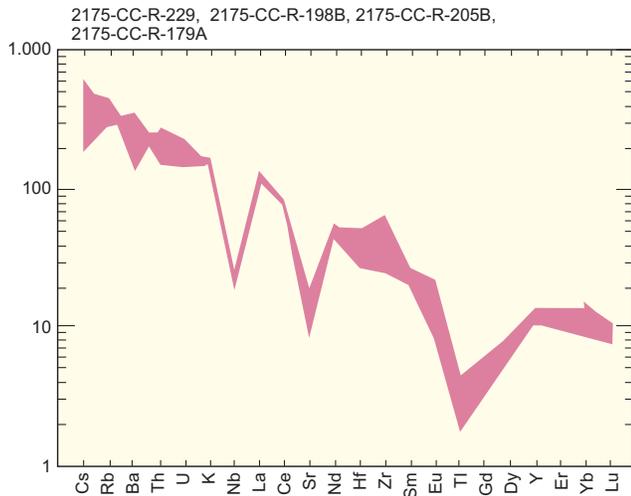


Figura 2.39 – Diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989), aplicado às amostras da Suíte Colíder.

No âmbito da Província Tapajós, Vasquez *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 1.888 ± 2 Ma para os riolitos da Formação Salustiano; Dall’Agnol *et al.* (1999) encontraram idade idêntica pelo mesmo método, nos riolitos peralcalinos do rio Jamanxim, e Lamarão *et al.* (1998) conseguiram idades Pb-Pb, em zircão, de 1.890 ± 2 Ma a 1.877 Ma, em ignimbritos e riolitos, e até 2.001 ± 6 Ma, nos dacitos da Vila Riozinho.

Datação efetuada pela JICA/MMAJ (2000), pelo método U/Pb, em riolito pórfiro situado a noroeste de Paranaíta, na Folha Alta Floresta, resultou idade de 1.786 ± 17 Ma, vinculado temporal e espacialmente aos monzogranitos da Suíte Paranaíta, datados nas adjacências, pelo mesmo método, com idades da ordem de 1.801 a 1.803 Ma (JICA/ MMAJ).

Datações realizadas neste projeto, em riolito pórfiro (GM-80), localizado a sudeste de Santa Helena (MT-320), na Folha Vila Guarita indicaram, idade U/Pb de 1.781 ± 8 Ma e idade-modelo T_{DM} de 2.344 Ma, com $e_{nd}(t)$ de -3,75, sinalizando fonte geradora híbrida, mantélica com contaminação crustal (Pimentel, 2001).

Estes dados foram em parte ratificados pela datação feita em ignimbritos e riodacitos proveniente de furo de sonda, da região do rio Moriru, norte da cidade de Colniza, por Pinho *et al.* (2001), onde obtiveram uma variação de 1.801 ± 11 Ma a 1.773 ± 9 Ma, que constitui provavelmente a continuidade para oeste da faixa cartografada pelo Projeto Promin-Alta Floresta, principalmente da fácies vulcânica e vulcano-clástica ácido-intermediária, explosiva, encontrada na base da serra do Cachimbo (Folha Alta Floresta) e da serra de Formosa, nos arredores de Colíder (Folha Vila Guarita).

Diante da discordância dos dados geocronológicos obtidos nesta faixa de vulcânicas e vulcano-clásticas ácidas da região norte de Mato Grosso, com idades de formação oscilando entre 1,70Ga e 1,80Ga, mais jovens em pelo menos 80 Ma em relação às unidades similares da Província Tapajós, tornou-se imperativo a proposição da Suíte Colíder (Moreton & Martins, 2002), para representar um ciclo de vulcanismo ácido explosivo, calcioalcalino, relacionado à geração do Arco magmático Juruena.

2.2.9 Suíte Intrusiva Vitória (PP_v)

Distribui-se em corpos elípticos a sigmoidais, alongados e controlados por expressivas zonas de cisalhamento de direção NW-SE e WNW-ESE.

Sua área-tipo é descrita na Agropecuária Vitória (Frasca, 2002, Folha Ilha 24 de Maio), onde predominam metadioritos, metaquartzo-dioritos, monzodioritos e tonalitos, com seus correspondentes metamórficos submetidos à fácies xisto-verde alto a anfibolito alto.

Na Folha Alta Floresta, destacam-se principalmente os termos de médio a alto grau metamórfico, representados por enderbitos e metaquartzo-dioritos que ocorrem aglutinados em dois plútons, situados no retiro da fazenda Mogno, leste do ribeirão Muquém e nas adjacências do morro do Túnel, limites das fazendas Mogno e Bacaeri.

Dispõem-se em forma elipsoidal, alongados na direção EW a WNW-ESE em local de relevo subaplainado, com seus afloramentos despontando-se como lajedos (Foto 2.18) ou em matacões ovalados, caracterizados por fortes anomalias aeromagnéticas (figura 2.4).



Foto 2.18 – Aspecto de afloramento do enderbitos magnético da Suíte Intrusiva Vitória (Fazenda Mogno, CC - 233).

Seus contatos acham-se geralmente encobertos e foram inferidos pelo alto contraste magnético detectado em cartas aerogeofísicas. Quando determinados, são intrusivos em supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno, como acontece no afloramento CC-233, onde o enderbito apresenta-se isótropo, pouco deformado e contém xenólitos de anfibolito, com 10 a 20cm de comprimento, orientados N70°E. No morro do Túnel, tem-se o enderbito envolvendo e englobando megaenclave de granito magnético da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Em corpos menores não-mapeáveis nessa escala, observam-se contatos nítidos, sinuosos e irregulares, principalmente quando associados às rochas graníticas do São Pedro, demonstrando plasticidade e uma reservada mistura mecânica entre as duas unidades. A classificação mesonormativa QAP, evidencia a tendência composicional para termos dioríticos, tonalíticos e granodioríticos (figura 2.40).

A composição mineralógica das diversas litologias encontradas na área estão dispostas na Tabela 2.12. Os metadioritos são predominantes e gradam por diferenciação magmática para metaquartzo-dioritos mais ricos em plagioclásio e com menos hornblenda, e atinge-se os enderbitos magnéticos como os termos mais diferenciados dessa suíte.

Apresentam composição quartzo-feldspática rica em biotita, hornblenda, ortopiroxênio e opacos (magnetita), e exibem textura hipidiomórfica inequigranular, média a grossa, localmente granoblástica, formada por agregados de cristais idiomórficos poligonizados de plagioclásio que mostram pontos de junção tríplice (fotomicrografia 2.5), própria de metamorfismo de médio a alto grau metamórfico (enderbitos).

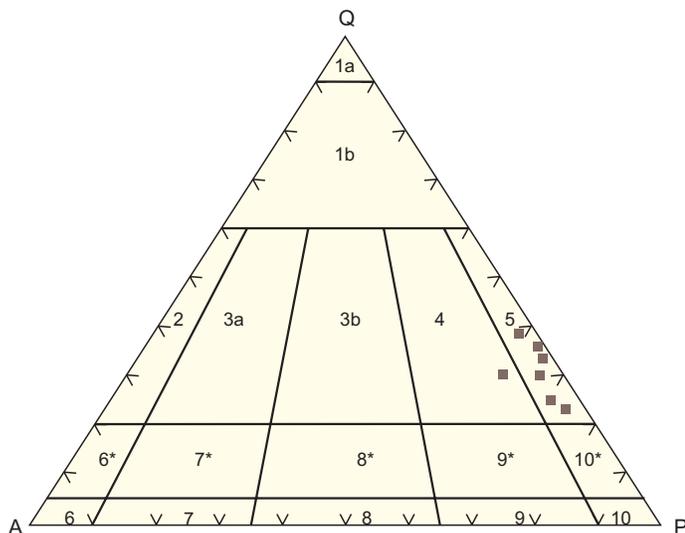
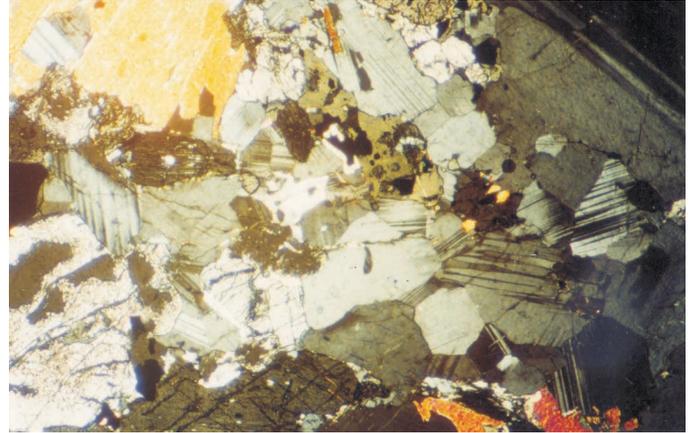


Figura 2.40 – Classificação QAP mesonormativa da Suíte Intrusiva Vitória. Le Maitre (1989).



Fotomicrografia 2.5 – Cristais poligonizados de plagioclásio com arranjo tipo junção tríplice em enderbito (CC-233) da Suíte Intrusiva Vitória; máficos representados por ortopiroxênio, hornblenda, biotita e opacos. Fazenda Mogno. Lp 2.5.

Os metadioritos e metaquartzo-dioritos são de cor cinza com tonalidades esverdeadas e escuras, com níveis cinza esbranquiçado, textura granonematoblástica média e estrutura isótrofa a foliada e milonítica nas zonas de maior deformação. Apresentam composição quartzo-diorítica realçada pelo plagioclásio que ocorre em cristais prismático-tabulares hipidiomórficos, distribuídos em mosaicos poligonizados. O quartzo forma agregados de cristais xenomórficos, intersticial ao feldspato. O clinopiroxênio ocorre em cristais tabulares, xenomórficos verde-claros. A biotita é marrom e forma agregados lamelares, orientados e a hornblenda é verde e tabular.

Os enderbitos apresentam cor cinza-esverdeada com manchas pretas, textura hipidiomórfica, inequigranular média a grossa, às vezes granoblástica, estrutura homogênea, maciça, pouco deformada. Compõem-se de plagioclásio (49%), em agregados de cristais idiomórficos, poligonizados, reunidos em mosaico exibindo junção tríplice própria de metamorfismo de médio a alto grau, acompanhados de quartzo (15%) xenomórfico e intersticial ao feldspato, de biotita (10%) parda a avermelhada em agregados lamelares, de hornblenda verde (10%), prismático-tabular, envolvendo cristais de hiperstênio (8%), subidiomórfico tabular. Destaca-se ainda a expressiva quantidade de magnetita (5%), que ratifica as anomalias aeromagnéticas registradas na fazenda Mogno e adjacências (figura 2.4).

Os litótipos analisados mostram uma afinidade calcioalcalina (figura 2.41), médio potássio (figura 2.42), em grande parte metaluminosos, com indícios de contribuição crustal, em razão da peraluminosidade indicada em algumas amostras.

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

Litologia Minerais	Dioritos e Quartzodioritos										Enderbitos	Tonalitos		
	AF80a	AF113a	AF113b	AF91	AF77	AF79	AF92	HG25	CC100	CC97	CC233	HG133b	AF54	HG22c
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	-
Honrblenda	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

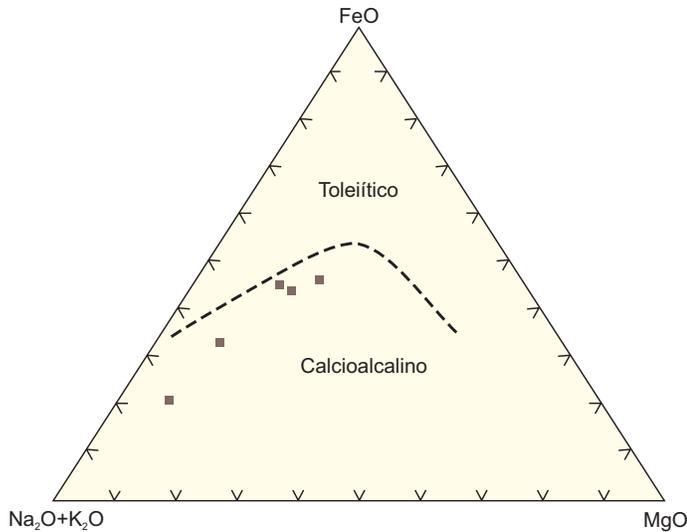


Figura 2.41 – Diagrama de AFM de Irvine & Baragar (1971).

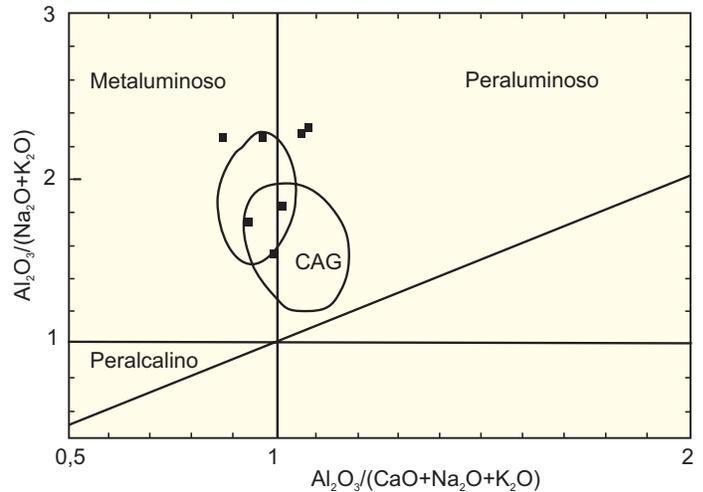


Figura 2.43 – Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989). CAG - granitóides de arco continental, IAG - granitóides de arco-de-Ilha.

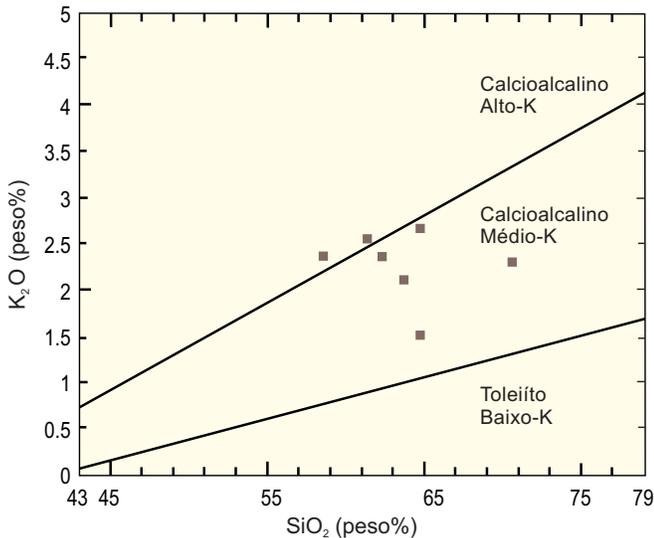


Figura 2.42 – Gráfico K₂O x SiO₂, Le Maitre (1989).

Dados de $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos, ratificam a contribuição crustal na formação dessas rochas.

As amostras quando plotadas no diagrama da figura 2.43, índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), recaíram no campo indicativo de unidade desenvolvida a partir de arco magmático.

A tabela 2.13, mostra teores de SiO₂ variando de 51% a 69%, valores altos em FeO(t), CaO e MgO, e valores elevados para K₂O nas rochas de composição diorítica a enderbítica. A média normal para estes litótipos segundo Le Maitre (1976) em Cox *et al.*, (1979) é de 1,76% e 2,07 respectivamente, alto teor em álcalis K₂O + Na₂O > 5% e teores elevados em Rb, Zr e Ba.

Os padrões de terras-raras apresentam comportamento coerente com litodemas de rochas graníticas. As curvas obtidas evidenciam um modelo enriquecido em ETRL e depletado em ETRP, com leve anomalia negativa de európio, compatíveis com o padrão encontrado em rochas calcioalcalinas (figura 2.44a).

O padrão em terras-raras do enderbito da fazenda Mogno revelou baixos níveis de ETR, com enriquecimento relativo em ETRL e depleção em ETRP, sem anomalia negativa de európio (Figura 2.44b), contrastando com os outros termos dessa suíte. Apresentou, no entanto, um comportamento semelhante aos enderbitos e charnoenderbitos, reequilibrados na fácies granulito, encontrados na região de Laje/Mutuípe, Bahia, descritos por Barbosa, (1986). O padrão multielementar revelado pelos seus termos predominantes (figura 2.45) assemelha-se aos dos granitos São Pedro e São Romão, com os quais mantêm relação de campo direta, pois estes contêm autólitos de dioritos e quartzodioritos, supostamente derivados da Suíte Vitória.

Análises isotópicas pelo método U/Pb em zircões de tonalitos indicaram idade de 1.785 ± 8Ma e por Sm/Nd, idades-modelo de 2.182Ma com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -2,56, sinalizando contribuição crustal e conseqüente hibridização na sua origem.

Quando comparadas com as idades U/Pb do Granito São Pedro (metagranito porfirítico) de 1.784 ± 17Ma e idades-modelo Sm/Nd de 2.060Ma a 2.147Ma, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +0,65 e -1,11, a correlação e afinidade genética dessas duas unidades ficam comprovadas.

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

AMOSTRAS	CC-166	PS-42	PS-R42	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	1016	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

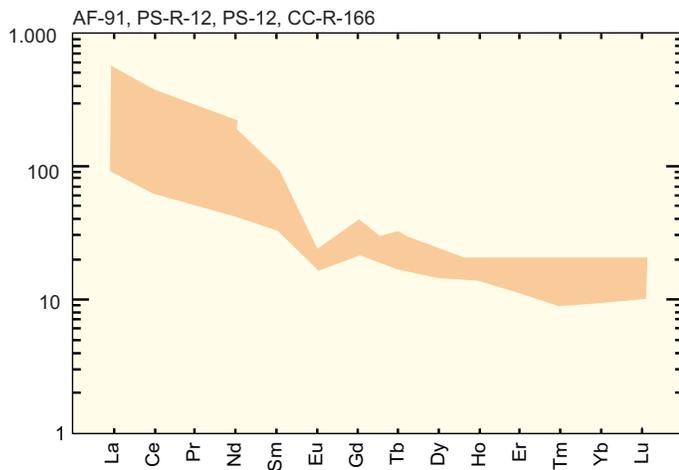


Figura 2.44(a) – Elementos terras-raras normalizados segundo o manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).

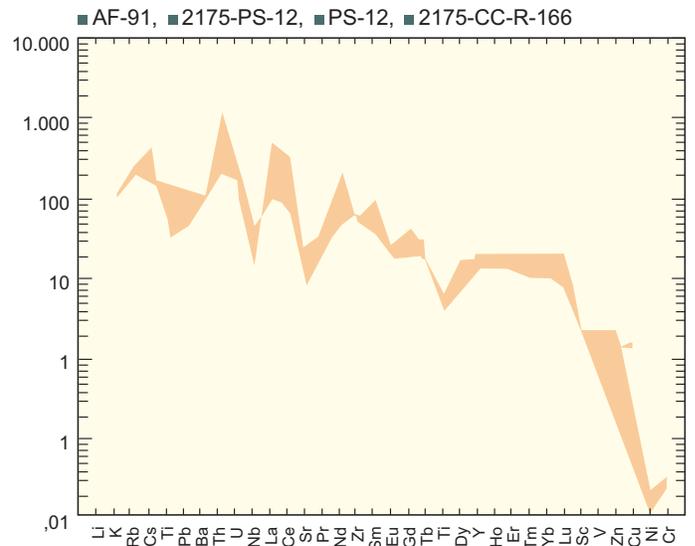


Figura 2.45 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985). Suíte Intrusiva Vitória.

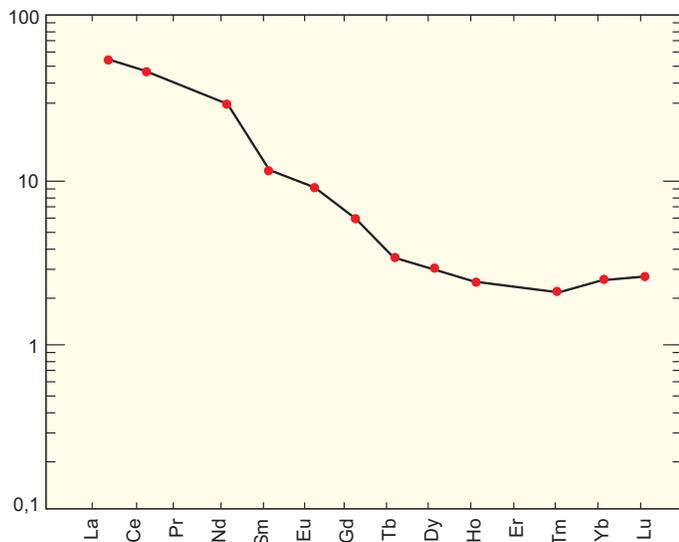


Figura 2.44(b) – Espectro de ETR do enderbite (CC-233), normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

Datação pelo método U-Pb SHRIMP feita por Pimentel (2001), no enderbite (CC-233) da fazenda Mogno, intrusivo nas supracrustais do Complexo Baciaeri-Mogno, revelou idade herdada de 1,85Ga e idade de cristalização de 1.775 ± 10 Ma, com idade-modelo de 2.260Ma.

Esses dados sugerem que esta suíte apresenta uma certa identidade cogenética e forte correlação com a fase granítica sin a pós-colisional dos eventos São Pedro e São Romão.

Os dados levantados apontam para uma origem híbrida a partir da fusão parcial de rochas orto e para-derivadas do Complexo Baciaeri-Mogno misturadas a materiais mantélicos. Os enclaves básicos, associação de campo, afinidades composicionais e geoquímicas com os migmatitos do Complexo Nova Monte Verde, presença de tonalitos peraluminosos e valores negativos de ϵ_{Nd} constituem as principais evidências desse processo.

2.2.10 Granito São Pedro (PP_{γsp})

Silva *et al.* (1974) caracterizaram de forma genérica um conjunto de corpos graníticos na Folha Jurueña, individualizando-os do Complexo Xingu e denominando-os de Granito Jurueña. Leal *et al.* (1980) usaram para esses mesmos granitos a designação de Gnaiss Apiacá, que juntamente com os litótipos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.* 1977) foram reunidos como Complexo Xingu. Durante a execução do Promin-Alta Floresta esta unidade litodêmica foi reconhecida e individualizada como uma unidade tanto independente do Complexo Xingu quanto do Granito Jurueña.

Foram denominados Granito São Pedro, os corpos plutônicos anisótropos de aspecto sigmoidal, sob a forma de batólitos e *stocks* aglutinados, formando uma extensa faixa, controlada por amplas e extensivas zonas de cisalhamento dúctil, transcorrente oblíqua e contracional, com direção predominante WNW-ESE a NW-SE.

Acha-se constituído basicamente por biotita metagranito, granada-biotita metagranito, hornblenda-biotita metagranito, com metagranodiorito, e metatonalito subordinado e são portadores, geralmente, de enclaves de pelitos, de quartzo-metadiorito e de micro-quartzo-metadioritos. Exibem geralmente coloração cinza-avermelhada a rosada e texturas inequigranulares média a grossa, porfíricas, nos termos menos metamórficos e distais das zonas de maior *strain*, e porfiroclástica, porfiroblástica, granoblástica e granolepidoblástica, válidas também para os enclaves.

Seus litótipos apresentam-se geralmente afetados por acentuada deformação dúctil, refletida pela presença constante de protomilonitos, milonitos e gnaisses de transposição nas zonas de alto *strain*.

O Granito São Pedro tem área-tipo no assentamento homônimo, pertencente ao INCRA, localizado a norte da fazenda Mogno, no interflúvio dos rios Paranaíta e Apiacás. Apresenta-se cartografado, na Folha Alta Floresta, como uma extensa faixa NW-SE, distribuída desde o sul de Alta Floresta, prolongando-se continuamente e adentrando-se para oeste, na Folha Rio São João da Barra. Suas melhores exposições localizam-se no Assentamento São Pedro (CC-158 a CC-160), na 3ª vicinal sul de Alta Floresta (CC-41 e CC-259), na fazenda São Bento (CC-152) e na Serraria (CC-138). Seu contato, em toda sua extensão leste/nordeste com o Granito Nhandu e as suítes Juruena e Paranaíta, é marcado por expressivas zonas de cisalhamento dúctil, transcorrente oblíqua e contracional WNW/ESE, representadas por amplas faixas milonítica e protomilonítica contínuas, de largura quilométrica e alto ângulo de mergulho, vergando sempre para NE até vertical, com indicativos de

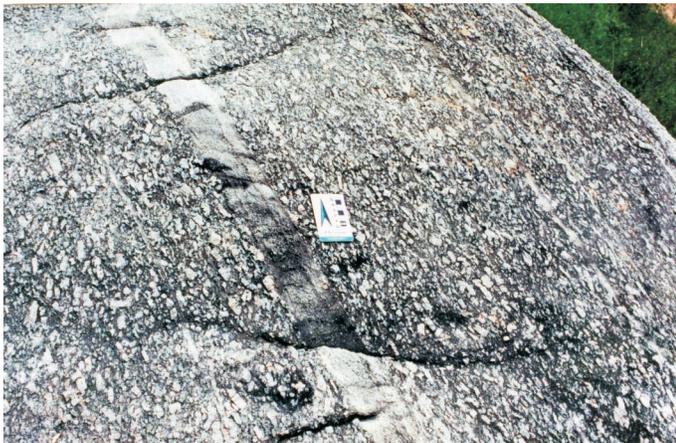


Foto 2.19 – Granito porfírico São Pedro, estrutura orientada, exibindo veio de aplito, inserido ao longo da foliação milonítica, 1ª vicinal sul de Alta Floresta.

cinemática preferencialmente sinistral, revelados por foliações S/C, estruturas sigmoidais e rotação de porfiroclastos, formados em ambiente crustal de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil.

Apresenta estruturas protomiloníticas a miloníticas e *augen* gnaisses com variações deformacionais internas, posicionadas em função da proximidade de zonas de alto *strain* e realçadas pelas recrystalizações, cominuição mineral e cristais poligonizados, constituindo mosaicos com junção tríplice.

Nas bandas de cisalhamento, acha-se exposta uma trama milonítica, exibindo tectonitos L e LS, formados por porfiroclastos de feldspato alcalino, biotita e quartzo, alinhados segundo a foliação milonítica.

Em cartas aerogeofísicas, esses granitóides respondem a acentuadas anomalias radiométricas de potássio (figura 2.11), que serviram de apoio à cartografia realizada, coincidentes, às vezes, com valores significativos de Th e U (figuras 2.12 e 2.13). Medidas cintilométricas, tomadas no terreno, oscilaram entre 80 e 200cps. Os valores revelados pela magnetometria são baixos, com algumas anomalias positivas isoladas.

Constitui-se predominantemente de biotita metagranito, granada-biotita metagranito, hornblenda-biotita metagranito com metagranodiorito e metatonalito subordinados. Mostram coloração cinza-avermelhada a rosada, textura inequigranular média a grossa, porfiroclástica, granoblástica, granolepidoblástica e porfiroblástica nos termos mais deformados, a porfírica nos termos preservados.

As composições modais (tabela 2.14), quando plotadas no diagrama QAP (figura 2.46), evidenciam um *trend* composicional de monzogranito a sienogranito com granodiorito e tonalito subordinados.

Estudos petrográficos revelaram uma composição mineralógica à base de feldspato potássico (pertita) + plagioclásio + quartzo + biotita ± hornblenda ± granada, geralmente acompanhada de clorita ± sericita ± epidoto ± argilominerais ± carbonatos ± muscovita como minerais secundários e de fluorita ± zircão ± apatita ± allanita ± opacos, como minerais acessórios.

Essas rochas são essencialmente quartzo-feldspáticas, reunidas como metagranitóides, equilibradas na fácies anfíbolito, com enclaves de quartzo metadiorito e microquartzo metamonzonito. As estruturas protomiloníticas a miloníticas predominam nas amplas zonas de cisalhamento.

Os granada-biotita metagranitos ocorrem principalmente no Assentamento São Pedro (CC-158 a CC-166), interflúvio dos rios Paranaíta e Apiacás, com variações locais para biotita metagranito e hornblenda-biotita metagranito. Exibem cor cinza-avermelhada, textura porfiroclástica, estrutura protomilo-

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Tabela 2.14 - Composição modal (%) de amostras do Granito São Pedro: metabiotita granito (CC-11; CC-11A), biotita granito porfirítico deformado (CC-90); hornblenda-biotita metagranito porfirítico (CC-95); biotita metagranito (CC-137; CC-138A); micro-quartzo-metamonzogranito (enclave – CC-138B); granada-biotita metagranito protomilonítico (CC-141 e CC-160); biotita granito (CC-145, 210 e 214); hornblenda-biotita granito protomilonítico (CC-166 e CC-138B); granada-biotita metagranito protomilonítico (CC-141, CC-158B e CC-160); metagranodiorito porfirítico (CC-105) e biotita-metatonalito (CC-41A).

Amostras Minerais	CC-11	CC-11A	CC-41A	CC-90	CC-95	CC-137	CC-138A	CC-138B (enclave)	CC-141	CC-145	CC-158B	CC-160	CC-166	CC-210	CC-214	CC-105
Quartzo	20	20	20	25	20	25	25	20	25	20	25	30	25	25	25	25
K - Feldspato	34	38		40	37	36	33	20	31	49	36	31	30	38	45	20
Plagioclásio	20	25	53	20	20	25	25	30	25	20	20	25	21	20	15	40
Biotita	10	3	10	5	10	5	5	10	5	5	8	6	12	10	5	5
Hornblenda					3								6			
Clorita	2	2	1	1	tr	3	3		2	1	1	1		1	3	tr
Sericita	3	2	3	2	2		2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
Epidoto	5	3	5	3		3	3	10	3	2	1	2	2	3	2	3
Carbonato	2			tr	tr	tr				tr	tr		tr			tr
Argilominerais			2	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1
Allanita	tr	tr	1	tr	tr	1	tr	tr			tr		tr			tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Titanita	1	tr	1	tr	2	tr	1	2	1	tr	3	1	1	tr		1
Granada							1									
Fluorita		tr				tr	tr	3	1						tr	
Muscovita	2	7	3	2	1	1		3	2			1				3
Opacos	1	tr		1	1	tr	1	tr	1	tr	3	1	tr	1	2	1

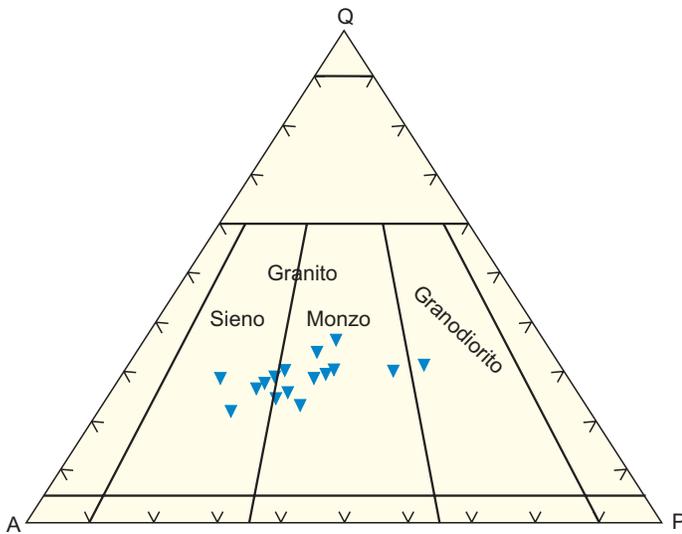


Figura 2.46 – Amostras do Granito São Pedro no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

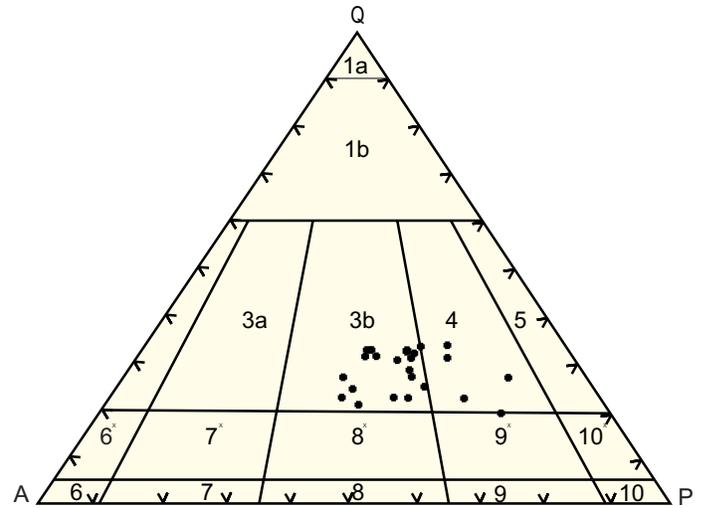


Figura 2.48 – Classificação mesonormativa do Granito São Pedro. Le Maitre (1989).

nítica a milonítica, formadas por porfiroclastos ameadados de feldspato potássico com até 2cm de tamanho dispostos assimetricamente (sombra de pressão), interpostos na foliação milonítica, realçada pelas placas de biotita, subgrãos de quartzo recristalizado e minúsculos cristais de granada rotacionados, com indicativos de uma cinemática preferencialmente sinistral.

Os resultados químicos revelaram um padrão de série magmática calcioalcalina de alto potássio, metaluminosa a peraluminosa (figuras 2.47, 2.48 e 2.49).

Os dados da Tabela 2.15 evidenciam valores de SiO_2 variando de 60% a 69%; altos conteúdos de K_2O

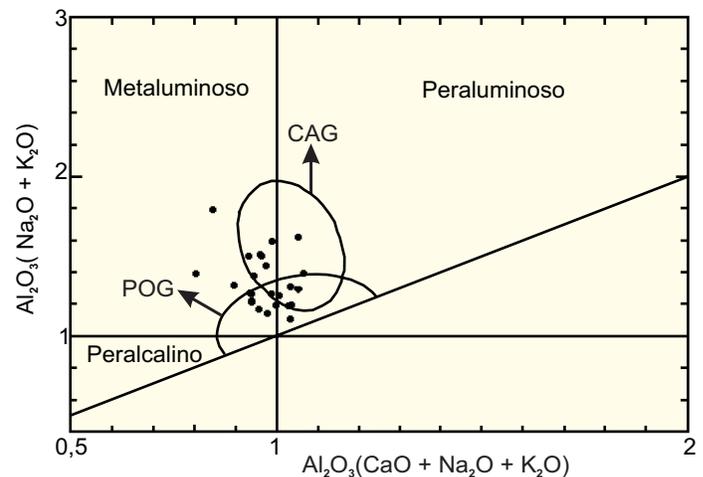


Figura 2.49 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). CAG - granitos de arco continental, POG - granitos pós-orogênicos.

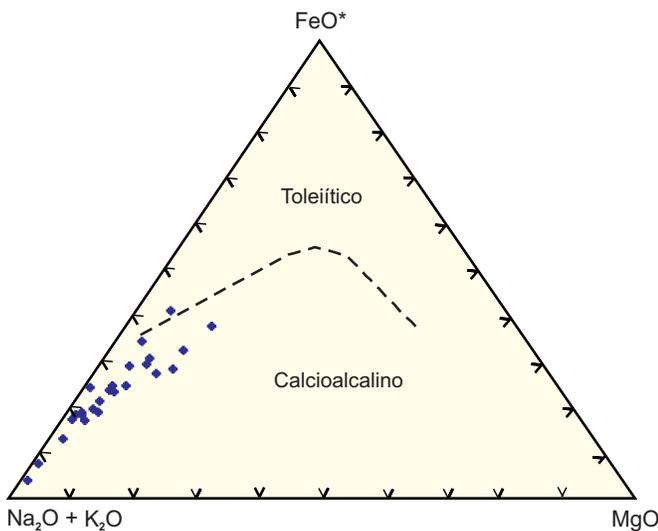


Figura 2.47 – Amostras do Granito São Pedro no diagrama AFM de Irvine & Baragar 1971.

+ Na_2O (>6%), crescentes com aumento de SiO_2 ; Na_2O/K_2O de 0,5 a 1,6; Al_2O_3 de 14,17 a 16,59%; baixos valores de TiO_2 0,52% a 0,99% e enriquecimento em K, Rb, Ba, Th, U e Ta.

Esses parâmetros preenchem requisitos de uma série contínua, onde o aumento de SiO_2 é seguido pelo acréscimo de K_2O , constituindo termos granitos a sienogranitos. Verifica-se que os valores de Rb são proporcionais aos de Sr, para concentrações elevadas de SiO_2 , indicando prévio fracionamento de plagioclásio, incluindo Ba, Sr e fixando Rb e K_2O para o fracionamento de feldspato potássico, conforme previram Grigoriev *et al.* (1988).

Tabela 2.15 – Análises químicas de elementos maiores, traços e terras-raras, do Granito São Pedro.

Amostras	HG19	HG115B	HG119	HG137A	AF89	AF110	AF130A
Elementos Maiores % peso							
SiO ₂	65,37	68,44	60,34	67,46	69,65	63,79	68,53
TiO ₂	0,66	0,56	0,95	0,52	0,56	0,99	0,69
Al ₂ O ₃	16,59	14,94	16,40	14,89	14,74	14,36	14,17
Fe ₂ O ₃	3,95	3,41	5,75	3,98	2,38	5,27	3,79
MnO	0,09	0,10	0,12	0,10	0,05	0,06	0,08
MgO	0,88	0,56	1,88	1,54	0,21	1,74	0,59
CaO	3,01	2,18	5,63	3,02	1,50	4,06	2,58
Na ₂ O	4,46	4,16	3,70	3,35	3,44	2,99	3,30
K ₂ O	2,73	4,70	2,87	4,10	6,46	5,08	4,49
P ₂ O ₅	0,23	0,35	0,63	0,27	0,07	0,52	0,50
P.F.	1,28	0,31	0,90	0,49	0	0	0
Total	99,25	99,71	99,17	99,72	99,06	98,86	98,72
Al ₂ O ₃ / (Na ₂ O+K ₂ O)	1,51	1,10	1,63	1,31	0,97	1,16	1,19
Elementos Traços (ppm)							
K	22.663	39.016	23.825	34.035	53.626	42.171	37.273
Rb	120	182	124	190	221	170	163
Sr	433	207	642	468	115	370	220
Ba	1.000	1.400	1.100	940	1.008	1.091	1.338
Y	44	82	40	29	134	49	141
Zr	514	836	530	244	795	982	1.518
Nb	22	18	15	21	42,3	23,2	20,3
Ta	-	1,3	-	1,7	5,5	2,8	5,4
Th	29	35	15	20	42,5	27,6	60,4
U	-	4	4	10	10,6	5	7,10
Cr	26	29	25	30	-	-	-
Cu	-	-	-	-	10	20	11
Pb	-	-	-	-	6	27	3
Zn	-	-	-	-	49	48	50
Co	-	-	-	-	2	2	5
Elementos Terras-raras (ppm)							
La	130	120	90	55	119,3	82,3	191,2
Ce	219	242	160	100	255,5	179	413,4
Nd	82	100	61	39	118,8	80,6	188,8
Sm	11,1	18,8	9	6,1	21,2	13,6	32,1

A partir do diagrama de Harris *et al.* (1986), com base em $Hf \times Rb/30 \times 3Ta$ (figura 2.50), as amostras desses granitóides plotaram nos campos de granito de arco vulcânico e pós-colisionados, propriedades que, reunidas às suas características estruturais, são indicativas de uma evolução centrada numa zona de sutura, período de fechamento e choque continental, numa fase sin a pós-colisão.

Apresentam semelhanças aos granitóides gerados a partir de magmatismo calcioalcalino alto potássio, sincisalamentos, pós-colisionais, desenvolvidos em zona de sutura, segundo Liegeois, (1998).

Os padrões de terras-raras, revelaram curvas com enriquecimento em ETRL, depleção e estabilização em ETRP (figura 2.51), e anomalia negativa de európio pouco evidenciada, para SiO_2 menor que 70%, compatível com os granitos calcioalcalinos de alto potássio.

Os dados litoquímicos atestaram derivação calcioalcalina, peraluminosa a metaluminosa, origem híbrida, para esses granitóides, gerados provavelmente num ambiente pós-colisional, na zona de sutura, e derivados, em parte, por processos da anatexia de terrenos de alto grau metamórfico (Complexo Bacaeri-Mogno) e de fontes mantélicas. Foram emplaçados e posicionados na meso e catazona, relacionados a eventos metamórficos tipo Barroviano de baixa pressão e alta temperatura, controlados por movimentos transcorrentes oblíquos, de cinemática preferencialmente sinistral e às vezes dextral, exumados em zonas de escape lateral decorrentes de movimentos transtensionais, em fase de descompressão tardia.

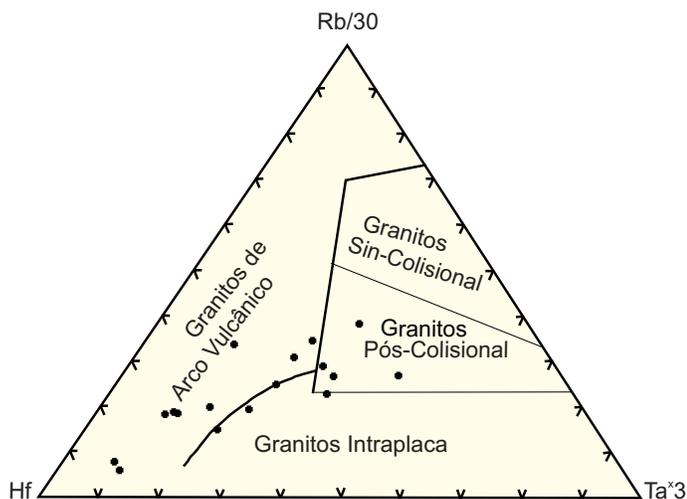


Figura 2.50 – Diagrama de posicionamento tectônico, Harris (1986).

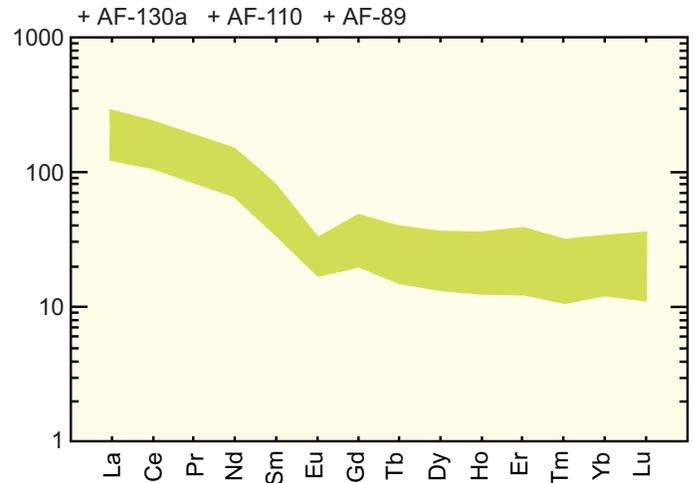


Figura 2.51 – Padrão de elementos terras-raras, normalizado segundo manto primitivo. Taylor e McLennan (1985), em amostras do Granito São Pedro.

Datações feitas por Pimentel (2001), pelo método U/Pb (SHRIMP), em zircões provenientes de grana-biotita metagranito (CC-158 Assentamento São Pedro) e do biotita metagranito (CC-138, Gleba Mandacaru), forneceram idades respectivamente de $1.784 \pm 17\text{Ma}$ e $1.786 \pm 17\text{Ma}$ e idades-modelo Sm/Nd de 2.147Ma e 2.060Ma, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ -1,11 e +0,65, indicativos de fusão de uma placa crustal interagindo com fontes mantélicas.

A fusão crustal é evidenciada pela presença de enclaves pelíticos e máficos, oriundos de núcleos granulíticos (Complexo Bacaeri-Mogno) e de migmatitos (Complexo Nova Monte Verde), formados em condições de médio a alto grau metamórfico e instalados em zona de sutura, sob a égide de um regime compressional, transcorrente oblíquo, com componentes transtensionais.

A intrusão destes corpos, sincinemáticos às falhas transcorrentes, reflete reajuste de blocos crustais sob um regime de esforços compressivos, em ambiente de pós-colisão, em estreita vinculação com núcleos granulíticos localizados, ratificando um modelo acrescionário, convergente, com consumo de uma placa litosférica.

2.2.11 Granito Teles Pires (PPgtp)

Denominação dada por Silva *et al.* (1974) na região do rio Iriri para designar um conjunto de corpos graníticos com estrutura anelar, tendência alaskítica, anorogênicos, condicionados ao ambiente de formação das lavas ácidas da Formação Iriri.

Isler *et al.* (1977) incluíram esses alcaligranitos como integrantes do Grupo Uatumã, relacionados ao vulcanismo subsequente ao Evento Transamazônico.

Souza *et al.* (1979) definiram plútons graníticos Teles Pires como corpos circulares, pós-cinemáticos, de dimensões variadas, predominando alcaligranitos, alaskíticos, rapakivíticos, hololeucocráticos, com a presença de viborgitos e piterlitos.

Tassinari (1981) atribuiu idade de 1.600Ma a esses alcaligranitos, relacionando-os a um magmatismo subvulcânico pós-tectônico, restrito à Província Rio Negro-Juruena, e distribuído na faixa Porto Velho-Rio Juruena.

Ratifica-se a designação de Granito Teles Pires para representar um conjunto de corpos graníticos intrusivos, pós-orogênicos, calcioalcalinos de alto potássio, formados predominantemente por granito porfirítico, vermelho-tijolo, localmente com textura *rapakivi*, reunido a granitos finos e alcaligranito, eqüigranulares a porfiríticos, isotrópicos, não deformados, dispostos na forma de *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais, geralmente intrusivos nas rochas vulcânicas da Suíte Colíder. Os termos subordinados são representados por microgranitos, granitos finos e granófiros, ocorrendo geralmente na forma de diques e *sills*, encontrados na fazenda Ilha do Cristalino (CC-288) e norte do Porto da Madeiseik (CC-222).

Foram cartografados 3 batólitos graníticos com áreas de 120 km² a 250km² e alguns *stocks*, intrusivos nas vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder, constituindo um rosário de corpos de direção EW a ESE-WNW, localizado na borda sul da serra do Cachimbo.

O corpo de maior destaque ocorre a norte do rio Teles Pires, entre a fazenda Vaca Branca e o rio Cristalino, exibindo forma elipsoidal e contato intrusivo em riodacitos e andesitos da Suíte Colíder, deformados e amoldados por força da intrusão. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos ou em grandes blocos ovalados.

Em cartas aerogeofísicas exibem acentuadas anomalias positivas gamaespectrométricas (canais de K, Th e U) (figuras 2.11, 2.12 e 2.13) e baixa susceptibilidade magnética, com ausência de anomalias magnéticas significativas (Figura 2.4).

É formado por biotita granito, leucogranito, alcaligranito, *subsolvus*, cinza-avermelhado a vermelho-tijolo, de granulação média a grossa, eqüigranular a porfirítico, ocasionalmente com textura *rapakivítica*, e com estrutura maciça, homogênea, não deformada. Associam-se também fácies subvulcânicas representadas por microgranitos, granitos finos e granófiros, cinza-rosados a avermelhados, textura

fina a microgranular, felsítica e com estrutura maciça e homogênea.

Estudos petrográficos desses litótipos mostraram composição mineralógica essencialmente quartzo-feldspática, de natureza granítica, sienogranítica e alcaligranítica, conforme evidencia o diagrama QAP de Streckeisen (1976) (figura 2.52).

Possuem textura eqüigranular a porfirítica, média a grossa e estrutura maciça, onde predominam os seguintes minerais: megacristais de feldspato potássico em cristais tabulares (± 1 cm de tamanho), xenomórficos e pertíticos; quartzo em cristais xenomórficos, intersticiais aos cristais de feldspato potássico; plagioclásio em cristais prismáticos, em percentual reduzido, atingindo quantidades acessórias nos alcaligranitos (tabela 2.16).

Os minerais máficos também ocorrem em proporções mínimas, tornando essas rochas essencialmente hololeucocráticas, com raras lamelas de biotita, freqüentemente alteradas para clorita. Entre os minerais resultantes da alteração hidrotermal, além da clorita, aparecem epidoto, sericita e carbonatos.

Os minerais acessórios são representados pela fluorita, zircão \pm allanita e titanita. São enquadrados como granitos *subsolvus*, potássicos, metaluminosos, de evolução pós-orogênica em transição para formação de uma crosta estável, similares aos granitos potássicos *subsolvus*, pós-colisionais relacionados à geração do arco magmático Juruena.

Esses granitóides são caracterizados por alto conteúdo em SiO₂ (acima de 70%); acentuado enriquecimento em álcalis, principalmente K₂O em torno de 5%; relação K₂O/Na₂O > 1; e baixo conteúdo em Al₂O₃ (12 a 14%), classificados como metaluminosos e

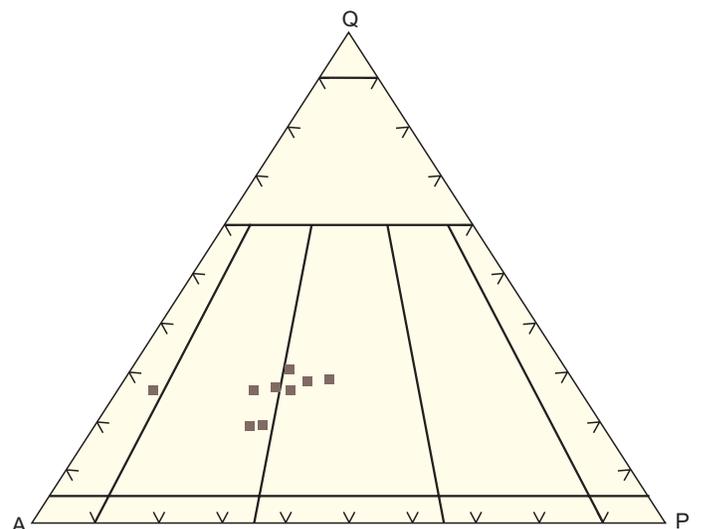


Figura 2.52 – Amostras do Granito Teles Pires no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

Tabela 2.16 Composição modal (%) de amostras do Granito Teles Pires (amostras: GM - Folha Vila Guarita; PS, PV. PT- Folha Rio São João da Barra e CC- Folha Alta Floresta).

AMOSTRAS MINERAIS	CC-183	CC-222	CC-288	GM-04	GM-07	GM-10	PV-195	PS-289	PS-215	PS-218	PT-72	PT-76
Quartzo	25	25	25	30	18	18	25	25	25	22	16	15
Feldspato Potássico	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
Argilominerais	1	1	1	1	2	1	-	1	1	1	2	2
Opacos	tr	tr	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Allanita	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

pós-orogênicos pelo diagrama de Maniar & Piccoli (1989), (Figura 2.53) e calcioalcalinos de alto potássio pelo diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) Figura 2.54.

Suas características petrográficas, químicas e relações de campo vinculam sua evolução às séries magmáticas calcioalcalinas de alto potássio do Arco Juruena, assemelhando-se aos granitos tipo I altamente fracionados, com similaridades com os granitos alcalinos tipo A. O Granito Teles Pires apresenta similaridade, química e petrográfica com os granitos pós-colisionais descritos por Sylvester (1989) no Alaska (EUA) e Nova Inglaterra (Austrália) e com os

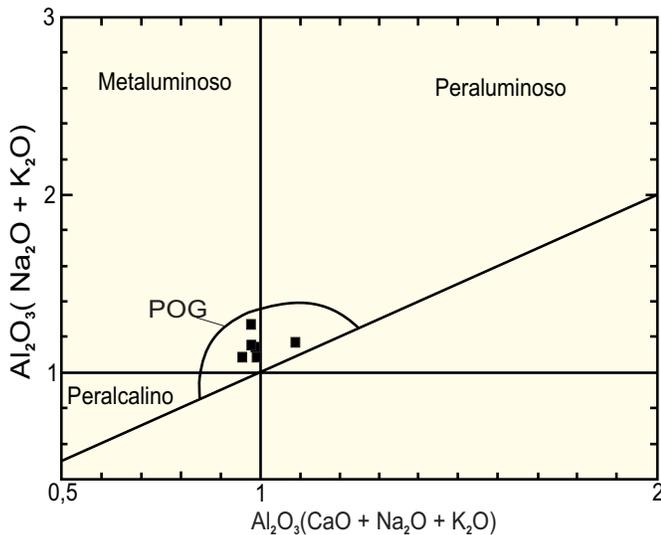


Figura 2.53 – Amostras do Granito Teles Pires plotadas no diagrama de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). POG - granitoides pós-orogênicos.

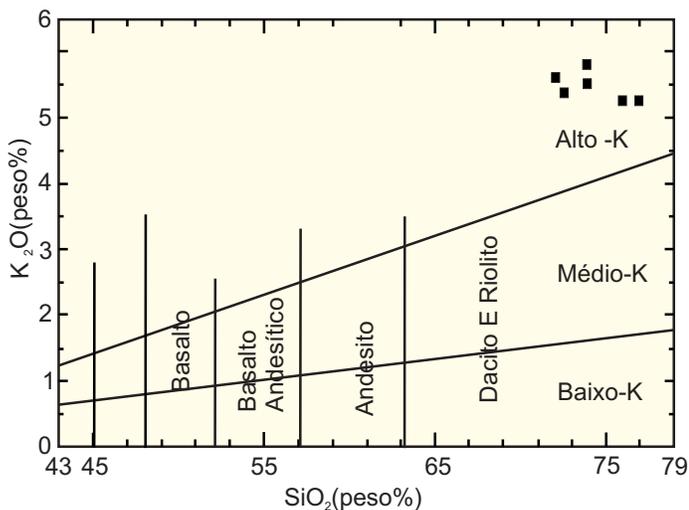


Figura 2.54 – Amostras do Granito Teles Pires no diagrama de Le Maitre (1989).

granitos *rapakivi* do Meio Oeste dos Estados Unidos, de idade mesoproterozóica, relacionados a ambiente de subducção e geração de arco magmático (Nelson & Depaolo, 1985; Nyman *et al.*, 1987).

Wernick (2001) sugere que os granitos rapakivíticos podem ocorrer tanto relacionados a arco magmático ou a fragmentos de crosta estabilizada, adicionados a arco pós-colisionado ou vinculados a ambiente anorogênico, emplaçados em regime transtensional a extensional e posicionados imediatamente após o magmatismo tipo I. Considera a Província de Itu do Cinturão da Ribeira um típico exemplo de magmatismo rapakivítico pós-colisional relacionado à geração de arco magmático (Wernick *et al.*, 2000).

Quanto aos elementos-traço (tabela 2.17), observa-se que os níveis de concentrações de Ba e Sr são parecidos aos encontrados nas suítes calcioalcalinas de alto potássio (Granito Nhandu) e mostram valores mais elevados quando comparados com os granitos alcalinos anorogênicos, que são profundamente depletados nestes elementos (Küster *et al.*, 1998). Pelo diagrama de Harris *et al.* (1986), figura 2.55, tendo como parâmetros $Hf \times Rb \times 30 \times 3Ta$, as amostras do Granito Teles Pires plotaram o campo de granito de arco vulcânico e apenas uma situou-se no espaço reservado aos granitos pós-colisionais.

Esses granitos revelaram acentuado enriquecimento em HFSE (Zr, Hf) e Terras-Raras (figuras 2.56 e 2.57), com moderada anomalia negativa de Eu, Assemelhando-se aos granitos calcioalcalinos de alto potássio (Suíte Juruena e Granito Nhandu), vinculados à geração de arco magmático.

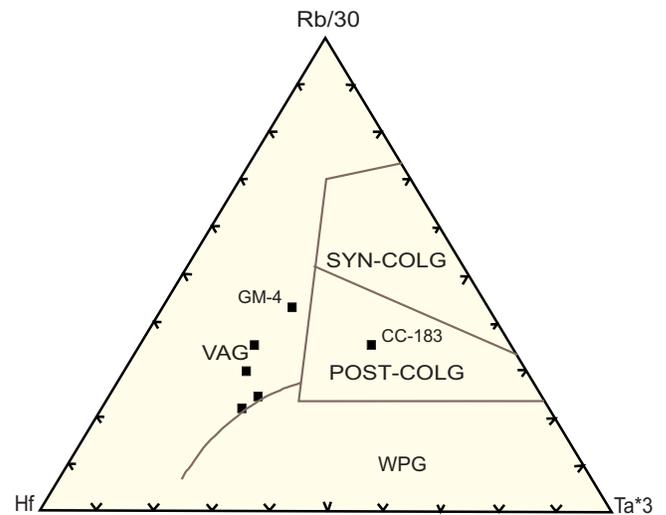


Figura 2.55 – Diagrama de Harris *et al.* (1996) aplicado às amostras do Granito Teles Pires (VAG - Granitos de arco vulcânico, SYN-COLG - Granitos sincolisionais, POST-COLG - granitos pós-colisionais e WPG - granitos intraplacas).

Tabela. 2.17 – Resultados de análises químicas das amostras do Granito Teles Pires.

AMOSTRAS	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
Elementos Traços (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 2.56 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985), aplicado às amostras do Granito Teles Pires.

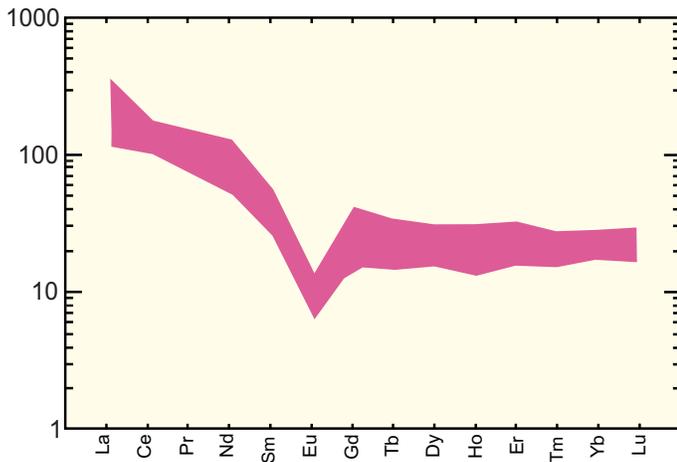


Figura 2.57 – Diagrama de elementos de terras-raras normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985), aplicadas às amostras do Granito Teles Pires.

Datações isotópicas efetuadas por Santos (2000), em biotita granito na região de Terra Nova do Norte, Folha Vila Guarita, forneceram idade U/Pb de 1.757 ± 16 Ma e idade-modelo Sm/Nd de 2.100 Ma, ratificando um posicionamento pós-orogênico em relação à evolução do arco magmático Juruena.

2.2.12 Grupo Beneficente (PPb)

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 *et al.* (1977), Leal *et al.* (1978) e Silva *et al.* (1980).

Santiago *et al.* (1980), em mapeamento na região de 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) introduziram a denominação Grupo Jatuarana para englobar as formações paleozóicas, e Pinheiro & Ferreira (1999) indicaram o nome Formação Buiuçú 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, no Promin-Alta Floresta, 5 unidades litológicas, que ocupam toda a porção norte da folha. 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 transpressionada, resultante da compressão N55°E e do recobrimento lateral de falhas transcorrentes, gerando falhas de empurrão e dobras, provocando o aparecimento entre os sedimentos de rochas do embasamento como as da Suíte Colíder, do Granito Nhandu, marcados por rejeitos aparentes de grandes amplitudes e de *outliers* isolados como o do porto da Madeiseik.

Unidade I (PPb₁) – Distribui-se sob a forma de estreita faixa com orientação WNW-ESE a E-W, recobrindo discordantemente as rochas da Suíte Colíder, ocupando o terço superior da encosta da serra dos Apiacás e mostra mergulhos em torno de 40° para NNE/N. Contatos tectônicos com outras unidades também são observados. Nas seções estudadas sua espessura é estimada em 150m predominando 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 20km a NNE de Alta Floresta, a parte inferior desta unidade é formada por ca-

madras métricas de conglomerados polimíticos (*clast supported*), com os clastos de rochas vulcânicas, arenitos e argilitos, atingindo 20cm de diâmetro (foto 2.20).

A norte de Paranaíta, na estrada para a fazenda do Furlan, 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 e 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 preenchendo canais, enquanto os arenitos com estratificações cruzadas tabulares e os argilitos são interpretados, respectivamente, como barras linguóides ou transversais e deposição em 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 e carbonosos, nos quais, em estudos palinológicos 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. Próximos 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, siltitos e argilitos, imersos em uma matriz quartzosa.

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 um espesso pacote de pelitos avermelhados onde os argilitos laminados representam as rochas predominantes. Arenitos finos e arenitos manganesíferos 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 envolven-

tes. 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 de Areia, CC-286) aflora calcário margoso, cinza-escuro, com textura muito fina, estrutura finamente laminada (foto 2.21), 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 integrante de uma plataforma carbonática.



Foto 2.20 – Matacões de conglomerado exibindo granocrescência ascendente.

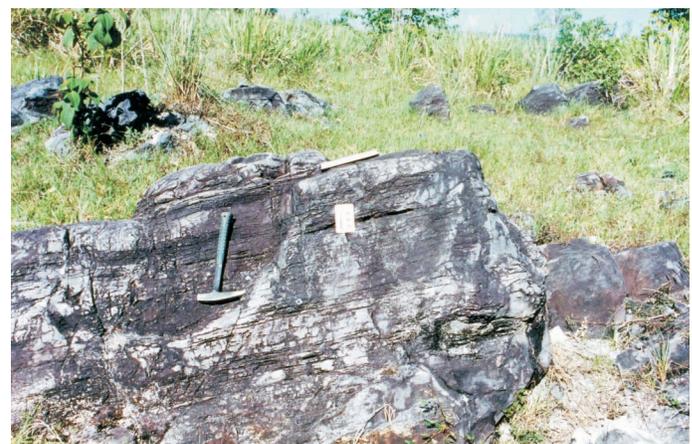


Foto 2.21 – Lajedo de calcário margoso com estratificação plano-paralela. Grupo Beneficente. Porto da Areia (rio Teles Pires), CC-286.

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 satélites 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 constituída por camadas de arenitos fino a médio, com estratificações plano-paralelas, cruzadas e localmente apresentando finas intercalações de siltitos e argilitos. Sua espessura é estimada em cerca de 100m.

Unidade IV (PPb₄) – É constituída por uma seqüência de arenitos claros com intercalações lenticulares de argilitos e siltitos avermelhados, nem sempre cartografáveis na escala deste projeto. Sua espessura é estimada em pouco mais de 150m e em razão de as camadas apresentarem mergulhos mais suaves em relação às unidades sotopostas, sua faixa de ocorrência é bem mais ampla, distribuindo-se paralelamente às unidades anteriores. Seu prolongamento para a parte NE da Folha Alta Floresta baseou-se somente em trabalhos de fotointerpretação, em razão da inexistência de acesso (reserva da Base Aérea da Serra do Cachimbo). Devido as intercalações de argilitos exibirem mergulho suave e os arenitos serem bastante friáveis, os locais onde se instalou esta unidade acham-se arrasados e marcados por uma vegetação menos exuberante, facilitando sua individualização através de fotointerpretação, o que foi confirmado no campo.

Os arenitos apresentam cor esbranquiçada, granulação fina a média, estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e tabulares. Localmente foram observados níveis de granulação grossa a microconglomerática, geralmente associados a faixas de argilitos avermelhados com lentes de siltitos e arenitos muito finos.

Unidade V (PPb₅) – Expõe-se nas porções norte e leste, recobrando a unidade anterior ou em contato com outras unidades através de falhas transcorrentes. Normalmente suas camadas acham-se horizontalizadas ou apresentam mergulho suave para N, em contraste com os mergulhos fortes observados nas unidades basais na borda, que diminuem progressivamente até esta unidade. Nos perfis realizados, a nordeste da fazenda Vaca Branca e na Pousada Salto do Thaymaçu, não foi observada discordância angular com a unidade sotoposta. Nestes locais cons-

tatou-se a predominância de solos argilosos avermelhados provavelmente originados da alteração de argilitos e siltitos, em contraste com os 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 acanalada de pequeno porte e marcas onduladas, 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, esses arenitos mostram textura granular fina e compõem-se essencialmente de grãos recristalizados de quartzo em mosaicos e com extinção ondulante moderada. Zircões idiomórficos ou em grãos angulosos, grãos ovais de turmalina, opacos parcialmente oxidados e minúsculas palhetas de sericita e clorita aparecem como elementos-traço.

Arenitos róseos, finos, arcossianos a ortoquartzíticos, com grãos bem selecionados, localmente mostrando estratificações cruzadas, e silexito e *cherts* foram descritos por Silva Neto *et al.* (1980) ao longo dos rios Azul e São Benedito. Esta unidade e as duas anteriores foram inicialmente consideradas por Pedreira (2000) como um sistema fluvial entrelaçado com planícies de inundação. Rochas ígneas 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 e possivelmente correlacionam-se ao Diabásio Cururu.

A partir da interpretação de dois furos de sonda localizados nas partes NW (serra do Urucu) e SE (serra do Cachimbo) e de seções geológicas levantadas na Folha Alta Floresta, Lopes (2001) sugere, a individualização de três seqüências siliciclásticas e uma carbonática (figura 2.58). Uma tentativa de correlação entre os perfis executados na borda sul da serra do Cachimbo, norte da Folha Alta Floresta, e estes furos é mostrada na figura 2.58. 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 SC, 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 SC, e idade Paleozóica para a SS₂ e a correlaciona à Formação Prosperança, e uma idade

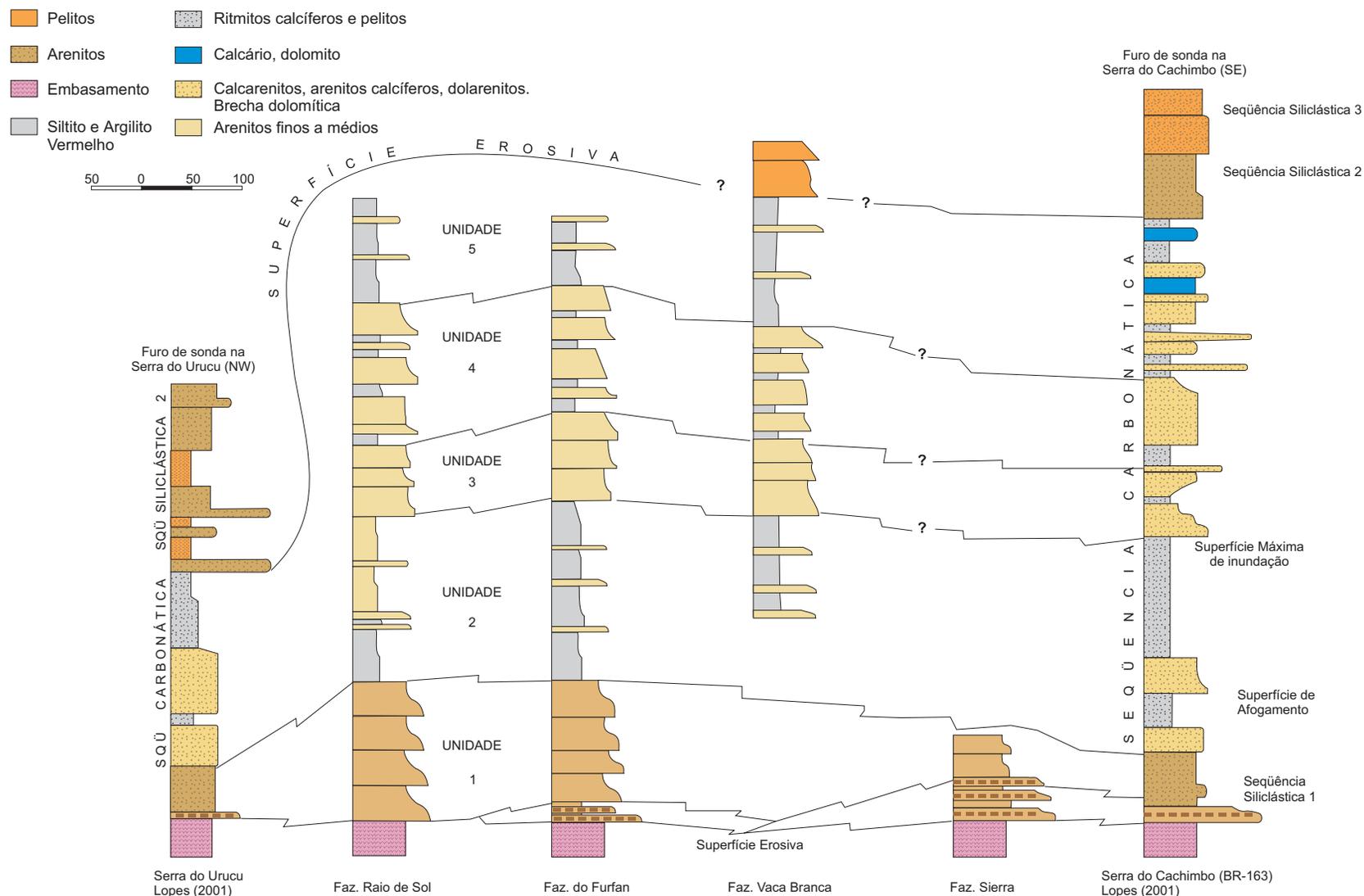


Figura 2.58 – Correlação litoestratigráfica do Grupo Beneficente, em perfis de sondagem, realizados nas serras do Urucu (NW), Cachimbo (SE) e em seções geológicas na Folha Alta Floresta (modificado de Lopes 2001).

cenozóica para a Seqüência Siliciclástica SS₃, formada por camadas de arenitos com densidade muito elevada no perfil gama-gama.

Em face de não terem sido encontrados fósseis na Unidade I, nem informações seguras da idade da Seqüência Carbonática presente no furo da serra do Cachimbo; da grande distância entre a área mapeada e o local onde Santiago *et al.* (1980) cartografaram a Bacia Sedimentar do Alto Tapajós; e levando em consideração as idades obtidas por Tassinari *et al.* (1978) em siltitos (1.485 ± 32Ma – Rb/Sr em rocha total e 1.331 ± 28Ma – Rb/Sr em fração fina) aflorantes na BR-163 a sul da Base Aérea de Serra do Cachimbo, preferiu-se mantê-la como de idade proterozóica. Mapeamentos mais detalhados de toda a bacia da serra do Cachimbo e datações geocronológicas mais precisas serão imprescindíveis para a delimitação das unidades geológicas e a determinação de suas idades. Estes sedimentos são cortados por diques básicos datados de 1,3Ga, o que sugere idade proterozóica para estes sedimentos (Valente, 1998).

Idades Pb/Pb obtidas por Saes & Leite (2002), em zircões detríticos provenientes de conglomerados da base do Grupo Beneficente, indicaram a idade máxima de 1,7Ga, para o início de sua deposição, corroborando uma idade paleoproterozóica para essa unidade.

2.2.13. Diabásio Cururu (Jdc)

Silva *et al.* (1974) denominaram Dolerito Cururu os corpos intrusivos de extensões quilométricas, destacados em imagem de radar, com expressões topográficas positivas. Estes corpos são formados por eruptivas básicas, de natureza toleítica, sob a forma de diques de diabásio, relacionados aos basaltos da sinéclise do Amazonas, localizados no vale do rio Cururu, na Folha Tapajós.

Silva *et al.* (1980) modificaram o termo dolerito para diabásio e cartografaram inúmeros diques com dimensões variáveis de dezenas a milhares de metros de comprimento, distribuídos na margem direita do rio Teles Pires, intrusivos nos sedimentos do Grupo Beneficente, na serra do Cachimbo. Apresentam similaridade estratigráfica ao Diabásio Periquito, descrito por Almeida & Nogueira (1959) na cachoeira do Periquito, no rio Aripuanã, intrusivo em sedimentos da Formação Prainha.

Destacam-se vários diques concentrados no quadrante NE da Folha Alta Floresta, realçados por expressivos alinhamentos topográficos na direção NW-SE, bem demarcados na imagem de satélite, com dimensões de até 30km de comprimento. Esses

diques intrudem os sedimentos do Grupo Beneficente. Apresentam composição de diabásio a olivina diabásio, de cor cinza-escuro a preta, textura ofítica a subofítica e são compostos por plagioclásio, piroxênio (augita), hornblenda, minerais opacos (magnetita, sulfeto) e às vezes olivina, apatita, clorita, epidoto e carbonato.

Diversas datações pelo método K/Ar foram efetuadas em diques de diabásio correlacionáveis ao Diabásio Cururu, fornecendo idades 190 ± 5 Ma (Bizinel *et al.*, 1980), 180 ± 9 Ma (Santos *et al.*, 1975) e 177 ± 8 Ma (Basei, 1974).

2.2.14 Depósitos Aluvionares (Q_{2a})

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 Paranaíta (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 de ruditos, o que ocasionou uma corrida garimpeira e a extração desordenada de Au aluvionar, alterando substancialmente a paisagem natural desses depósitos, notadamente na região norte e noroeste de Paranaíta, no córrego Jaú e adjacências.

3

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Silva *et al.* (1980) foram os primeiros a tratar em escala regional os principais traços estruturais da parte norte do Estado de Mato Grosso e sudoeste do Pará, propondo um regime tectônico extensivo, marcado por movimentos verticais diferenciados, demarcados por extensivos lineamentos e falhamentos de orientação NW-SE e WNW-ESE, interceptados por lineamentos de estruturação NE-SW. Megafeições estruturais como o Alto Estrutural Juarena-Teles Pires, *graben* do Cachimbo, Lineamento São João da Barra-Teles Pires, Falha do Cristalino, entre outras, circunscritas à área do Promin-Alta Floresta, foram cartografadas pelos autores supracitados.

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 EW (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, 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 análise estrutural em diversas frentes de lavra garimpeira (extração

de ouro) existentes na Província Mineral de Alta Floresta e destacou que a maioria dessas ocorrências foram geradas num ambiente tectônico compressivo, rúptil a rúptil-dúctil, marcado por veios extensionais (quartzo), subverticais, com direção N55°E (afloramento típico, próximo à pedreira de Matupá), corroborado pela cartografia realizada. A partir dessa compressão foram geradas falhas transcorrentes de direção predominante NW-SE de cinemática sinistral (Garimpos da Peteca, Cuiabá, Serinha e Tapajós, na Folha Vila Guarita), falhas conjugadas e subsidiárias de direção N-S de cinemática dextral (filão do Paraíba) e NE-SW. Caracterizou ainda deformação dúctil para o filão do Fabinho (Folha Ilha 24 de Maio), encaixado numa foliação milonítica N70°E/80°SE, contendo lineação de estiramento de alto *rake*, impondo um formato de tectonito L.

Lacerda Filho, *et al.* (2001) constataram, a partir da cartografia geológica sistemática realizada pelo Promin-Alta Floresta, a predominância de dois domínios tectono-estruturais: rúptil/rúptil-dúctil e dúctil, edificados num regime compressivo convergente, colisional, com evolução para transcorrente, pois coexistem indicadores que diagnosticam tanto compressão (lineação de estiramento de alto *rake*) como transcorrência (lineações e assimetrias de porfiroclastos de feldspato subhorizontalizadas).

O domínio rúptil a rúptil-dúctil é distribuído pelos terrenos com deformação não penetrativa descontínua, próprio do nível estrutural do cinturão pluto-no-vulcânico (suítes intrusivas Juruena e Paranaíta, granitos Nhandu e Teles Pires e Suíte Colíder) e coberturas sedimentares proterozóicas. Acha-se caracterizado por zonas de cisalhamento confinadas, com largura centimétrica a métrica, 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 NS (dextral), num regime compressivo com vetor máximo (F_1) com direção N50°E. Essas zonas de cisalhamento acham-se representadas por rochas filoníticas (quartzo + clorita + sericita ± epidoto), resultantes da interação da rocha granítica e fluidos hidrotermais, confinadas e encaixadas abruptamente em granitos não deformados. Essas descontinuidades alojam as principais mineralizações auríferas da área.

O domínio dúctil acha-se vinculado às rochas de médio a alto grau metamórfico (Complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, e Granito São Pedro) e mostra um estilo deformacional progressivo, desenvolvido sob regime compressivo de NW para SE, onde formaram megazonas transcorrentes oblíquas, dúcteis, com direção predominante NW-SE a EW, cinemática dextral, 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.

3.1 Análise Descritiva

Na Folha 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: 1ª fase compressiva, responsável pela geração de estruturação NE-SW, em regime eminentemente dúctil, de encurtamento crustal, cujo vetor F_1 (compressão máxima), posicionado na direção N65°W, deformou as unidades litoestratigráficas mais antigas, com idade de 2,2-1,85Ga (Bacaeri-Mogno) e 1,9Ga (Complexo Cuiú-Cuiú). Iniciou-se numa fase de convergência e fechamento da bacia oceânica (Complexo Bacaeri-Mogno), que ocasionou a subdução e colisão com os remanescentes do Arco Cuiú-Cuiú, em condições mais severas de P (pressão) e T (temperatura), na facies anfíbolito a granulito. Esta deformação é marcada pela foliação e/ou bandamento gnáissico (S_n) dos ortognaisses e supracrustais, dispostos na forma de dobras isoclinais abertas ou

apertadas com eixos Lb-10°/N30°. 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 EW a WNW-ESE, articuladas com zonas transcorrentes oblíquas de direção NW-SE.

A 2ª fase compressiva, subsequente à colisão de blocos continentais e cujo vetor de compressão máxima F_1 tem direção N55°E, gerou o retrato estrutural dessa área, visto em sensores remotos e cartografado em trabalhos sistemáticos de campo. É representada por megacisalhamentos transcorrentes dúctil, rúptil-dúctil e rúptil de cinemática predominantemente sinistral e orientados NW-SE, WNW-ESE, e cisalhamentos transcorrentes dextrais, anti-téticos, 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 de transcorrências. Em áreas de recobrimento lateral, dessas transcorrências, ocorrem zonas transpressionadas (falhas inversas, dobras e ejeção de corpos graníticos Nhandu (fazenda Vaca Branca e adjacências) e transtensionadas, ocupadas pelo magmatismo calcioalcalino alto potássio, tardi a pós-colisional (Granito São Pedro, suítes Colíder, Juruena, Paranaíta e Nhandu) e pela deposição de sedimentos paleoproterozóicos do Grupo Beneficente em bacia assemelhada a *pull-apart*.

3.1.1 Domínio Dúctil

Acha-se preservado no quadrante sudoeste da Folha Alta Floresta, envolvendo os terrenos deformados em condições mais severas de P (pressão) e T (temperatura), próprios de média a infracrosta, representados pelos litótipos do Granito São Pedro, Suíte Vitória e Complexo Bacaeri-Mogno. Também inclui fatias isoladas do Complexo Cuiú- Cuiú nos arredores de Carlinda, sudoeste da área.

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.

Cisalhamento coaxial, puro não rotacional – Responsável pelo forte encurtamento crustal (colisional), que ocorreu nessa área, em razão do regime compressivo, cujo vetor de compressão máxima (F_1) posicionou-se na direção N65°W, marcado a partir de estruturas tipo *mullion* (tectonito L), orientado 10°E/N30°E (Foto 3.1) desenvolvido em sillimanita quartzitos inseridos em gnaisses do Complexo Bacaeri-Mogno.



Foto 3.1- Estruturas tipo mullion, em sillimanita quartzito inserido em gnaiss silico-aluminoso do Complexo Bacaeri-Mogno. Plano horizontal (PS-237, Folha Rio São João da Barra).

Os principais legados estruturais desse evento acham-se preservados através da superfície S_n (bandamento gnáissico Composicional), dada pela segregação e alinhamento de minerais félsicos e máficos, nas supracrustais do complexo Bacaeri-Mogno, estruturado em dobras isoclinais similares às das classes 1C e 3 de Ramsay & Huber (1987), cujos eixos (Lb_1), quando reunidos e plotados no estereograma de igual área-hemisfério inferior, resultou numa atitude predominante de $78^\circ/N70^\circ$ (figura 3.1).

Dobras isoclinais foram observadas em anfibolito fino (Complexo Bacaeri-Mogno) com eixos variando em torno de $45^\circ/N70^\circ$ na estação CC-235

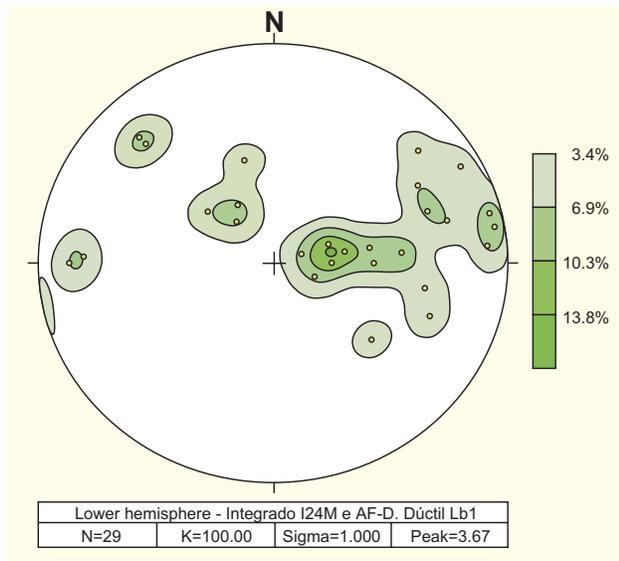


Figura 3.1 – Estereograma de igual área-hemisfério inferior com registro de eixos de dobras isoclinais (Lb_1) de bandamento (S_n) em supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno com orientação predominante $78^\circ/N70^\circ E$ (domínio dúctil).

(retiro da fazenda Mogno) e na fazenda Bacaeri (CC-241) em cordierita-sillimanita gnaisses, com $Lb_1-80^\circ/N70^\circ$ (foto 3.2). Santos (2001) descreveu no ponto PS-152, leste de Nova Monte Verde (Foto 3.3), gnaisses calcissilicáticos dobrados em estilo desarmônico, 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.

Na Folha Rio São João da Barra, Ribeiro & Villas Boas (no prelo) identificaram várias feições estruturais que comprovam esse evento de encurtamento crustal, dentre as quais se destacam: 1) dobras ptigmáticas (Foto 3.4) em materiais de alto contraste de viscosidade (Ramsay & Huber, 1987), representados por veios pegmatóides (mais competentes - μ_1), inseridos em granada-biotita gnaisses (menos competentes- μ_2) do Complexo Nova Monte Verde (PS-48); e 2) estruturas tipo mullion (Foto 3.1), tectonito L, orientado $10^\circ/N30^\circ$, indicativo de



Foto 3.2 – Mesodobras isoclinais fechadas a verticais, com eixos $Lb=80^\circ/N70^\circ$ em cordierita-sillimanita gnaisses, supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. (Fazenda Bacaeri - CC- 241). Plano horizontal.



Foto 3.3 – Afloramento de gnaiss calcissilicático exibindo dobras desarmônicas, formadas por mobilizados félsicos, subconcordantes. PS-152, leste de Nova Monte Verde, visto em perfil.

um estágio de encurtamento máximo (Z), gerado em função da compressão máxima (F_1) em dobras de bandamento S_n , em sillimanita quartzitos inseridos em biotita gnaisses do Complexo Bacaeri-Mogno (PS-237, norte do Trivelato) com charneira afiada/lobada (materiais de baixo contraste de viscosidade).

O Granito São Pedro também acha-se afetado por um forte componente de achatamento, com desenvolvimento de megazonas de cisalhamento transcorrente compressional (oblíquo) da segunda fase, marcado por expressivas faixas miloníticas e protomiloníticas com algumas centenas de metros de largura e dezenas de quilômetros de comprimento. Distribuem-se entre o Assentamento São Pedro (CC-158 e CC-163) e fazenda São Bento, orientadas NW-SE, com mergulhos variando de 50° a 90° invariavelmente com caimento para NE (Foto 3.5). Marcas de achatamento crustal acham-se preservadas na forma de tectonito L dada pelo alongamento dos porfiroclastos simétri-



Foto 3.4 – Dobras ptigmáticas em veios pegmatóides inseridos em granada-biotita gnaisse, PS-48 (Folha Rio São João da Barra), visto em perfil.



Foto 3.5 – Disposição de exposições do Granito São Pedro sinalizando formas alongadas seguindo orientação dos porfiroclastos de feldspato potássico. (60°/N50°).

cos de feldspato potássico, com atitudes em torno de 60°/N50°, contidos na foliação milonítica N40°W/60°NE.

Cisalhamento Transcorrente/Oblíquo – Respondem 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 sinistral, conjugadas e articuladas a zonas de transcorrência compressiva oblíqua de direção NW-SE. Estão expostas na fazenda Mogno/Assentamento São Pedro, em terrenos de alto grau metamórfico (Complexo Bacaeri-Mogno), provável zona de sutura, cujos resultados gravimétricos atestaram evidentes sinais de espessamento crustal (figura 2.3). As medidas da foliação milonítica (S_{n+1}), quando reunidas e plotadas no estereograma de igual área-hemisfério inferior, resultaram numa concentração de atitudes em torno de N60°W/83°NE (figura 3.2).

Na parte sul das folhas Alta Floresta e Rio São João da Barra (fazenda Mogno/Trivelato/Nova Monte Verde), foram observadas megazonas de cisalhamento E-W/ESE-WNW/subverticais, com cinemática predominante dextral. Nos trabalhos sistemáticos, essas feições acham-se representadas por mesdobras de bandamento (S_n) rompidas e transpostas por bandas de cisalhamento (S_{n+1}), plano-axiais, sinistrais e dextrais (Foto 3.6), com direção E-W/subvertical. Estruturas sigmoidais em gnaisses calcissilicáticos são indicativas de cisalhamento dextral (foto 3.7).

Este mesmo comportamento, Santos (2001) descreve no sítio São Joaquim (PS-195), sul de

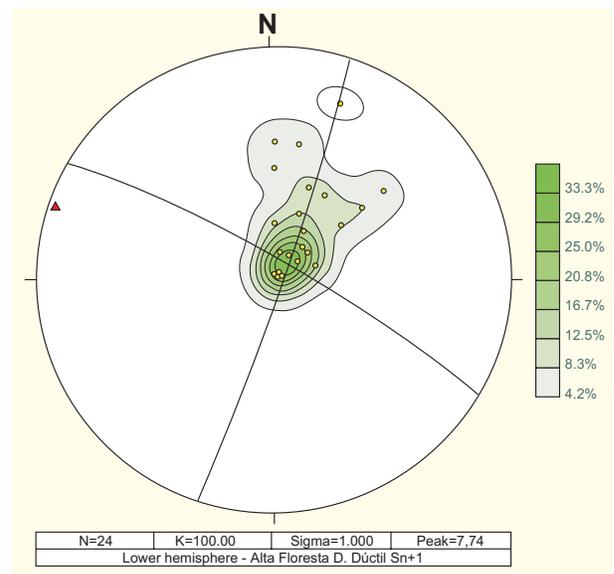


Figura 3.2 – Estereograma de igual área-hemisfério inferior, mostrando atitude média de N60°W/ 83°NE da foliação S_{n+1} , domínio dúctil.



Foto 3.6 – Afloramento de gnaiss calcissilicático mostrando mesodobras (S_n) transpostas e rompidas por bandas de cisalhamento transcorrente (S_{n+1}) e cinemática sinistral e dextral. Afloramento PS-44, rodovia MT-208, leste de Nova Monte Verde, plano horizontal.

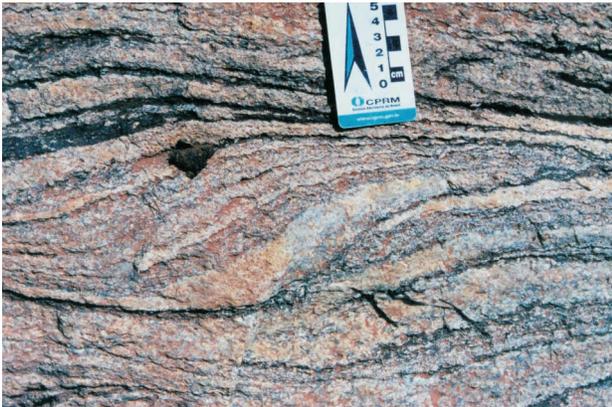


Foto 3.7 – Lajedo de gnaiss calcissilicático do Complexo Nova Monte Verde, exibindo estrutura sigmoidal indicativa de zona de cisalhamento transcorrente dúctil de cinemática dextral. Afloramento PS-44, rodovia MT-208, leste de Nova Monte Verde (Folha Rio São João da Barra). Plano horizontal.

Nova Bandeirante, em granitóide porfiroclástico com farrapos de rochas máficas ricas em biotita e porfiroblastos de granada, mostrando indicação de rotação sinistral, contidos numa foliação milonítica $N85^\circ W/55^\circ SW$.

Na Gleba Mandacaru e adjacências, ocorre um megalinhamento estrutural no granitóide São Pedro, visível através das imagens de satélite, com orientação EW, onde foi constatada uma faixa milonítica (CC-136), cuja foliação é formada por placas estiradas de sericita, clorita, agregados de quartzo e porfiroclastos de feldspatos amendoados, com atitude $N70^\circ W/65^\circ NE$. Assimetria dos porfiroclastos de feldspatos e de mica (*mica fish*) (Foto 3.8) atesta uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral.



Foto 3.8 – Zona de cisalhamento transcorrente dúctil de cinemática sinistral no Granito São Pedro, leito da estrada MT-206, afloramento CC-136, Gleba Mandacaru. Plano horizontal.

Evidências de cisalhamento transcorrente oblíquo foram observadas, também, nos metagranitos do Complexo Cuiú-Cuiú a norte de Carlinda (Comunidade Jerusalém, vicinal 12, CC-82), onde megacristais de feldspato potássico (com até 2cm de tamanho) acham-se estirados e amendoados entre placas de biotita, clorita e agregados de quartzo, produzindo uma lineação de estiramento $Lx-40^\circ/N60^\circ$ e uma foliação $N80^\circ W/80^\circ NE$. Esta faixa milonítica prolonga-se para nordeste de Carlinda, vicinal D (CC-305), em ortognaisses graníticos, onde exibe superfícies S/C (foto 2.1), com $S=N85^\circ W/40^\circ SW$ e $C=N40^\circ E/80^\circ SE$. 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 $N50^\circ E$ (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. Acha-se preservada no ponto CC-136 (Gleba Mandacaru), no domínio do Granito São Pedro, representada por uma faixa milonítica com atitude $N55^\circ E/75^\circ NW$, realçada 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 $N58^\circ E/87^\circ NW$, figura 3.3.

Indícios de encurtamento crustal foram observados em ortognaisses graníticos do Complexo Cuiú-Cuiú, na 1ª vicinal a norte de Alta Floresta (CC-2), onde ocorrem mesodobras com amplitude de aproximadamente $\pm 30cm$ e eixos $Lb=20^\circ/N90^\circ$.

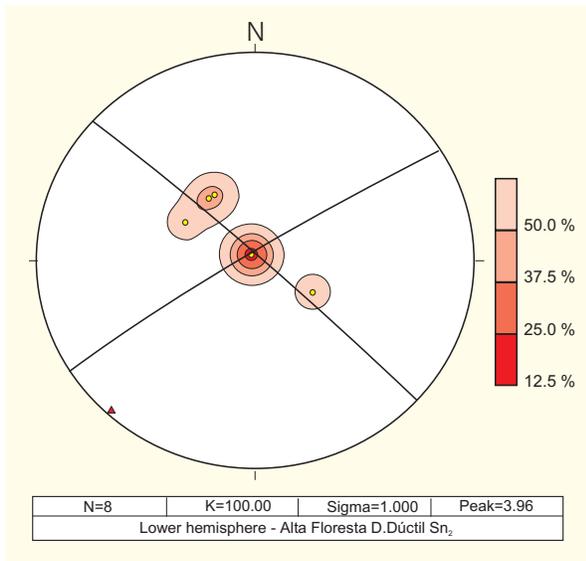


Figura 3.3 – Estereograma de igual área-hemisfério inferior com registro da foliação S_{n+2} , atitude média $N58^{\circ}E/87^{\circ}NW$ no domínio dúctil.

Sinais de rotação de F_1 (vetor de compressão máxima) foram observados em afloramento (CC-258) do Granito São Pedro, exibindo porfiroclastos de até 4cm de tamanho de feldspato potássico, alinhados segundo foliação com atitude $N40^{\circ}W/60^{\circ}ENE$, interceptada por veios de quartzo (extensional) e de microgranitos (Foto 3.9) na direção $N80^{\circ}W/80^{\circ}NE$. Estes veios mostram zoneamento no preenchimento da fratura, marcada por sucessivos estágios de abertura, acompanhados de pulsos magmáticos correspondentes.

Indícios de uma tectônica distensiva, própria de ajustamento de blocos crustais, após períodos de colisão, foram diagnosticados por Santos (2001) no Granito São Pedro, parte norte do Assentamento São Pedro, a partir de raros porfiroclastos assimétricos de feldspato, indicativos de uma movimenta-



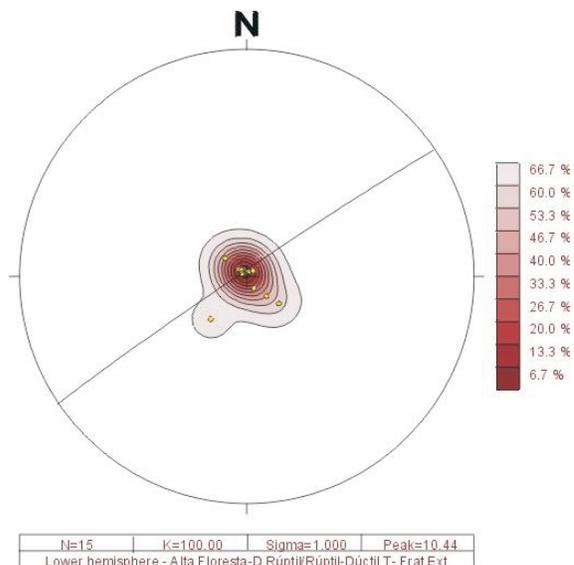
Foto 3.9 – Veios pegmatíodes graníticos, intrusivos no Granito São Pedro. 1ª vicinal sul de Alta Floresta, CC-259. Plano vertical.

ção distensional ao longo do mergulho da foliação $N70^{\circ}W/70^{\circ}NE$. 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 Bacari-Mogno) e criação de zonas transtensionadas.

3.1.2 Domínio rúptil-dúctil a rúptil

Acha-se preservado através dos terrenos com deformações descontínuas, não penetrativas, próprios das suítes intrusivas Juruena, Paranaíta, Granitos Nhandu, Teles Pires, vulcânicas/(subvulcânicas Colíder) e coberturas paleoproterozóicas (Grupo Beneficente), perfazendo cerca de 75% da folha. Caracteriza-se por zonas confinadas de cisalhamento, com largura centimétrica a métrica, formada pela nucleação de fraturas e/ou falhas preextensionais.

Fraturas extensionais (T) – São preenchidas por veios de quartzo freqüentemente com texturas primárias tipos cocar, pentes, drusas e cristais de quartzo crescidos perpendiculares às paredes das fraturas, como ocorrem a norte de Carlinda (CC-83) e na Fazenda do Japonês. Os registros avaliados e medidos acham-se plotados no estereograma de igual área-hemisfério inferior (figura 3.4), revelando uma atitude resultante $N56^{\circ}E/88^{\circ}NW$, marcadora do vetor de compressão máxima (F_1), balizador das fraturas de cisalhamento de Riedel (R, R', P, Y e X), (figura 3.5).



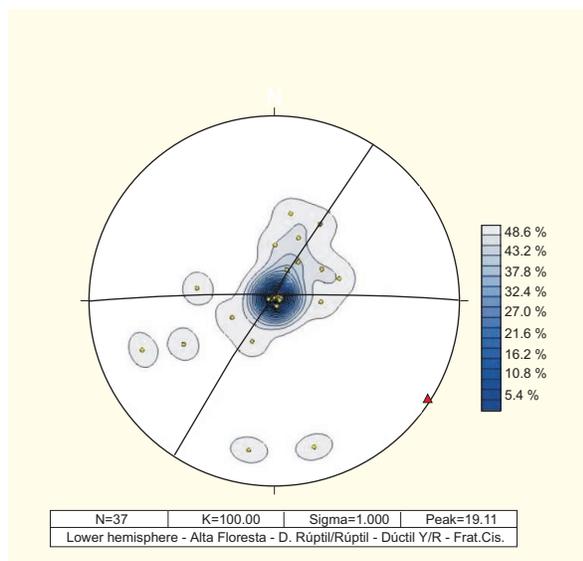


Figura 3.5 – Estereograma de igual área-hemisfério inferior mostrando plano médio E-W/subvertical para a fratura de cisalhamento de Riedel (Y), com cinemática sinistral.

Fraturas de Cisalhamento (Y/R) – Dispostas ao longo de discontinuidades, marcadas por falhas e/ou zonas de cisalhamento confinadas, geralmente preenchidas por veios de quartzo em zonas transtensionais (*dilational jogs*), como ocorre no garimpo Pé de Fora. São faixas descontínuas, de largura centimétrica a métrica, confinadas em rochas graníticas não deformadas (CC-68), com direção predominante E-W/subvertical, cinemática sinistral, indicada por estruturas S/C e *mica-fishes* observadas a norte da vicinal D₃ de Carlinda (CC-63) e estruturas em rabo de cavalo (foto 3.10), na Folha Rio São João da Barra. A foliação milonítica é definida pelo estiramento de agregados de quartzo recristalizado e bandas milimétricas ricas em clorita + sericita ± epidoto ± óxidos, realçada através de estruturas sigmoidais, relação S/C e *mica fishes*, sugerindo uma temperatura de 200 a 400°C durante essa deformação. As zonas de cisalhamento rúptil-dúctil confinadas resultam da nucleação dessas fraturas, mediante a interação do fluxo de fluidos hidrotermais com minerais ricos em Fe, Mg e feldspatos dos granitos, resultando quartzo, epidoto, clorita, sericita, carbonatos e sulfetos nas fraturas dilatantes.

Tourigny & Trembley (1997) propuseram que as juntas e fraturas dilatantes agiram como paleoplanos de fraqueza ao longo dos quais houve interação fluido/rocha, resultando o amolecimento da rocha granítica.

Zonas de cisalhamento transcorrente – Na região a norte de Alta Floresta e Carlinda, foram registradas zonas de cisalhamento transcorrente, tam-



Foto 3.10 – Zona de cisalhamento transcorrente sinistral, rúptil-dúctil confinada, com terminação em rabo-de-cavalo, desenvolvida no Granito Juruena. Fazenda do Português (PS-35). Folha Rio São João da Barra. Vista em planta.

bém 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 (figura 3.6), com variações para E-W e ENE-WSW. Os indicadores cinemáticos tipo estruturas S/C (CC-60), assimetria de lamelas de quartzo, sigmóides de micas (*mica fish*) apontam para uma cinemática sinistral, como acontece nos granitos de Nhandu (CC-60), vicinal da linha 12 (Carlinda).

Neste contexto foi desenvolvida a falha do Cristalino, que constitui um megalineamento destacado em imagem de satélite com mais de 80km de extensão, orientado numa direção geral E-W com inflexões para ENE/WSW. Esta estrutura foi confirmada em afloramento a 500m a norte da sede da fazenda Vaca Branca, onde foi constatada uma faixa métrica de filonito (quartzo + clorita + sericita) (foto 3.11), 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.

Demarca os sedimentos paleoproterozóicos do Grupo Beneficente das vulcânicas/subvulcânicas da Suíte Colíder. Essa megafeição prolonga-se para oeste até a fazenda Pedra Grande, colocando-se em posição de recobrimento lateral à direita (*overstep*) com outra falha transcorrente sinistral também com orientação geral E-W/subvertical e dimensões similares, distribuída da fazenda Santa Helena (leste) até a cachoeira da Perdição (rio Telles Pires). 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 3.7).

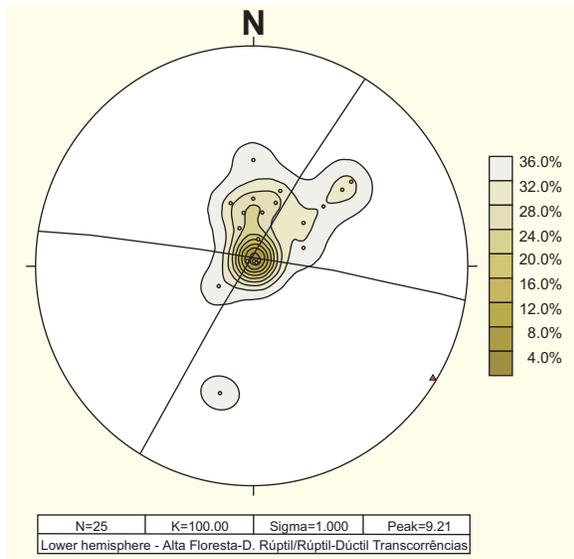


Figura 3.6 – Estereograma igual área-hemisfério inferior com registros de zona de cisalhamento transcorrente confinada com orientação média N81°W nos granitóides do Suíte Juruena e Paranaíta e Granito Nhandu, domínio rúptil a rúptil-dúctil.

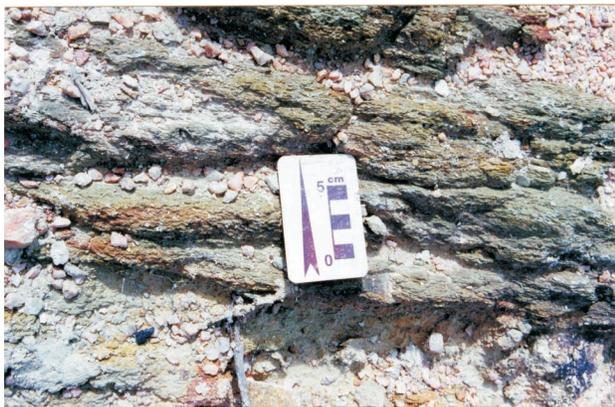


Foto 3.11– Aspecto do filonito (quartzo+clorita+sericita) exibindo foliação milonítica e estruturas tipo “mica fish” (clorita-sericita), indicativas de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Falha do Cristalino), 500m a norte da sede da fazenda Vaca Branca CC-290. Vista em planta.

Isto 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).

A noroeste de Paranaíta, na bacia do córrego Jaú e baixo curso do rio Paranaíta, desenvolveram-se zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, confinadas, similares às descritas anteriormente, mas com orientação francamente NW-SE, portadoras de indicadores cinemáticos, que sinalizam uma movimentação sinistral. Essas feições são controladoras das mine-

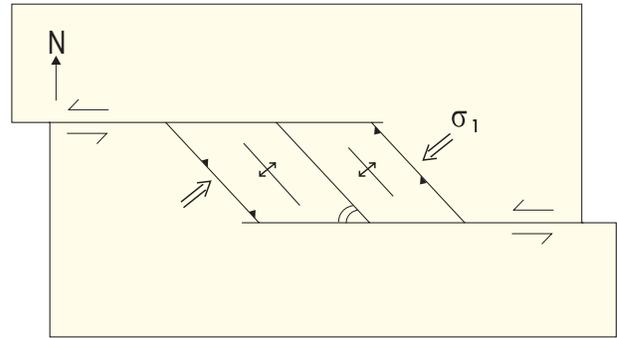


Figura 3.7 – Diagrama esquemático da zona de transpressão da fazenda Vaca Branca e adjacências, com geração de falhas inversas e dobras, ocasionadas pelo recobrimento lateral à direita de zonas de cisalhamento transcorrente sinistral (falhas do Cristalino e da Cachoeira da Perdição).

ralizações auríferas filonianas dos garimpos Grotta Rica, Mandioca, Valdomiro e Arara.

No garimpo do Valdomiro observou-se uma diminuta zona de cisalhamento de 30cm de largura, formada por vênulas de quartzo e fatias de filonitos (quartzo-sericita-clorita) encaixadas em monzogranitos magnéticos saprolitizados da Suíte Intrusiva Paranaíta. Neste *trend* foi registrado, na fazenda Filizzola (CC-206), uma zona de cisalhamento confinada (largura métrica), em riodacitos da Suíte Colíder, marcada por superfícies miloníticas (Foto 3.12), com orientação N30°W/75°SW, regularmente espaçadas, formadas por agregados de quartzo recristalizado e estirado, reunidos a sericita, epidoto, sulfetos e magnetita.

Fraturas de Cisalhamento (R'/X) – 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, foram registradas a leste do Porto da vicinal D₃ (Carlinda), no leito do rio Teles Pires (CC-334), onde têm direção N-S/70°W e demarcam o contato do Granito Nhandu com rocha vulcânica (andesito) da Suíte Colíder, evidenciando estrutura tipo rabo-de-cavalo. (foto 3.13).

Foram também registradas estruturas tipo *tension gashes* ligadas a zonas de cisalhamento transcorrente dextral no Granito São Romão (Folha Rio São da Barra, foto 3.14).

A análise das imagens de satélite aliada aos indícios coligidos no campo indicaram uma estreita vinculação da estruturação dos sedimentos do Grupo Beneficente com a reativação de megafeições transcorrentes antigas (paleoproterozóicas), à semelhança da Falha do Cristalino, que limita esses sedimentos com os terrenos vulcânicos/subvulcânicos da Suíte Colíder, com direção geral EW a WNW-ESE, desenvolvidas durante e após o período de sedimentação. Essas falhas transcorrentes agiram de modo conjugado, gerando zonas transtensi-



Foto 3.12 – Riodacito milonítico em zona de cisalhamento transcorrente confinado. Fazenda Filizzola, NNW de Paranaíta, CC-206. Plano vertical.



Foto 3.14 – 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.

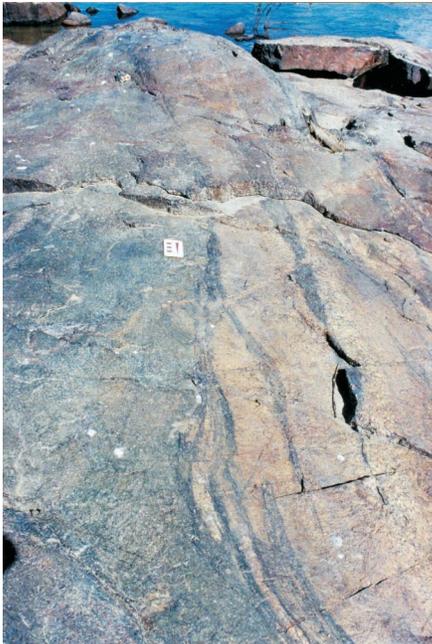


Foto 3.13 – Estrutura tipo rabode-cavalo, contida numa zona de cisalhamento transcorrente dextral antitética, de direção N-S, que demarca o Granito Nhandu e subvulcânicas andesíticas associadas. Lajedo no leito do rio Teles Pires a leste do Porto da vicinal D₃ (Carlinda).

onadas, tipo *graben* rombóide que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide cujo eixo principal situou 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 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 pre-

enchidas por diques de diabásio (Cururu), de idade 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 rio Teles Pires, que na área orienta-se basicamente na direção NW-SE com variação para EW.

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 Magmático Cuiú-Cuiú de 2.033Ma a 2.005Ma (Vasquez *et al.*, 2002) ou Ventuari-Tapajós (Tassinari, 1996).

3.2 Evolução Tectônico-Geológica

Visando um melhor entendimento dos processos tectono-geológicos envolvidos, segmentou-se a história evolutiva do Arco Magmático Juruena em 3 estágios principais:

Estágio 1- Pré-arco (2,2Ga a 1,85Ga) – Corresponde à fase de convergência de blocos continentais separados por uma incipiente crosta oceânica (Figura 3.8). Na área, foram encontrados restos dessa seqüência oceânica preservados, em meio a rochas juvenis, representados por anfibolito pertencente ao Complexo Bacaeri-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 paleoproterozóicos da região de Alta Floresta. A litogeoquímica de elementos terras-raras, dos anfibolitos desse complexo indicou uma derivação mantélica e semelhança com os toleitos arqueanos e modernos do tipo MORB (basaltos de fundo oceânico).

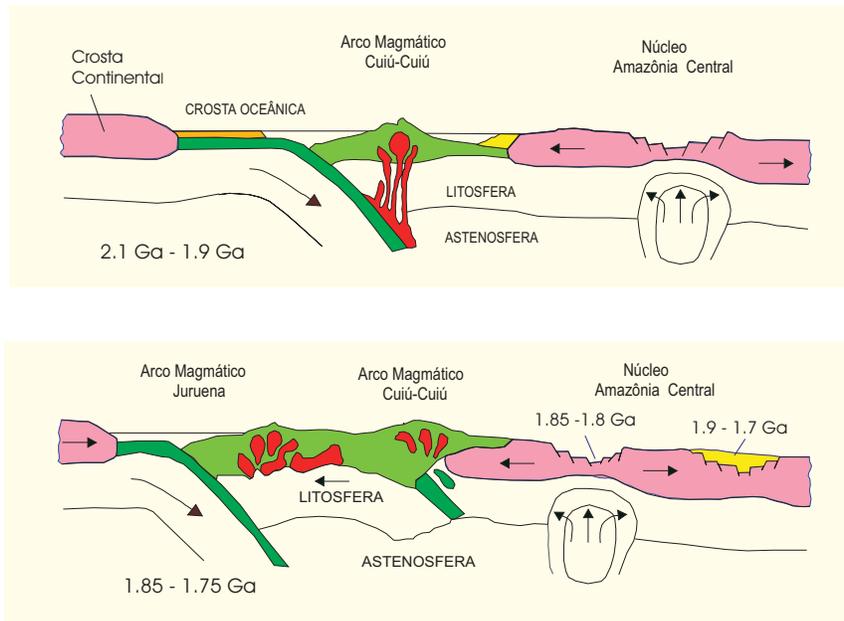


Figura 3.8 – Modelo tectônico da evolução do arco magmático Juruena (1,85Ga-1,75Ga), no Cráton Amazônico.

Nesta bacia este vulcanismo original associou-se a uma sedimentação psamo-pelítica e química, em relativa estabilidade tectônica, marcada pela presença de pelitos, quartzito 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. A fase de fechamento força a movimentação desta placa oceânica, em direção a um segmento de crosta continental, pré-colisional, representado na área pelos restos do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e granitos pós-colisionais da Província Tapajós (Klein *et al.* 2000 e Vasquez, Ricci & Klein, 2002), reconhecido na área do projeto pelo Complexo Cuiú-Cuiú (U-Pb de $1.992 \pm 7\text{Ma}$), suítes Matupá (U-Pb de $1.872 \pm 12\text{Ma}$, Moura, 1998) e Flor da Serra (Moreton & Martins 2001), exibindo idades-modelo T_{DM} 2,3Ga. Com o conseqüente rompimento, subducção e consumo deste fragmento crustal oceânico, foram gerados os primeiros granitóides do Arco Magmático Juruena, por volta de $1.848 \pm 17\text{Ma}$ (Granito Juruena). Este período de deformacional é acompanhado progressivamente de metamorfismo da fácies anfíbolito 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 NW para SE, numa placa formada pelos ortognaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú. Em apoio a essa proposta, foi detectada uma descontinuidade gravimétrica que passa na fazenda Mogno e adjacências, onde foram encontrados os maiores valores

gravimétricos da área, delineando uma extensa faixa anômala com direção WNW-ESE (figura 2.3), com indicação de espessamento crustal, sinalizando uma provável zona de sutura.

Estágio 2 (1,85Ga-1,75Ga) – A partir da colisão desses blocos continentais, o novo vetor de compressão máximo F_1 , agora com orientação $N55^\circ E$ (fase compressiva 2), transpôs os elementos planares (S_n) e lineares (L_b) 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 EW a WNW-ESE de cinemática sinistral (predominante) e dextral, conjugadas e articuladas a zonas transcorrentes oblíquas (NW-SE). Constitui a principal fase de geração de crosta continental, entre 1,85Ga. a 1,70Ga, com assinatura de arco magmático plutono-vulcânico, disposto na direção NW-SE, em estágio pós-colisional (Arco Magmático Juruena) formado por um volume enorme de magmatismo ácido calcioalcalino alto potássio, metaluminoso, híbrido, ocupando zonas trans-tensivas, em níveis crustais distintos, exibindo idades modelos T_{DM} de 2,1Ga, assemelhadas, evidenciando uma certa similaridade da fonte. Dentro desse domínio orogenético, dois segmentos crustais, de relativa contemporaneidade e diferenciados em posicionamento crustal, são edificados; os terrenos plutono-vulcânicos pouco deformados (rúptil a rúptil-dúctil) e plutônicos deformados (domínio dúctil) de médio a alto grau metamórfico. Os terrenos plutono-vulcânicos são formados por granitos e vulcânicas pós-colisionais sin a tar-

di-orogênicos, que edificam o arco em si, com metamorfismo incipiente, grande parte intrusivos em rochas pertencentes a crosta pré-colisional (Complexo Cuiú-Cuiú), desenvolvidos em domínio rúptil a rúptil-dúctil e caracterizados por uma série monzogranítica a granítica, reunindo granitos calcialcalinos alto potássio, metaluminosos, da Suíte Juruena, com idades $1.848 \pm 17\text{Ma}$ a $1.817 \pm 57\text{Ma}$ (JICA/MMAJ, 2000); por granitos e monzogranitos tipo I, oxidados, subvulcânicos, da Suíte Intrusiva Paranaíta, com idades U-Pb variando $1.793\text{Ma} \pm 6\text{Ma}$ (Santos, 2000) a $1.803\text{Ma} \pm 16\text{Ma}$ (JICA/MMAJ, 2000) e idade-modelo de T_{DM} de 2,06Ga (Lacerda Filho *et al.*, 2001) com $g_{Nd}(t) - 1,25$; pelas Alcalinas Rio Cristalino com idade U-Pb de $1.806 \pm 6\text{Ma}$ (Santos, 2000); e pelas rochas vulcânicas ácidas a intermediárias da Suíte Colíder, de idade U-Pb de $1.801 \pm 11\text{Ma}$ (Pinho, 2001) a $1.786 \pm 17\text{Ma}$ (JICA/MMAJ, 2000), constituindo intrusões epizonais, derrames de lavas e depósitos de fluxo piroclástico e surgência (Wildner, 2001), de natureza calcioalcalina alto K. A litogeoquímica indica cogeneticidade associada espaço e temporalmente às suítes Paranaíta e Juruena.

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 transcorrente oblíquo (EW 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 agregam uma grande variedade de granitóides, com assinatura pós-colisional, de natureza calcioalcalina alto potássio, metaluminosos a peraluminosos, representados pelos quartzo dioritos e enderbitos da Suíte Vitória, de idade U-Pb $1.785 \pm 8\text{Ma}$, e pelo Granito São Pedro, de idade U-Pb SHRIMP de $1.784 \pm 17\text{Ma}$ a $1.786 \pm 17\text{Ma}$ e idades-modelo Sm/Nd de 2.147Ma a 2.060Ma (Pimentel, 2001), com valores $\epsilon_{Nd}(t) +0,14$, indicativos de uma fonte mantélica hibridizada por fontes crustais. Há ainda os granitos São Romão, de idade U-Pb de $1.770 \pm 9\text{Ma}$, e o Granito Apicás, tipo S encontrados na Folha Rio São João da Barra.

Em espaço temporal tardio a este terreno acrescionário pós-colisional e num período pós-orogêni-

co, ocorrem os alcaligranitos Teles Pires (idade U/Pb de $1.757 \pm 16\text{Ma}$, e idade-modelo T_{DM} de 2,06 Ga, intrusivos nas rochas vulcânicas da Suíte Colíder e nos granitóides da Suíte Juruena).

As idades-modelo indicaram uma certa similaridade da fonte, tanto para os granitóides desenvolvidos nos terrenos plutono-vulcânicos do domínio rúptil-dúctil a rúptil, como para as plutônicas do domínio dúctil, verificando-se um certo recobrimento e progressividade na idade de cristalização desses granitóides e vulcânicas, que constituem o Arco Magmático Juruena.

A diferença corre por conta apenas do posicionamento crustal destes corpos: os de domínio dúctil, formaram sob condições de meso a infracrosta, com idades ligeiramente mais jovens ($1.770 \pm 9\text{Ma}$ a $1.785 \pm 8\text{Ma}$) na fase de decompressão (dominante) e exumação dos terrenos do Complexo Baciaeri-Mogno, ocupando áreas em que predominam megacisalhamentos transtensionados, vinculados a zonas de sutura. Já os granitóides e vulcânicas pouco ou não deformados (suítes Intrusiva Juruena e Paranaíta, granitos Nhandu, Teles Pires, Alcalinas Rio Cristalino, vulcânicas/subvulcânicas Colíder e Intrusivas Básicas de Guadalupe) tiveram uma evolução pós-colisional, e foram colocados a nível de crosta superior, entre $1.848 \pm 17\text{Ma}$ e $1.786 \pm 17\text{Ma}$ em zonas transcorrentes transtensionadas, fora da área de sutura.

Estágio 3 (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 (Falha do Cristalino), de modo conjugado e sincronizado, durante e após sedimentação da bacia do Cachimbo, gerando zonas transtensionadas tipo *graben*, que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide, receptora dos sedimentos continentais e marinhos do Grupo Beneficente, que tiveram como embasamento as vulcânicas/subvulcânicas da Suíte Colíder.

Esta bacia, produto de uma tectônica binária, parece demarcar o limite paleoproterozóico/meso-proterozóico nessa área.

Em regime francamente rúptil e distensional, essa tectônica é reativada no Mesozóico (Jurássico) através da intromissão 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 Província Mineral de Alta Floresta está historicamente ligada às mineralizações auríferas, tendo sido extraídas cerca 125t de ouro (CPRM, 1996), no período de 1980 a 1998, de aluviões, coluviões e eluviões, através de garimpagem manual ou por lavra, com diferentes graus de mecanização.

O esgotamento das reservas aluvionares, nas áreas tradicionalmente garimpadas, levou à descoberta de dezenas de mineralizações primárias, consideradas no sentido amplo, reunindo tanto rocha dura quanto aquelas lavradas no nível saprolítico dos perfis de alteração intempélica, derivados da mineralização primária propriamente dita.

Manganês, calcário, rochas ornamentais, britas, areia, cascalho e argila complementam os bens minerais cadastrados na área.

Indícios geoquímicos e mineralométricos foram obtidos a partir do levantamento geoquímico regional, através da coleta sistemática de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, na Folha Alta Floresta (Araújo & Andrade, 2001).

4.1 Ouro

4.1.1 Mineralização Secundária

As áreas das aluviões auríferas, extensivamente garimpadas, acham-se assinaladas em imagem de

satélite Landsat TM 5 (Valente, 2001), distribuídas através de drenagens de pequeno a médio porte, e concentradas em 4 pólos principais (figura 4.1): 1 - Norte-noroeste de Paranaíta, 2 – Fazenda Mogno (Garimpo do Rato), 3 – Norte/Nordeste de Alta Floresta e 4 – Garimpo do Trairão. Distribuídos no domínio das suítes graníticas Paranaíta e Nhandu e vulcânicas da Suíte Colíder.

A mineralização aluvionar tipo placer foi o objetivo principal da atividade garimpeira na Província de Alta Floresta, tendo sido responsável pela maior parte da produção aurífera dessa região.

As frentes de exploração, em número de 28, listadas por Albuquerque (1998), no Programa Nacional de Prospecção de Ouro - PNPO (MT-02-Alta Floresta), encontram-se atualmente inativas e abandonadas, mostrando sinais claros de esgotamento e exaustão dessas aluviões, mas seu registro histórico é importante, pois foi a partir dessa atividade que se chegou aos jazimentos primários. Nota-se, também, uma convergência entre as áreas com maior densidade de mineralizações primárias coincidindo, em geral, com as áreas de alta densidade de aluviões garimpadas.

Ouro em perfis de alteração supergênica é encontrado, 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 litosso-

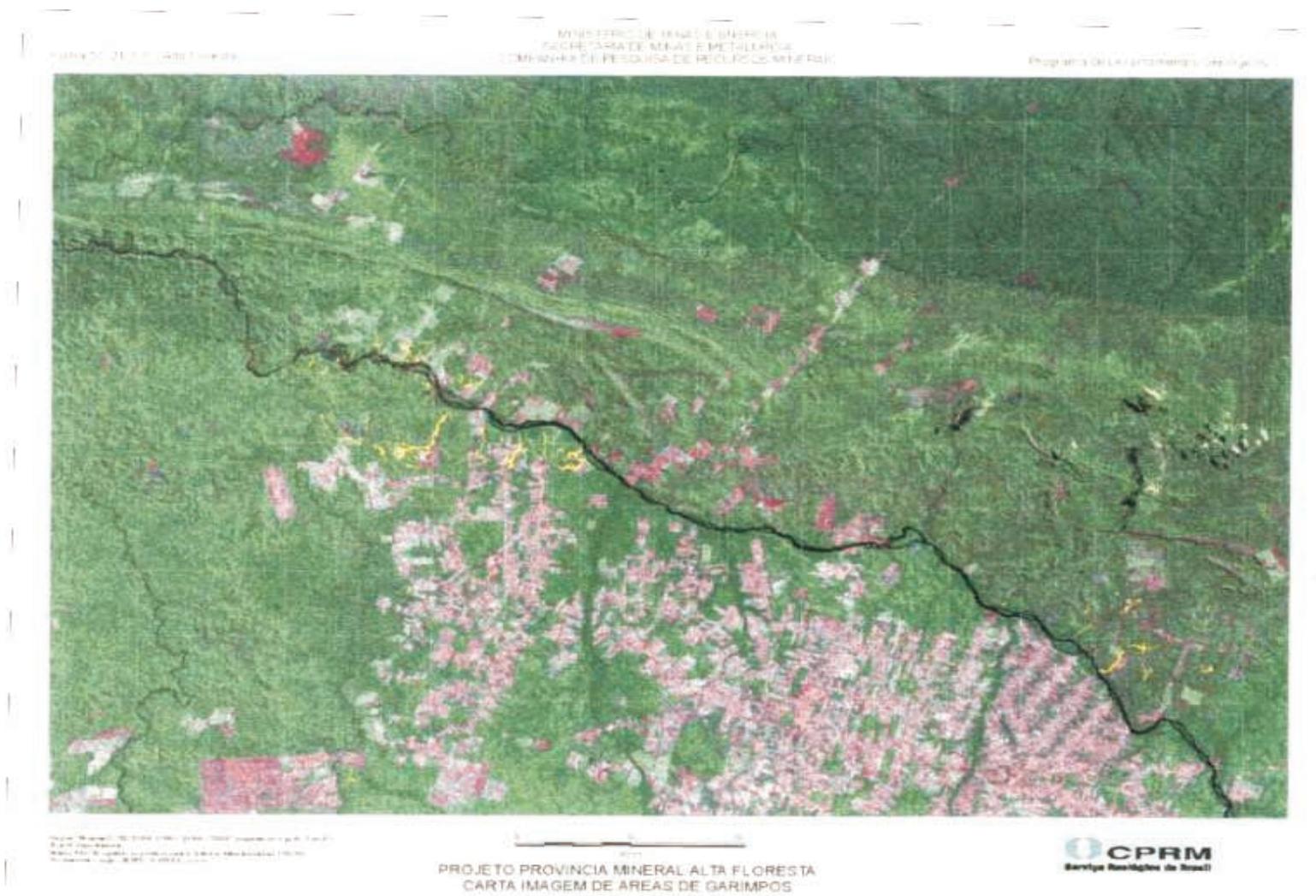


Figura 4.1 – Imagem de satélite com áreas de aluviões auríferas (garimpos de Au) distribuídas através de drenagens de pequeno a médio porte (Valente, 2001).

los, desenvolvidos sobre os litótipos que hospedam mineralizações primárias, como por exemplo, os latossolos argilosos derivados de vulcânica e subvulcânica da Suíte Colíder (Garimpo dos Crenetes) e Garimpo Álvares Tavares (foto 4.1).

Na região norte-noroeste de Paranaíta, foi detectada uma espessura média de 26m, obtida a partir de perfurações realizadas pela JICA/MMAJ (2001), em saprólitos graníticos da Suíte Paranaíta (Bloco C – área-piloto) registrando teores de 0,1g/t a 0,55g/t de Au, às vezes associado com pirita oxidada.

4.1.2 Mineralização Primária

Nove jazimentos primários foram recadastrados e avaliados no decorrer do projeto e acham-se distribuídos nos mesmos pólos, identificados para as mineralizações secundárias (figura 4.2).

Com base em características morfológicas, texturais e estruturais, foram reconhecidos dois tipos principais de mineralizações auríferas primárias: veios de quartzo com ouro, preenchendo zonas de cisalhamento, confinados, no domínio rúptil-dúctil, e *stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro, no domínio rúptil (Lacerda Filho, 2001; Delgado *et al.*, 2001; Santos, 2001; Cruz, 2002 & Ribeiro *et al.*, 2001).

Veios de Quartzo – Os jazimentos estão reunidos na forma de veios de quartzo simples (tabela 4.1), com ouro representando cerca de 70% das mineralizações estudadas, confinadas a zonas de cisalhamento transcorrente, estreitas, com espessuras centimétricas a métricas, desenvolvidas no domínio rúptil-dúctil. Os corpos de minério estruturalmente controlados são tabulares, subverticalizados com grande extensão superficial (centenas de metros) e em profundidade (dezenas a centenas de metros) e reduzida espessura (centimétrica a métrica).



Foto 4.1 – Perfil de saprólito mosqueado parcialmente lateritizado, derivado de microgranito porfirítico da Suíte Colíder. Garimpo Álvaro Tavares, fazenda Raio do Sol (CC-196).

Os depósitos desse tipo acham-se confinados a fraturas extensionais (T=N55°E) e de cisalhamento R (N85°E a EW), e Y (N80°W) de cinemática sinistral (figura 4.3), nucleadas a partir de fraturas, nos granitos/monzogranitos magnéticos da Suíte Intrusiva Paranaíta, distribuídas pelos: Pólo 1 – norte-noroeste de Paranaíta (garimpos: Grota Rica, Buriti, Valdomiro, Mandioca e Arara – incluídos no Bloco C – área-piloto – Projeto de Exploração Mineral – na área de Alta Floresta – JICA/MMAJ, 2001); Pólo 2 – Fazenda Mogno (Garimpo do Rato) e Pólo 3 – Norte-nordeste de Alta Floresta (garimpos: Serinha e Pé de Fora).

Pólo 1 - Garimpo do Valdomiro – Ocorre a noroeste de Paranaíta, no domínio do Bloco C, JICA/MMAJ (2001), em veio de quartzo-aurífero, controlado por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil confinada, orientado N40°W/45°NE com cerca de 30cm de espessura, envolto numa delgada faixa de filonito (quartzo + sericita + clorita + epidoto + magnetita + sulfetos-pirita), desenvolvido a partir da nucleação de fraturas, em hornblenda-biotita monzogranito porfirítico da Suíte Intrusiva Paranaíta.

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 adjacências, onde foram identificados dois tipos de mineralização aurífera, uma de alto teor relacionada a veio de quartzo (Garimpo C₇) com largura de 30cm, controlado por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil, orientada NNW-SSE, confinada, que atravessa biotita granito porfirítico, magnético, homogêneo, da Suíte Intrusiva Paranaíta, transformado pela ação hidrotermal num filonito (quartzo + sericita + epidoto + clorita). Seções polidas realizadas, no minério, indicaram a presença de pirita, magnetita, calcopirita, covellita, esfalerita e grãos de ouro. Os grãos de Au acham-se na forma livre, em fraturas, na pirita e/ou como inclusão no cristal da pirita. Os resultados analíticos do minério mostraram teores de 113,44g/t de Au, 193g/t de Ag e alto conteúdo de bismuto, acompanhados de valores anômalos para Cu, Pb e Zn (JICA/MMAJ, 2001).

Estudos de inclusões fluidas, em vênulas de quartzo (C₇), indicaram uma temperatura de homogeneização variando de 292,8 a 313°C e salinidade de 11,9% e 19% em peso de NaCl eq. No geral a salinidade situou, no entanto, entre 2 e 8% em peso NaCl eq., indicativa de mineralização de ouro, numa posição de crosta superior (JICA/MMAJ, 2001). O outro tipo de mineralização é *stockwork* que apresenta baixo teor, detectado através de sondagem (JICA/MMAJ, 2001), ligado a pirita disseminada e/ou na forma de vênula.

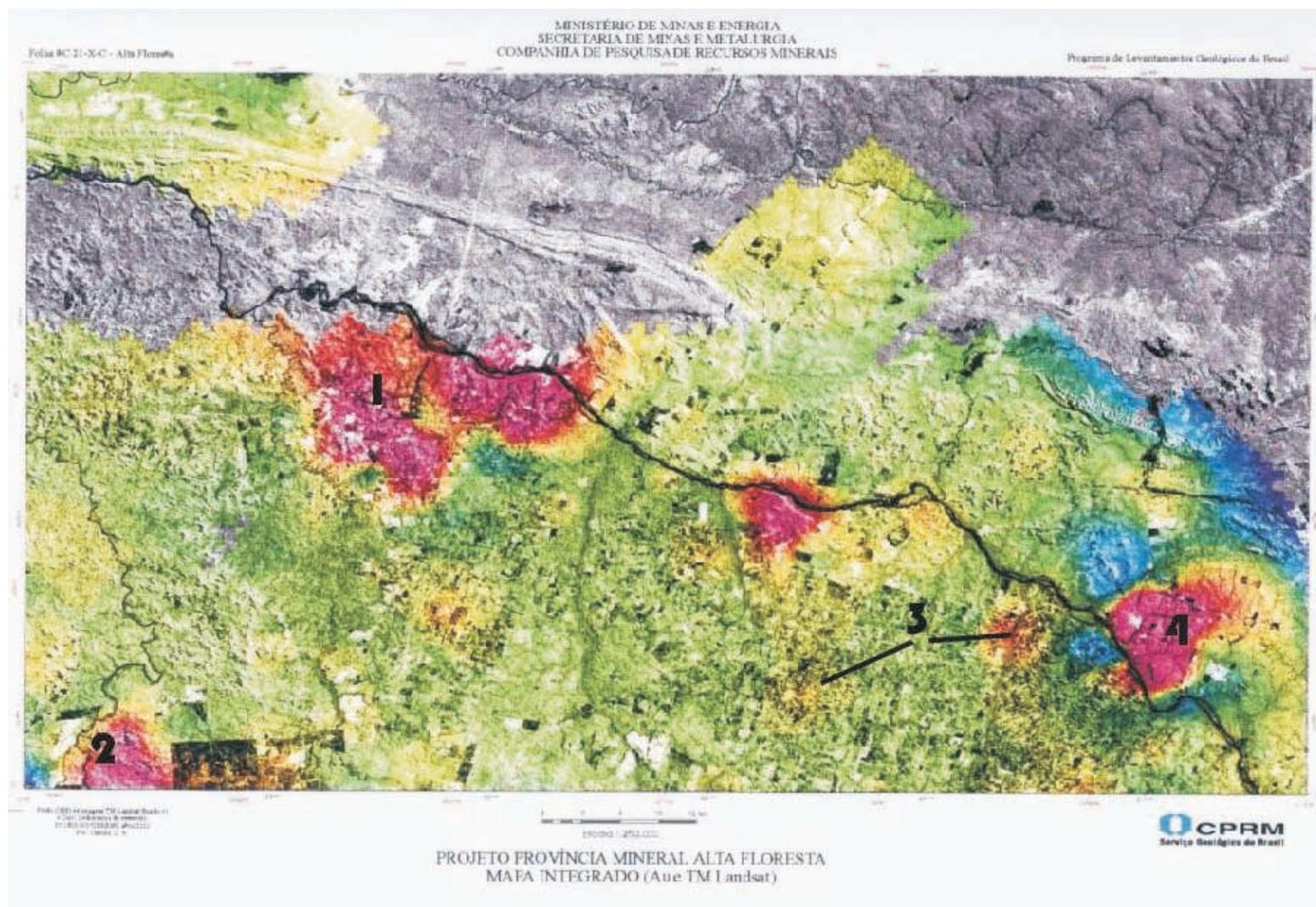


Figura 4.2 – Imagem de satélite com áreas contendo jazimentos de Au primário distribuídos em 4 pólos: 1 - Norte - noroeste de Paranaíta. 2 - Fazenda Mogno e adjacências (Garimpo do Rato); 3 - Norte-nordeste de Alta Floresta (garimpos: Serrinha, Pé de Fora); 4 - Garimpo Trairão e adjacências.

Tabela 4.1- Jazimentos de Au em veios de quartzo controlados por zonas de cisalhamento em domínio rúptil a dúctil-rúptil.

NOME DO GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL MINÉRIO	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO	INCLUSÕES FLUIDAS		RESERVA/TEOR	METAIS SUGSIDIÁRIOS	IDADE DA MINERALIZAÇÃO
								SALINIDADE	TEMPERATURA			
Área-piloto BLOCO C (MVA/JICA 2001) E 546131 N 896045	Monzogranito SUÍTE PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil 30cm de largura com direção NNW	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% de NaCl e q.	292,8°C a 313,4°C		370ppm de Bi, 194g/t de Ag em 1m	Pb/Pb na pirita 1,76Ga
BURITI/ GROTA RICA E 545636 N 8948470	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE PARANAÍTA	ZC súptil-dúctil nucleada com superfície milonítica Sm=40°W/SV	K-silicática seritização) e sulfetação	Au em veio de quartzo	ouro, pirita		arco magmático					
VALDOMIRO E 547067 N 8947868	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE PARANAÍTA	ZC súptil-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 PARANAÍTA	ZC súptil-dúctil transcorrente sinistral N70°W/75°NE entrecortada por outra N40°E/SV	veio de quartzo inserido em filonito (sericita + clorita + epidoto) R. encaixante - 0,148ppm de Au	Au em veio de quartzo incluso em filonito	ouro e sulfeto		arco magmático			Monzogranito hidrotermalizado - 0,148ppm veio de quartzo = 19,93 a 34,93ppm, borda do veio = 3,2ppm		
RATO E 539492 N 8897792	Biotita granito pórfiro hidrotermalizado	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, esfalerita	Disseminada	arco magmático			11 g/t até 221 g/t		
SERRINHA (ALTA FLORESTA) E 603126 N 8916301	Hornblenda-biotita-quartz o monzonito e filonito. SUÍTE PARANAÍTA	ZC rútil-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	Qu em veio de quartzo	ouro, pirita		arco magmático					
PÉ DE FORA E 616662 N 8913920	Monzogranito pórfiro hidrotermalizado SUÍTE PARANAÍTA	ZC rúptil-dúctil transcorrente confinado EW-SV	Veio de quartzo inserido em filonito (quartzo + sericita + clorita + pirita)	Au em veio de quartzo	ouro, pirita	Disseminada	arco magmático					

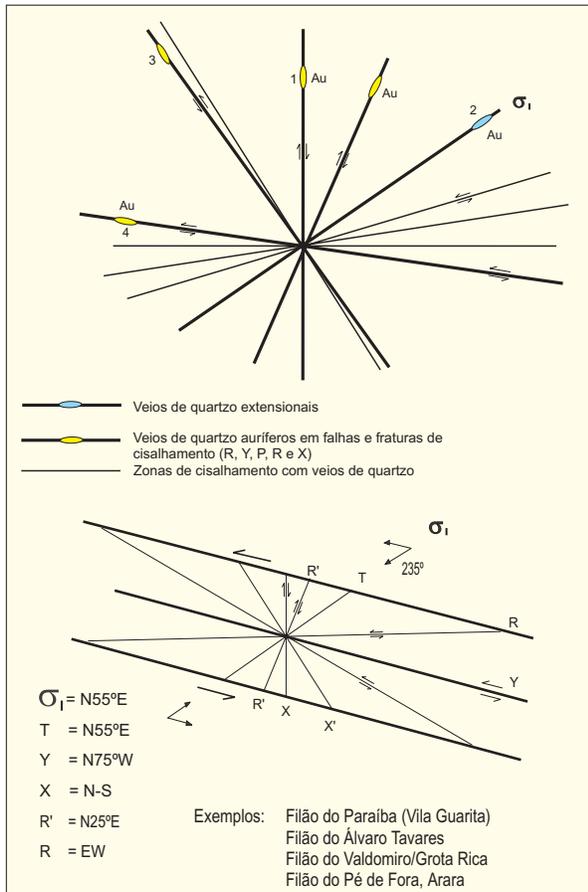


Figura 4.3 – Veios de quartzo com ouro, controlados por fraturas: extensional (T) e de cisalhamento - conjugadas de Riedel: R, Y, P (sintéticas) e R' e X (antitéticas), em domínio rúptil a rúptil-dúctil.

A sondagem realizada registrou espessuras centimétrica a métrica no solo e de 20m (média) para o saprólito do biotita granito pórfiro (Suíte Intrusiva Paranaíta). As anomalias de Au detectadas, no saprólito, apresentaram continuidade em profundidade (rocha fresca). A mineralização de Au, no saprólito e na rocha fresca, preenche delgadas zonas de cisalhamento, confinadas, marcadas por halos de alteração hidrotermal (silicificação, epidotização, cloritização e potassificação - K-feldspato), contida em veios de quartzo e/ou disseminada na pirita. Os furos de sondagem (RC) de 50m de profundidade máxima, mostraram 7 amostras mineralizadas, com teor médio de 1g/t em 2m, e máximo de 4,04g/t de Au, enquanto as sondagens (DD) com 100m de profundidade, mostraram algumas amostras com teores menores que 1g/t de Au e máximo de 2.72g/t de Au. As espessuras dos intervalos mineralizados atravessados tornaram-se mais estreitos em profundidade, acompanhados de teores mais baixos.

Em trincheiras abertas no Bloco C, foram constatados veios de quartzo com atitudes variando de N10°W a N50°W/30° a 60°NE, 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 1,76Ga (Bloco C, garimpo C₇) e 1,56Ga (área-piloto Bloco G), na folha Aeroporto de Cachimbo (SC-21-X-D), sinalizando uma origem comagmática para o chumbo nessas piritas. A idade de 1.76Ga encontrada no Bloco C acha-se ligada ao magmatismo pós-colisional do Arco Magmático Juruena.

Pólo 2 (Fazenda Mogno) – Garimpo do Rato – Situa-se na parte sudoeste da Folha Alta Floresta, 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 geral 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, interceptado por diques máficos (gabros e dioritos) e aplitos, ambos intrusivos nos litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno. Os diques de gabros e dioritos apresentam espessura máxima de 30m, direção N70°W, contêm disseminações de pirrotita, reunidas em concentrações de até 25% do volume da rocha.

Nos filonitos/hidrotermalitos, foram reconhecidos filetes milimétricos de carbonatos e faixas centimétrica até 20m de sulfetos. No geral, os sulfetos são inferiores a 2% do volume da rocha hidrotermalizada e acham-se concentrados e condicionados aos planos miloníticos, associados a biotita. Nos granitóides hidrotermalizados, foram observadas, 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. A pirita predomina nessas faixas sulfetadas, secundada por calcopirita, pirrotita, esfalerita, bornita, magnetita, ilmenita e hematita.

Pólo 3 – Norte-nordeste de Alta Floresta – Garimpo Pé de Fora – Localiza-se a NE de Alta Floresta (CC-68), distribuído através de 4 escavações, onde a principal apresenta cerca de 3m de profundidade, 20m de comprimento e 15m de largura, orientada E-W. Embora estejam parcialmente alagadas, foram identificados veios de quartzo leitoso, lenticulares, com espessuras milimétricas a centimétricas (máximo 25cm), estrutura laminada e fraturada (foto 4.2).



Foto 4.2 – Veio de quartzo com Au, inserido em filonito preenchendo zona de cisalhamento em monzogranito da Suíte Intrusiva Paranaíta, Garimpo Pé de Fora (CC-68).

Os veios de quartzo acham-se encaixados em saprólito mosqueado do biotita granito porfirítico, 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 do preenchimento de fraturas de cisalhamento ao longo de falha transcorrente E-W, de cinemática sinistral. Estes veios foram formados em zonas transtensivas ao longo dessa falha transcorrente (*dilational jogs*), Santos (2001).

Stockworks, brechas hidrotermais e veios extensionais 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, representados pelos garimpos: Trairão, Crentes e Álvaro Tavares (tabela 4.2).

Garimpo Trairão – Situado na parte nordeste da Folha Alta Floresta (figura 4.2), próximo à 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, com cristais de quartzo leitoso ou hialino, posicionados perpendiculares às paredes das fraturas, com espessuras inferiores a 20cm, lenticulares, tabulares, por

vezes curvos ou sinuosos, multidirecionados, tipo *stockwork* (foto 4.3), e brechas hidrotermais com fragmentos de granito graisenizado (foto 4.4).

Estruturas em pente e drusas (Foto 4.5) tipificam o fraturamento extensional, relacionado a processos magmáticos hidrotermais, envolvendo sistemas localizados de alta pressão de fluidos, ligados às 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 microporfirítico (Granito Nhandu), que ocorre nas cercanias dessa área.

Garimpo dos Crentes – Localizado na margem direita do rio Teles Pires (CC-197), sudeste da fazenda Raio do Sol, desenvolvido em saprólitos de rochas vulcânicas da Suíte Colíder. A cava principal, apresenta orientação N50°E, expondo um sa-



Foto 4.3 – Vênulas de quartzo multidirecionadas tipo *stockwork* inseridas em granito subvulcânico graisenizado Nhandu. Seção vertical da trincheira, Garimpo Trairão (CC-67).



Foto 4.4 – Brecha hidrotermal mostrando fragmentos de granito graisenizado Nhandu. Garimpo Trairão (CC-67).

Tabela 4.2 – 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	METAIS SUBSIDIÁRIOS
TRAIÃO E 655820 N 8915638	Granito graisenizado (fácies esverdeada), Granito saprolitizado (fácies esbranquiçada) GRANITO NHANDU	Faturas extensionais padrão <i>stockwork</i>	Graisenização (quartzo+sericita+mica branca+opacos); brechas hidrotermais; veios extensionais de quartzo, centimétricos a decamétricos; sulfetos (pirita) disseminados e em nódulos e magnetita	Epitermal de baixa sulfetação e/ou Au-pórfiro em veio/vênula de quartzo (<i>stockwork</i>) em cúpula granítica	Ouro, pirita, magnetita	Multivenulação de quartzo (<i>stockwork</i>) e brecha hidrotermal	arco magmático	Cu
CRENTES E 548817 N 8963034	Rocha vulcânica e subvulcânica, saprolitizada (reliquia de estrutura porfírica no saprólito) SUÍTES PARANAÍTA/ COLÍDER. 1,80Ga	Faturas extensionais e padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (quartzo+epidoto+sulfetos+óxidos de ferro); veios extensionais milimétricos a centimétricos (máximo de 2 cm); <i>stockworks</i>	Epitermal de baixa sulfetação e/ou Au-pórfiro (<i>stockwork</i>)	ouro e sulfetos	disseminada e <i>stockwork</i>	arco magmático	
ÁLVARO TAVARES E545948 N8964392	Microgranito pórfiro e hidrotermalizado o SUÍTE COLÍDER	Fratura extensional N60E/80°SE	Quartzo+sericita+clorita+argilominerais+magnetita+sulfetos	Au em vênulas de quartzo	ouro, pirita, calcopirita, calcocita, covelita		arco magmático	

prólito mosqueado, parcialmente lateritizado, contendo texturas reliquias porfiríticas da rocha vulcânica, recortada por uma rede de venulações milimétricas de quartzo, caulinizado, multidirecionais tipo *stockwork* (foto 4.6).

Essa estruturação multivenular foi constatada num bloco de rocha preservado com cerca de 1m de diâmetro, exposto no fundo da escavação, onde a natureza das fraturas acha-se realçada por cristais de quartzo leitoso, perpendiculares às paredes dos veios, texturas em pente, espaços vazios e minidrusas (Santos, 2001).

A alteração hidrotermal foi pervasiva e resultou na formação de quartzo, epidoto, sulfetos, óxidos de ferro e material argiloso, que ocorrem associados ao ouro (tabela 4.2).

Garimpo Álvaro Tavares – Localizado na fazenda Raio de Sol, cerca de 35km a norte-noroeste de Paranaíta, numa escavação inativa de aproximadamente 10m de profundidade por 200m de largura e 600m de comprimento, na direção N65°E, desenvolvida em saprólito mosqueado, parcialmente la-

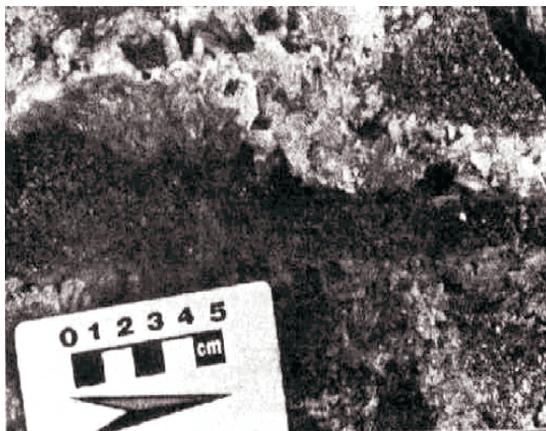


Foto 4.5 – Veio de quartzo com cristais de quartzo formando estruturas em pente e drusas. Garimpo do Trairão (CC-67).



Foto 4.6 – 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).

teritizado, derivado da alteração de microgranito porfirítico (CC-196A), pertencente à Suíte Colíder, representado por alguns matacões, encontrados no interior da cava. O ouro ocorre associado à rede de vênulas de quartzo multidirecionados preservadas no saprólito do microgranito (tabela 4.2).

Cerca de 500m a sul dessa escavação, ocorre o “filão” do Moisés, lavrado de modo subterrâneo, onde foram retirados blocos do veio de quartzo e da rocha encaixante, que eram moídos e processados na extração de ouro, mostrando vênulas de quartzo, com espessura aproximada de 2cm, contendo calcopirita e pirita em lentes ou disseminadas, reunidas, às vezes, a calcocita e covellita (análise calcográfica - CC-196D).

Os cristais de quartzo são piramidais, posicionados perpendiculares às paredes da rocha, preenchendo fraturas extensionais. A rocha encaixante é um microgranito porfirítico marcado por alteração hidrotermal com a formação de sericita, clorita e argilominerais.

Esse jazimento encontra-se inserido numa faixa de subvulcânicas da Suíte Colíder, com destaque para microgranitos, micromonzogranitos pórfiros e brechas vulcânicas. Foi encontrada a 6km norte-noroeste desse garimpo, uma brecha riódacítica afetada por alteração hidrotermal (sericita, clorita, carbonatos e opacos), foto 2.17, destacando-se ainda pirita, calcopirita, ilmenita, rutilo e magnetita disseminadas (CC-179B).

4.1.2.1 Tipologia dos Depósitos

Com base no ambiente geológico dos depósitos, rocha hospedeira, natureza da mineralização, assinaturas hidrotermal e geoquímica, Robert *et al.* (1977) classificaram em 16 tipos, os principais depósitos de Au mais comuns. Embasados em alguns desses parâmetros, os depósitos de ouro da Folha Alta Floresta podem ser enquadrados, predominantemente, como do tipo epitermal de baixa sulfetação, às vezes em posição de transição para Au pórfiro, como sugerem Gíggembach, (1992) e Pan-teleyev (1996).

Em função das assinaturas hidrotermais, restritas às mineralizações auríferas, do ambiente tectônico (arco magmático vulcano-plutônico), da rocha hospedeira (vulcânicas subaéreas e de intrusões graníticas), da associação do ouro com pirita ± calcopirita e formas da mineralização em veios, disseminadas e/ou *stockwork*, Cruz, (2002) classificou alguns depósitos da Província Alta Floresta, como fazendo parte de sistemas epitermais de baixa sulfetação. A ausência de alteração K-silicática (K-feldspato + biotita) contribuiu para descaracterizar esses jazimentos como do tipo Au pórfiro.

Moura (1998) classificou o depósito de Serrinha (Matupá), situado na Folha Vila Guarita, como ouro

pórfiro em função de estudos isotópicos e de inclusões fluidas e da alteração potássica (K-feldspato + biotita) na zona central, que passa externamente para uma zona sericitica, com mineralização do tipo disseminada em pirita, acompanhada de magnetita hidrotermal e rutilo. Os valores obtidos para $d^{34}\text{S}$ de pirita associada à mineralização de ouro da Serrinha oscilaram entre + 1,3 a + 3,5%, semelhantes aos estabelecidos para os sulfetos de depósitos pórfiros da zona andina (Ohmoto & Goldhaber, 1997). As inclusões fluidas revelaram-se hipersalinas (30-60% em peso de NaCl eq.) e temperaturas de homogeneização de 500 a 600°C, indicativas de um nível crustal entre 4 a 5km de profundidade.

À medida que os plútons ascenderam a níveis crustais mais rasos (1 a 2km) e entraram em contato com água meteórica, ocorreu um rebaixamento da salinidade dos fluidos magmáticos-hidrotermais para ordem <15% em peso de NaCl eq. e temperaturas abaixo de 300°C, ocasionando a geração de uma zona de alteração filica (sericitica), tardia. No modelo proposto por Moura (1998), Figura 4.4, essa fase constitui o estágio tardio, constituindo-se numa transição para os sistemas epitermais, nos quais se encaixam a maioria dos depósitos de Au da Folha de Alta Floresta. Estudos de inclusões fluidas feitas pelo JICA/MMAJ, 2001, em vênulas de quartzo do Garimpo C₇ (Bloco C), revelaram uma salinidade de 11,9% a 19% peso de NaCl eq. e temperatura de homogeneização de 293°C a 313°C.

Estágios: A) depósito de Au pórfiro com pirita-cúpula de plúton-granítico calcioalcalino, tipo I, oxidado, gerado em ambiente de arco pluto - vulcânico, 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: garimpos: C 7, Pé de Fora, Valdomiro - Suíte Paranaíta); Trairão (Granito Nhandu) e Crentes e Álvaro Tavares (Suíte Colíder).

Os depósitos de Au da Folha Alta Floresta acham-se ligados aos granitos e monzogranitos pórfiros, magnéticos, calcioalcalinos (Suíte Intrusiva Paranaíta e Granito Nhandu) e subvulcânicas (microgranitos porfiríticos da Suíte Colíder), vinculados ao magmatismo pós-colisional do Arco Juruena. A composição, grau de fracionamento e estado de oxidação/redução das rochas graníticas constituíram controles fundamentais na geração dos jazimentos auríferos, com uma forte ligação entre os depósitos de Au e os granitos da série magnetita e do grau de fracionamento correspondente (figura 4.5), conforme estabelece Sillitoe (1996).

Os depósitos de Au, contidos na Tabela 4.2 (garimpos do Trairão, Crentes e Álvaro Tavares), foram formados em condições de crosta rasa (1 a 2km), ligadas a intrusões subvulcânicas (microgranitos/micromonzogranitos porfiríticos), calcioalcalino, pós-colisionais, distribuídos em veios/vênulas de quartzo extensionais, *stockwork* e brechas hidrotermais, exibindo expressiva alteração sericitica (quartzo-sericita-mica branca e sulfetos), desenvolvidos no 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 *stock-*

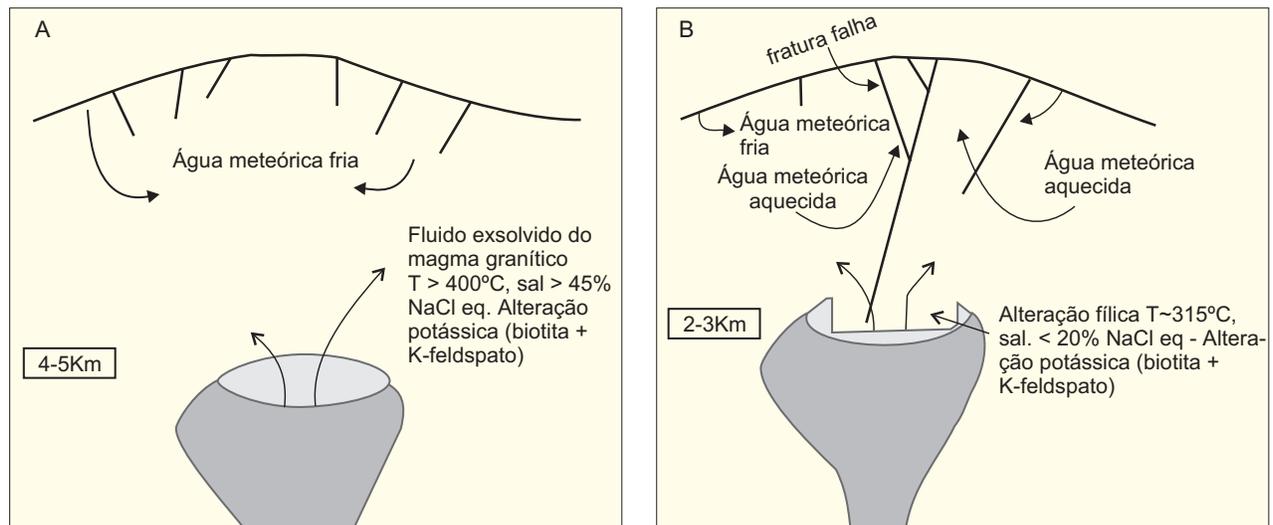


Figura 4.4 – Modelo esquemático para a gênese e evolução das mineralizações auríferas na Província Alta Floresta, modificado de Moura (1998).

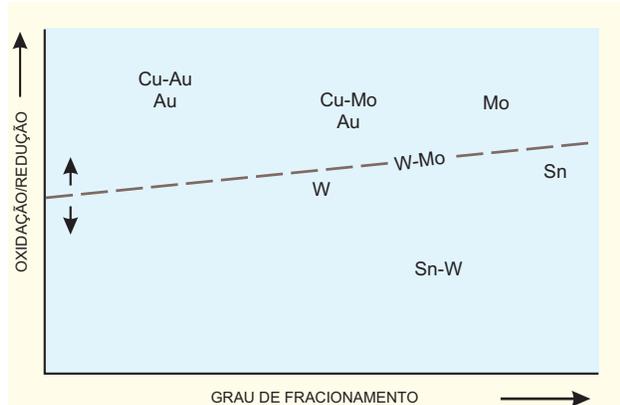


Figura 4.5 – Diagrama do grau de fracionamento dos granitos versus estado de oxidação/redução (Sillitoe, 1996).

work, onde ocorreu alteração hidrotermal pervasiva marcada por quartzo + epidoto + sulfetos + óxidos de ferro. O Garimpo Álvaro Tavares de características similares apresenta veios de quartzo preenchendo fraturas extensionais, desenvolvidos em micromonzogranitos pórfiros (Suíte Colíder), associados a pirita, calcopirita, calcocita e covellita, acompanhados de minerais produtos de alteração hidrotermal, como sericita, clorita e argilominerais.

Em função dos parâmetros levantados, observou-se a presença de uma pervasiva alteração fílica desenvolvida em condições de crosta rasa, domínio francamente rúptil e ausência de alteração potássica (biotita + K-feldspato), sugerindo o enquadramento desses depósitos em sistemas epitermais de baixa sulfetação, formados a temperaturas <300°C, justapostos, às vezes, a mineralização de Au pórfiro, com telescopagem entre alteração hidrotermal de alta temperatura e paragênese epitermal, como propõe Sillitoe (1991).

A descrição e as análises efetuadas, nos testemunhos dos furos de sondagem do Bloco C (JICA/MMAJ, 2001), revelaram uma alteração potássica (K-feldspato), pervasiva por toda extensão da rocha granítica atravessada, mostrando maior intensidade nas zonas mais cisalhadas, geralmente acompanhadas de fraca a moderada geração de epidoto, clorita e sílica. O enriquecimento de Au nos testemunhos de sondagem apresentou ligação mais direta a pirita disseminada e/ou em vênulas, do que com a alteração potássica. As mineralizações de Au detectadas, na sondagem realizada, foram interpretadas como do tipo *stockwork* de baixo teor, pertencentes provavelmente a sistemas transicionais para Au pórfiro.

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 (foto 4.7), incrustados, distribuídos numa área aproximada de 1.000m², formados pela concentração supergênica a partir de arenitos manganésíferos, da Unidade II (PPb₂) do Grupo Beneficente. 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, próxima 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, 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 (foto 2.21) 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 argilominerais (10%), sericita (5%), grãos detriticos de quartzo (10%), K-feldspato (5%) e cristais tabulares de hornblenda (5%).

Seus caracteres texturais, estruturais, composicionais e de litoambiência induzem a uma provável correlação litoestratigráfica com a unidade clastoquímica basal definida em furos de sondagem, na região de Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri (Carvalho & Figueiredo, 1982), bem como a Sequência Carbonática (Figura 4.6), detectada em furos de sondagem nas partes NW e SE da serra do Cachimbo (Lopes, 2001), pertencentes ao Grupo Beneficente.



Foto 4.7 – Ocorrência de manganês, no córrego Rasteira, estrada para a Cachoeira da Perdição (PV-173).

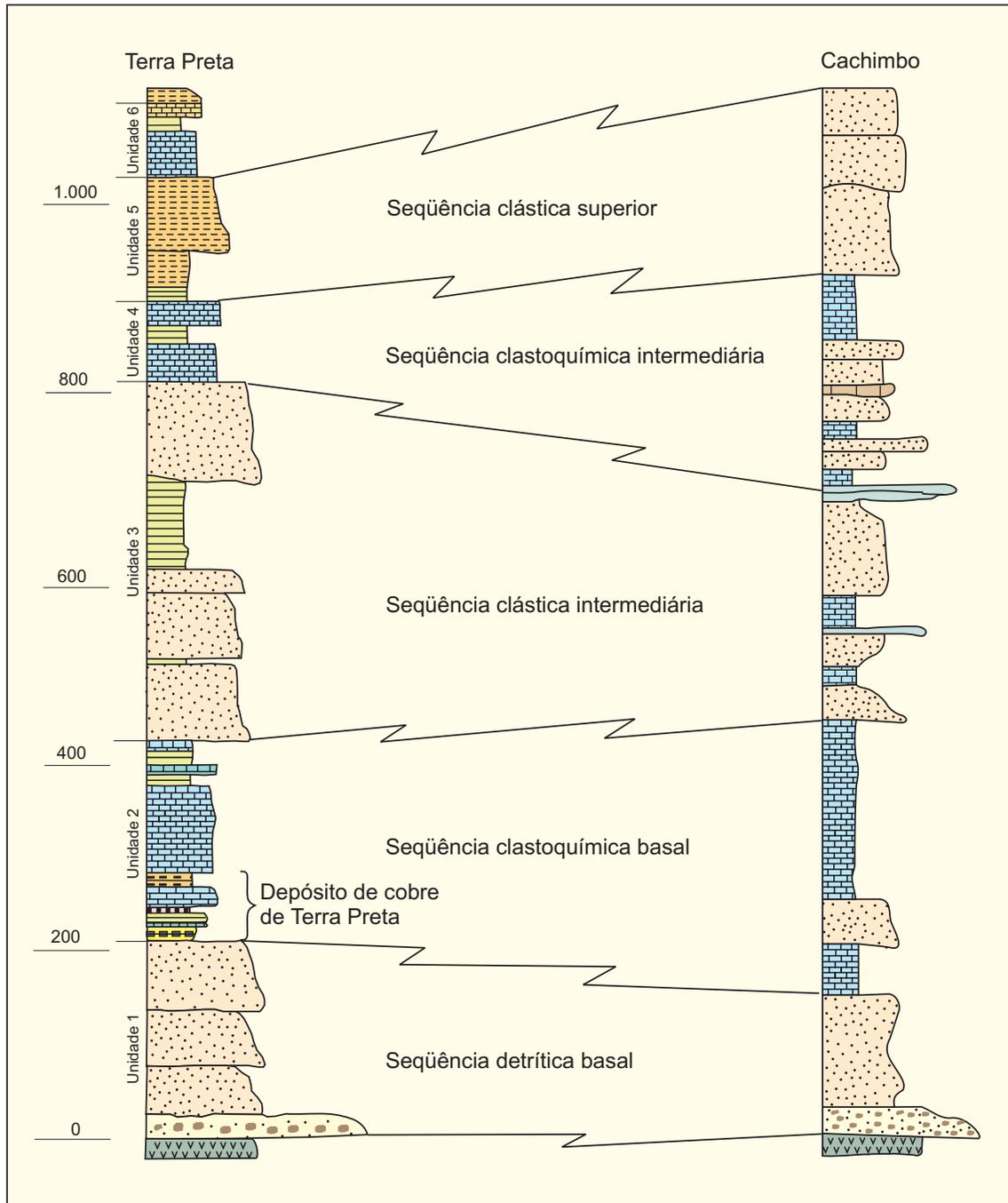


Figura 4.6 – Correlação litoestratigráfica entre furos de sonda da região da Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri (Carvalho & Figueiredo, 1982), e da região da serra do Cachimbo (Lopes, 2001).

4.4 Minerais e/ou Rochas Industriais Utilizados na Construção Civil

Pedras Ornamentais – Cerca da metade da Folha Alta Floresta é constituída por expressivos afloramentos, na forma de lajedo e/ou blocos subovaleados com alguns metros de diâmetro, de granitóides homogêneos e não deformados, com matizes diversas, destacando-se os granitos vermelhos

Nhandu e Teles Pires e os cinza-rosados das Suítes Intrusivas Paranaíta e Juruena, portadores de requisitos para elaboração de pedras polidas ou não.

A proximidade dessas ocorrências aos maiores centros urbanos da parte do norte de Mato Grosso (Alta Floresta e SINOP) e a infra-estrutura já implantada, conferem a essa área atributos potenciais para se revestir num futuro pólo graniteiro, dessa região.

- Brita – Foi cadastrada uma pedreira no granito cinza-rosado da Suíte Paranaíta, na fazenda Cachoeirinha, próxima ao frigorífico de Alta Floresta onde são produzidas britas destinadas à pavimentação da rodovia MT-206, trecho Alta Floresta-Paranaíta.

Além da produção de brita, a fração areia grossa proveniente da britagem é comercializada com boa aceitação pelo mercado.

- Areia/Cascalho – Seus principais depósitos acham-se distribuídos nas planícies aluviais do rio Teles Pires e seus principais tributários, com destaque para os rios Santa Helena e Paranaíta, e ribeirão Rochedo. Nesses sítios, predominam lentes de areia média a grossa, sobrepostas a níveis de cascalhos, próprias para produção de argamassa e concreto.

Sedimentos arenosos do leito ativo do rio Teles Pires, sofrem contínuo transporte e redeposição sucessiva, formando expressivos depósitos de areia.

- Argila – Acha-se distribuída amplamente pela Folha Alta Floresta, como constituinte do litossolo, produto da alteração intempérica de rochas granitóides e também como resultado da sedimentação em planícies aluviais, destacando-se a do ribeirão Quatro Pontes, oeste de Carlinda. Esses depósitos, formados por argila vermelha, são destinados à produção de tijolos, telhas e cerâmica vermelha.

4.5 Indícios Mineralométricos, Geoquímicos e Geofísicos

A cartografia geológica básica do Projeto Pro-min-Alta Floresta foi acompanhada de prospecção geoquímica, através da coleta sistemática de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia, distribuídos numa densidade de 1 amostra/5 km² de área de captação, na Folha Alta Floresta, cujos resultados acham-se reproduzidos em mapas de distribuição de elementos-traço 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 4 pólos principais de concentrações auríferas da Folha Alta Floresta: 1 – Norte-noroeste de Paranaíta – bacia do córrego Jaú e adjacências (Bloco C – JICA/MMAJ); 2 – Fazenda Mogno – Morro do Túnel; 3 – Norte-nordeste de Alta Floresta – garimpos Serrinha e Pé de Fora e 4 – Garimpo do Trairão e adjacências. Os três primeiros acham-se em domínio dos granitos e monzogranitos magnéticos e porfíricos da Suíte

Intrusiva Paranaíta e o último ocorre vinculado ao Granito Nhandu.

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 de Au, havendo geralmente uma correspondência entre os valores máximos de Au em sedimentos de corrente e os maiores números de pintas obtidos nos concentrados de bateia.

A distribuição da pirita nos concentrados de bateia mostrou-se dispersiva e aleatória, não servindo como mineral farejador às mineralizações auríferas, apesar de estar ligada geneticamente aos jazimentos auríferos primários. Essa dissociação é creditada principalmente pela facilidade de alteração deste sulfeto no ambiente secundário.

Notou-se, também, uma ampla dispersão na faixa de 1 a 10 pintas de Au por toda a Folha Alta Floresta, creditada em parte ao efeito pepita, resultado de solubilização sucessiva e reprecipitação de Au na corrente.

Barita e Fluorita – O mapa de distribuição de Li (ppm) em sedimentos de corrente e de barita, fluorita, turmalina e epidoto em concentrados de bateia (figura 4.8), revela uma zona anômala com indícios de barita (1%), fluorita (1%) e topázio (>2%), distribuída a norte do rio Teles Pires, entre os portos Madeiseik e da fazenda Vaca Branca, no domínio de vulcânica/subvulcânica da Suíte Colíder, representada por andesitos microporfíricos (CC-229) com sulfetos disseminados (pirita, calcopirita e pirrotita), riodacito, brecha andesítica com fragmentos de granito, intrudidos pelo Granito Teles Pires.

Nesta área, superpõem-se ainda, expressivas anomalias de Fe, Cu e La com valores máximos de >3%, 45 e 85 ppm respectivamente, obtidos em sedimento de corrente.

Os resultados geoquímicos e o ambiente geológico próprio de alto nível crustal (vulcânica/subvulcânica), acompanhado de processos de brechagem magmática e alteração hidrotermal, conjugados à presença de barita, fluorita e sulfetos, são alguns dos parâmetros requeridos, na montagem do modelo de depósito de Au-U-Cu, tipo Olympic Dam (sul da Austrália), segundo Pollard & Williams (1999).

- Fosfato e Monazita – Alguns indícios de fosfato e monazita foram detectados a norte de Alta Floresta no domínio das Alcalinas Rio Cristalino, através da análise mineralógica ótica (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), e superpostas a elevados valores magnéticos (cartas aerogeofísicas).

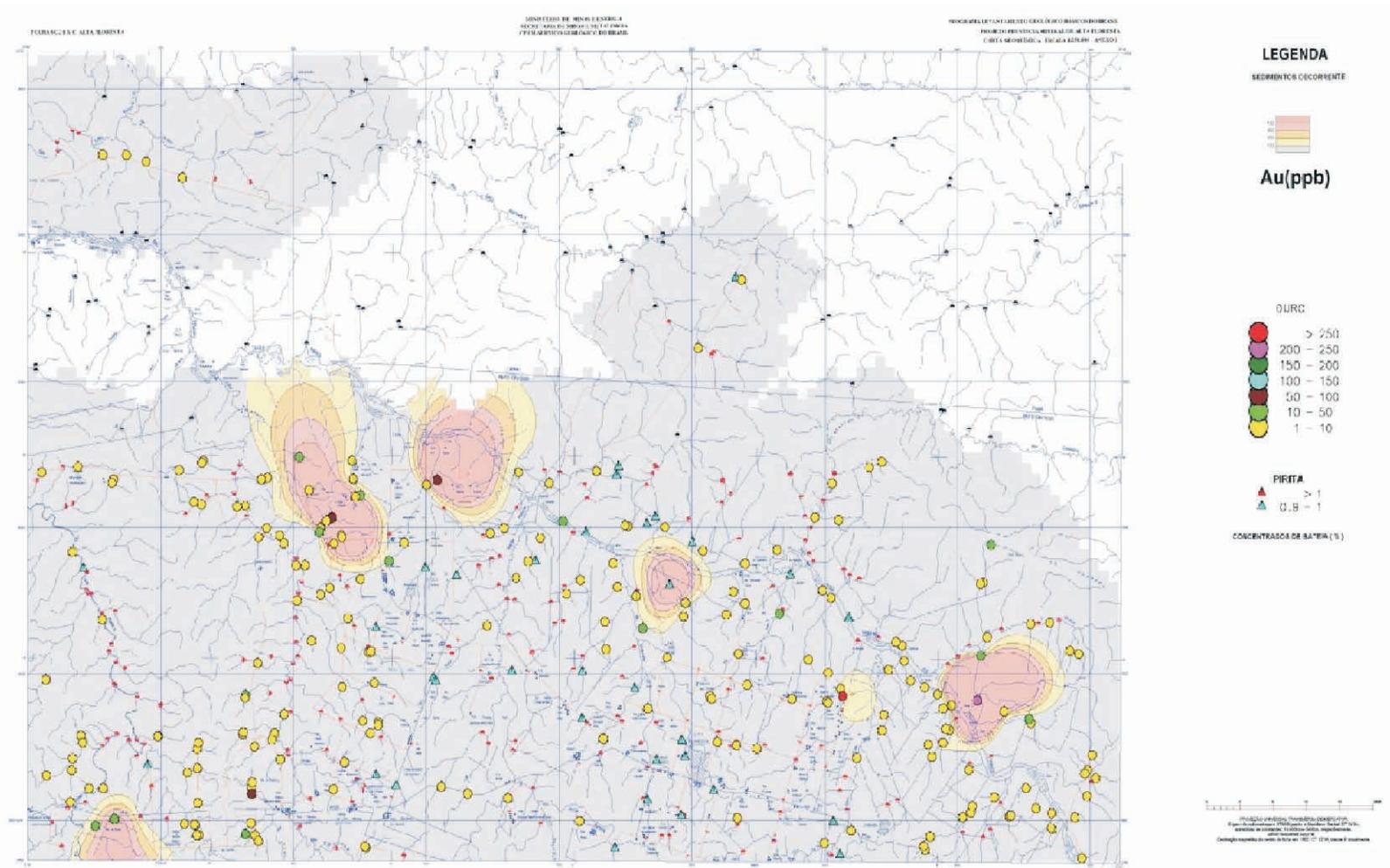


Figura 4.7 – Mapa de distribuição de Au (ppb) em sedimento de corrente e de pintas de ouro e pirita em concentrados de bateia.

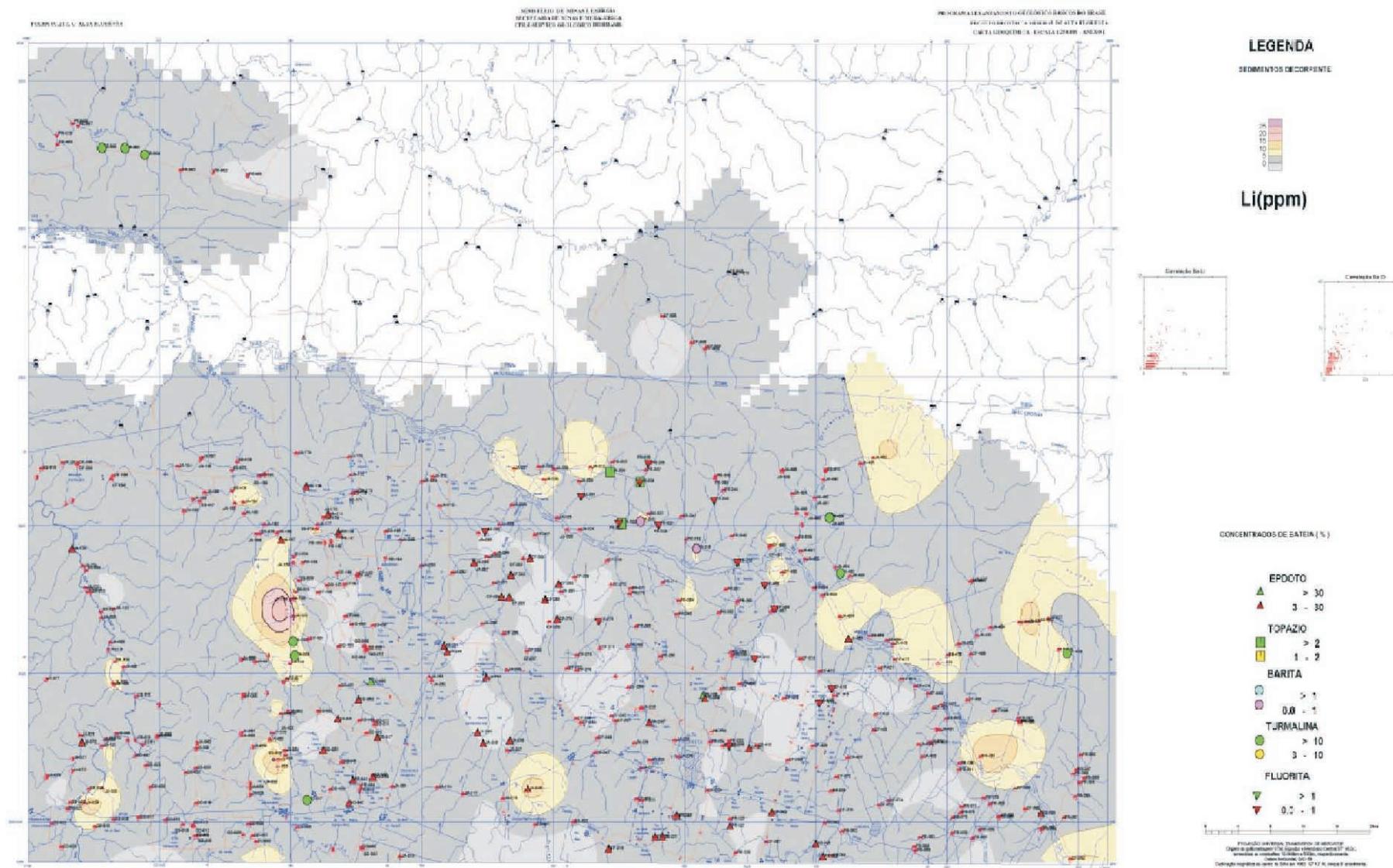


Figura 4.8 – Mapa de distribuição de Li (ppm) em sedimento de corrente e de barita, fluorita, turmalina e epídoto em concentrados de bateia.

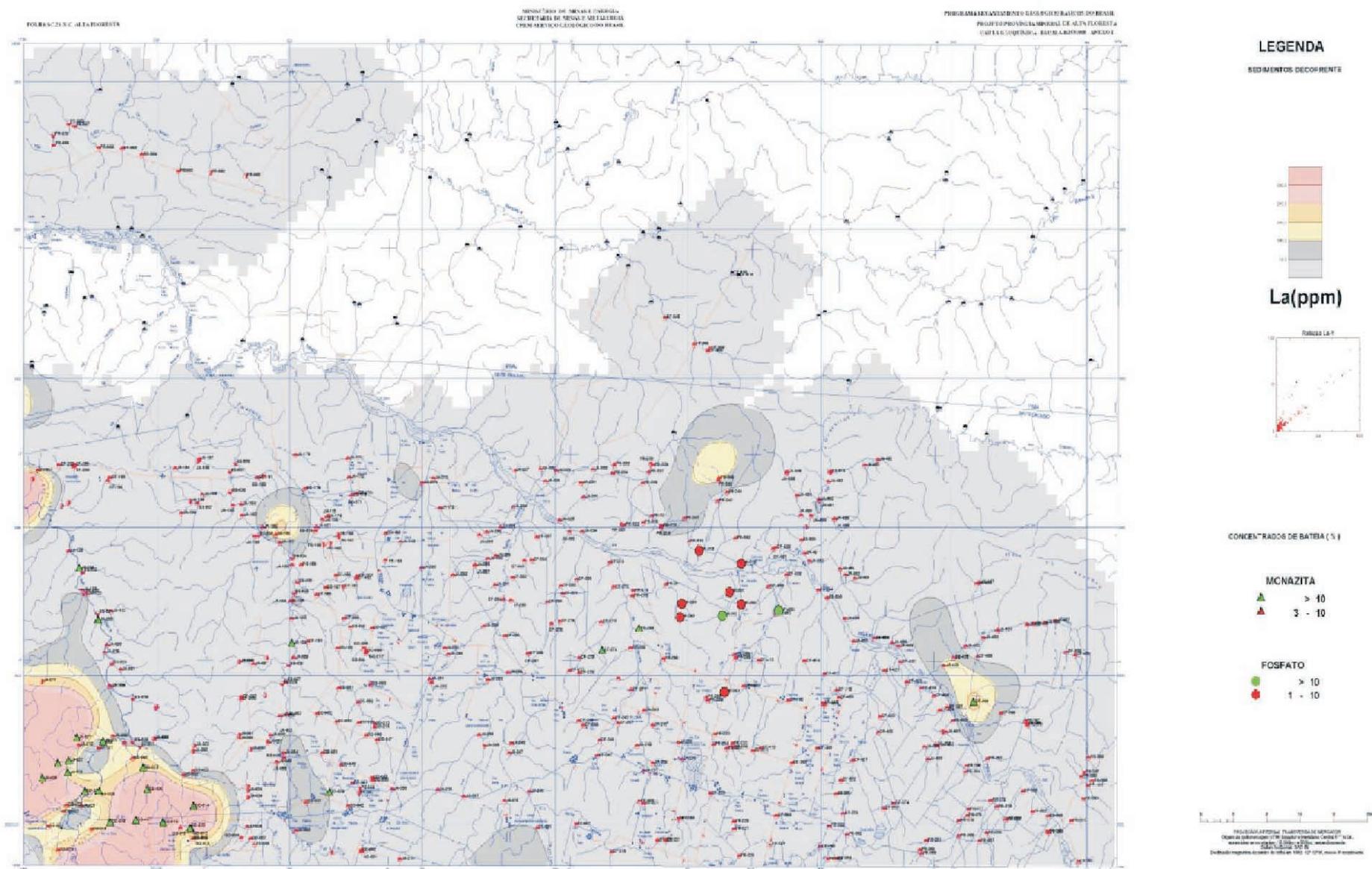


Figura 4.9 – Mapa de distribuição de La em sedimento de corrente e fosfato e monazita em concentrados de bateia.

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% (análise semiquantitativa) em concentrados de bateia e expressivas anomalias de Y, La e As em sedimentos de corrente, distribuídos no quadrante sudoeste da Folha Alta Floresta, em gnaisses sílico-aluminosos, do Complexo Bacaeri-Mogno.

5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados obtidos na cartografia geológica da Folha Alta Floresta permitiram alguns avanços no conhecimento geológico da parte norte de Mato Grosso e sudoeste do Pará, no que diz respeito a sua ordenação estratigráfica e sua evolução tectônica no estabelecimento do Arco magmático Juruena (1,85Ga a 1,75Ga).

A Folha Alta Floresta é integrada a outras 3 folhas que formam o Promin-Alta Floresta e as interpretações e conclusões aqui emitidas, às vezes, são extensivas às demais e acham-se embasadas em dados multidisciplinares: geológicos, geofísicos, geoquímicos, metalogenéticos e geocronológicos, descritos a seguir:

Como conjunto de rochas mais antigo da área, foi determinado o Complexo Bacaeri-Mogno constituído de supracrustais (gnaisses sílico-aluminosos, *iron banded formation*, *chert*, rochas calcissilicáticas e anfibolitos) e metagabróides de médio a alto grau metamórfico. Os anfibolitos mostraram assinatura toleítica tipo MORB (basaltos de fundo oceânico) e revelaram idade isocrônica Sm-Nd ca. 2,24Ga e $g_{Nd}(t) + 2,5$, constituindo vestígio de uma incipiente crosta oceânica, que fez parte de uma bacia paleoproterozóica, em fase de convergência entre 2,2Ga até 1,85Ga, quando colidiu com uma crosta continental representada na área por ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú;

Foram determinadas fatias de ortognaisses graníticos e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú (1,99Ga), que serviram de encaixantes às plutono-vulcânicas do Arco magmático do Juruena;

Foi detectada uma descontinuidade gravimétrica na fazenda Mogno e adjacências, onde foram encontrados os maiores valores gravimétricos, distribuídos numa extensa faixa anômala de direção WNW-ESE, indicativa de espessamento crustal e de uma provável zona de sutura, constituída pelos terrenos de alto grau do Complexo Bacaeri-Mogno, que foram subductados numa antiga crosta continental (Complexo Cuiú-Cuiú), situadas na parte leste da área.

Foram cartografados dois segmentos crustais distintos> plutono-vulcânico descontinuamente deformado (domínio rúptil a rúptil-dúctil) e terreno de médio a alto grau (domínio dúctil), deformado continuamente, com assinaturas de arco magmático, denominado de Juruena, disposto numa direção NW-SE e formado entre 1,85Ga e 1,75Ga (U/Pb e Pb/Pb).

O segmento plutono-vulcânico é formado por granitos e vulcânicas pós-colisionais, sin a tardiorogênicas, intrusivos numa crosta pré-colisional (Complexo Cuiú-Cuiú), numa posição distal da zona de sutura. Dentro desse segmento crustal foram determinadas e diferenciadas as seguintes unidades litodêmicas: Suíte Intrusiva Juruena (1.848Ma, U/Pb) composta de granitos e monzogranitos, calcioalcalinos, metaluminosos a peraluminosos, pouco magnéticos, desprovidos geralmente de enclaves máficos; Suíte Intrusiva Paranaíta (1819Ma \pm 6Ma, 1.803 \pm 16Ma a 1.793 \pm 6Ma), e idade-modelo T_{DM} de 2,21Ga com $g_{Nd}(t) - 1,25$, formada por hornblenda-biotita granitos, monzogranitos,

tos, quartzo-monzonitos, magnéticos, tipo I oxidado, híbridos (mistura crosta + manto), com enclaves de diorito, calcioalcalinos de médio a alto potássio, metaluminosos a levemente peraluminosos; Alcalinas Rio Cristalino ($1.806 \pm 3\text{Ma}$) constituída de sienitos, riebeckita-egirina sienitos e quartzo sienitos, produtos de magmatismo alcalino sódico, com volume restrito, mantélico, em estreita conexão com o magmatismo calcioalcalino alto potássio (HKCA) já referido; Granito Nhandu formado por magnetita-biotita granitos, magnetita-biotita monzonitos, sienogranitos e subvulcânicas, portadores de enclaves, de dioritos e quartzo-monzodioritos, de linhagem calcioalcalina alto potássio (HKCA) com tendência shoshonítica, metaluminosos a peraluminosos, pós-colisional, fase terminal; Suíte Colíder ($1.801 \pm 11\text{Ma}$. a $1.773 \pm 9\text{Ma}$) representada por riocacitos, dacitos e andesitos, homogêneos, desprovidos de textura de fluxo, ligados a intrusões rasas apicais de microgranitos, microquartzo-monzonitos e micromonzonitos 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/Paranaíba, Granito Nhandu), sinalizando vinculação genética, temporal e espacial com essas unidades plutônicas formadoras do Arco magmático Juruena; Intrusivas Básicas Guadalupe representadas por gabros, microgabros, diabásio e dioritos distribuídos na forma de diques, cortando os granitos e vulcânicas supracitadas e/ou como enclaves nos granitos (Suíte Paranaíba/Nhandu) quando exibem feições de mistura de magma; *Granito Teles Pires* ($1.757 \pm 16\text{Ma}$ U/Pb e 2.100Ma , Sm/Nd, como idade-modelo) constituído por alcaligranitos e leucogranitos, rapakivíticos, *subsolvus*, potássicos, metaluminosos, de evolução pós-orogênica ligada ao estágio final de estabilização do Arco Juruena. Apresentam características assemelhadas aos granito tipo A, mas encontram-se espacial e geneticamente ligados à evolução dos granitos calcioalcalinos alto potássio, com os quais partilham inúmeras similaridades petrográficas, geoquímicas e isotópicas.

Terreno de médio a alto grau (domínio dúctil) formado além das supracrustais e metaplutônicas do Complexo Bacaeri-Mogno já referido, pela *Suíte Vitória* ($1.785 \pm 8\text{Ma}$, U/Pb e idade-modelo 2.182Ma , Sm/Nd, com $g_{\text{Nd}} -2,56$), representada por enderbitos, metadioritos e metaquartzo, dioritos, calcioalcalina médio potássio, metaluminosa, híbrida, controlada por expressivas zonas de cisalhamento transcorrente e oblíqua (zona de escape lateral), e pelo Granito São Pedro ($1.786 \pm 17\text{Ma}$, a $1.784 \pm 17\text{Ma}$, U/Pb e idade-modelo 2.144Ma a 2.060Ma , Sm/Nd, com $g_{\text{Nd}}(t) -1,11$ e $+0,65$) constituído de metabiotita granito, granada-biotita metagranito,

hornblenda-biotita metagranito com enclaves de metapelitos e metaquartzo-diorito, de afinidade calcioalcalina, peraluminosa a metaluminosa, origem híbrida, gerado em ambiente pós-colisional, em zona de sutura, a partir da anatexia de litótipos dos complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú reunidos a fontes mantélicas, emplaçados em zonas transcorrentes oblíquas e exumados através de movimentos transtensivos em fase de decompressão tardia (zona de escape).

Foram caracterizados e cartografados os sedimentos paleoproterozóicos da bacia do Cachimbo, constituída pelo Grupo Beneficente ($1,70$ Ga, Pb/Pb, idade máxima do início de sua sedimentação, obtida em zircões detriticos de conglomerados da base dessa unidade), que foi subdividido em 5 subunidades litoestratigráficas informais: PPb₁ – siliciclástica basal – constituída de arenitos e conglomerados polimíticos com clastos de vulcânicas da Suíte Colíder, que lhe serviu de embasamento; PPb₂, PPb₃ e PPb₄ – de natureza pelito-carbonática – pélitos avermelhados, argilitos laminados, siltitos, arenitos e calcários margosos e PPb₅ – siliciclástica (topo) – subhorizontalizada, composta por arenitos, siltitos e silexitos. Essa bacia resultou de uma tectônica binária, ditada pela reativação de megazonas de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil a rúptil, de direção E-W a NNW-ESE, atuantes de modo conjugado e sincronizado, criando área transtensionada tipo *graben*, que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide, receptora de sedimentos continentais a marinhos rasos.

As feições estruturais investigadas levaram à identificação de domínios tectono-estruturais: dúctil e rúptil-dúctil a rúptil desenvolvidos em duas fases compressivas. A primeira erigida em condições severas de pressão e temperatura (fácies anfíbolito a granulito), próprias do domínio dúctil, conduzida por um vetor de compressão máxima (F_1) posicionado na direção aproximada de $N65^\circ\text{W}$, afetando as unidades mais antigas (complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú) corresponde a fase de convergência e fechamento da bacia oceânica, colisão com uma placa continental (Arco Cuiú-Cuiú) e geração de encurtamento crustal e geração de estruturas NE-SW. A 2ª fase compressiva é implantada a partir da colisão dos blocos continentais, quando o vetor F_1 posiciona-se na direção $N55^\circ\text{E}$, gerando megacisalhamentos transcorrentes e oblíquos, dúctil, rúptil-dúctil a rúptil de cinemática predominante sinistral, orientados NW-SE, WNW-ESE, e cisalhamentos transcorrentes dextrais, antitéticos, de direção aproximada NS. Essa fase corresponde a geração de áreas transtensionadas e transpressionadas geradas em função dessa tectônica binária, que afetou os terrenos de médio a alto grau (Complexo Bacaeri-Mogno, Suíte Vitória e

Granito São Pedro), na zona de sutura, no domínio dúctil e o segmento plutono-vulcânico (suítes Intrusivas Juruena, Paranaíta, Granito Nhandu, Alcalinas Rio Cristalino, Suíte Colíder, Intrusivas Básicas Guadalupe e Granito Teles Pires) pouco deformado, no domínio rúptil-dúctil a rúptil, fora da zona de sutura.

Os registros de feições lineares como *mullions* – tectônico L, orientadas 10° N30°E e dobras isoclinais de Sn (bandamento gnáissico), com eixos em torno de 40°N70°E, obtidos em supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno, são indicativos do forte encurtamento crustal controlado por mecanismo de cisalhamento puro, coaxial não-rotacional, provocado por uma compressão NW-SE que afetou as unidades mais antigas, caracterizando o estágio inicial do domínio dúctil.

Um evento deformacional marcado por cisalhamento transcorrente/oblíquo de natureza rotacional foi responsável pela transposição das estruturas formadas no evento anterior e geração de uma superfície milonítica (S_{n+1}) de direção predominante N60°W/80°NE, formadora das megazonas de cisalhamento transcorrente de direção EW a WNW-ESE, de cinemática sinistral e dextral, conjugadas e articuladas com zonas de cisalhamento oblíquo de direção NW-SE, desenvolvida em terreno de médio a alto grau. Foram constatadas outras zonas de cisalhamento dúctil dextral marcadas pelo desenvolvimento de outra superfície milonítica (S_{n+2}) com direção predominante N60°E/subvertical, que truncou e transpôs as zonas de cisalhamento anteriores.

Domínio rúptil-dúctil a rúptil, preservado no segmento plutono-vulcânico pouco deformado e nos sedimentos do Grupo Beneficente, caracterizado através de zonas de cisalhamento de largura centimétrica a métrica, descontínuas e confinadas, geradas a partir de um componente compressivo máximo (F_1), orientado N55°E, definido a partir de registros de fraturas extensionais (T), com atitude N55°E/subvertical, acompanhadas de fraturas de cisalhamento (Y/R), dispostas ao longo de descontinuidades que se interconectam e são nucleadas, formando falhas e/ou zonas de cisalhamento transcorrente sinistral, orientadas preferencialmente EW, NW-SE e ENE-SSW, subverticais, portadoras, às vezes, de veios de quartzo contendo mineralizações auríferas. Foram feitos também registros de fraturas de cisalhamento dextral (R'/X), conjugadas e antitéticas com orientação em torno de N-S/70°W.

A partir das características morfológicas, texturais e estruturais foram identificados dois tipos principais de mineralizações auríferas: veios de quartzo com ouro preenchendo zonas de cisalhamento confinadas, no domínio rúptil-dúctil e em *stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro, no domínio rúptil.

Os jazimentos mais frequentes acham-se reunidos na forma de veios de quartzo com ouro, confinados a zonas de cisalhamento, estreitas com espessuras centimétrica a métrica, inseridos em delgadas faixas de filonitos (quartzo + sericita + clorita + epidoto + magnetita + sulfetos-pirita), formadas a partir da nucleação de fraturas de cisalhamento R com direção N85°E a NW-SE com predominância em torno N70°-60°W de cinemática sinistral e fraturas de cisalhamento dextral (antitética) em torno NS (X) e de fraturas extensionais (T) de direção aproximada N55°E. Foram identificados 3 pólos de jazimentos auríferos desse tipo: 1. Norte-noroeste de Paranaíta (garimpos: Grota Rica, Buriti, Valdomiro, Mandioca e Arara, todos situados no Bloco C – área-piloto de pesquisa mineral realizada pelo JICA/MMAJ, 2. Fazenda Mogno (Garimpo do Rato) e 3. Norte-nordeste de Alta Floresta (garimpos: Serriinha e Pé de Fora).

O outro tipo de jazimento de ouro ocorre disseminado em veios de quartzo extensionais, em brechas hidrotermais e numa rede de veios de quartzo multidirecionados (*stockworks*), desenvolvidos no domínio rúptil e localizados em cúpulas ou zonas periféricas a plútons do Granito Nhandu e/ou ligados a faixa subvulcânica da Suíte Colíder, afetados por processos magmático-hidrotermais, representados pelos garimpos: Trairão, Crentes e Álvaro Tavares.

Em função do ambiente geotectônico (Arco magmático Juruena), assinaturas hidrotermais restritas às mineralizações, rochas hospedeiras (vulcânicas subaéreas e plútons granitos), da associação mineralógica: ouro + pirita ± calcopirita e formas das mineralizações (veios, brechas hidrotermais e *stockworks*) a maioria dos depósitos de ouro da Folha Alta Floresta foi classificada como parte de sistemas epitermais de baixa sulfetação, formados a temperaturas < 300°C, desenvolvidos em condições de crosta rasa com ausência de alteração potássica (K-feldspato), justaposta, às vezes, e em transição a mineralizações do tipo Au pórfiro, sinalizado pela associação hidrotermal de alta temperatura, com alteração potássica (K-feldspato) verificada em profundidade nos furos de sonda realizados em granito da Suíte Paranaíta.

Os grãos de Au ocorrem na forma livre em fraturas na pirita e/ou como inclusão nesta. Estudos de inclusões fluídas em vênulas de quartzo, indicaram temperaturas de homogeneização variando de 292°C a 313°C e salinidade de 2% a 8% eq. em peso de NaCl. Datação efetuada, em cristais de pirita contidos em veios de quartzo, indicou idade de 1,76 Ga (Pb/Pb).

Os depósitos de ouro contidos em veios de quartzo, revelaram altos teores atingindo 113g/t de Au (Garimpo C₇), 221g/t (Garimpo do Rato), reunidos, no entanto, em pequenos corpos, com baixa

reserva, geralmente acompanhados de Ag, Bi e valores anômalos de Cu, Pb e Zn.

Os depósitos de ouro vinculados a intrusões subvulcânicas (microgranitos, micromonzonitos porfiríticos), calcioalcalinas, pós-colisionais, que ocorrem encaixados em veios de quartzo extensionais, *stockworks* e brechas hidrotermais, exibindo alteração filica, pervasiva, desenvolvida em condições de crosta rasa, em domínio francamente rúptil, apresentam expectativa de reservas maiores com baixos teores.

A prospecção geoquímica realizada ratificou as áreas com mineralizações auríferas já conhecidas (garimpos), como definiu outras áreas anômalas para ouro passíveis de serem investigadas.

Foram detectados também indícios de barita e fluorita, na análise mineralógica de concentrados de bateia, em área dominada por andesitos microporfiríticos e brechas andesíticas com disseminações de pirita, calcopirita e pirrotita distribuídas à nordeste do Porto da fazenda Vaca Branca, sinalizando a possibilidade da ocorrência de depósitos do tipo Olympic Dam (Au-U-Cu).

Indícios de fosfato do grupo da hamlinita (goiasita, gorceixita e florencita) e monazita foram encontrados na análise mineralógica ótica em concentrado de bateia, na área situada a norte de Alta Floresta, domínio das Alcalinas Rio Cristalino.

Em função dos resultados obtidos e dos problemas técnico-científicos ainda persistentes, torna-se imprescindível a implementação de levantamentos geológicos, em escala de maior detalhe por entidades governamentais, ligadas ao setor mineral visando supri-lo de elementos infra-estruturais necessários à execução de empreendimentos governamentais e atração de investimentos privados para o desenvolvimento desse setor.

Recomenda-se o prosseguimento do levantamento geológico básico na escala 1:100.000, no cinturão plutono-vulcânico pouco deformado do Arco magmático Juruena, focando principalmente as unidades: Suíte Intrusiva Paranaíta, Granito Nhandu e Suíte Colíder, vocacionadas para conterem mineralizações auríferas, subsidiando com datações geocronológicas e perfis geofísicos sistemáticos (através de magnetometria terrestre) no sentido de individualizar e caracterizar, com maior

precisão, os granitos magnéticos (tipo I oxidado), potencialmente suscetíveis de acumularem depósitos auríferos.

Propõe-se a cartografia geológica básica 1:100.000 do terreno de médio a alto grau, na zona de sutura, priorizando a caracterização das supra-crustais e metaplutônicas do Complexo Bacia-Mogno, com estudos geobarométricos e geotermométricos para definição e determinação da intensidade do metamorfismo que atuou nesse ambiente colisionado (complementar com datação geocronológica e caracterização litogeoquímica).

Como áreas-piloto para pesquisa de ouro, foram selecionadas prioritariamente as detentoras de veios de quartzo extensionais com ouro, brechas hidrotermais e *stockworks*, localizadas na periferia e/ou cúpulas do granito porfirítico magnético, transformado em quartzo *greisen*, como acontece no Garimpo Trairão e adjacências (Pólo 4) e nas subvulcânicas (microgranitos e micromonzonitos pórfiros e brechas vulcânicas) da Suíte Colíder, encontradas nos garimpos dos Crentes e Álvaro Tavares, fazenda Raio do Sol, norte-noroeste de Paranaíta, margem direita do rio Teles Pires.

Indícios de fosfato e monazita encontrados na análise mineralógica ótica, em concentrados de bateia no domínio das Alcalinas Rio Cristalino, permitiram selecioná-lo como área prioritária para prospecção desses bens minerais.

Os resultados da análise mineralógica ótica, nos concentrados de bateia, revelaram também, indícios de barita e fluorita, em áreas dominadas por andesitos microporfiríticos e brechas andesíticas com pirita, calcopirita e pirrotita, disseminadas, e distribuídos a norte do rio Teles Pires, entre os portos da fazenda Vaca Branca e Madeiseik, sinalizando a possibilidade de ocorrência de depósitos do tipo Olympic Dam (Au-U-Cu).

Caracterização química da ocorrência de calcário margoso, que compõe a

unidade PPb₂ do Grupo Beneficente, encontrada a norte de Alta Floresta (Porto da Areia), e cartografia geológica de semidetalhe, desta área e adjacências, com avaliação e individualização dessa matéria prima, imprescindível à correção de solos, de importância fundamental no desenvolvimento da agricultura do norte de Mato Grosso, carente desse bem mineral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, M.C.de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 02 - Alta Floresta - Mato Grosso/Pará*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1998. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, nº 44).
- ALMEIDA, F.F.M. de & NOGUEIRA FILHO, J. D. V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. Boletim DGM, n. 199, 1959. 44p.
- AMARAL, G. Província Tapajós e Província Rio Branco. *In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI. In: O Pré-Cambriano do Brasil*. S. Paulo: Blucher, 1984. p.6-35.
- AMARAL, G. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo, IG-USP, 1974. 2v. (Tese ao Concurso de Livre Docência - Depto. de Paleontologia e Estratigrafia).
- ANDRADE, A. F., SANTIAGO, A. F.; MELO, C. F.; BIZINELLA, G. A.; MOREIRA, H. L.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. D.; MOURA, P. A.; LOPES, R. C.; ROSA FILHO, S. F.; NEVES, S. A. V. *Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório de Integração Geológica*. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. 3v.
- 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).
- BARBARIN, B. From the mineralogical composition of granitoids to their origins and tectonic settings. *In: FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. (eds.). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS-ISGAM, 2, 1997, Salvador. Extended abstract...* Salvador, 1997, p.95-97.
- BARBOSA, J. Constitution litologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia – Brésil. Diplome de doctorat; Université Paris VI. 1986, 401p. Anexos: Tabelas, mapas e ilustr.
- 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.
- 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.
- 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.; SANTIAGO, A. F.; SANTOS, A. dos.; BORGES, F. R.; SOUZA, F. J. C.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R.; OLIVEIRA, R. L. 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.
- BOAVENTURA, R. S. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SC.21-Juruena*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974, p. 117-164 Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- BOTELHO, N. F. *Considerações sobre a Petrografia e a Geoquímica de Rochas Graníticas do Promin-Alta Floresta*. Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, UNB. Relatório interno, 2001, 15p.
- CARVALHO, M.S. de & FIGUEIREDO, A.J. de A. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri – AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais...*, Belém, SBG. v.1, p.26-44, 1982.
- CONDIE, R. C. *Archean Greenstone Belt*. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.
- 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: *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. *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.
- DELGADO, I.M.; SOUZA, G.V.V.; SANTOS, R.A. Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Diretoria de Geologia, Recursos Minerais, Divisão de Geologia Básica. Relatório de Viagem, Salvador, 2001.
- DEPAOLO, D.J. A neodymium and strontium Isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys Res.*, 86, 10.470-10.488, 1981.
- 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.
- EKLUND, O.; KONOPELKO, D.; RUTANEN, H.; FRÖJDÖ, S.; SHEBANOV.; A. D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fenoscandian Shield. In: LIÉGEOIS, J. P. (ed.). Post-Collisional magmatism. *Lithos*, n. 45, p.87-108, 1998.
- 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.
- FRASCA, A. A.; BORGES, F. R. *Projeto Promin - Alta Floresta-Folha Ilha 24 de Maio-SC.21-Z-A*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Goiânia: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2002. (no prelo).
- GAST, P.H. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline types. *geochem. Cosmochim. Acta*, 32:1.057-1.086, 1968.
- GIBBS, A. V.; BARRON, C. N. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, v.2, p. 7-14, 1983.
- GIGGENBACH, W. F. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: *Economic Geology*, v. 87, p. 1.927-1.944, 1992.
- 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.
- GRIGORIEV, S. I.; PSHENICHNY, C.A. Late Mesozoic post collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, For East of Russia. *Lithos* 45:457-468. 1988.

- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. geochemical Characteristics of collision-zone magmatism. *In: COWARD, M. P. and RIES, A. C (eds)., Collision Tectonics: Geol. Soc. Spec. Publ. 19, p. 67-81, 1986.*
- 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.*
- HINE, R.; WILLIAMS, I. S.; CHAPPELL, 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.*
- HUGHES, C. *Igneous Petrology*. New York: Elsevier, 1982. 551p.
- 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.; LIMA, M. I. C. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Rev. Bras. de Geoc., 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 II. 2000. Inédito.*
- 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.*
- JOPLIN, G. A. The shoshonite association: a review. *J. Geol. Soc. Australia, n.15, p.275-294, 1968.*
- KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; VASQUEZ, M. L.; BAHIA, R. B. C.; SANTO QUADROS, M. L. E.; FERREIRA, A. L. 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*. Belém: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2000. 106p.
- 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).*
- KUYUMJIAN, R. M. Mafic dike swarm of the Goiás massif Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, v.28, n. 1, p. 45-50, 1998.*
- LACERDA FILHO, J. V. L.; SOUZA, J. O.; OLIVEIRA, C. C.; RIBEIRO, P. S. E.; VILAS BOAS, P.F.; ALBUQUERQUE, M. C.; FRASCA A. A. S.; BORGES, F. R.; MORETON, L. C.; MARTINS, E. G.; CAMARGO, M. A.; VALENTE, C. R.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos... Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom.*
- LACERDA FILHO, J. V.; SOUZA, J. O.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. C.; RIBEIRO, P. S. E.; ALBUQUERQUE, M. C.; VILLAS BOAS, P. F.; FRASCA, A. A. S.; MARTINS, E. G.; GODOY, H. O.; BAËTA JÚNIOR, J. D. A.; MORETON, L.C. 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. & SPARRENBELGER, I. (eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art, 2001, São Paulo. Extended Abstract... São Paulo, 2001. 156p.*
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado. Boletim de Resumos... Gramado-RS: SBG, 1999. p. 93.*
- LAMEYRE, J. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geociências, 17, p. 349-359, 1987.*
- LE MAITRE, R. W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol., n.56, p.181-189, 1976.*
- LE MAITRE, R. W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M. J.; SABINE, P. A.; SCMMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.;

- WOLLEY, A. R.; ZANETTIN, B. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell: Oxford, 1989. 193p.
- LEAL, J. W. L.; SILVA, G. H.; SANTOS, D. B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, C. A. C.; PINTO, A. C. *Geologia da Folha SC.20 - Porto Velho*. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1978, p.17-184. (Levantamento de Recursos Naturais 16).
- LIBERATORE, G.; ALECRIM, J. D.; MEDEIROS, J. B.; MALOUF, R. F.; PINHEIROS, S. da S.; ACHÃO, S. M.; SANTOS, J. O. S. *Projeto Aripuanã-Sucunduri*. Manaus: CPRM, 1973. 138p. 8v. (Convênio DNPM / CPRM).
- LIÉGEOIS, J. P. Some Words on The Post-Collisional Magmatism – Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45: XV-XVII, 1988.
- LIÉGEOIS, J. P.; NAVEZ, J.; HERTOGEN, J.; BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1-28, 1998.
- LIMA, P. F. C.; RODRIGUES, A. P.; LEMOS, D. B. *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).
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, M. P. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, Pittsburgh, v.101, p.635-643, may 1989.
- MELO, D. P. de; COSTA, R. C. R. da; NATALI FILHO, T. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL – *Folha SC-20-Porto Velho*. Rio de Janeiro: Radambrasil, 1978. 668p. (Levantamento de Recursos Naturais, 12), p. 117-165.
- MIYASHIRO, A. *Metamorphism and metamorphic belts*. 2 ed. Londres: George Allen & Unwin, 1973. 492p.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G., Peixoto de Azevedo Gold District Geology, Mato Grosso State, Amazon Craton Brazil. 31 IGC, SBG, Rio de Janeiro, 2000.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Promin-Alta Floresta. *Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Goiânia: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, (no prelo).
- MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. *Lithos*, n. 13, p.98-108, 1980.
- MOURA, M. A. *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.
- NARDI, L. Y. S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n.1, p. 3-10, 1986.
- NÉDÉLEC, A.; STEPHENS, W. E.; FALLICK, A. E. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *J. Petrol.* n.36, p. 1.367-1.391, 1995.
- NELSON, B. K.; DEPAOLO, 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.
- NORMAN, M. D.; LEEMAN, W. P.; MERTZMAN, S. A. Granites and rhyolites from the northwestern U.S.A.: temporal variation in magmatic process and relation to tectonic setting. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p. 71-81, 1992.
- OHMOTO, H.; GOLDBERGER, M. B. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES, H. L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3 ed. New York: J. Wiley, 1997. p 517-611.
- 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.
- PANTELEYEV, A. Subvolcanic Cu-Au-Ag (As-Sb): profile Lo1 in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. In: LEFEBURE, D. V. and HOY, T. (eds). *Metallic deposits*. British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File, 1996. vol. 2,;
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace elements discrimination of diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, n. 25, p. 956-983, 1984.

- PEDREIRA, A. J. Estudo das Bacias Sedimentares – Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo. Relatório de Viagem. Salvador: CPRM, 2000.
- PESSOA, M. R.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J. D.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R. da C.; PRAZERES, W. V. *Projeto Jamaxim. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 8v.
- 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.; LIMA, E. F.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMALE JUNIOR, F. 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.; 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...*, p. 83-85, 2001.
- POLLARD, P. J. & WILLIAMS, P. The Olympic Dam Cu-Au-REE deposits. *In: POLLARD, P. J. & WILLIAMS, P. J. (eds.). Short course on Fe oxide-copper-gold deposits (The Candelaria-Ernest Henry-Olympic Dam Family)*. London, 21. August, 1999. Parte E, p. E-1 a E-9.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press, 1987, v.2.
- 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.
- RIBEIRO, P. S. E.; LACERDA FILHO, J. V. L.; DELGADO, I. M.; SANTOS, R. A.; SOUZA, G. V. V.; SOUZA, J. O.; OLIVEIRA, C. C.; VILAS BOAS, P. F.; FRASCA, A. A. S.; BORGES, F. R.; MORETON, L. C.; MARTINS E.G.; CAMARGO, M. A. 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. Projeto Promin-Alta Floresta. *Folha Rio São João da Barra*. Goiânia: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2002. (no prelo).
- RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, n.2, p. 247-263, 1989.
- ROBERT, F.; POULSEN, K. H.; DUBÉ, B. Gold deposits and their geological classification. *In: GUBBINS, A. G. (ed.). Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 209-220, 1997.
- 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, D. B.; FERNANDES, P. E.; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B.; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. Geologia. *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. New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In: CENTRE FOR TEACHING AND RESEARCH IN STRATEGIC MINERAL DEPOSITS*. New developments in Economic Geology. Perth: University of Western Australia, 1999. 10p.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMAN, L. A.; GAUDETTE, H. E., Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb/Pb in sulphides and review of Rb-Sr geochronology in The Tapajós Gold Province, *Pará-Amazonas States, Brazil*. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 1, Campos Jordão-SP, 1997. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão-SP. P. 280-282.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMAN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, N. & FLETCHER, I. R. A New Understanding of the Provinces of the

- Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, vol 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 baseado em idades modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio duplo. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Ed.) *Contribuições da Amazônia*. Belém: SBG, 1997. 437 p., p. 91-142. Trabalhos selecionados do V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1996.
- SCABORA, J. A. *Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso*. Relatório Parcial de Exploração. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997, v.1.
- SILLITOE, R. H. Granites and metal deposits. *Episodes*, v. 19, n.4, p. 126-133. 1996.
- SILLITOE, R. H. Intrusion related gold deposits. In: FOSTER, R. P. (ed.). *Gold Metallogeny and Exploration*. London: Blackie, 1991, p. 164-209.
- 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.; 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).
- SILVA, G.H. et al. Esboço geológico de parte da Folha SC.21. Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974, v.4, p.309-320.
- SIQUEIRA, J. B. Geologia da Mina de Ouro Filão do Paraíba, região Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso, 1997, 98 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- SOUZA, A. M. M.; FARIA, C. A. S.; LANDIM, J. P. P.; LEAL, J. W. L.; Reconhecimento geológico no limite Pará-Mato Grosso, Projeto São Manuel – Brasília, DNPM-CPRM, 1979. 27p. il. mapas.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Eart Sci. Rev.*, v.12, p. 1-33, 1976.
- SYLVESTER, P. J. Post-Collisional Alkaline Granites. *Journal of Geology*, 97: 261-283, 1989.
- TASSINARI, C. C. G. *A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica*. 1981. 101p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1981.
- 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.; 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.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SOMMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S. 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.; 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.
- TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. *The continental crust*. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.

- 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.
- TURNER, F. D. & VERHOOGEN, D. *Igneous and metamorphic petrology*. New York: MacGraw-Hill Book Co., 1960. 694p.
- 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.
- VALENTE, C. R. Aspectos Geológicos e Tectônicos da Província Mineral Alta Floresta – PROMIN: Um estudo a partir da utilização de sensoriamento remoto. Relatório de Fotointerpretação Geológica. CPRM/DGM, Rio de Janeiro. 1998.
- VASQUES, M. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SCHETT, R.; SILVA, C. M. C.; MACAMBIRA, M. J. B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim de Resumos...* Manaus: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p.471-474.
- VASQUEZ, M. L. Projeto de datação das unidades da Província Mineral Tapajós pelo método de evaporação de chumbo em zircões. Belém: CPRM, 1998.
- VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F.; KLEIN, E. L. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E. L.; Vásquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG - Núcleo Norte (SBG-NO), 2002, v. 3, p.67-83.
- WAARD, D. A proposed subdivision of the granulite facies. *American Journal of Science*, n.263, p.455-461, 1965.
- WERNICK, E. A type granites and post-collisional rapakivi granites. In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARRENBERGER, 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. *Seqüências vulcano e metavulcano-sedimentares da região de Alta Floresta. Projeto Província Mineral Alta Floresta*. Porto Alegre: CPRM, 2002. 11p. (Relatório de Campo).
- WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. [s.l.]: Ed. Springer Verlag, 1977. 334p.
- 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 DE PRODUÇÃO

Caminhamento Geológico (km)	1.806
Afloramentos descritos	400
Amostras de rochas	276
Análises petrográficas descritas	169
Análises calcográficas	06
Amostras de sedimentos de corrente	470
Amostras de concentrado de bateia	431
Garimpos visitados	15
Amostra de rocha com análises químicas para elementos maiores, menores e traço	53
Amostras de rochas com análises químicas para elementos terras-raras	53

Determinações geocronológicas: 3 (método U/Pb SHRIMP); 2 (método U/Pb) e 6 (método Sm/Nd)

Documentos anexos ao Relatório:

- Carta Geológica (escala 1:250.000)
- Carta de Estações Geológicas (escala 1:250 000)

Documentos disponíveis em arquivos eletrônicos:

- Fichas de afloramentos (Base AFLO)
- Fichas de análises petrográficas (Base PETRO)
- Fichas de cadastramento de ocorrências minerais (Base META)

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 ⁶	SD.22-Z-A	Itapaci ¹	SG.22-X-B	Itararé ¹
SA.22-X-D	Belém ⁴	SD.22-Z-B	Uruaçu ¹	SH.22	Porto Alegre ⁸
SB.22-X-B	Rondon do Pará ⁴	SD.24-Y-B	Ilhéus ¹		
SC.20	Porto Velho ⁶	SE.22-V-A	Guiratinga ¹		
SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio ¹	SE.23-Z-B-IV	Serro ¹		

Folhas Impressas

	Borda Oeste	SC.20-V-C-V	Abunã ¹	SE.21-Y-D	Corumbá ¹ (CD-ROM)
	Creporizão (Geoquímica) (CD-ROM)	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná ¹	SE.22-V-B	Iporá ¹ (CD-ROM)
NA.20-X	Roraima Central ⁹ (CD-ROM)	SC.20-V-D-I	Jaciparaná ¹	SE.22-X-A	São Luis de Montes Belos ²
NA.20-Y	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-X-C-III	Paredão ¹	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-A-III	Itaberai ¹
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani ¹	SC.21-Z-C	Alta Floresta	SE.22-X-A-VI	Nazário ¹
NA.20-Z	Caracará ⁹ (CD-ROM)	SC.22-X-A	Redenção ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiânia ² (CD-ROM)
NB.20-Z-B-V	Monte Roraima ¹	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia ⁴ (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiânia ⁸ (1999) (CD-ROM)
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburai ¹	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto ¹	SE.22-X-B-I	Nerópolis ¹
NB.20-Z-D-II	Rio Quinô ¹	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B-II	Anápolis ¹
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo ¹	SC.23-X-D-I	Peixe (CD-ROM)	SE.22-X-B-IV	Goiânia ¹ (CD-ROM)
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira ¹	SC.23-Z-A-Y-B	Curimatá/Corrente ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões ¹
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim ¹	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica ¹	SE.22-X-B-VI	Caraíba ¹
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação	SC.24-V-A	Paulistana ¹	SE.22-X-D	Morrinhos ²
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.24-V-A-II	Paulistana ¹	SE.23-V-B	São Romão ²
SA.20-V	Rio Cuiuni ¹	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.23-V-B	Guanhães ²
SA.23-Z	São Luis NE/SE ⁹ (CD-ROM)	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.23-Z-C	Belo Horizonte ²
SA.23-Z-C	Itapeturu-Mirim ¹ (CD-ROM)	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito ¹	SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte ¹ (CD-ROM)
SA.22-Y-D	Altamira ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-V	Afrânio ¹	SE.23-Z-D	Ipatinga ²
SA.23-V-C	Castanhal ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo ¹	SE.23-Z-D-IV	Itabira ¹ (CD-ROM)
SA.23-V-D	Turiação ¹ (CD-ROM)	SC.24-V-B-IV	Cristália ¹	SE.24-V-A	Almenara ²
SA.23-V/Y	São Luis SW/NW ⁶	SC.24-V-C	Petrolina ¹	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu ¹
SA.23-X-C	Cururupu ¹ (CD-ROM)	SC.24-V-C-III	Petrolina ¹	SE.24-Y-C-VI	Colatina ¹
SA.23-Y-B	Pinheiro ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-D	Uauá ²	SF.21	Campo Grande ⁸ (CD-ROM)
SA.23-Z-A	São Luis ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-D-I	Uatatinga ¹	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia ¹ (CD-ROM)
SA.23-Y-D	Santa Inês ⁴ (CD-ROM)	SC.24-X-A	Belém de S. Francisco ¹ (CD-ROM)	SF.21-V-D	Porto Murtinho ¹ (CD-ROM)
SA.24-Y-D-V	Irauçuba ³ (CD-ROM)	SC.24-X-C-V	Santa Brígida ¹ (CD-ROM)	SF.21.X.A	Aquidauana ¹ (CD-ROM)
SB.20-Z-B-VI	Mutum ¹	SC.24-X-D-V	Piranhas ¹ (CD-ROM)	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí ¹
SB.21-V-D	Vila Mamãe Anã ⁹ (CD-ROM)	SC.24-Y-B	Arapiraca ¹ (CD-ROM)	SF.23-X-B-I	Mariana ¹ (CD-ROM)
SB.21-X-C	Caracol ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-B-VI	Senhor do Bonfim ²	SF.23-X-B-II	Ponte Nova ¹
SB.21-Y-B	Jacareacanga ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-C	Euclides da Cunha ³	SF.23-X-B-IV	Rio Espera ¹ (CD-ROM)
SB.21-Z-A	Vila Riozinho ⁹ (CD-ROM)	SC.24-Y-C-V	Jacobina ² (CD-ROM)	SF.23-X-C-III	Barbacena ¹ (CD-ROM)
SB.21-Z-C	Rio Novo ⁶ (CD-ROM)	SC.24-Y-D	Morro do Chapéu ¹ (CD-ROM)	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-II	Serrinha ¹ (CD-ROM)	SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹
SB.22-X-C	Serra Pelada ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-IV	Gavião ¹	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora ¹
SB.22-X-D	Marabá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-V	Mundo Novo ¹	SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio ¹
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-VI	Pintadas ¹	SF.24-V-A-III	Domingos Martins ¹
SB.22-Z-B	Xambioá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Serrinha ¹	SF.24-V-A-V	Cachoeira de Itapemirim ¹
SB.22-Z-C	Xinguara ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SW ⁶	SF.24-V-A-VI	Piúma ¹
SB.22-Z-D	Araguaina ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SE ⁶	SG.22-Z-B	Joinville ²
SB.23-V-A	Açailândia ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-II	Jeremoabo ¹	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá ¹
SB.23-V-B	Vitorino Freire ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-III	Carira ¹	SG.22-Z-D-II-1	Brusque ¹
SB.23-V-C	Imperatriz ⁴ (CD-ROM)	SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão ¹	SG.22-Z-D-V	Florianópolis ¹
SB.23-V-D	Barra do Corda ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda ¹	SG.22-Z-D-VI	Lagoa ¹
SB.23-X-A	Bacabal ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Z-A	Rosário do Oeste ²	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.23-X-B	Caxias ⁴ (CD-ROM)	SD.21-Z-C	Cuiabá ²	SH.22-X-B-IV	Criciúma ¹ (CD-ROM)
SB.23-X-C	Presidente Dutra ⁴ (CD-ROM)	SD.22-X-D	Porangatu ²	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ²
SB.24-X	Aracaju NE ⁶ (CD-ROM)	SD.22-Z-B	Uruaçu ²	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ² (CD-ROM)
SB.24-Y	Jaguaripe SW ⁹ (CD-ROM)	SD.22-Z-C	Ceres ²	SH.22-Y-C	Pedro Osório ¹ (CD-ROM)
SB.24-Z	Jaguaripe SE ⁹ (CD-ROM)	SD.22-Z-C-II	Morro Agudo ¹	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho ¹
SB.24-V-C-III	Cratêus ¹	SD.22-Z-C-VI	Goiás ¹ (CD-ROM)	SH.22-Y-B	Porto Alegre ⁷
SB.24-V-D-V	Mombaca ¹	SD.22-Z-C-VI	Itaguari ¹		
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró ²	SD.22-Z-D	Goiânia ²		
SB.24-Y-B	Iguatu ¹ (CD-ROM)	SD.22-Z-D-IV	Jaraguá ¹		
SB.24-Y-B-II	Catarina ¹	SD.22-Z-D-V	Pirenópolis ¹		
SB.24-Y-C-V	Patos ¹ (PI)	SD.23-X-B	Ibotirama ²		
SB.24-Y-C-VI	Simões ¹	SD.23-X-C-V	Coribe ¹		
SB.24-Z-B	Caicó ¹ (CD-ROM)	SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa ²		
SB.24-Z-B-II	Currais Novos ³	SD.23-Y-C	Brasília ²		
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó ³	SD.23-Y-D	Buritis ²		
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹ (1999) (CD-ROM)	SD.23-Z-D-II	Monte Azul ³		
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira ¹	SD.23-Z-D-IV	Janaúba ³		
SB.24-Z-D-I	Patos ¹ (PB)	SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas ³		
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho ¹	SD.24-V-A-I	Seabra ² (CD-ROM)		
SB.24-Z-D-IV	Monteiro ¹	SD.24-V-A-II	Utinga ¹		
SB.24-Z-D-V	Sumé ¹ (CD-ROM)	SD.24-V-A-V	Lençóis ¹		
SB.25-V-C	Natal ²	SD.24-V-C	Livramento do Brumado		
SB.25-V-C-IV	João Câmara ¹	SD.24-V-C-II	Mucugê ¹		
SB.25-Y-C-V	Limoeiro ¹	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista ²		
SC.20-V-B-V	Porto Velho ¹	SD.24-Y-B-V	Ibicaraí 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 Mau 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	Mangaguá ⁷
NA.20-Z-B-	Caracará ²	SC.24-Y-A	Mirangaba ²	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW ⁶
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 Mau 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	Itapeperica 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	Piracaia 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	Cratêus 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	SD.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 Mineralis	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

Locais de acesso: (*) DNPM: Brasília e Distrito Regional; (**) Brasília e Distritos Regionais e CPRM: Rio de Janeiro

Departamento de Apoio Técnico

Sabino Orlando C. Loguécio

Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

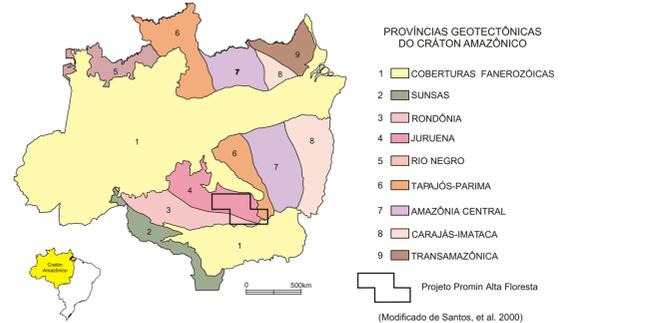
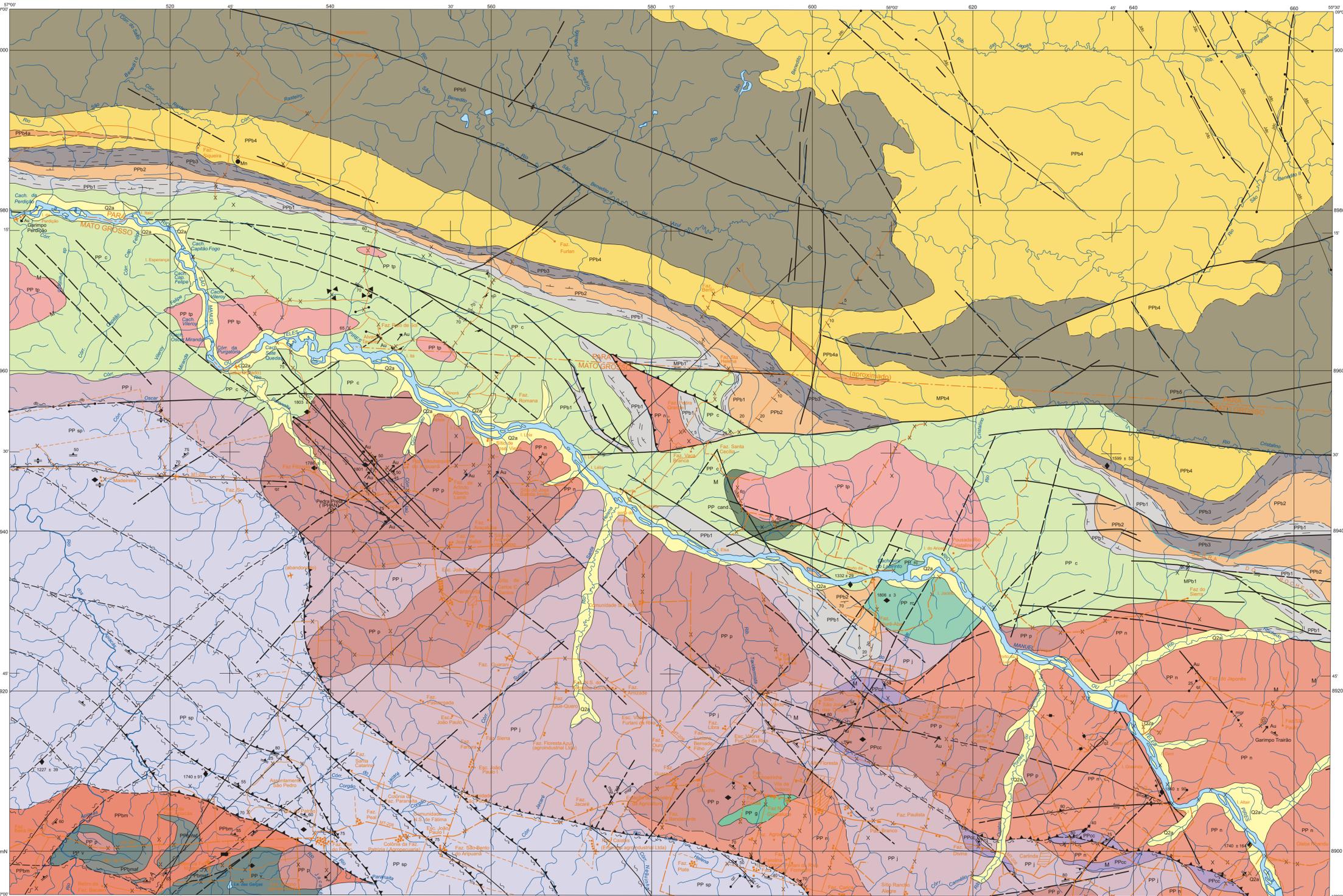
EQUIPES DE PRODUÇÃO

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

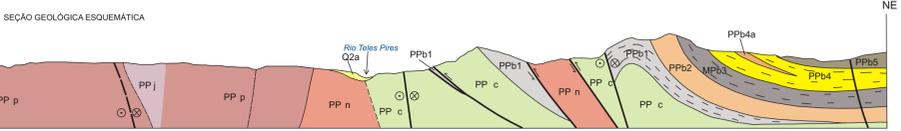
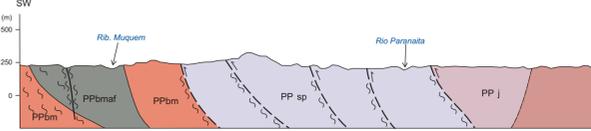
Agmar Alves Lopes	José Luiz Coelho
Andréia Amado Continentino	Laura Maria Rigoni Dias
Hélio Tomassini de Oliveira Filho	Pedro da Silva
Sérgio Artur Giaquino	



RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS / UNIDADES DAS LITOLOGIAS

PANEZÓICO MEZÓZÓICO QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES Q2a Aluvião arenoso e argiloso, localmente com níveis de cascalho	DIABÁSIO CURURU DfC Diabásio
	GRUPO BENEFICENTE PPb5 PPb4 PPb3 PPb2 PPb1	GRANITO TELES PIRES PP tp
PROTEROZÓICO PALEOPROTEROZÓICO	GRANITO SÃO PEDRO PP sp	GRANITO NHANDU PP n
	SUÍTE VITÓRIA Enderbitos e mesoquartzito diórtico	SUÍTE COLIDER PP c
	SUÍTE INTRUSIVA PP i	INTRUSIVAS BÁSICAS GUADALUPE PP g
	ALCALINAS RIO CRISTALINCO PP cr	COMPLEXO BACAERI-MOONO PP m

Contato definido	Zona de cisalhamento transcente sinistral	Foliação de fluxo cataclástico com mergulho medido	Dique vertical (migir - microgranito)
Contato aproximado	Zona de cisalhamento transcente sinistral aproximada	Foliação de fluxo cataclástico vertical	Afforamento descrito
M Contato aproximado obtido por magnetometria	Siniforme	Lineação B com cimento medido	Garimpo em atividade
Falha ou zona de cisalhamento	Foldamentos estruturais; traços de superfícies	Lineação de estratamento com cimento medido	Garimpo inativo
Falha ou zona de cisalhamento aproximada	Junta extensional vertical	Junta de cisalhamento com mergulho medido	Zona de greslen
Falha transcente sinistral	Acumadamento com mergulho indicado	Junta de cisalhamento com mergulho indicado	Sítio arqueológico
Falha transcente sinistral aproximada	Falha transcente dextral	Junta de cisalhamento vertical	Brechas magmáticas hidrotermais (ppes)
Falha contracional	Acumadamento horizontal	Paleocorrente fluvial	Ocorrência mineral
Zona de cisalhamento	Falha com mergulho indicado	Dique e veios (db - diabásio; qz - quartzo; migir - microgranito; calif - quartzo feldspático potássico)	DADOS GEOCRONOLÓGICOS
Zona de cisalhamento aproximada	Foliação com mergulho medido	Dique com mergulho medido (qz - quartzo)	Rb/Sr - idrona de afloramento (convencional)
Zona de cisalhamento contracional aproximada	Foliação milonítica com mergulho indicado	Foliação milonítica vertical	U/Pb
Zona de cisalhamento transcente compressional sinistral aproximada	Foliação milonítica com mergulho medido		Sm/Nd
Zona de cisalhamento transcente compressional dextral aproximada			Baixa geológica
			Falha transcente sinistral (seção geológica)



Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, a partir da folha SC.21-X-C Alta Floresta, escala 1:250.000, 1ª edição, 1ª impressão, DCS 1981. Digitalização do tema e atualização da base planimétrica, foram executadas pelos técnicos da SUREG/OD: Cláudio Francisco de Souza, Luiz Carlos de Melo, Pedro Ricardo Soares Bispo, Renan Balthazar Rodrigues e Valdirino Patrocínio da Silva. Esta carta foi produzida em meio digital e para publicação na Internet em junho de 2002, pela Divisão de Cartografia - DICART (Departamento de Apoio Técnico - DEPAT) (Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI). Diretor da DRI: Fernando Pereira de Carvalho. Chefe do DEPAT: Sábido O. Loguercio. Edição Cartográfica: Wilhelmin P. de F. Bernart (coord.), Maria Luiza Pouchinho Luiz-Guimarães de A. Fracalza e Regina P. de Souza Ribeiro. Coordenação da digitalização: Maria Luiza Santos Salinas do Rosário. Revisão: Carlos Alberto Copalillo e Paulo José da Costa Zilves. Revisão na DIEDIG: Antonio Lagarde.



CARTA GEOLÓGICA

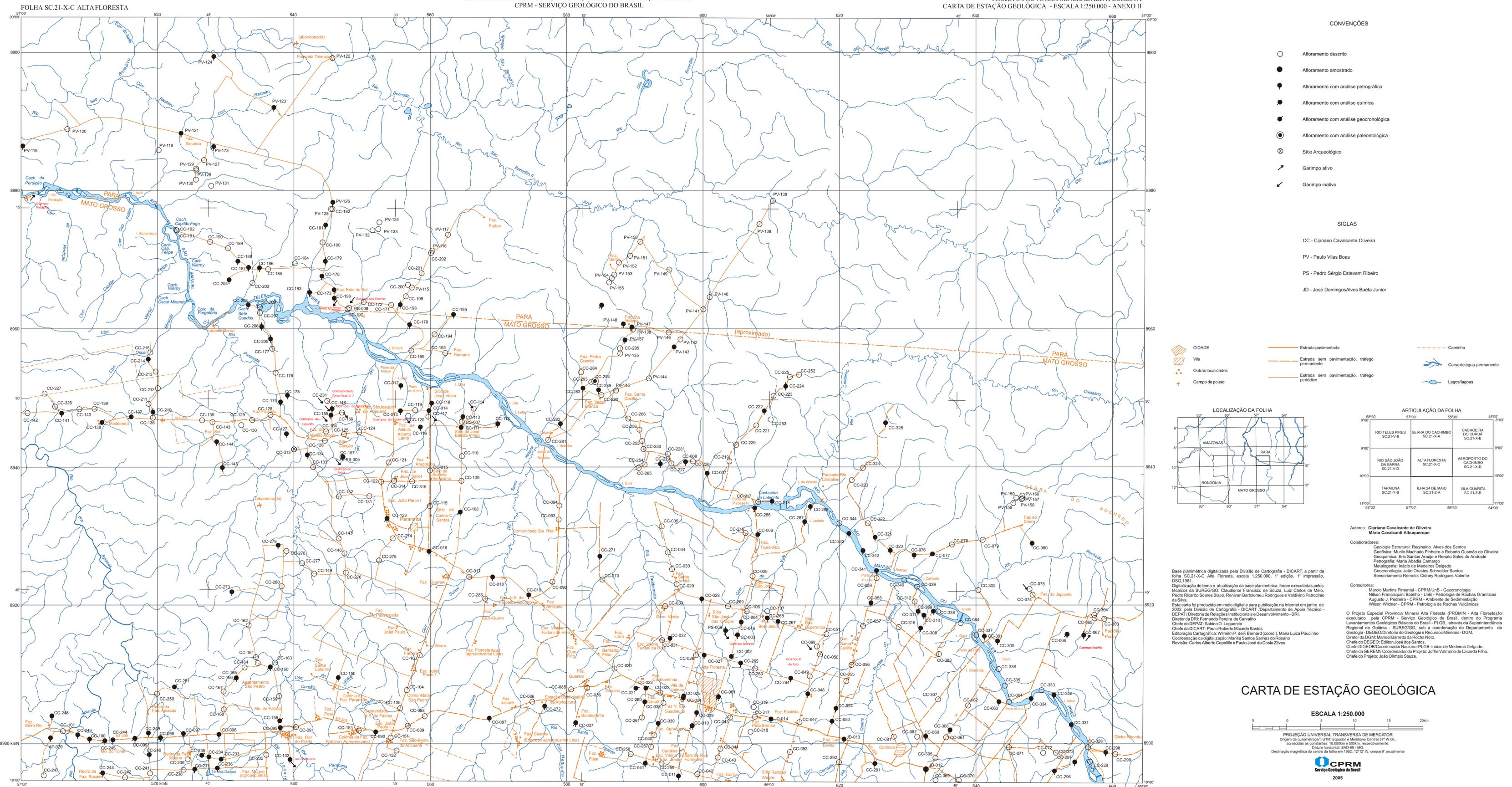


Autores: Cipriano Cavalcante de Oliveira
 Mário Cavalcanti Albuquerque

Colaboradores:
 Geologia Estrutural: Reginaldo Alves dos Santos
 Geofísica: Murilo Machado Pinheiro e Roberto Gusmano de Oliveira
 Geocronologia: Eric Santos Araújo e Renato Sales de Andrade
 Petrografia: Maria Abadía Camargo
 Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
 Geomorfologia: João Ovídio Schreiber Santos
 Sensoriamento Remoto: Cidrey Rodrigues Valente

Consultores:
 Marcos Martins Pimentel - CPRM/UB - Geocronologia
 Nilson Francisco Botelho - UNB - Petrologia de Rochas Graníticas
 Augusto J. Pedreira - CPRM - Ambiente de Sedimentação
 Wilson Wiltner - CPRM - Petrologia de 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 Goiânia - SUREG/GO, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGE/OIDiretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM. Diretor da DGM: Manoel Barreto da Rocha Neto. Chefe do DEGE: Edilson José dos Santos. Chefe do DGE/OID: Coordenador Nacional Flávia C.B. Inácio de Medeiros Delgado. Chefe do GEREM: Coordenador do Projeto: Joffre Valmorino de Lacerda Filho. Chefe do Projeto: João Olímpio Souza.



CONVENÇÕES

- Afioramento descrito
- Afioramento amostrado
- Afioramento com análise petrográfica
- Afioramento com análise química
- Afioramento com análise geocronológica
- Afioramento com análise paleontológica
- ⊗ Sítio Arqueológico
- ↗ Garimpo ativo
- ↘ Garimpo inativo

SIGLAS

- CC - Cipriano Cavalcante Oliveira
- PV - Paulo Vilas Boas
- PS - Pedro Sérgio Estevam Ribeiro
- JD - José Domingos Alves Baeta Junior

- CIDADE
- Vila
- Outras localidades
- Campo de pouso
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Caminho
- Curso de água permanente
- Lagos/lagunas



Autores: **Cipriano Cavalcante de Oliveira**
Mário Cavalcanti Albuquerque

Colaboradores:
Geologia Estrutural: Reginaldo Alves dos Santos
Geofísica: Maria Machado Pinheiro e Roberto Gusmão de Oliveira
Geoquímica: Eric Santos Araújo e Renato Sales de Andrade
Petrografia: Maria Abadia Camargo
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Geocronologia: João Orestes Schneider Santos
Sensoriamento Remoto: Sidney Rodrigues Valente

Consultores:
Márcio Martins Pimentel - CPRM/UnB - Geocronologia
Nelson Franciscoqui Botelho - UnB - Petrologia de Rochas Graníticas
Augusto J. Pedreira - CPRM - Ambiente de Sedimentação
Wilson Wildner - CPRM - Petrologia de Rochas Vulcânicas

Esta carta foi produzida em meio digital e para publicação na Internet em junho de 2002, pela Divisão de Cartografia - DICART (Departamento de Apoio Técnico DEPAT / Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI).
Diretor da DRI: Fernando Pereira de Carvalho
Chefe do DEPAT: Sabino O. Loguercio
Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos
Editoração Cartográfica: Wilhem P. de F. Bernard (coord.), Maria Luiza Pouchinho
Coordenação de digitalização: Maria Santos Salinas do Rosário
Revisão: Carlos Alberto Copello e Paulo José da Costa Zilves

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 Goiânia - SUREG/GO, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO/Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM.
Diretor da DGM: Manoel Barreto da Rocha Neto
Chefe do DEGEO: Edilson José dos Santos
Chefe da GEREM/Coordenador Nacional PLOB: Inácio de Medeiros Delgado.
Chefe da GEREM/Coordenador do Projeto: Joffre Valmeiro de Lacerda Filho.
Chefe do Projeto: João Olímpio Souza.

CARTA DE ESTAÇÃO GEOLÓGICA

ESCALA 1:250.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem do quilômetro UTM Equador e Meridiano Central 57° W G-73, acortadas as constantes: 10.000m e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: SAD-69 - MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1982: 12'12" W, cresce 9" anualmente

2005