

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

**Base de Dados** Nelson Custódio da Silva Filho

**Geofísica** Mário J. Metelo

**Geologia Estrutural** Reginaldo Alves dos Santos

**Geoquímica** Carlos Alberto C. Lins e Gilberto J. Machado

**Metalogenia/Geologia Econômica** Inácio de Medeiros Delgado

**Petrologia** Luiz Carlos da Silva

**Sedimentologia** Augusto José Pedreira

**Sensoriamento Remoto** Sidney Rodrigues Valente

Regional

Superintendência Regional de Manaus

**Supervisor de Projetos** Sandoval da Silva Pinheiro

**Petrografia** René Luzardo

**Sensoriamento Remoto** Manoel Roberto Pessoa

## CRÉDITOS DE AUTORIA

<b>Capítulo 1</b>		<b>*Subitens 3.1.7.1 e 3.1.7.2</b>	Abdorman Ferreira Santiago Sandoval da Silva Pinheiro Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitem 1.1</b>	Lêda Maria B. Fraga	<b>Subitem 3.1.7.3</b>	Márcio A. da Silva
<b>*Subitens 1.1 a 1.5</b>	Carlos Alberto Santos Hermanilton Azevedo Gomes	<b>Subitem 3.1.7.4</b>	Nelson Joaquim Reis
<b>Subitem 1.6</b>	Marcelo Esteves Almeida	<b>Subitens 3.1.8 e 3.1.9</b>	Maria de Fátima L. de Brito
<b>Capítulo 2</b>	Lêda Maria B. Fraga	<b>*Subitem 3.1.10</b>	João Henrique Larizzatti Carlos Alberto Giovannini Marcos A. S. Monteiro
<b>Capítulo 3</b>		<b>Subitem 3.1.11</b>	Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitem 3.1.1</b>	Marcelo Esteves Almeida	<b>Subitens 3.1.12.1 e 3.1.12.4</b>	Nelson Joaquim Reis
<b>Subitens 3.1.2, 3.1.2.1, 3.1.2.2</b>	Maria de Fátima L. de Brito Lêda Maria B. Fraga	<b>*Subitens 3.1.12.2 e 3</b>	Paulo Fernando Villas Boas Nelson Joaquim Reis
<b>Subitem 3.1.2.3</b>	Maria de Fátima L. de Brito	<b>*Subitem 3.1.12.4</b>	Carlos Alberto Giovannini Paulo Fernando Villas Boas
<b>Subitem 3.1.2.4</b>	Maria de Fátima L. de Brito Luis Carlos da Silva	<b>Subitem 3.1.13</b>	Nelson Joaquim Reis
<b>Subitem 3.1.2.5</b>	João Orestes S. dos Santos Lêda Maria B. Fraga	<b>*Subitens 3.1.14.1 e 3.1.14.3</b>	Carlos Alberto Giovannini
<b>Subitem 3.1.3</b>	Marcelo Esteves Almeida	<b>Subitem 3.1.14.4</b>	Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitens 3.1.4, 3.1.4.1, e 3.1.4.3</b>	Maria de Fátima L. de Brito	<b>Subitem 3.2</b>	Lêda Maria B. Fraga Renê Luzardo
<b>Subitem 3.1.4.2</b>	Maria de Fátima L. de Brito Lêda Maria B. Fraga	<b>Capítulo 4</b>	Lêda Maria B. Fraga Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitem 3.1.4.4</b>	Maria de Fátima L. de Brito Luis Carlos da Silva	<b>Capítulo 5</b>	
<b>Subitem 3.1.4.5</b>	Maria de Fátima L. de Brito Marcelo Esteves Almeida	<b>Subitens 5.2 e 5.8</b>	Marco A. Oliveira
<b>Subitens 3.1.5 a 3.1.5.3, e 3.1.5.5</b>	Marcelo Esteves Almeida	<b>Subitens 5.1, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7</b>	Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitem 3.1.5.4</b>	Marcelo Esteves Almeida	<b>Capítulo 6</b>	Marcelo Esteves Almeida
<b>Subitens 3.1.6.1 a 3.1.6.1.2; 3.1.6.1.4 e 3.1.6.1.5; e 3.1.6.2</b>	Renê Luzardo	<b>Cartas: Geológica e Previsional</b>	
<b>*Subitem 3.1.6.1.3</b>	João Henrique Larizzatti Carlos Alberto Giovannini		
<b>Subitem 3.1.6.3</b>	Lêda Maria B. Fraga Luis Carlos da Silva		

\* subitens aproveitados parcial ou totalmente a partir do relatório interno de Melo & Santos (1993)

## Folhas Concluídas

NA.20-X-B	Uraricoera <sup>2</sup>	SC.24-V-B	Salgueiro <sup>2</sup>	SE.24-Y-C	Colatina <sup>2</sup>
NA.21-V-A	Conceição do Mau <sup>2</sup>	SC.24-X-A	Floresta <sup>2</sup>	SF.21-V-B	Baía Negra <sup>2</sup>
NA.20-X-D	Boa Vista <sup>2</sup>	SC.24-X-B	Garanhuns <sup>2</sup>	SF.21-X-A	Miranda <sup>2</sup>
NA.20-Z-B	Caracará <sup>2</sup>	SC.24-X-C	Paulo Afonso <sup>2</sup>	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho <sup>7</sup>
NB.20-Z-B e		SC.24-X-D	Santana do Ipanema <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém <sup>7</sup>
NB.21-Z-A	Monte Roraima <sup>2</sup>	SC.24-Y-A	Mirangaba <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.2	Mangagua <sup>7</sup>
NB.20-Z-D	Vila Surumu <sup>2</sup>	SC.24-Z-A	Jeremoabo <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-V.4	Campinas <sup>7</sup>
NB.21-Y-C	Rio Mau <sup>2</sup>	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos <sup>7</sup>
NA.21-Z-B	Rio Citaré <sup>2</sup>	SC.24-Z-C	Tobias Barreto <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba <sup>7</sup>
NA.22-V-B	Rio Oiapoque <sup>2</sup>	SC.25-V-A	Recife <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva <sup>7</sup>
NB.22-Y-D	Cabo Orange <sup>2</sup>	SC.25-V-C	Maceió <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.1	Jundiá <sup>7</sup>
NA.22-V-D	Lourenço <sup>2</sup>	SD.20-V-B	Príncipe da Beira <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia <sup>7</sup>
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque <sup>2</sup>	SD.20-X-A	Pedras Negras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba <sup>7</sup>
NA.22-Y-B	Rio Araguari <sup>2</sup>	SD.20-X-B	Vilhena <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos <sup>7</sup>
NA.22-Y-D	Macapá <sup>2</sup>	SD.20-X-C	Ilha do Sossego <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.2	São Roque <sup>7</sup>
SA.21-X-B	Rio Maicuru <sup>2</sup>	SD.20-X-D	Pimenteiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba <sup>7</sup>
SA.24-Y-A	Parnaíba <sup>2</sup>	SD.21-Y-C	Mato Grosso <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.1	Itapeçerica da Serra <sup>7</sup>
SA.24-Y-B	Acarau <sup>2</sup>	SD.21-Y-D	Barra do Bugres <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo <sup>7</sup>
SA.24-Y-C	Granja <sup>2</sup>	SD.22-X-A	Araguaçu <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu <sup>7</sup>
SA.24-Y-D	Sobral <sup>2</sup>	SD.22-X-B	Alvorada <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande <sup>7</sup>
SA.24-Z-C	Fortaleza <sup>2</sup>	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.1	Piracaia <sup>7</sup>
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas <sup>2</sup>	SD.22-Y-D	Barra do Garças <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá <sup>7</sup>
SB.22-X-D	Marabá <sup>2</sup>	SD.22-Z-A	Mozarlândia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.3	Itaquacetuba <sup>7</sup>
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas <sup>2</sup>	SD.23-V-A	Arraias <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel <sup>7</sup>
SB.24-V-A	Piripiri <sup>2</sup>	SD.23-V-C	Campos Belos <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-II.3	Jacarei <sup>7</sup>
SB.24-V-B	Quixadá <sup>2</sup>	SD.23-X-A	Barreiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) <sup>7</sup>
SB.24-V-C	Crateús <sup>2</sup>	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes <sup>7</sup>
SB.24-V-D	Quixeramobim <sup>2</sup>	SD.23-Y-A	São João d'Aliança <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.3	Santos <sup>7</sup>
SB.24-X-A	Aracati <sup>2</sup>	SD.23-Z-A	Manga <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga <sup>7</sup>
SB.24-X-C	Morada Nova <sup>2</sup>	SD.23-Z-B	Guanambi <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis <sup>7</sup>
SB.24-Y-A	Valença do Piauí <sup>2</sup>	SD.24-V-A	Seabra <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio <sup>7</sup>
SB.24-Y-B	Iguatu <sup>2</sup>	SD.24-V-B	Itaberaba <sup>2</sup>	SF.23-V-A	Franca <sup>2</sup>
SB.24-Y-C	Picos <sup>2</sup>	SD.24-V-D	Jequié <sup>2</sup>	SF.23-V-B	Furnas <sup>2</sup>
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte <sup>2</sup>	SD.24-X-C	Jaguaribe <sup>2</sup>	SF.23-V-C	Ribeirão Preto <sup>2</sup>
SB.24-Z-A	Souza <sup>2</sup>	SD.24-X-A	Salvador <sup>2</sup>	SF.23-V-D	Varginha <sup>2</sup>
SB.24-Z-B	Caicó <sup>2</sup>	SD.24-Y-B	Ilhéus <sup>2</sup>	SF.23-X-A	Divinópolis <sup>2</sup>
SB.24-Z-D	Patos <sup>2</sup>	SD.24-Z-A	Itacaré <sup>2</sup>	SF.23-X-B	Ponte Nova <sup>2</sup>
SB.25-Y-A	Cabedelo <sup>2</sup>	SD.24-Y-C	Rio Pardo <sup>2</sup>	SF.23-X-C	Barbacena <sup>2</sup>
SB.25-Y-C	João Pessoa <sup>2</sup>	SD.24-Y-D	Itapetinga <sup>2</sup>	SF.23-X-D	Juiz de Fora <sup>2</sup>
SC.20-V-C	Abunã <sup>2</sup>	SD.24-Z-C	Canavieiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-A	Campinas <sup>2</sup>
SC.20-V-D	Ariquemes <sup>2</sup>	SE.21-V—D-V	Morraria do Insua <sup>1</sup>	SF.23-Y-B	Guaratinguetá <sup>2</sup>
SC.20-Y-B	Alto Jamari <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré <sup>1</sup>	SF.23-Y-C	São Paulo <sup>2</sup>
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-III	Amolar <sup>1</sup>	SF.23-Y-D	Santos <sup>2</sup>
SC.20-Z-A	Rondonia <sup>2</sup>	SE.23-V-A	Unai <sup>2</sup>	SG.22-X-A	Telêmaco Borba <sup>2</sup>
SC.20-Z-B	Rio Branco <sup>2</sup>	SE.23-V-C	Paracatu <sup>2</sup>	SG.22-X-B	Itararé <sup>2</sup>
SC.20-Z-C	Presidente Médici <sup>2</sup>	SE.23-V-D	João Pinheiro <sup>2</sup>	SG.22-X-C	Ponta Grossa <sup>2</sup>
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno <sup>2</sup>	SE.23-X-A	Montes Claros <sup>2</sup>	SG.22-X-D	Curitiba <sup>2</sup>
SC.21-Z-B	Vila Guarita <sup>2</sup>	SE.23-X-B	Araçuaí <sup>2</sup>	SG.23-V-C	Cananéia <sup>2</sup>
SC.22-X-D	Miracema do Norte <sup>2</sup>	SE.23-X-C	Pirapora <sup>2</sup>	SG.23-V-A	Iguaape <sup>2</sup>
SC.22-Z-B	Porto Nacional <sup>2</sup>	SE.23-X-D	Capelinha <sup>2</sup>	SG.22-Z-D	Florianópolis <sup>2</sup>
SC.22-Z-D	Gurupi <sup>2</sup>	SE.23-Y-A	Patos de Minas <sup>2</sup>	SH.21-Z-D	Bagé <sup>2</sup>
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato <sup>2</sup>	SE.23-Y-B	Três Marias <sup>2</sup>	SH.21-Z-B	São Gabriel <sup>2</sup>
SC.23-Y-C	Natividade <sup>2</sup>	SE.23-Y-C	Uberaba <sup>2</sup>	SH.22-X-B	Criciúma <sup>2</sup>
SC.23-Z-B	Xique-Xique <sup>2</sup>	SE.23-Y-D	Bom Despacho <sup>2</sup>	SH.22-Y-D	Pelotas <sup>2</sup>
SC.23-Z-D	Barra <sup>2</sup>	SE.23-Z-A	Curvelo <sup>2</sup>	SH.22-Z-C	Mostarda <sup>2</sup>
SC.24-V-A	Paulistana <sup>2</sup>	SE.24-V-C	Teófilo Otoni <sup>2</sup>	SI.22-V-A	Jaguarão <sup>2</sup>
		SE.24-Y-A	Governador Valadares <sup>2</sup>		

### 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  
 META – Ocorrências Mineralis  
 AFLO – Descrição de Afloramento  
 PETR – Análises Petrográficas

SIGEO – Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica  
 SISON – Dados de Sondagem  
 DOTE – Acervo Bibliográfico da CPRM  
 PROJ – Carteira de Projetos da CPRM

**Departamento de Apoio Técnico**

*Giuseppina Giaquinto de Araújo*

**Divisão de Cartografia**

*Paulo Roberto Macedo Bastos*

**Divisão de Editoração Geral**

*Maria da Conceição C. Jinno*

**EQUIPES DE PRODUÇÃO**

**Cartografia Digital**

Carlos Alberto da Silva Copolillo	José Pacheco Rabelo
Carlos Alberto Ramos	Julimar de Araújo
Elaine de Souza Cerdeira	Leila Maria Rosa de Alcantara
Elcio Rosa de Lima	Luiz Guilherme Araújo Frazão
Hélio Tomassini de O. Filho	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
Ivanilde Muniz Caetano	Marília Santos Salinas do Rosário
João Bosco de Azevedo	Paulo José da Costa Zilves
João Carlos de Souza Albuquerque	Risonaldo Pereira da Silva
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Samuel dos Santos Carvalho
José Barbosa de Souza	Sueli Mendes Sathler
José Carlos Ferreira da Silva	Valter Alvarenga Barradas
José de Arimathéia dos Santos	Wilhelm Petter de Freire Bernard

**Editoração**

Antonio Lagarde	Marília Asfura Turano
Edalair Rizzo	Pedro da Silva
Jean Pierre Souza Cruz	Sandro José Castro
José Luiz Coelho	Sergio Artur Giaquinto
Laura Maria Rigoni Dias	

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

<i>Ministro de Estado</i>	Rodolpho Tourinho Neto
<i>Secretário Executivo</i>	Helio Vitor Ramos Filho
<i>Secretário de Minas e Metalurgia</i>	Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM  
Serviço Geológico do Brasil

<i>Diretor-Presidente</i>	Umberto Raimundo Costa
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	Thales de Queiroz Sampaio
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Luiz Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo Antonio Carneiro Dias
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Sabino Orlando C. Loguércio

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Xafi da Silva Jorge João
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Osvaldo Castanheira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Mário de Carvalho
<i>Superintendente de Manaus</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Cladis Antonio Presotto
<i>Superintendente de Recife</i>	Marcelo Soares Bezerra
<i>Superintendente de Salvador</i>	José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Clodionor Carvalho de Araújo
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Rommel da Silva Sousa

# RESUMO

---

O Projeto Serra Imeri é integra o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência Regional de Manaus. Foi realizado o mapeamento geológico sistemático das folhas NA.20-Y-A, NA.20-Y-B, NA.20-Y-C, NA.20-Y-D, SA.20-V-A e SA.20-V-B, integradas na escala 1:500.000, situadas na porção nor-noroeste do Estado do Amazonas. O principal objetivo deste projeto é fornecer uma visão geral do arcabouço geológico e estrutural da área, além de apresentar um estudo sobre seus recursos minerais, indicando áreas potencialmente favoráveis em termos metalogenéticos, visando a execução de futuros trabalhos de detalhe ou semidetalhe. A cartografia geológica apontou a existência de 16 unidades litoestratigráficas e litodêmicas, com idades que variam desde o final do Paleoproterozóico até o recente: Complexo Cauaburi; suítes intrusivas Reilau, Marauíá e Marié-Mirim; formações Aracá, Daraá e Serra da Neblina; suítes intrusivas Tapuruquara e Surucucus; Granito Jauari; Diabásio Uaraná; Formação Içá; Campos de Dunas; Coberturas Detríticas e Lateríticas; Depósitos Coluvionares e Eluvionares, e Depósitos Aluvionares Recentes e Sub-Recentes. O Complexo Cauaburi corresponde ao embasamento regional. Possui idade em torno de 1,8Ga; e é caracterizado por uma associação de granitóides, metagranitóides e ortognaisses na fácies anfíbolito com composição similar (monzogranítica a granodiorítica, localmente tonalítica), além de escassos leucogranitos finos, anfíbolitos, metassedimentos, migmatitos e actinolita-tremolita xisto. Este

embasamento é cortado por uma série de intrusões representadas pelas suítes intrusivas Reilau (leucogranitos tipo-S: 1,8-1,5Ga), Marauíá (granitos tipo-A, metaluminosos a peraluminosos: 1,6-1,5Ga) e Marié-Mirim (granitos tipo-A, peralcalinos: 1,5Ga). Coberturas sedimentares proterozóicas denominadas de formações Serra da Neblina, Daraá e Aracá, recobrem discordantemente as rochas do Complexo Cauaburi. Alguns granitóides tardios (Suíte Intrusiva Surucucus e Granito Jauari: 1,5-1,4Ga?) podem eventualmente intrudir estas coberturas (Formação Aracá). O magmatismo básico na área do projeto está representado pela Suíte Intrusiva Tapuruquara (intrusões máficas-ultramáficas circulares: 1,7-1,5Ga?) e pelos diques de diabásio Uaraná (0,24-0,12Ga). O Cenozóico é constituído pelas coberturas detríticas ou lateríticas (Terciário) e principalmente pelas coberturas sedimentares da Formação Içá (Pleistoceno Superior) e depósitos holocênicos aluvionares (inconsolidados a semiconsolidados), coluvionares e eluvionares. Os principais *trends* estruturais identificados correspondem a foliações de orientação NE-SW (predominante) e NW-SE (subordinada e local), podendo variar de dúctil, passando pela transição rúptil-dúctil, até cataclástica. Estas estruturas, muitas vezes identificadas através das imagens de radar, apresentam expressão regional, seccionando as principais unidades litoestratigráficas do final do Paleoproterozóico. A região enfocada corresponde a um terreno marcado possivelmente pela formação de um arco magmático (magmatismo calcioalcalino juvenil) ao redor de 1,8Ga

(limite Statheriano-Calimiano), que em ambiente colisional (processo progressivo de espessamento crustal) produziu ainda volumes consideráveis de granitóides tipo-S (1,8-1,5Ga?). A atuação de regimes extensionais, em torno de 1,6-1,4Ga, permitiu a instalação de bacias sedimentares e a intrusão de diversos granitóides pós-colisionais (?) a anorogênicos (tipo-A e calcioalcalino de alto-K), além de intrusões máficas-ultramáficas. Reativação tectônica em torno de 1,3-1,1Ga (Evento K'Mudku) afetou boa parte destes litótipos. Durante o Mesozóico, diques máficos (quartzo toleitos) seccionam todo este conjunto. No Cenozóico, possivelmente relacionado o soerguimento da cadeia andina, ocorreu a deposição das formações Solimões e Içá. Através dos resultados geoquímicos (sedimento ativo

de corrente), mineralógicos (concentrado de basteia) e petrológicos (litoquímicos) foi possível identificar diversos metalotectos e algumas áreas potencialmente importantes do ponto de vista metalogenético. As principais delas são representadas por áreas com ocorrências de ouro-diamante (Formação Serra da Neblina) e indícios de ouro-cobre (Formação Daraá), ouro (Formação Araçá), estanho-nióbio-terras-raras (granitóides tipo-A: Marauíá, Marié-Mirim e Surucucus), estanho-nióbio-tungstênio (granitóides tipo-S, Reilau) e cromo-níquel-cobre-cobalto-platinóides (intrusões máficas-ultramáficas Tapuruquara). Áreas potenciais para minerais industriais foram detectadas, especialmente nos domínios das coberturas sedimentares quaternárias.

# ABSTRACT

---

This report which was carried out by Geological Survey of Brazil (CPRM) through Basic Geological Surveying Program (PLGB). The geological mapping was realized in Serra Imeri region (SA.20-V-A) in northwestern of Amazon Craton (State of Amazonas). The objective is showing the principal lithostratigraphic units, structural framework, mineral resources and geological evolution scheme simplified in 1:500.000 scale. The methodology included bibliography revision and acquisition, processing, interpretation and integration of field, petrography, chemical, geochronological, geophysical and remote sensing data. Sixteen lithostratigraphic or lithodemic units are mapped. The Cauaburi Complex represents the final Paleoproterozoic age. Reilau, Marauíá, Marié-Mirim, Surucucus and Tapuruquara Intrusive Suites; Aracá, Daraá and Serra da Neblina Formations and Jauari Granite compose the Mesoproterozoic units. Also are mapped Mesozoic mafic dykes (Uaraná Dolerite), large Tertiary (Içá Formation) and Quaternary (alluvial, colluvial and elluvial deposits) sedimentary covers, including dune fields, and locally lateritic profiles. The Cauaburi Complex is formed by granitoids, metagranitoids and amphibolite facies orthogneiss with similar compositions (monzogranite to granodioritic, locally tonalitic) and calc-alkaline affinities, and minor fine-grained leucogranites, meta-sedimentary rocks, amphibolites, rarely migmatites and actinolite-tremolite schist. The intrusive suite Reilau is represented by

rally bearing-garnet (S-type granites). The intrusive suites Marauíá and Marié-Mirim are composed by metaluminous to peraluminous and peralkaline A-type granites, respectively. Quartz arenites, conglomeratic quartz arenite and conglomerates, showing cataclastic deformation, locally with protomylonite and mylonite types characterize Serra da Neblina Formation. Daraá Formation shows quartz arenite and subarkoses, locally deformed. Aracá Formation is composed by quartzites predominantly, interbedded with moscovite-bearing schists, metaconglomerates orthoquartzitics and minor kyanite-sillimanite-biotite schist. The Aracá Formation is intruded generally by granitoids of Surucucus Intrusive Suite (A-type granites, alaskites and greisen) and Jauari Granite (high-K calc-alkaline monzogranites to syenogranites, with well-rounded shape intrusion). Discordantly, the Içá Formation (Upper Pleistocene) and alluvial (minor elluvial and colluvial) sedimentary Holocene deposits, recovers the older rocks (late Paleoproterozoic to Mesoproterozoic). Two main structural features are observed in the Serra Imeri area: 1) foliation with NE-SW trend (mostly in the Curupira Mountains) and 2) predominantly foliation with NW-SE trend (ductile to brittle styles). Probably in Paleoproterozoic (around 1.8Ga, Statherian-Calimian transition) this area was initially affected by juvenile crust generation event (arc-related magmatism). After this event, marked by subsequent collision and crustal thickening, the S-type granites are generated. Several anorogenic to post-orogenic intrusions (often A-type granites and subordinate layered



mafic-ultramafic rocks) and sedimentary basins are developed in extensional setting (around 1.6Ga to 1.4Ga). Structural reworking was affected all these rocks around 1.3Ga to 1.1Ga (K-Mudku event). Several metallogenetic potential areas (in alluvial sediments) are identifying in Serra Imeri region: gold-diamond-cooper (Mesoproterozoic se-

dimentary and meta-sedimentary rocks); tin-niobium-REE (A-type granitoids), tin-niobium-wolfram (S-type granitoids) and chrome-nickel-cooper-cobalt-PGE (layered mafic-ultramafic rocks). Also potential areas for industrial minerals are detected in Quaternary sedimentary cover domains.

# 1

---

## INTRODUÇÃO

### 1.1 Considerações Iniciais

A Amazônia Ocidental constitui uma das áreas menos conhecidas do Brasil, e permanece, às portas do segundo milênio, como um grande desafio. Neste contexto, o Projeto Serra Imeri, proposto através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos desenvolvido pela CPRM, enfoca uma área de aproximadamente 88.000km<sup>2</sup> na porção norte do Estado do Amazonas, e teve como objetivo a cartografia e, caracterização das unidades litoestratigráficas regionais, bem como, das feições estruturais e potenciais metalogenéticos.

A região enfocada abriga extensa floresta equatorial, e possui acesso extremamente difícil, fatores que justificam a escala regional 1:500.000, adotada neste levantamento, e impõem sérias limitações ao trabalho de mapeamento geológico. Além da dificuldade natural de acesso à área mapeada, cerca de um terço da mesma não foi visitada. Neste mesmo percentual está incluída a Reserva indígena Ianomâmi, de ampla distribuição territorial (bordejando a fronteira com a Venezuela) que, por questões de ordem legal, tornou-se inacessível às equipes de mapeamento geológico.

As observações foram possíveis apenas ao longo das drenagens e de picadas abertas na mata, tendo sido vital o esforço de integrar, através da utilização de imagens de radar e de mapas aerogeofí-

sicos, as áreas não visitadas. Dessa forma, apesar do significativo avanço alcançado no entendimento da geologia regional, grandes incertezas permanecem.

O Projeto Serra Imeri teve seu início autorizado no dia primeiro de maio de 1991, e incluiu duas fases. A primeira fase envolveu o planejamento, a execução de etapas de campo, a aquisição e interpretação de dados petrográficos e litoquímicos e estudos de imagens de radar e mapas geofísicos, tendo resultado em um relatório interno, organizado por Carlos Alberto Santos e Abraão Fernando F. Melo, referenciado como Santos & Melo (1993). Em uma segunda fase foram realizadas a revisão e a reavaliação do acervo de dados originais. Estes foram integrados a novas informações petrográficas e geocronológicas, sendo o conjunto reinterpretado de acordo com as orientações técnicas da Divisão de Geologia Básica (DIGEOB) da CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Esta segunda fase do Projeto Serra Imeri culminou com a elaboração da presente nota explicativa, sendo descrita no item 1.6 a metodologia utilizada. Santos & Melo (1993) relataram todo o histórico da primeira fase do projeto e a metodologia aplicada naquele período. Alguns textos de capítulos, aproveitados de Santos & Melo (1993), total ou parcialmente, encontram-se discriminados na lista de créditos de autoria.

## 1.2 Localização e Acesso

Projeto Serra Imeri abrange uma área no setor norte do Estado do Amazonas, incluída nos municípios de Barcelos e Santa Isabel do Rio Negro (figura 1.1). Essa superfície corresponde a seis folhas de 01 00' x 01 30' do padrão cartográfico internacional, sendo três folhas inteiras e três folhas fracionadas.

A área limita-se ao norte pela fronteira com a Venezuela, pelos meridianos 66 00' W Gr e 63 00' W Gr e pelos paralelos 02 00' N e 0 100' S. A sede do município de Santa Isabel do Rio Negro encontra-se dentro da área do projeto, enquanto a sede do município de Barcelos situa-se poucos quilômetros a leste do meridiano 63 00' W Gr e constitui o segundo pólo de apoio aos trabalhos de campo.

O acesso à área, partindo-se de Manaus, é feito tanto por via fluvial como por via aérea. Por via fluvial a área é acessível através do rio Negro, utilizando-se embarcações de médio porte, atingindo-se as cidades de Barcelos (496km), Santa Isabel do Rio Negro (781km) e São Gabriel da Cachoeira (1.100km). O acesso aéreo é realizado através de vôos a São Gabriel da Cachoeira, Santa Isabel do Rio Negro e Barcelos.

Na área do projeto, os afluentes do rio Negro, à exceção das épocas de grande estiagem, apresentam excelentes condições de navegabilidade para embarcações de pequeno porte, apesar da existência de cachoeiras nos afluentes da margem esquerda.

## 1.3 Aspectos Socioeconômicos

A região tem suas maiores concentrações populacionais nas localidades de Barcelos e Santa Isabel do Rio Negro, e é caracterizada por apresentar uma baixíssima densidade demográfica. O núcleo mais importante é o município de Santa Isabel do Rio Negro, que apresenta uma população de descendentes de segunda geração indígena que representam, em sua quase totalidade, a base da pirâmide social da área. Nas zonas mais interiorizadas se distribuem os índios propriamente ditos, representados pelos barés, tucanos e ianomâms.

A principal atividade econômica da região é a agricultura, estando em segundo lugar o extrativismo de piaçava, borracha, castanha, cipó titica e jauari (para palmito). A pesca de subsistência é amplamente utilizada pelos habitantes da região.

Exceção feita aos municípios de Santa Isabel do Rio Negro e Barcelos, as demais vilas compreendem pequenos povoados às margens do rio Negro

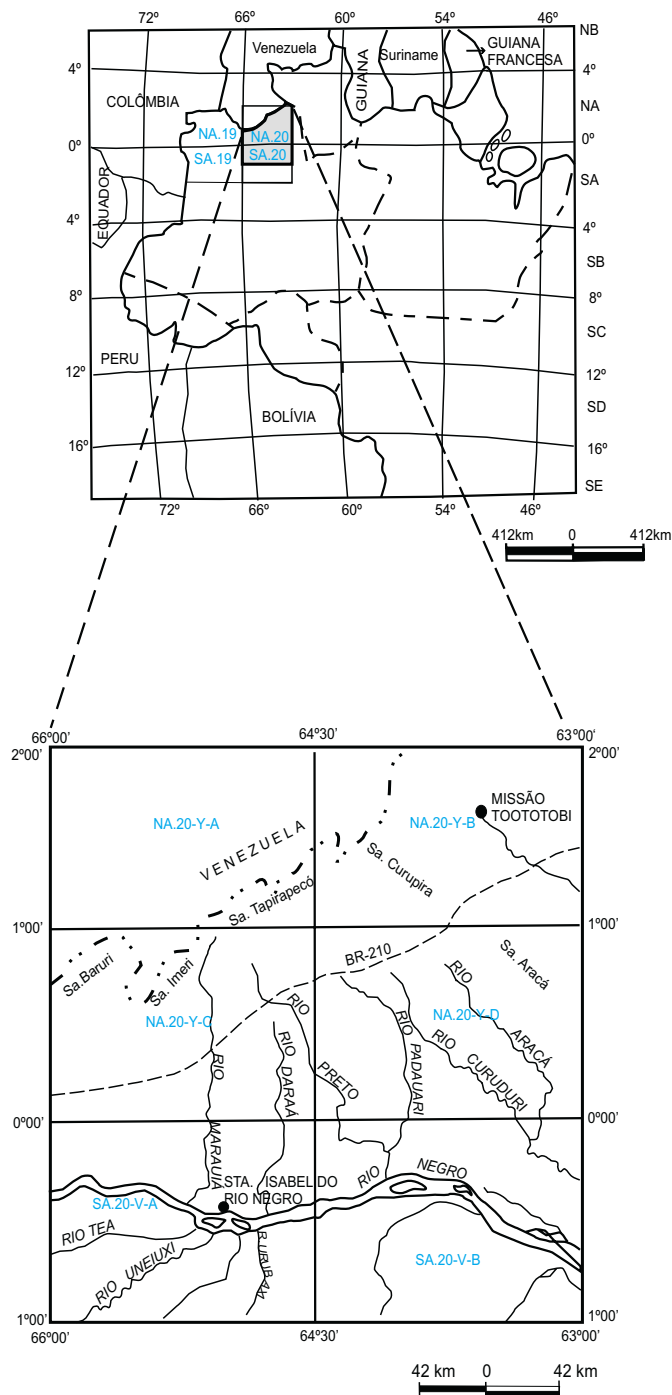


Figura 1.1 – Articulação das folhas na região norte do Estado do Amazonas e localização da área do Projeto Serra Imeri.

e afluentes, cuja população é predominantemente de origem baré e detém pequena instrução escolar, embora existam escolas primárias nestes povoados.

#### 1.4 Clima, Vegetação e Hidrografia

Segundo a classificação de Köppen (1944), na região deste projeto o clima é do tipo A (tropical úmido) com a temperatura média do mês mais frio nunca inferior a 18 C.

A vegetação da região é variada e complexa, apresentando-se dividida em sub-regiões, denominadas de Campinarana, Floresta Tropical Densa, Floresta Tropical Aberta, Refúgios Ecológicos e áreas de Tensão Ecológica, guardando cada uma delas suas características peculiares. A Campinarana ocorre de modo irregular sobre superfícies arenosas suavemente onduladas do Cenozóico, e em alguns locais arrasados do embasamento granítico-gnáissico, capeados por fina cobertura arenosa que resulta da lixiviação intensa provocada pelas chuvas. A Floresta Tropical Densa corresponde a um adensamento heterogêneo de árvores ocorrendo em planícies aluvionares periodicamente inundadas e em região de montanhas e submontanhas, dominantes na parte norte (Folha NA.20-Y), enquanto a Floresta Tropical Aberta é integrada por árvores espaçadas, palmáceas, que se adensam nos vales e partes planas. Refúgios Ecológicos se caracterizam pela localização em partes elevadas de serranias, apresentando vegetação complexa, em virtude da altitude e da influência litológica. As áreas de Tensão Ecológica se relacionam a agrupamentos de florestas densas e abertas que são entremeados com a vegetação do tipo campinarana.

A bacia hidrográfica do médio rio Negro abrange quase toda a área do projeto e se caracteriza por apresentar grandes cursos d'água, dentre os quais se destacam os rios: Negro, Cauaburi, Marauíá, Daraá, Preto, Paduari e Aracá, pela margem esquerda; Uneixi, Cuiuni e Unini, pela margem direita.

O escoamento do rio Negro apresenta uma direção geral W-E. Os afluentes da margem esquerda do rio Negro apresentam-se normalmente com direção NW-SE, enquanto os da margem direita a direção dominante SW-NE. No caso da margem esquerda, a drenagem se adapta às direções estruturais dominantes nos estratos geológicos, enquanto que os afluentes da margem direita apresentam-se meandriformes e pouco controlados.

#### 1.5 Geomorfologia

Embora existam trabalhos desenvolvidos por Franco *et al.* (1975), Nascimento & Prates (1976) e Franco & Moreira (1977), através do Projeto RADAMBRASIL, os mesmos são bastante genéricos e usam uma divisão de unidades geomorfológicas nem sempre apropriada à área deste projeto. Os trabalhos de campo do Projeto Serra Imeri não visaram a um estudo geomorfológico, porém, pelas observações efetuadas foi possível dividir a área em quatro grandes unidades geomorfológicas (figura 1.2), a saber: Planície Sedimentar do Amazonas, Paleopediplano Rio Negro, Cadeia de Montanhas Imeri/Curupira, e Mesetas Sedimentares.

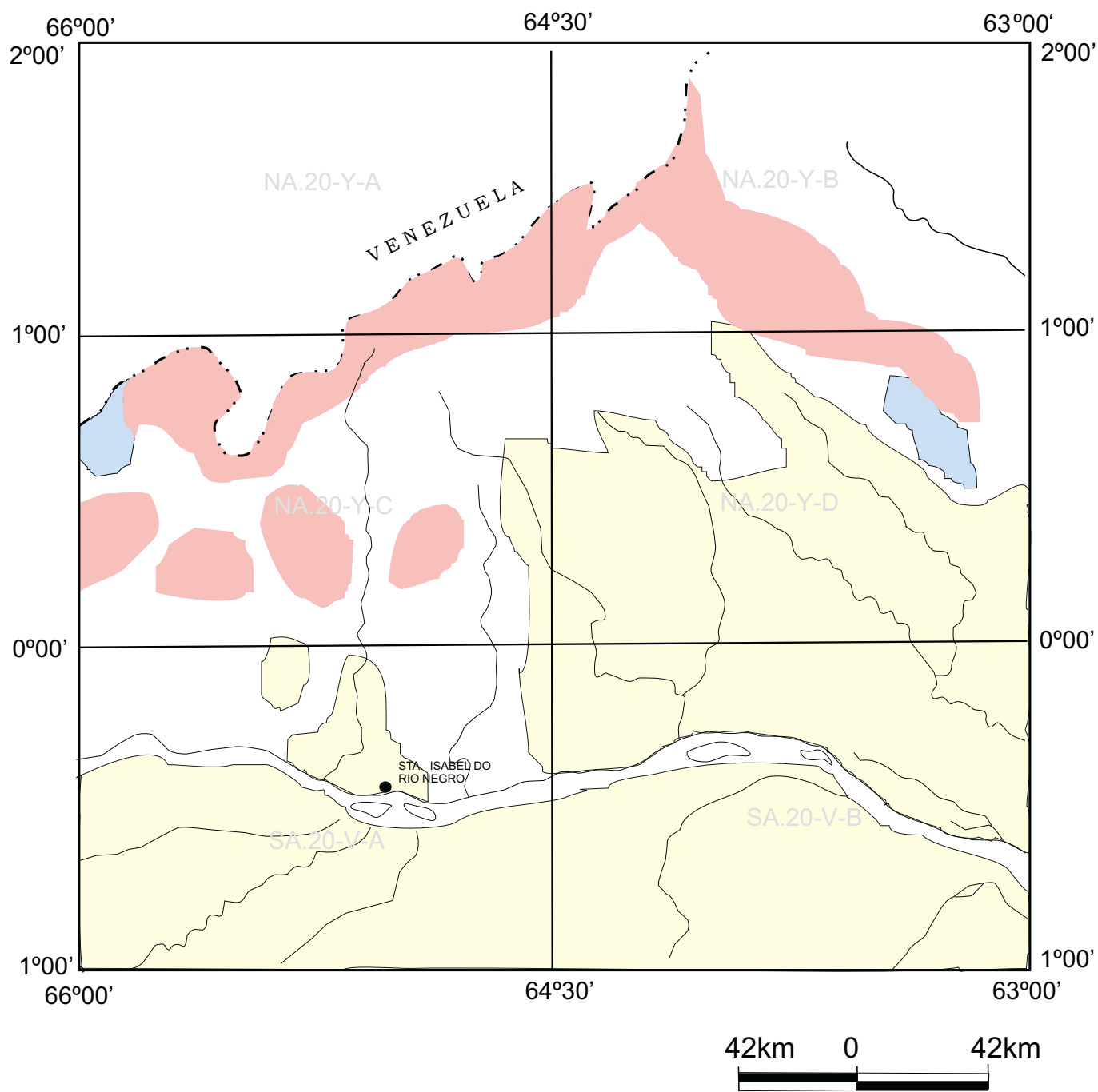
##### 1.5.1 Planície Sedimentar do Amazonas

Esta unidade geomorfológica engloba a porção sul e corresponde, em parte, às bacias dos afluentes do rio Negro pela margem direita (figura 1.2). Apresenta extensas superfícies aplainadas e representadas pelos interflúvios tabulares das áreas inundáveis.

As áreas inundáveis típicas desta unidade geomorfológica são inseridas, parcialmente, nos terrenos de ocorrência dos sedimentos da Formação Içá. Caracterizam-se principalmente por períodos de inundação que podem chegar a ser permanentes, e por material arenoso não consolidado. Os solos predominantes são os podzólicos vermelho-amarelo e a laterita hidromórfica. Nesta unidade verificam-se também áreas de acumulação por vezes inundáveis e que ocorrem em posição interfluvial. O relevo apresenta-se com suaves ondulações e com altimetria em torno de 60m.

##### 1.5.2 Paleopediplano Rio Negro

Esta unidade ocorre nas porções central e centro-leste (figura 1.2). Geomorfologicamente compreende uma área ondulada e inclinada em relação à calha do rio Negro, com restritas áreas de relevos residuais de rochas granitóides. Isto indica a existência de paleopedimentos e portanto evidencia que esta área foi submetida a um clima árido/semi-árido, antes da deposição dos sedimentos da Formação Içá. O Paleopediplano Rio Negro pode ser subdividido em duas porções: uma superfície mais aplainada, onde a drenagem originou interflúvios tabulares; e uma área mais elevada, com relevo mais ondulado e presença de algumas colinas residuais.







- LEGENDA**
- |   |                                    |   |                          |
|---|------------------------------------|---|--------------------------|
|  | Cadeia de Montanhas Imeri-Curupira |  | Mesetas Sedimentares     |
|  | Planície Sedimentar do Amazonas    |  | Paleopediplano Rio Negro |

Figura 1.2 – Mapa simplificado das unidades geomorfológicas da área do Projeto Serra Imeri.

### 1.5.3 Cadeia de Montanhas Imeri/Curupira

Trata-se de toda a região montanhosa correspondente à porção norte da área do projeto, compreendendo predominantemente a região da Reserva Lanomâmi e o interflúvio dos rios Amazonas e Orinoco, bem como a região fronteiriça do Brasil com a Venezuela (figura 1.2). Esta região montanhosa apresenta direção geral NE-SW e altitudes que variam entre 600m e 1.500m. A serra da Curupira, que situa-se no nordeste da Folha NA.20-Y, entre os rios Aracá e Demini, estende-se na direção NW-SE e constitui uma faixa com largura média de 30km, com notável destaque topográfico e contendo as cabeceiras dos rios Paduari e Aracá, que drenam a área trabalhada.

### 1.5.4 Mesetas Sedimentares

Esta unidade perfaz cerca de 2% da área mapeada, abrangendo apenas dois blocos residuais isolados que apresentam topos de forma tabular e com destaque topográfico. O primeiro bloco situa-se na parte noroeste da Folha NA.20-Y-C e constitui a serra da Neblina, enquanto o outro situa-se a nordeste da Folha NA.20-Y-D e constitui a serra Aracá (figura 1.2).

A serra da Neblina encontra-se na região fronteiriça com a Venezuela e constitui a unidade de relevo topográfico mais elevado da área do projeto. Na serra da Neblina, esculpida nas rochas sedimentares da Formação Serra da Neblina, encontra-se o Pico da Neblina que é o local de máxima altitude no país (3.014m). A meseta que constitui a serra Aracá, localizada entre os rios Aracá no sudoeste e Demini ao norte, constitui um destaque topográfico bem individualizado no leste da Folha NA.20-Y, sendo constituída predominantemente por quartzitos e com menor participação de xistos e metaconglomerados.

## 1.6 Metodologia

A execução deste relatório teve sua abordagem baseada nos seguintes parâmetros metodológicos: 1) recuperação e reinterpretação de dados petrológicos (campo, petrografia, litoquímica) e

geoquímico-metalogenéticos (sedimento ativo de corrente, concentrado de bateia, ocorrências minerais); 2) elaboração de mapas geológico e metalogenético-previsional; e 3) confecção do relatório propriamente dito (redação do texto e edição).

O passo inicial foi dado no sentido da recuperação do acervo geológico, obtido durante a primeira fase do Projeto Serra Imeri (Santos & Melo, 1993). Neste acervo constam as amostras de rocha, lâminas delgadas e a documentação básica, incluindo mapa de pontos, fichas de descrição de afloramento, boletins de análise química e imagens de radar na escala 1:250.000. Nesta etapa também foram consultadas as bibliografias básicas e atualizadas disponíveis.

Posteriormente, o acervo de rochas existente foi submetido a uma revisão petrográfica, macro e microscópica, sempre acompanhada da descrição dos respectivos afloramentos (base AFLO). Também foram confeccionadas e descritas novas lâminas delgadas a partir de uma seleção prévia. Simultaneamente, e com base nas análises disponíveis (tabela 1.1), efetuou-se a caracterização química dos diversos agrupamentos litológicos identificados pela petrografia. Após esta reinterpretação petrográfica e química, foi possível subdividir as principais unidades litoestratigráficas da área.

Na fase da cartografia geológica, inicialmente foram definidos os grandes lineamentos estruturais da região, a partir da análise das imagens semicontroladas de radar na escala 1:250.000. Foram ainda confeccionados novos mapas aerogeofísicos (Cláudio C. Reis – CPRM/DIGEOF/ERJ), também na escala 1: 250.000 (contagem total, canal do tório e sinal analítico), cuja interpretação em conjunto com as imagens semicontroladas de radar e apoiada na combinação das características de campo, petrológicas e estruturais das diferentes unidades litoestratigráficas, permitiu a cartografia na escala 1:500.000, e a elaboração do mapa geológico anexo ao presente relatório. O mapa metalogenético-previsional foi elaborado segundo o atual panorama geológico, levando em consideração os dados químicos de sedimento ativo de corrente, concentrados de bateia (mineralógico semi-quantitativo) e de rocha, além de descrição de ocorrências minerais (base META), tornando possível a definição de algumas áreas potencialmente favoráveis à exploração mineral.

*Tabela 1.1 – Relação das amostras de rocha analisadas, laboratórios utilizados, elementos analisados e métodos analíticos empregados. Obs.: com exceção das amostras EP-185, 186, 187 e 189 (Projeto Alto Rio Negro - Melo & Villas Boas, 1993) e FB-35, 42, 45 e 53 (Projeto Serra Aracá - Borges, 1987a), todas as demais são referentes ao Projeto Serra Imeri.*

LAMIN (Laboratório de Análises Minerais da CPRM)
<p>Elementos maiores (fluorescência de raios-X) AS-11A, 12, 17B, 31,32, 38B, 40A, 41, 42, 53, 67; CG-10, 19; CS-45, 54, 59, 60, 94, 97; FB-42, 45; JH-20, 21, 25, 30; PV-37, 38.</p> <p>Elementos-traço: Sr, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V (absorção atômica – AA); F (Eletron íon específico – EIE) AS-9, 12, 17B, 18B, 57, 61, 67; JH-38A.</p> <p>Elementos-traço: Sr, Ba, Ni, Cr, Sn (absorção atômica – AA); F (Eletron íon específico – EIE) AS-11A, 46; CG-8, 9, 10, 11; CS-20, 34A, 38, 45, 54, 59, 60, 94, 97, 105.</p> <p>Elementos-traço: Sr, Ba, Ni, Cr, V, Sn (absorção atômica – AA); F (Eletron íon específico – EIE) AS-31, 32, 38B, 40A, 41, 53; CG-19, 33; CS-96; FB-35, 42, 45, 53; JH- 20, 21, 25, 29B, 30; PV-37, 38, 44B, 48A, 91, 127.</p> <p>Elementos-traço e maiores: Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn, Zr (Espectrografia ótica de emissão) AS-20, 21; CG-2; HG-35</p> <p>Elementos maiores e traço: Ba, Rb, Zr, Y, Be, La (Espectrografia ótica de emissão) EP-185, 186.</p> <p>Elementos maiores e traço: Sr, Ba, Rb, Zr, Y, Be, La (Espectrografia ótica de emissão) EP-187, 189.</p>
GEOLAB (Laboratório de Análises da GEOSOL)
<p>Elementos maiores AS-9, 18B, 46, 57, 61; CG-8, 9, 11, 33; CS-20, 34A, 38, 96, 105; FB-35, 53; JH-29B, 38 A; PV-44B, 48A, 91, 127A.</p> <p>Elementos-traço: Sr, Ba, Rb, Zr, Y, Nb, Cr, Ni, V, Ta, U, Th, Sn, F AS- 31, 32, 38B, 40A, 41, 50A, 51; CG-19, 22B, 33; CS-96, 102, 104; FB-35, 42, 45, 53; PV-53.</p> <p>Elementos-traço: Sr, Ba, Rb, Zr, Y, Nb, Cr, Ni, V, Ta, U, Th, Sn, F, Cu, Pb, Zn, Co AS-9, 67.</p> <p>Elementos terras-raras (Espectrometria Induzida por Plasma – ICP) AS-9, 31, 32, 38B, 40A, 41, 50A, 51, 67; CG- 19, 22B, 33; CS- 96, 102, 104; FB-35, 42, 45, 53; PV-53.</p>

# 2

---

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área do Projeto Serra Imeri insere-se na porção noroeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), norte da Plataforma Sul-Americana (figura 2.1), ocupando o segmento sudoeste do Cinturão Guiana Central (CGC), no Escudo das Guianas (figura 2.2).

O escudo exhibe em suas porções centro-norte e nordeste um arcabouço mais antigo, definido por terrenos tipo granito-*greenstone* (com extensas exposições de seqüências metavulcano-sedimentares) e cinturões ou faixas caracterizadas pela presença de rochas granulíticas. Idades do Paleoproterozóico são características (Gibbs & Olszewski, 1982; Gruau *et al.*, 1985; Priem *et al.*, 1978; Teixeira *et al.*, 1985; Gaudette *et al.*, 1996), com alguns registros arqueanos, preservados nos cinturões de alto grau metamórfico (Montgomery & Hurley, 1978; Lima *et al.*, 1982; Lafon *et al.*, 1998). Este arcabouço mais antigo contrasta fortemente com aquele observado no setor sudoeste do escudo, onde está inserida a área do Projeto Serra Imeri (figuras 1.1 e 2.2). A arquitetura do setor sudoeste é dominada por granitóides, gnaisses e migmatitos (pobrememente investigados) com registros de idades paleo- a mesoproterozóicas no intervalo entre 1,86Ga e 1,45Ga (Tassinari, 1991 e 1996; Barrios, 1983; Gaudette & Olszewski, 1985a e b;

Kroonenberg, 1985). Os setores centro-norte/nordeste e sudoeste foram palco de atividades ígneas com idades e naturezas distintas e guardam importantes testemunhos sedimentares.

O Cinturão Guiana Central constitui uma importante feição geotectônica do Escudo das Guianas, que se estende na direção NE-SW desde o Suriname, atravessando no Brasil os estados de Roraima e do Amazonas. Envolve segmentos com litologias e idades distintas, sendo, a área do Projeto Serra Imeri, sua porção menos conhecida.

### 2.1 Análise do Conhecimento Geológico Anterior

Em função dos raríssimos trabalhos de mapeamento geológico executados na vasta região que abrange as porções norte e noroeste do Amazonas, o nível de conhecimento ainda é precário. A partir dos trabalhos pioneiros de Glycon de Paiva na década de vinte (Paiva, 1929), seguiram-se alguns levantamentos no final da década de sessenta e início de setenta (Giffoni & Abrahão, 1969; Abrahão e Alecrim, 1969; Ramos, 1972). No entanto, trabalhos geológicos mais sistemáticos só vieram a ser desenvolvidos pelas equipes do Projeto



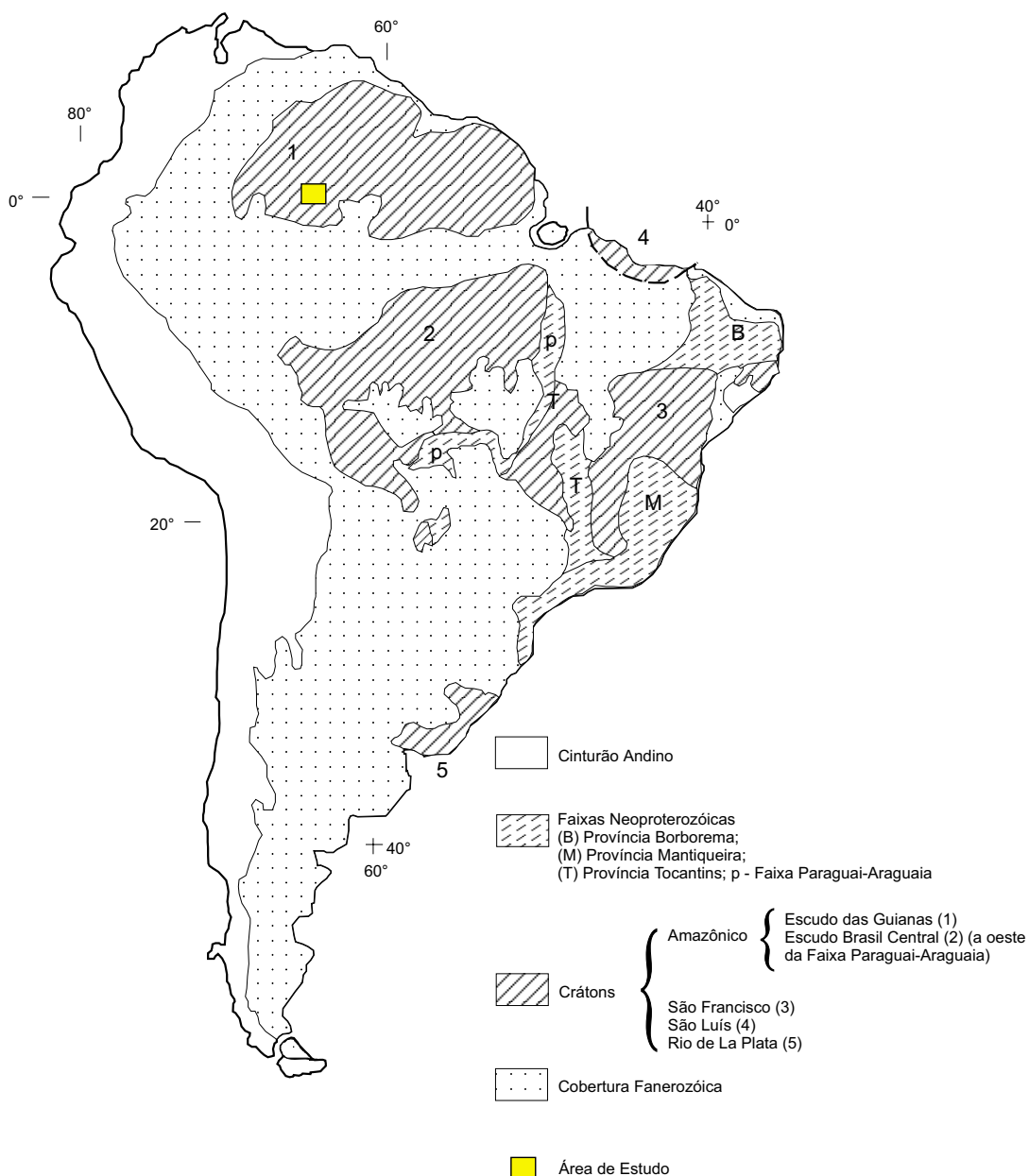


Figura 2.1 – Principais feições geotectônicas da Plataforma Sul-Americana (modificado de Almeida *et al.*, 1981; figuras 1, 2, 3 e 4 de Hasui & Almeida, 1984; figura 2 de Gibbs & Barron, 1993).

RADAMBRASIL (Pinheiro *et al.*, 1976; Fernandes *et al.*, 1977; Montalvão *et al.*, 1975; Lourenço *et al.*, 1978) e Norte da Amazônia (Santos *et al.*, 1974), e posteriormente, já na década de noventa, pela CPRM, através dos projetos Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas, 1993) e Serra Imeri. Os dados do Projeto Serra Imeri (inicialmente abordados por Santos & Melo, 1993) são apresentados nesta nota explicativa.

A partir dos trabalhos do Projeto RADAMBRASIL, na escala 1:1000.000, várias propostas estratigráficas foram apresentadas (tabela 2.1). Assim, de acordo com Montalvão *et al.* (1975), na área correspondente à Folha NA.20-Y (abrangendo toda a área do Projeto Serra Imeri a norte do Equador, figura 1.1) afloram: o Complexo Guianense (biotita granitos, biotita-hornblenda granitos, biotita-muscovita granitos, migmatitos e gnaisses); as

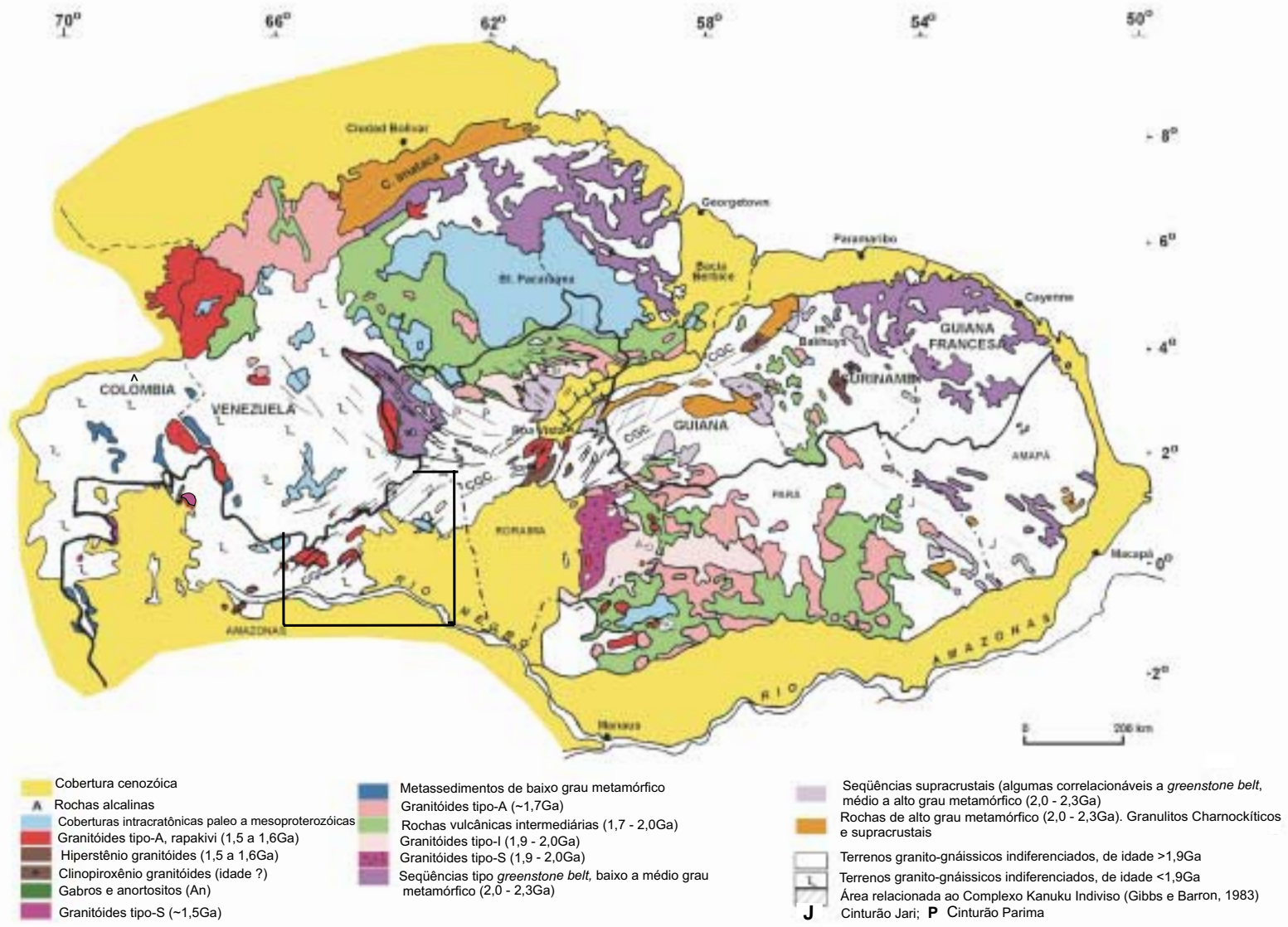


Figura 2.2 – Esboço geológico do Escudo das Guianas. Modificado de Gibbs & Barron (1993) a partir de Mello et al. (1978 e 1993), Pinheiro et al. (1984 e 1990), Ledru (1995), Almeida et al. (1997), CPRM (no prelo). Obs.: notar a moldura com a localização da área do Projeto Serra Imeri.

Tabela 2.1 – Propostas estratiográficas para as regiões norte e noroeste do Amazonas.

Tempo Geológico	Subdivisão do tempo geológico de Plumb (1991)	Montalvão <i>et al.</i> * (1975) NA.20-Y	Pinheiro <i>et al.</i> (1976) NA.19	Lima & Pires (1985) NA.19/SA.19/ NA.20-Y.C/ SA.20-V.A	Melo & Villas Boas** e Melo <i>et al.</i> (1993) NA.19/SA.19/ NA.20-Y-C SA.20-V-A
Cenozóico	Cenozóico	Aluviões	Aluviões	Aluviões e Coberturas Lateríticas	Aluviões
		Formação Solimões		Formação Solimões	Formação Içá
Mesozóico	Mesozóico		Carbonatito Seis Lagos	Suíte Intrusiva Seis Lagos	Alcalinas Seis Lagos Diabásio Uaraná
Proterozóico Superior	Neoproterozóico				Diabásio Cujubim
1,2Ga  Proterozóico Médio	1,0Ga  Mesoproterozóico		Grupo Roraima Granito Tiquié	Suíte Intrusiva Tiquié Grupo Roraima Suíte Intrusiva Rio Içana Suíte Intrusiva Tapuruquara Complexo Rio Uaupés	Suíte Intrusiva Tiquié Supergrupo Roraima
	1,6Ga  Paleoproterozóico			Suíte Intrusiva Curicuriari	
1,9Ga Proterozóico Inferior	2,5Ga	Grupo Roraima	Grupo Tunuí		
Proterozóico Inferior a Arqueano	Arqueano	Granodiorito Rio Novo  Complexo Guianense	Complexo Guianense	Complexo Cauaburi Suíte Intrusiva S. do Curupira Complexos Traíra e Rio Negro Complexo Rio Parima	Granito Marauíá Grupo Daraá Complexo Cauaburi** Suíte Xié Grupo Tunuí Complexo Traíras

\* posicionamento incerto de intrusivas básicas.

\*\* incluíram metassedimentos e metavulcânicas no Complexo Cauaburi.

rochas sedimentares do Grupo Roraima; rochas ígneas básicas de posicionamento estratiográfico incerto; e os sedimentos cenozóicos da Formação Solimões. O Complexo Guianense considerado Pré-Cambriano Inferior a Médio, corresponde ao embasamento cristalino, do qual foi individualizado o Granodiorito Rio Novo, aflorante na região da serra Curupira (figura 1.1). Lourenço *et al.* (1978) identificaram, na Folha SA.20-V (parte sul do Projeto

Serra Imeri, figura 1.1), o embasamento cristalino (Complexo Guianense), rochas ígneas básicas e uma extensa cobertura cenozóica (Formação Solimões). Pinheiro *et al.* (1976) descreveram para a região do alto rio Negro (Folha NA.19, figura 1.1), imediatamente a oeste da área do Projeto Serra Imeri: o Complexo Guianense; o Grupo Tunuí, incluindo quartzitos (predominantes), itabiritos e filitos com metamorfismo na fácies xisto-verde (Pré-Cambria-

no Médio a Superior); o Granito Tiquié, englobando corpos graníticos, intrusivos no Complexo Guianense e mais novo que a unidade Tunuí; e a cobertura sedimentar do Grupo Roraima (Pré-Cambriano Superior). Pinheiro *et al.* (1976) identificaram ainda o Carbonatito Seis Lagos e corpos básicos relacionados ao Paleozóico Superior-Mesozóico, além de uma cobertura cenozóica. Fernandes *et al.* (1977) estudando a região da Folha SA.19, identificaram as mesmas unidades descritas por Pinheiro *et al.* (1976), à exceção do Granito Tiquié e do Carbonatito Seis Lagos.

Dall'Agnol & Abreu (1976), deram os primeiros passos na caracterização petrográfica e petrológica do então Complexo Guianense, identificando três unidades litológicas distintas no âmbito do complexo: biotita granitóides e gnaisses com titanita e anfibólio; granitóides e gnaisses a duas micas, anfibolitos e rochas metabásicas.

Alguns dados geocronológicos foram publicados ainda na década de setenta e início da década de oitenta e encontram-se discriminados na tabela 2.2. Teixeira & Tassinari (1976 *in* Fernandes *et al.*, 1977) mencionaram uma idade Rb/Sr, isocrônica, de 1,70Ga para os biotita granitóides com titanita e anfibólio, identificados no Complexo Guianense, enquanto os granitóides a duas micas foram datados por Tassinari (1981) que obteve idades de 1,27Ga e 1,46Ga. Tassinari (1981) cita uma idade Rb/Sr, isocrônica, de 1,49Ga para diques subvulcânicos cortando o Grupo Tunuí, sendo que uma idade K/Ar de 1,05Ga foi calculada por Teixeira & Tassinari (1976 *in* Pinheiro *et al.*, 1976) para muscovitas provenientes de um filonito do mesmo grupo. Pinheiro *et al.* (1976) relataram idades Rb/Sr em torno de 1,62Ga e 1,52Ga para o Granito Tiquié. Gaudette & Olszewski (1985a e b) obtiveram para os gnaisses do embasamento da região sul da Venezuela, idades Rb/Sr e U/Pb entre 1,75Ga e 1,87Ga, enquanto Barrios (1983) menciona valores de 1,82Ga e 1,80Ga (idades Rb/Sr isocrônicas) para gnaisses e rochas plutônicas da mesma região.

Lima & Pires (1985), a partir da reinterpretação dos dados do Projeto RADAMBRASIL, aliada a estudos fotogeológicos e de imagens de radar (sem adição de novos dados de campo), propuseram uma nova coluna estratigráfica para a região (tabela 2.1). Os autores delimitaram na região norte do Amazonas a continuidade do Cinturão Móvel Guiana Central (Lima, 1984). Individualizaram a noroeste deste cinturão os complexos Traíras (Lima, 1984) e Rio Negro incluindo gnaisses e granitóides, relacionados ao Proterozóico Inferior (figura 2.3). Ao

longo do cinturão foram propostas as unidades: Complexo Rio Parima que, segundo Lima & Pires (1985), engloba ortognaisses, anfibolitos, granulitos básicos e paragnaisses na fácies anfibolito a granulito; e o Complexo Cauaburi, que representaria o Complexo Rio Negro retrabalhado, ao final do Proterozóico Inferior. Deve-se mencionar, que a proposta da unidade Rio Parima não encontra suporte nos dados apresentados pelo Projeto RADAMBRASIL, que não descreve granulitos na região norte do Amazonas. Os autores propõem ainda: a Suíte Intrusiva Serra do Curupira, para englobar granitóides (tidos como do Proterozóico Inferior) com exposições na serra homônima; e as suítes intrusivas Curicuriari e Rio Içana (relacionadas ao Proterozóico Médio), para incluir respectivamente os biotita granitóides a titanita e hornblenda, e os granitóides a duas micas, identificados por Dall'Agnol & Abreu (1976), como parte do então Complexo Guianense. Lima & Pires (1985), interpretam os metassedimentos de baixo grau metamórfico englobados por Pinheiro *et al.* (1976) no Grupo Tunuí, como parte integrante das coberturas plataformais do Grupo Roraima, que se encontraria deformado e metamorfozido na porção oeste do Escudo das Guianas. Relacionaram os granitóides da Suíte Intrusiva Tiquié e as rochas básicas (que foram incluídas na Suíte Intrusiva Tapuruquara, definida por Araújo Neto *et al.*, 1977) ao Proterozóico Médio.

Melo & Villas Boas (1993), como resultado dos trabalhos do Projeto Alto Rio Negro (CPRM), apresentaram uma nova proposta estratigráfica para a região noroeste do Amazonas, proposta esta que se encontra resumida por Melo & Villas Boas (1994). A área do Projeto Alto Rio Negro abrange parte da área enfocada no presente trabalho (figura 1.1). Os autores descrevem dois domínios geotectônicos (figura 2.4): o Terreno de Baixo a Médio Grau Metamórfico Caparro e o Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Ao longo do Terreno Caparro, interpretado como Arqueano a Proterozóico Inferior, as rochas correspondentes ao Complexo Guianense, de Pinheiro *et al.* (1976) e Fernandes *et al.* (1977), foram subdivididas em vários conjuntos: Complexo Traíras, englobando granitóides foliados associados a anfibolitos em contexto de migmatização; metassedimentos do Grupo Tunuí e os vulcanitos ácidos associados; e granitóides da Suíte Xié (proposta pelos autores), que inclui tanto os tipos a duas micas quanto os titanita-biotita granitóides, descritos por Dall'Agnol & Abreu (1976) e individualizados por Lima & Pires (1985). Na área do

Tabela 2.2 – Dados geocronológicos para a região noroeste do Cráton Amazônico.

Amostra	Rb/Sr	K/Ar **Ar/Ar	U/Pb (Zi)	Pb/Pb	Sm/Nd-T <sub>DM</sub> (em Ga)	Autor
Bi-Ti granitóides (AM)	1.697 26ref. Ri 0,703					Teixeira & Tassinari <i>in</i> Fernandes <i>et al.</i> (1977). Recalc. <sup>87</sup> Rb = 1,42 x 10 <sup>-11</sup>
Bi-Mu granitóides (rios Içana, Papuri e alto Uaupés - AM)	1.268 23 ref. Ri 0,713 1.455 11 ref. Ri 0,715					Tassinari (1981)
Bi-Mu granitóide da Suíte Intrusiva Içana (AM)				1.521 32 Zi evap.		Almeida <i>et al.</i> (1997)
Diques subvulcânicos no Grupo Tunuí (AM)	1.496 30RT Ri 0,704					Tassinari (1981) Pinheiro <i>et al.</i> (1976)
Filonito do Grupo Tunuí (AM)		1.045 19/Mu				Teixeira & Tassinari <i>in</i> Pinheiro <i>et al.</i> (1976)
Granitóides Tiquié (AM)	1.626 57 1.523 49					Pinheiro <i>et al.</i> (1976) Recalc. <sup>87</sup> Rb = 1,42 x 10 <sup>-11</sup>
Gnaise Minícia (embasamento do sul da Venezuela)	1.757 85RT Ri 0,7034		1.875 47			Gaudette & Olszewski (1985)
Gnaise Macabana (embasamento do sul da Venezuela)	1.876 73RT Ri 0,700		1.823 15			Gaudette & Olszewski (1985)
Granitóides e gnaisses (embasamento do sul da Venezuela)	1.824 34 Ri 0,7027 1.805 27 Ri 0,7025				*1,91 <sub>ND-2,5</sub>	Barrios (1983) *Sato & Tassinari (1997)
Granitóide da Suíte Intrusiva Rio Uaupés (AM)	1.459 32RT Ri 0,706				*1,98 <sub>ND-2,6</sub> *2,02 <sub>ND-3,0</sub>	Dall'Agnol & Macambira (1992a) *Sato & Tassinari (1997)
Granitóide relacionado à Suíte Intrusiva Rio Uaupés (AM)			1.518 25 (SHRIMP)			Santos <i>et al.</i> (submetido)
Gnaise do Complexo Cauaburi (próximo ao rio Daraá - AM)	1.750				*2,06 <sub>ND-1,8</sub>	*Sato & Tassinari (1997)
Grandiorito do Complexo Cauaburi (próximo à Serra da Neblina - AM)	*1.500 ref. Ri 0,705				*2,12 <sub>ND-6,3</sub>	*Sato & Tassinari (1997) *Tassinari (1981)
Gnaise tonalítico do Complexo Cauaburi (próximo à foz do rio Marauíá)			1.789 6 (SHRIMP)			Santos (2000)
Formação Aracá (AM)		**1.338 Mu	1.901 13 Zi detríticos (SHRIMP)			Santos <i>et al.</i> (no prelo)
Diorito localizado a oeste de Santa Isabel do Rio Negro (AM)		1.240 35 Bi				Tassinari (1996)
Granito a oeste de Santa Isabel do Rio Negro (AM)		1.279 20 Bi				Tassinari (1996)
Gabro Tapuruquara (AM)	1.705 237 RT 1.427 189 Mi					Santos <i>et al.</i> (submetido)
Ortognaisses da Suíte Metam. Rio Urubu (RR)			1.943 7 1.921 15 Zi	*1.951 24 Zi		Gaudette <i>et al.</i> (1996) *Fraga <i>et al.</i> (1997)

Mu - muscovita; Bi - biotita; Ti - titanita; Zi - zircão/Ri - razão inicial; RT - rocha total; Mi - minerais; ref. - isócrona de referência/Evap. - Pb-Pb por evaporação.

\* Dados referentes ao autor assinalado.

\*\* Análises Ar/Ar.



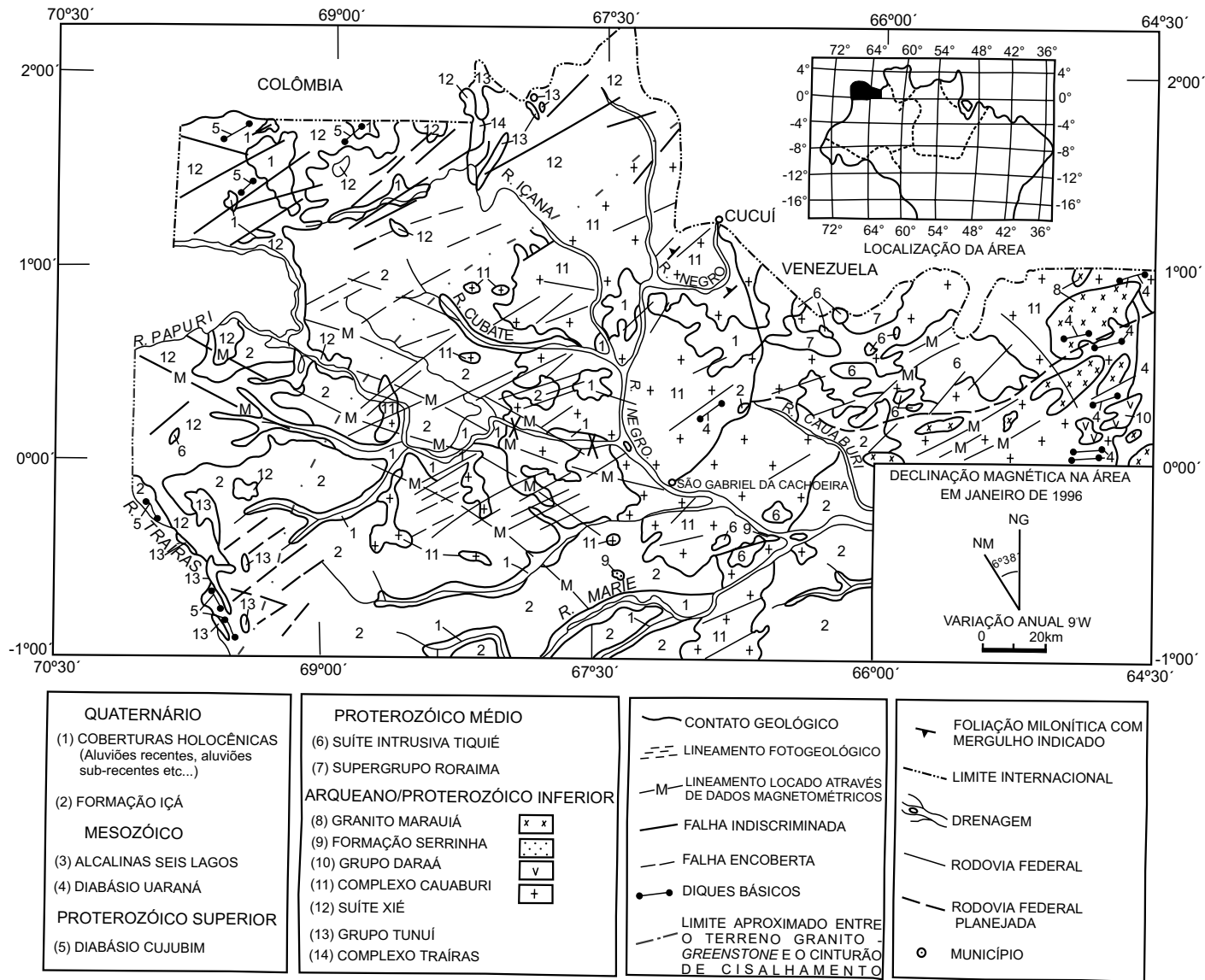


Figura 2.4 – Mapa geológico da área do Projeto Alto Rio Negro (Melo & Villas Boas, 1993), segundo Melo et al. (1996).

Cinturão de Cisalhamento Guiana Central os autores descrevem o Complexo Cauaburi que engloba granitóides miloníticos a protomiloníticos e subordinados quartzitos e metavulcanitos. As rochas sedimentares representadas pelas serras do Padre e Baruri/Neblina foram agrupadas no Supergrupo Roraima (Proterozóico Médio). Os diversos batólitos e *stocks* graníticos de natureza anorogênica, com espetacular vocação metalogenética para estanho, foram considerados como pertinentes à unidade Suíte Intrusiva Tiquié (Proterozóico Médio). Os diques de diabásio relacionados ao Proterozóico Superior e Mesozóico, foram englobados nas unidades Diabásio Cujubim e Diabásio Uaraná, respectivamente. Os corpos carbonatíticos foram inseridos na unidade Alcalinas Seis Lagos e considerados como de idade mesozóica. Os arenitos silto-argilosos, lateritizados, localmente conglomeráticos, que ocorrem amplamente distribuídos na área do alto rio Negro foram englobados na unidade Formação Içá (Maia *et al.*, 1977) e os cordões aluvionários, tanto recentes como sub-recentes, foram incluídos na unidade Depósitos Aluvionares Recentes e Sub-Recentes.

A partir da reavaliação dos dados de Melo & Villas Boas (1993), e integração com novos dados, obtidos nos trabalhos de campo referentes ao Projeto Serra Imeri, Melo *et al.* (1993) apresentaram uma proposta estratigráfica para a região das serras Aracá e Daraá (tabela 2.1). As rochas mais antigas da área, representadas por granitóides miloníticos, metassedimentos, metavulcanitos e tufos, que corresponderiam, segundo Melo & Villas Boas (1993) ao Complexo Cauaburi, foram individualizadas em quatro unidades distintas: o Complexo Cauaburi, redefinido, e incluindo apenas as rochas graníticas miloníticas a protomiloníticas; o Grupo Daraá, englobando quartzitos e tufos; a Formação Aracá englobando metassedimentos miloníticos a protomiloníticos; e o Granito Maruiá, abrangendo granitos estratóides de natureza sin a tardi-colisional. As quatro unidades foram interpretadas por Melo *et al.* (1993) como relacionadas ao desenvolvimento do Cinturão Guiana Central no intervalo Arqueano Superior-Proterozóico Inferior, muito embora as idades até então disponíveis para a região fossem sistematicamente menores que 1,85Ga (tabela 2.2). Estas idades mais jovens foram interpretadas como rejuvenescimento isotópico.

A proposta estratigráfica e evolutiva de Melo & Villas Boas (1993) e Melo *et al.* (1993), foi adotada por Santos & Melo (1993), em uma primeira abordagem dos dados do Projeto Serra Imeri, encon-

trando-se resumida em Melo *et al.* (1994 e 1996). A reavaliação dos dados petrográficos, litoquímicos e de campo, associada à reinterpretação das imagens de radar e aos mapas aerogeofísicos, e a integração de informações geocronológicas recentes (que confirmaram as idades já disponíveis no início dos anos noventa) permitiram a elaboração desta nota explicativa.

Alguns estudos petrológicos e geocronológicos, publicados na década de noventa, embora não tenham resultado em novas propostas estratigráficas, trouxeram grandes contribuições à geologia da região.

Dall'Agnol & Macambira (1992) caracterizaram os granitóides do baixo rio Uaupés, região noroeste do Estado do Amazonas (Folha NA.19; figura 1.1), definindo a Suíte Intrusiva Rio Uaupés, que é constituída predominantemente por titanita-biotita granitóides com idade isocrônica Rb/Sr de 1,46Ga (razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,706). O Granito Uaupés exibe feições geoquímicas de granitos tipo-A e tem sua origem ligada a fusões crustais ou a material mantélico com forte contaminação crustal (Dall'Agnol, 1992). Santos *et al.* (submetido) relatam uma idade U/Pb (SHRIMP) em zircão, de 1,52Ga para um titanita-biotita granitóide relacionado à Suíte Uaupés, aflorante a leste da região enfocada por Dall'Agnol & Macambira (1992).

Silva & Santos (1994) descreveram para a região do alto rio Negro três séries magmáticas distintas, a partir do estudo petrográfico e litoquímico, com ênfase nos ETR (elementos das terras-raras), de amostras provenientes de Melo & Villas Boas (1993). Os autores caracterizaram: granitóides tipo-A da Suíte Intrusiva Tiquié; granitóides tipo-I, calcioalcalinos, para os quais propõe a denominação Suíte Intrusiva Uaupés; e granitóides a duas micas tipo-S, os quais foram relacionados à Suíte Intrusiva Xié, de Melo & Villas Boas (1993). Apesar de representar um avanço na compreensão das diversas suítes magmáticas da região, as denominações Uaupés e Xié, adotadas por Silva & Santos (1994) não devem ser mantidas, já que: a denominação da Suíte Intrusiva Rio Uaupés já havia sido proposta por Dall'Agnol & Macambira (1992) e Dall'Agnol (1992) para agrupar granitóides do tipo-A (no baixo rio Uaupés), distintos dos granitóides calcioalcalinos descrito por Silva & Santos (1994); e para os granitóides a duas micas da porção oeste do Amazonas a terminologia Suíte Intrusiva Rio Içana, utilizada por Lima & Pires (1985) e mantida por Almeida *et al.* (1997), tem prioridade.



Almeida & Larizzatti (1996a e b) descreveram os granitóides a duas micas da Suíte Intrusiva Rio Içana além de gnaisses migmatíticos, aflorantes no extremo-oeste do Amazonas. Caracterizaram uma origem a partir da fusão parcial de paragnaisses migmatíticos para parte dos granitóides Içana. Almeida *et al.* (1997) obtiveram idade Pb-Pb do Proterozóico Médio para a Suíte Intrusiva Içana (tabela 2.2), confirmando informações anteriores de Tassinari (1981).

Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) forneceram importantes dados isotópicos para a região. Os autores mencionaram idades Sm-Nd,  $T_{DM}$  entre 1,90Ga e 2,10Ga com valores de  $\epsilon_{Nd}$  em geral entre 0 e -3 (para rochas formadas entre 1,46Ga e 1,75Ga), sugerindo idade de diferenciação do manto em torno de 2,0Ga, e contribuição limitada de material crustal antigo (Arqueano). Dois granitóides analisados são provenientes da área do Projeto Serra Imeri (um das proximidades da serra da Neblina outra da região do rio Daraá) (tabela 2.2) sendo que um deles exibe valor de  $\epsilon_{Nd}$  algo mais negativo, -6,3 com idade-modelo, Sm-Nd,  $T_{DM}$  de 2,12Ga e idade de cristalização assumida em 1,5Ga a partir de uma isócrona de referência de Tassinari (1981).

Santos *et al.* (2000) obteve uma idade U/Pb (SHRIMP) de 1,79Ga para um tonalito do Complexo Cauaburi, nas proximidades da foz do rio Marauíá, confirmando idades sistematicamente menores que 1,80Ga (tabela 2.2) para o embasamento regional. Santos *et al.* (no prelo) descartam a possibilidade de idades arqueanas para a deposição das coberturas representadas pelo Grupo Tunuí e pela Formação Aracá (sugeridas por Melo & Villas Boas, 1993; Melo *et al.*, 1993; e Santos & Melo, 1993), já que o embasamento destas coberturas é paleoproterozóico (1,80Ga - 1,79Ga). As idades mais antigas obtidas por Santos *et al.* (no prelo) para zircões detríticos da Formação Aracá são do Paleoarqueano, enquanto as idades mais jovens correspondem à 1,90Ga e 1,93Ga. Santos *et al.* (no prelo) relatam idades Ar/Ar em torno de 1,34Ga, para muscovitas provenientes de um muscovita quartzito da Formação Aracá, interpretando estes valores como registros da atuação do Evento K'Mudku. Tassinari (1996) interpreta da mesma forma, as idades K/Ar (em biotitas) em torno de 1,24Ga e 1,28Ga (na região noroeste do Amazonas) como relacionados ao Evento K'Mudku.

Santos *et al.* (submetido) mencionam idades de 1,70Ga e 1,43Ga (com incertezas que chegam a 237Ma), para as rochas básicas da unidade Tapuruquara.

A reavaliação dos dados de Melo & Villas Boas (1993) e Santos & Melo (1993) aliada as novas informações de campo e dados petrográficos, obtidos no Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri, levou Almeida (1997) a reconhecer na região duas suítes de granitóides tipo-A, com aspectos petrográficos e litotímicos distintos (além da Suíte Intrusiva Rio Uaupés, de Dall'Agnol & Macambira, 1992a e b): a Suíte Intrusiva Tiquié (Pinheiro *et al.*, 1976; Lima & Pires, 1985); e a Suíte Intrusiva Marié-Mirim, proposta pelo autor.

Alguns trabalhos recentes caracterizaram a continuidade do Cinturão Guiana Central (CGC) no Estado de Roraima. Os ortognaisses, que constituem o arcabouço do CGC, foram incluídos na unidade Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga *et al.*, no prelo, *in* CPRM, Projeto Roraima Central; Faria & Luzardo, no prelo, *in* CPRM, Projeto Caracará) que apresentam idades entre 1,92Ga e 1,95Ga (Gaudette *et al.*, 1996; Fraga *et al.*, 1997), mais antigas do que as encontradas para o embasamento do norte do Amazonas e sul da Venezuela. Aflorem ainda paragnaisses de alto grau, relacionados ao Paleoproterozóico, e suítes magmáticas do Mesoproterozóico, caracterizando uma associação anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi (AMCG) (Fraga *et al.*, 1997; Fraga & Reis, 1985; Fraga & Araújo, no prelo *in* CPRM, Projeto Roraima Central).

## 2.2 Contexto Geotectônico

Os modelos geotectônicos propostos para a evolução do Cráton Amazônico seguem duas linhas de abordagem bastante distintas. Uma delas está baseada no modelo das províncias geocronológicas geotectônicas, mobilístico, e propõe uma evolução através da aglutinação de cinturões orogênicos, desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico, em torno de núcleos arqueanos (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1981; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari, 1996; Sato & Tassinari, 1997). A outra abordagem, mais fixista, propõe que, após a colagem de blocos crustais no Arqueano Superior a Paleoproterozóico (Almeida *et al.*, 1981; Hasui *et al.*, 1984; Costa & Hasui, 1997), a evolução do Cráton foi dominada por processos de tafrogênese.

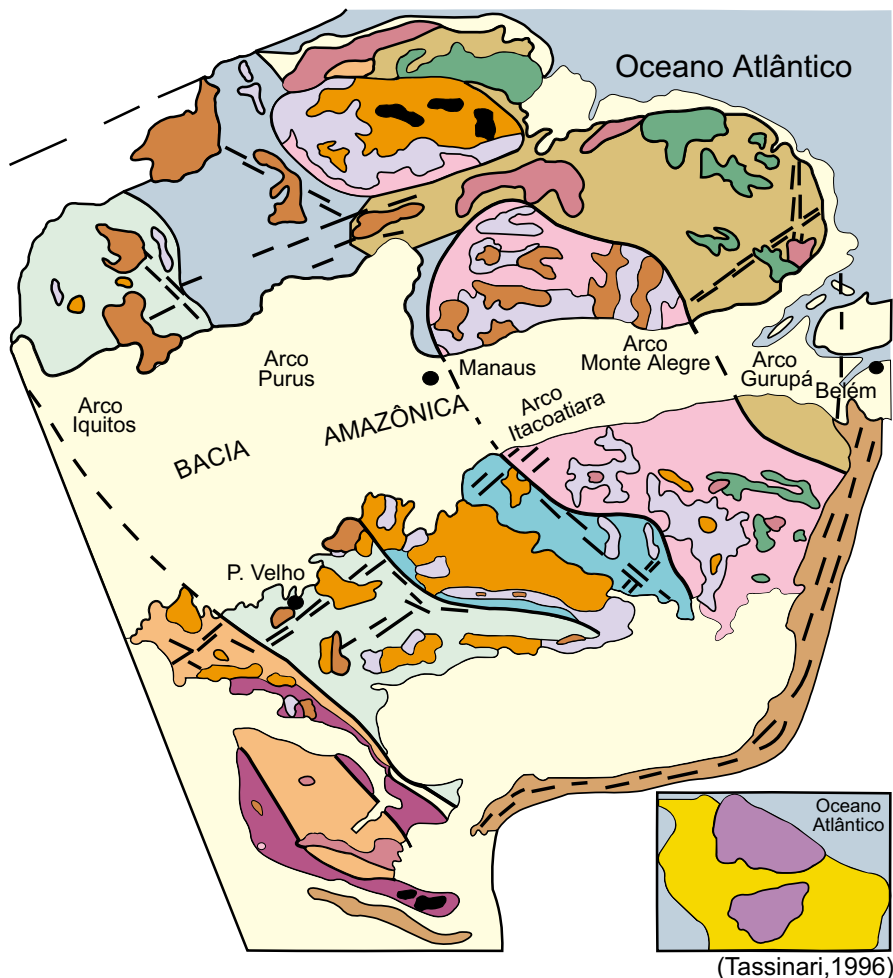
As propostas de evolução geológica elaboradas para a região norte e noroeste do Amazonas, baseiam-se em diferentes (e por vezes conflitantes) interpretações a partir do pobre acervo de dados geológicos disponíveis, e seguem, de uma forma geral, as duas linhas de abordagem dos modelos propostos para o Cráton.

Tassinari (1981) considera a região noroeste do Amazonas como pertinente à Província Rio Negro-Juruena, interpretada como um *mobile belt* desenvolvido durante o período de 1.750-1.400Ma. A proposta de Tassinari (1981) está em consonância com o modelo de províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari, 1996; Sato & Tassinari, 1997 e Tassinari & Macambira, 1999) que atualmente admite a existência de seis províncias geocronológicas (figura 2.5). A Província Amazônia Central (PAC) representando um ou vários núcleos arqueanos é caracterizada por idades superiores a 2,3Ga. A PAC é ladeada a nordeste (e em parte cortada) pela Província Maroni-Itacaiúnas, com idades de formação, ou retrabalhamento de rochas, entre 2,2 e 1,95Ga, sendo bordejada a sudoeste por províncias sucessivamente mais jovens. Assim, com direção geral NW-SE, dispõem-se a oeste da PAC a Província Ventuari-Tapajós (PVT) (1,80-1,95Ga); a Província Rio Negro-Juruena (PRNJ) (1,5-1,8Ga); a Província Rondoniana-San Inácio (PRSI) (1,5-1,3Ga); e a Província Sunsás (PS) (1,25-1,0Ga). A área do Projeto Serra Imeri abrange parte das províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, que, de acordo com Tassinari (1996), representam crosta continental juvenil gerada em dois arcos magmáticos com idades distintas, envolvendo subducção de crosta oceânica dirigida para a PAC, a leste. As diversas unidades litológicas da região norte e nordeste do Amazonas são interpretadas por Tassinari (1996) como representantes de intervalos pré- a pós-colisionais, sendo que as idades em torno de 1,2Ga foram relacionadas pelo autor a eventos de reaquecimento e reativações tectônicas.

Lima & Pires (1985) consideram os complexos Traíras e Rio Negro (tabela 2.1; figura 2.3) como registros de parte da granitogênese sintectônica associada ao evento geodinâmico relacionado ao Cinturão Móvel Parima-Tapajós (proposto pelos autores), com orientação NW-SE e mergulho para NE, considerado Proterozóico Inferior (2.000-2.600 Ma). Lima & Pires (1985) admitem que no final do Proterozóico Inferior a porção sul da região foi afetada por um *linear shear belt* (Windley, 1977) denominado Cinturão Móvel Guiana Central (Lima *et al.*, 1982) de orientação NE-SW, cujo embasamento é designado de Complexo Cauaburi (que seria produto do retrabalhamento do Complexo Rio Negro).

Hasui *et al.* (1984) admitem a existência, na porção norte e noroeste do Amazonas, dos cinturões de cisalhamento designados de Noroeste do Amazonas e Guiana Central com direção NE-SW, e Uaupés NW-SE (figura 2.6). Tais cinturões representariam zonas de colisão continental entre blocos crustais mais antigos, internamente caracterizados por terrenos do tipo granito-*greenstone*, que tiveram seu desenvolvimento em tempos arqueanos. De acordo com Costa & Hasui (1997), após a intensa colagem de blocos no intervalo Arqueano Superior-Paleoproterozóico, apenas processos extensionais atuaram na região norte e noroeste do Amazonas.

Melo & Villas Boas (1993), seguindo o modelo de Hasui *et al.* (1984), descrevem para a porção noroeste do Amazonas uma evolução durante o Arqueano Superior a Proterozóico Inferior, representada pelo Terreno de Baixo a Médio Grau Caparro, interpretado como tipo *greenstone belt*, e pelo Cinturão de Cisalhamento Guiana Central (CCGC) (figura 2.4). O Complexo Traíra, a Suíte Xié e o Grupo Tunuí registrariam a evolução do Terreno Caparro, enquanto o Complexo Cauaburi, resultaria da implantação e desenvolvimento do cinturão. Melo *et al.* (1993) e Santos & Melo (1993), apesar do limitado acervo de informações estruturais para a região, reconheceram dois domínios no CCGC: domínio NE-SW, imbricado, caracterizado por regime compressivo oblíquo dextral ao qual estão relacionados o Complexo Cauaburi, as supracrustais Daraá e o Granito Marauíá; e o domínio transcorrente, que teria controlado a deposição em algumas bacias transtensivas como proposto para a Formação Aracá, e também a colocação de granitóides Marauíá. Estes últimos granitóides são interpretados por Santos & Melo (1993) e Melo *et al.* (1993) como gerados por fusões locais, em decorrência de movimentações transcorrentes e cavalgantes ao longo do cinturão. Os granitóides Tiquié e a Cobertura Roraima representam, segundo Santos & Melo (1993) e Melo *et al.* (1993) os produtos litológicos ligados ao evento distensivo no Proterozóico Médio. Dois episódios de magmatismo básico estão representados, de acordo com os autores, por diques relacionados ao Proterozóico Superior e ao Mesozóico, sendo que os carbonatitos Seis Lagos são relacionados também ao Mesozóico, durante a instalação do Gráben Tacutu.



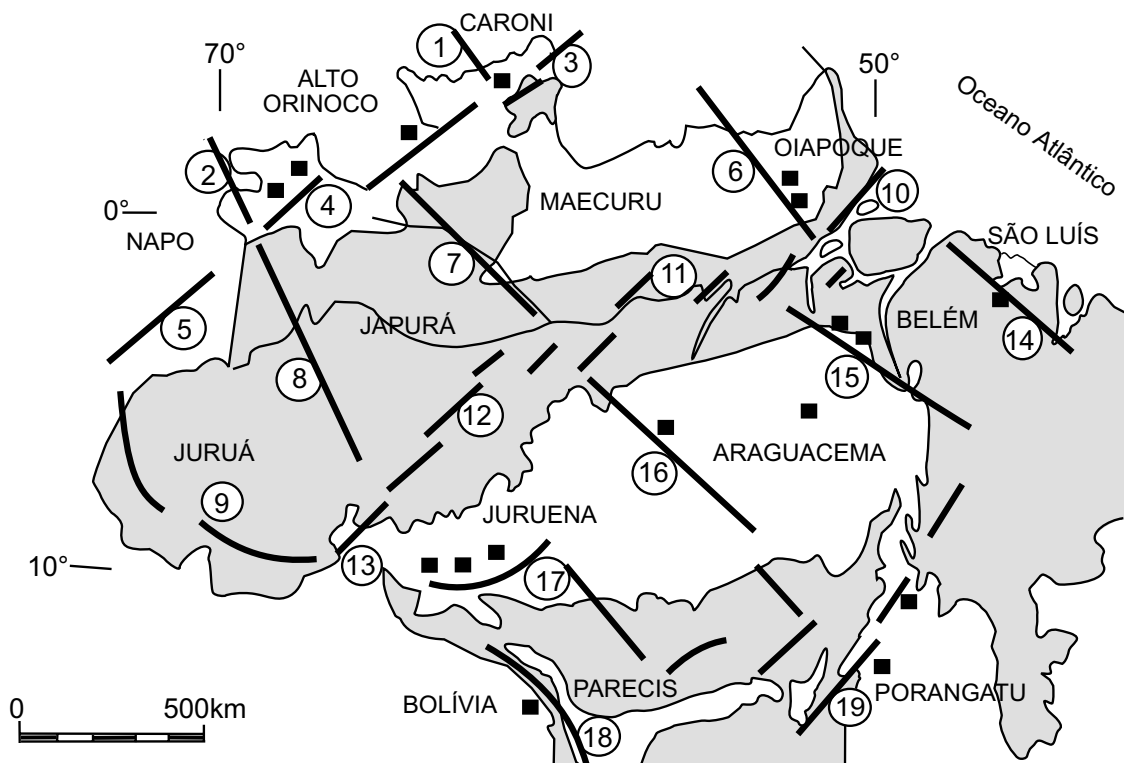
PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central  
>2,3Ga
- Maroni - Itacaiúnas  
2,2 - 1,9Ga
- Ventuari - Tapajós  
1,9 - 1,8Ga
- Rio Negro - Juruena  
1,8 - 1,55Ga
- Rondoniana - San Ignácio  
1,45 - 1,3Ga
- Sunsas  
1,25 - 1,0Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Cobertura Sedimentar Fanerozóica
- Cobertura Sedimentar Pré-Cambriana
- Granitóides
- Cobertura Vulcânica Ácida-Intermediária
- Vulcanismo Básico
- Greenstone Belts
- Complexo Granulítico
- Cinturões Móveis Neoproterozóicos

Figura 2.5 – Províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico segundo Tassinari (1996).



- |                        |                    |
|------------------------|--------------------|
| 1 PARIMA               | 11 BAIXO AMAZONAS  |
| 2 UAUPÉS               | 12 MADEIRA         |
| 3 GUIANA CENTRAL       | 13 ABUNÃ           |
| 4 NOROESTE DO AMAZONAS | 14 GURUPI          |
| 5 LETÍCIA              | 15 CENTRAL DO PARÁ |
| 6 JARI                 | 16 MÉDIO TAPAJÓS   |
| 7 RIO NEGRO            | 17 RONDÔNIA        |
| 8 BAIXO JURUÁ          | 18 GUAPORÉ         |
| 9 ACRE                 | 19 PORTO NACIONAL  |
| 10 AMAPÁ               |                    |

Figura 2.6 – Modelo esquemático de blocos crustais e faixas limítrofes para a Região Amazônica, segundo Hasui et al. (1984), modificado de Costa & Hasui (1997).

# 3

---

## GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA IMERI

### 3.1 Estratigrafia

#### 3.1.1 Sinopse Estratigráfica

O volume de dados obtidos através dos trabalhos de mapeamento geológico, fotointerpretação, aerogeofísica, petrografia, litoquímica e geocronologia, possibilitaram a individualização de 16 unidades litoestratigráficas e litodêmicas. Estas se encontram representadas esquematicamente na tabela 3.1.

Vale salientar que a escala de tempo geológico adotada neste trabalho é a mesma proposta pela IUGS (Plumb, 1991) para o Pré-Cambriano. Embora, neste caso, o limite entre o Paleo e o Mesoproterozóico seja de 1,6Ga, o mesmo é bastante discutível para o Cráton Amazônico. Diversos autores nacionais (Santos, 1984; Brito Neves, 1992; Schobbenhaus F<sup>o</sup>, 1993) criticaram esta subdivisão proposta pela IUGS, admitindo como mais adequado o limite entre 1,8 e 1,9Ga, que é marcado, em muitas partes da Amazônia, pelo início do vulcanismo ácido fissural e pela implantação de algumas bacias sedimentares continentais do tipo *rift*.

A cartografia geológica apontou a existência de unidades litoestratigráficas e litodêmicas que apresentam idades variando desde o final do Paleoproterozóico (limite dos períodos Statheriano e Calimiano, em torno de 1,8Ga) até o recente: Complexo Cauaburi; suítes intrusivas Reilau, Marauíá e Marié-Mirim; formações Aracá, Daraá e Serra da Neblina; suítes intrusivas Tapuruquara e Surucucus; Granito Jauari; Diabásio Uaraná; Formação Içá; Campos de Dunas; Coberturas Detríticas ou Lateríticas; Depósitos Coluvionares e Eluvionares e Depósitos Aluvionares Recentes e Sub-Recentes.

O Complexo Cauaburi corresponde ao embasamento regional. Possui idades em torno de 1,8Ga, é caracterizado por uma associação de granitóides, metagranitóides e ortognaisses na fácies anfibolito, com composição similar (monzogranítica a granodiorítica, localmente tonalítica), além de escassos leucogranitos finos, anfibolitos, metassedimentos, migmatitos e actinolita-tremolita xisto. Este embasamento é cortado por uma série de intrusões representadas por granada leucogranitos tipo-S (Suíte Intrusiva Reilau -1,8-1,5Ga), granitos tipo-A metaluminosos a peraluminosos (Suíte Intrusiva Marauíá

Tabela 3.1 – Coluna litoestratigráfica proposta para área do Projeto Serra Imeri, apresentando as unidades litoestratigráficas e litodêmicas.

<b>Era</b>	<b>Unidades</b>	<b>Litótipos</b>
<b>Cenozóica</b>	Depósitos coluvionares e eluvionares	Areias, argilas e cascalhos inconsolidados relacionados a depósitos de tálus encontrados no sopé de encostas íngremes.
	Depósitos aluvionares recentes e sub-recentes	Areias, argilas e cascalhos.
	Campo de dunas e paleodunas	Dunas eólicas e campos de areia.
	Formação Içá	Arenitos finos amarelo-avermelhados, lateritizados, localmente conglomeráticos, com níveis turfáceos subordinados.
	Coberturas lateríticas	Lateritos, latossolos e solos concrecionários.
<b>Meso-zóica</b>	Diabásio Uaraná	Diques de diabásio.
<b>Proterozóica</b>	Granito Jauari	Granitos finos a médios, porfíricos, localmente álcali-feldspato granitos.
	Suíte Intrusiva Surucucus	Granitos, alasquitos, granitos greisenizados e <i>greisens</i> .
	Suíte Intrusiva Tapuruquara	Hornblenda gabros, olivina gabros, olivina websteritos e lherzolitos.
	Formação Serra da Neblina	Quartzo arenitos e conglomerados, cataclásticos e localmente protomiloníticos e miloníticos.
	Formação Daraá	Quartzo arenitos e subarcósios, localmente deformados.
	Formação Aracá	Quartzitos predominantes, intercalados com muscovita xistos, metaconglomerados e subordinadamente cianita-sillimanita-biotita xisto.
	Suíte Intusiva Marié-Mirim	Alasquitos e sienogranitos peralcalinos (tipo-A), cataclásticos a localmente protomiloníticos a miloníticos.
	Suíte Intusiva Marauiá	Hastingsita-biotita monzogranitos e sienogranitos, metaluminosos a peraluminosos, protomiloníticos a miloníticos.
	Suíte Intrusiva Igarapé Reilau	Biotita-muscovita leucogranitos com granada, localmente protomiloníticos e miloníticos.
Complexo Cauaburi	Granodioritos, monzogranitos e tonalitos; metagranitóides e gnaisses de fácies anfíbolito e composições similares, com subordinada ocorrência de leucogranitos finos, metassedimentos, migmatitos, anfíbolitos e actinolita-tremolita xisto.	

-1,6-1,5Ga) e peralcalinos (Suíte Intrusiva Marié-Mirim - 1,5Ga). Coberturas sedimentares proterozóicas (formações Serra da Neblina, Daraá e Aracá) ocorrem recobrando discordantemente as rochas do Complexo Cauaburi. Alguns granitóides tardios do tipo-A (Suíte Intrusiva Surucucus - 1,5-1,4Ga?) ou calcioalcalino de alto-K (Granito Jauari - 1,5-1,4Ga?) podem eventualmente intrudir algumas destas coberturas (Formação Aracá). O magmatismo básico na área do projeto está representado por intrusões máficas-ultramáficas circulares (Suíte Intrusiva Tapuruquara - 1,7-1,5Ga?) e diques de diabásio (Diabásio Uaraná - 0,24-0,12Ga). O Cenozóico está constituído pelas coberturas detríticas ou lateríticas (Terciário) e principalmente pelas amplas coberturas sedimentares da Formação Içá (Pleistoceno Superior) e depósitos holocênicos aluvionares (inconsolidados a semiconsolidados), além de restritos depósitos coluvionares e eluvionares.

### 3.1.2 Complexo Cauaburi (Pcg)

Lima & Pires (1985) propuseram originalmente a unidade Complexo Cauaburi para agrupar rochas graníticas e gnáissicas ortoderivadas interpretadas como produto do retrabalhamento do Complexo Rio Negro (Lima & Pires, 1985) ao longo do Cinturão Guiana Central, ao final do Proterozóico Inferior. Os complexos Cauaburi e Rio Negro foram individualizados a partir do Complexo Guianense, até então representante indiviso do embasamento regional. Melo & Villas Boas (1993) redefiniram o Complexo Cauaburi e neste passaram a englobar, além de um conjunto de granitóides miloníticos a protomiloníticos (com *trend* NE-SW), restritas ocorrências de metavulcanitos ácidos e corpos lenticulares de quartzitos, metapelitos e xistos pelíticos. Melo *et al.* (1993) por sua vez, admitiram o Complexo Cauaburi como constituído exclusivamente por rochas graníticas exibindo variados graus de deformação dúctil ao longo do Cinturão Guiana Central.

No presente trabalho, a reavaliação dos dados de campo e sua integração com as observações petrográficas, permitiram a caracterização do Complexo Cauaburi incluindo um conjunto dominante, representado por: biotita-(hornblenda) granitóides, com composições tonalíticas a monzograníticas; e biotita-(hornblenda) metagranitóides e gnaisses com similar variação composicional. Os metagranitóides e gnaisses encontram-se discriminados em mapa através de uma trama específica

que marca as áreas de predominância destas rochas com foliação proeminente. Foram também incluídos no complexo alguns *stocks* e diques de leucogranitos finos, discriminados no mapa geológico, além de algumas litologias de ocorrência local que, diante do caráter regional do trabalho realizado, não puderam ser individualizadas, correspondendo a: alcalifeldspato granito foliado; rochas metabásicas cujo relacionamento com os biotita-(hornblenda) granitóides, metagranitóides e gnaisses não foi esclarecido, podendo corresponder a megaenclaves; e rochas migmatíticas, com significado petrológico incerto. Rochas metassedimentares, determinadas através de fotointerpretação, ocorrem em formato lenticular, estando também incluídas no Complexo Cauaburi.

#### 3.1.2.1 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

As rochas do Complexo Cauaburi predominam na área abordada, e correspondem ao embasamento regional, onde foram individualizados vários *stocks* e batólitos das suítes intrusivas Igarapé Reilau, Marauiá, Marié-Mirim e Tapuruquara. Localmente os litótipos do complexo encontram-se recobertos pelas rochas sedimentares e metassedimentares das formações Neblina, Daraá e Aracá. Sedimentos recentes recobrem, por sua vez, extensas áreas do embasamento Cauaburi.

Os biotita-(hornblenda) granitóides, metagranitóides e gnaisses foram reconhecidos ao longo dos igarapés Abuará, Inambu e dos rios Marauiá, Daraá, Preto, Padauari e do rio Negro. Os leucogranitos finos ocorrem ao longo do rio Negro e no alto curso do rio Daraá. Alcalifeldspato granito foliado aflora às margens do rio Negro, no extremo-oeste da área. Dentre as rochas metabásicas, anfíbolitos foram descritos em alguns afloramentos no perfil do rio Inambu; e metabasitos de baixo grau metamórfico ( fácies xisto-verde) ocorrem no médio curso do rio Preto. Migmatitos são raros e seus registros limitam-se a algumas descrições de campo no alto curso dos rios Padauari e Preto.

O Complexo Cauaburi caracteriza-se em imagens de radar por uma morfologia peneplanizada, com relevo ondulado e drenagem dendrítica esparsa. Localmente estão ressaltadas pequenas colinas possivelmente resultantes da presença de crostas lateríticas, onde as respostas aerogamaespectrométricas ressaltam altos valores de tório. De modo geral, os mapas aerogeofísicos demonstram

que esta unidade possui padrões magnetométricos, gamaespectrométricos e de contagem total muito homogêneos.

### 3.1.2.2 Caracterização Geral, Petrografia e Microtectônica

Macroscopicamente os biotita-(hornblenda) granitóides (fotos 1 e 2) exibem colorações em geral acinzentadas, variando de isotropos a levemente foliados. Possuem granulação média a grossa, por vezes com fenocristais de feldspatos (1,5cm a 5cm), euédricos, que podem apresentar orientação preferencial (sem indícios de deformação em estado sólido) registrando a presença ocasional de *pré full cristalization fabrics* (Hutton, 1988). Incluem enclaves microgranulares máficos, de composição tonalítica a quartzo-diorítica, os quais podem ocorrer concentrados em faixas, parcialmente digeridos, por vezes com cristais pingados de feldspato alcalino, mostrando-se, em alguns afloramentos, estirados. As relações de contato entre os biotita-(hornblenda) granitóides e os biotita-(hornblenda) metagranitóides e gnaisses, não são claras, podendo tratar-se da mesma série com variados graus de deformação sob condições de temperatura que chegaram a atingir a fácies anfibolito. Desta forma, estas litologias foram englobadas no complexo, diante da falta de critérios indubitáveis para uma individualização.

Os metagranitóides e gnaisses (fotos 3 e 4) possuem coloração acinzentada, sendo a foliação conferida pela orientação preferencial de agregados máficos que nos gnaisses contornam de forma anastomótica, *augens* de feldspato, sendo que localmente ocorrem variedades gnáissicas com bandamento centimétrico conferido pela variação na concentração de minerais máficos.

Os leucossienogranitos aflorantes na forma de *stocks* e diques correspondem a rochas finas (foto 5), cor creme a rosados, com textura granular xenomórfica, tendo biotita como mineral máfico, e titanita e epidoto como principais minerais acessórios, enquanto os alcalifeldspato granitos são róseos (foto 6), médios a grossos, por vezes porfiríticos.

Descrições de campo citam com freqüência a ocorrência de diques aplíticos que cortam os granitóides e os gnaisses, podendo estar dispostos paralelos à foliação da encaixante. Além destes, é citada também a ocorrência de veios quartzo-feldspáticos (centimétricos a métricos) e de quartzo leitoso de 2 a 3m de espessura, e bolsões pegmatíticos.

Composicionalmente, os biotita-(hornblenda) granitóides e gnaisses correspondem a tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, e por vezes anfibólio, como minerais essenciais. Zircão, minerais opacos, apatita, allanita, epidoto e titanita ocorrem em quantidades acessórias. Os minerais secundários presentes correspondem a sericita, carbonato, prehnita e óxido de ferro.

Os biotita-(hornblenda) granitóides são hipidimórficos, equigranulares a, mais freqüentemente, inequigranulares com matriz média a grossa (composta essencialmente por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, biotita e por vezes hornblenda), envolvendo fenocristais de feldspato alcalino. Os granitóides de composição tonalítica são mesocráticos, enquanto os termos granodioríticos e monzograníticos tendem a leucocráticos. É comum a presença de uma foliação discreta, conferida pela leve tendência à orientação preferencial de fenocristais e minerais máficos. O plagioclásio é subédrico a anédrico com geminação polissintética, por vezes com incipiente zonação normal e/ou oscilatória e localmente com intercrescimento mirmequítico. Quando alterado é substituído por sericita e/ou carbonato. O feldspato alcalino (microclínio) apresenta geminação Albita-Periclínio, exibindo hábito anédrico na matriz, e subédrico quando ocorre como fenocristal (podendo apresentar geminação *Carlsbad*). Possui extinção ondulatória e está incipientemente alterada para sericita. O quartzo é anédrico intergranular e com leve extinção ondulante. A biotita, e por vezes também a hornblenda, ocorre isoladamente ou em agregados onde se encontram associadas a titanita, zircão, epidoto, minerais opacos e allanita. Os agregados máficos estão por vezes distribuídos de forma alinhada, paralelamente à orientação dos fenocristais. Os minerais acessórios, tais como zircão, minerais opacos, apatita, allanita, epidoto e titanita correspondem a fases precoces de cristalização, ocorrendo inclusos em biotita e em alguns minerais félsicos.

Os metagranitóides e gnaisses exibem granulação média a grossa, são inequigranulares mesocráticos a leucocráticos de cor acinzentada. A foliação é conferida pela orientação preferencial de biotita e hornblenda, e grãos e agregados de quartzo que, nos termos gnáissicos, contornam de forma anastomosada *augens* de feldspato. As feições deformacionais são mais proeminentes nos gnaisses, sendo comum nos metagranitóides a presença de fenocristais de feldspato subédricos, com limites ígneos preservados. O feldspato exhibe extinção ondulante, maclas em cunha, subgrãos com contatos



irregulares a retilíneos, e localmente arranjos de grãos tendendo a poligonais. O quartzo tende a formar grãos com extinção ondulante por vezes integrando agregados alongados. Em várias amostras o predomínio de feições dúcteis no feldspato sugere que a temperatura tenha atingido condições da fácies anfíbolito durante a deformação destes litótipos.

Feições miloníticas típicas de zonas de cisalhamento desenvolvidas sob condições de fácies xisto-verde, estão superimpostas às rochas do complexo. Ocorrem protomilonitos caracterizados pela presença de porfiroclastos de feldspatos fraturados, com extinção ondulante e em parte cominuídos, transformados em uma massa de minúsculos grãos de feldspato e sericita. O quartzo ocorre na forma de fitas, com grãos e subgrãos alongados, que exibem contatos serrilhados.

Os anfíbolitos são melanocráticos, têm coloração preta, são encontrados na forma de matações e podem representar megaenclaves, sendo incerto seu relacionamento com os granitóides e gnaisses do Complexo Cauaburi. Possui associação mineral constituída por hornblenda, piroxênio, plagioclásio, epidoto, apatita e clorita, e apresenta uma textura nematoblástica fina, com uma foliação penetrativa conferida pela orientação preferencial de cristais de hornblenda, registrando condições de temperatura e pressão da fácies anfíbolito. Ocorrem ainda metabasitos na fácies xisto-verde (metabasalto?) representado por rocha de cor verde-pálido, caracterizada pela presença de agregados radiados e porfiroblastos de actinolita em matriz granoblástica interlobada a poligonal composta por quartzo, albita e abundante epidoto.

### 3.1.2.3 Litoquímica

Os resultados modais estimados e químicos desta unidade estão apresentados nas tabelas 3.2 e 3.3, onde também estão indicadas as respectivas classificações petrográficas segundo Streckeisen (1976). Apenas cinco amostras de biotita-(hornblenda) granitóides e gnaisses foram analisadas para elementos maiores (tabela 3.2), motivo pelo qual não foi possível uma caracterização adequada, tendo em conta a extensa área de exposição e o caráter expandido do Complexo, não coberto pela fração analisada. Foi também analisada uma amostra de anfíbolito (AS-12).

Os litótipos do Complexo Cauaburi apresentam teores de sílica baixos, variando de 64,10% a

67,10%, os teores de alumínio são altos (14,9 a 17%) e o somatório dos álcalis é baixo (média de 6,5%). Os teores de CaO e MgO são elevados quando comparados a granitóides do tipo-I Australiano (Chappell & White, 1974 e 1992). No diagrama multicatiônico de classificação químico-mineralógica a população distribui-se nos campos 1 a 3 dos granitos e granodioritos (figura 3.1) de Debon & Lefort (1983). São rochas subcalcinas, metaluminosas a levemente peraluminosas (figura 3.2), incidindo no campo dos granitóides calcioalcalinos de alto potássio no diagrama de  $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$  (figura 3.3 – Le Maitre, 1989). No diagrama multicatiônico  $\text{R}_1 \times \text{R}_2$  de Batchelor & Bowden (1985) distribuem-se nos campos 2 e 3 (figura 3.4), dos granitóides fanerozóicos gerados em ambientes pré e pós-colisional.

### 3.1.2.4 Petrogênese

Apesar da carência de dados litogeoquímicos, o caráter expandido da associação de rochas estudadas petrograficamente, que variam de tonalíticas a graníticas (incluindo termos quartzo-dioríticos identificados nos enclaves que devem corresponder a autólitos), sugere tratar-se de uma suíte calcioalcalina expandida, do tipo-I Australiano (Chappell e White, 1974) ou I Cordilheirano (Pitcher, 1993). A presença de hornblenda e de outros acessórios cálcicos, como titanita, allanita, além de epidoto, constitui-se em outro indicador petrogenético da natureza cordilheirana, de acordo com os critérios de Pitcher (1993).

Datações Sm-Nd obtidas para granitóides e gnaisses relacionados ao embasamento Cauaburi (ver tabela 2.2) revelaram valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  variando de discretamente negativos a discretamente positivos para valores de  $t \sim 1,80\text{Ga}$  e idades de residência crustal ( $T_{\text{DM}}$ ) de  $1,91\text{Ga}$  e  $\sim 2,19\text{Ga}$ , que segundo Santos (2000) são coincidentes, dentro do limite de erro do método. Este autor menciona ainda que, os estudos SHRIMP indicaram a ausência de zircões herdados nas amostras estudadas do Complexo Cauaburi com as idades de cristalização em torno de  $1,80\text{Ga}$ . Esses dados isotópicos e a ausência de zircões herdados sugerem tratar-se de magmas juvenis, sem importante contribuição crustal, corroborando as inferências petrográficas, indicativas de afinidades pré-colisionais para o magmatismo Cauaburi. As baixas razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7025 e 0,7027) encontradas por Barrios (1983) em duas isócronas de

Tabela 3.2 – Análises modais estimadas de algumas amostras representativas do Complexo Cauaburi.

Amostras	AS-12	CG-9	AS-46	CG-8	CS-34A	CS-38	CG-10	CS-105	CS-60	CS-94	CS-54	CG-11	CS-20
Quartzo	-	20	20	25	27	25	28	35	40	40	35	20	30
Feldspato alcalino	-	5	30	15	13	10	14	30	32	30	15	20	20
Plagioclásio	72	45	35	40	42	50	46	30	30	25	30	45	35
Biotita	-	30	20	15	12	15	10	3	3	3	8	15	10
Hornblenda	25	-	-	5	5	tr	-	-	-	2	-	-	5
Minerais Opacos	-	tr	tr	tr	1	tr	tr	1	tr	-	1	tr	tr
Zircão	-	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	-	tr	tr
Titanita	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr	-	tr	tr
Allanita	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	tr
Epidoto	-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	-	10	tr	tr
Apatita	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	tr
Muscovita	-	-	-	-	tr	-	2	1	-	-	1	-	-
Clorita	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	-	tr	tr
Sericita	-	tr	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	tr	tr
Leucóxênio	-	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	-
Carbonato	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Argilominerais	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	tr
Oxido de Ferro	-	tr	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	tr	-
Prehnita	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr
Piroxênio	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Classificação	Antibolito	Bi Gnaissé Tonalítico	Monzo granito	Hb-Bi Gnaissé Granodiorítico	Hb-Bi Granodiorito Protomilonítico	Bi Granodiorito	Bi Granodiorito	Leucomonzo-granito	Leucomonzo-granito	Gnaissé-Granodiorítico	Granodiorito Protomilonítico	Granodiorito Protomilonítico	Monzogranito
Folhas 1:250.000	NA.20-Y-C	SA.20-V-A	SA.20-V-A	SA.20-V-A	SA.20-V-A	SA.20-V-A	SA.20-V-A	NA.20-Y-D	NA.20-Y-C	NA.20-Y-D	NA.20-Y-C	SA.20-V-A	SA.20-V-A

Tabela 3.3 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %) de amostras de rocha do Complexo Cauaburi.

Amostra	CG-09	AS-46	CG-08	CS-34A	CS-38
SiO <sub>2</sub>	64,10	64,40	65,50	66,30	67,10
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,65	0,59	0,57	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	16,30	15,70	14,90	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	4,00	2,40	2,30	3,30
FeO*	2,60	1,10	2,80	3,40	1,40
MnO	0,14	0,18	0,17	0,18	0,17
MgO	1,40	1,50	1,90	1,70	1,60
CaO	3,10	3,50	4,50	3,60	3,30
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,60	2,80	2,40	2,60
K <sub>2</sub> O	4,80	3,80	3,20	3,60	3,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,22	0,12	0,15	0,12
P.F.	0,47	0,49	0,34	0,35	0,52
Total	99,19	99,25	99,68	99,01	99,11
#Mg	34,39	36,26	40,57	35,64	39,49

rochas do embasamento no território do Amazonas (ver tabela 2.2), correlacionáveis ao Complexo Cauaburi, sugerem uma origem juvenil (talvez com alguma contribuição de crosta transamazônica). O magmatismo Cauaburi teria sido então gerado em resposta à subducção de uma litosfera oceânica de idade pré-1,80Ga, em modelo em parte compatível com as propostas de Tassinari (1981) e Tassinari *et al.* (1996). As rochas metabásicas poderiam representar restos de seqüências metavulcano-sedimentares geradas em ambiente orogênico, mas estas inferências carecem de um suporte maior de dados geológicos.

### 3.1.2.5 Idade e Correlação

Santos & Melo (1993) estimaram, apesar da inexistência de dados geocronológicos, um intervalo temporal entre ~3.000Ma e 1.800Ma (Arqueano Superior e Proterozóico Inferior) para a evolução do Complexo Cauaburi.

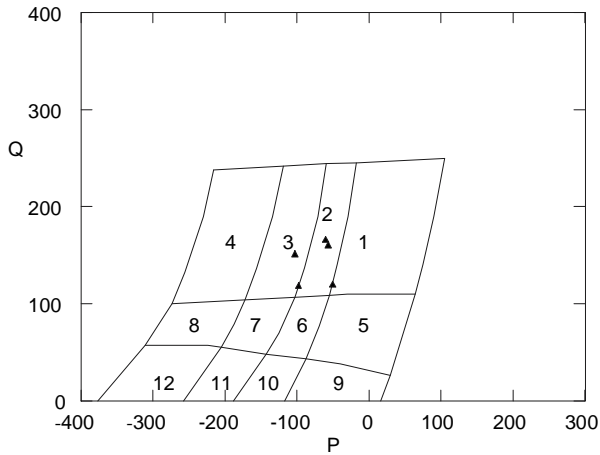


Figura 3.1 – Comportamento dos litótipos do Complexo Cauaburi no diagrama classificatório multicatiônico QxP (Debon & Lefort, 1983).  
Obs:  $P=K - (Na + Ca)$ ;  $Q=Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ .

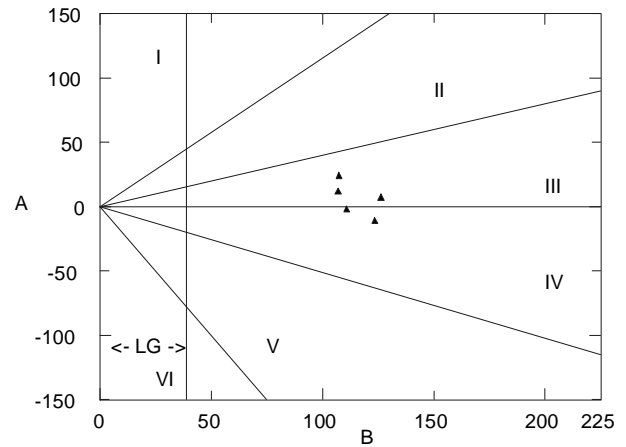


Figura 3.2 – Comportamento dos litótipos pertencentes ao Complexo Cauaburi no diagrama multicatiônico AxB (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs.:  $A = Al - (K+Na+2Ca)$ ;  $B = Fe + Mg + Ti$ .

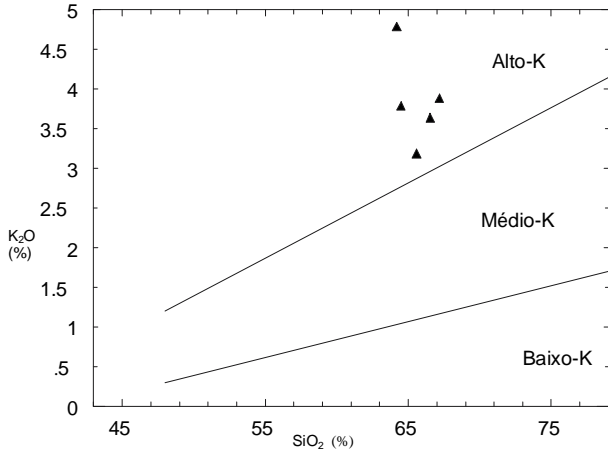


Figura 3.3 – Distribuição das amostras de rocha pertencentes ao Complexo Cauaburi no diagrama  $SiO_2 \times K_2O$ , que apresenta os limites dos campos alto, médio e baixo potássio propostos por Le Maitre (1989).

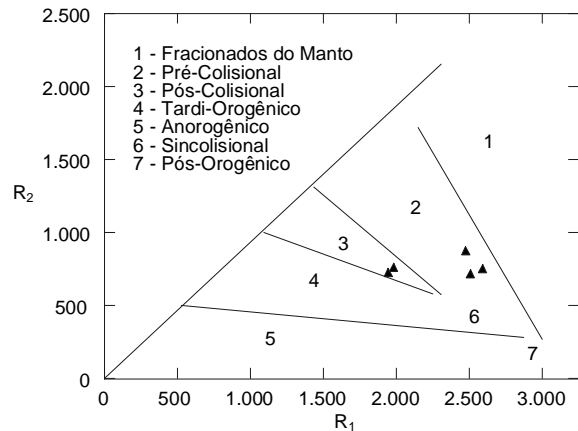


Figura 3.4 – Distribuição dos litótipos pertencentes ao Complexo Cauaburi no diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985).  
Obs:  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

Santos (2000), pelo método U-Pb, datou uma amostra do Complexo Cauaburi, situada na margem esquerda do rio Negro, a jusante da foz do rio Marauíá. Esta amostra classificada de biotita metatonalito foliado (CG-8) demonstrou estar constituída

por uma única população de zircões bastante homogênea na forma, coloração e tamanho. Foram datados onze cristais e o diagrama de concórdia (figura 3.5) apresentou idade de intercepto superior de  $1.789 \pm 6Ma$ .

Santos (2000) obteve para a mesma amostra (CG-08) também dados Sm-Nd (quadro 3.1).

(1996) determinaram a idade de tonalitos do canal Cassiquiare por U-Pb SHRIMP em  $1.835 \pm 17\text{Ma}$ .

Quadro 3.1 – Dados isotópicos Sm-Nd da amostra CG-8 do Complexo Cauaburi.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 $\sigma$	T <sub>DM</sub>	$\epsilon_{\text{Nd}}$
CG-8	5,443	27,96	0,118	0,511659	20	2,19	-1,35

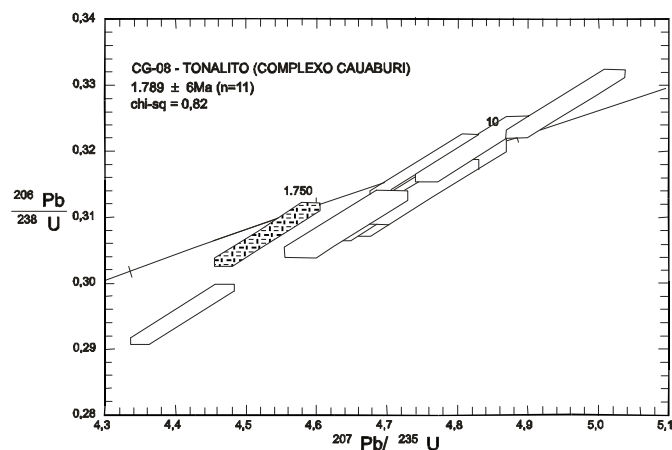


Figura 3.5 – Diagrama de Concordia apresentando onze cristais de zircão, provenientes de litótipos do Complexo Cauaburi, com idade correspondente ao intercepto superior de  $1.789 \pm 6\text{Ma}$  (Santos, 2000).

Além dessa idade direta, determinações U-Pb SHRIMP em zircões clásticos em laterito niobífero, situado na região dos rios Iá-Mirim e Cauaburi, interpretados como procedentes das rochas graníticas circunvizinhas, mapeadas como representantes do Complexo Cauaburi (Melo e Villas Boas, 1993), atual Complexo Cauaburi, forneceram idades de  $1.810 \pm 9\text{Ma}$  e  $1.806 \pm 6\text{Ma}$  (Santos *et al.*, 2000). Essas idades são pouco mais antigas que a idade do tonalito anteriormente citado (CG-08), sugerindo que vários pulsos magmáticos podem estar compondo o Complexo Cauaburi.

A idade das rochas mais antigas relacionadas ao embasamento na região (tabela 2.2), onde se insere o Complexo Cauaburi, foi determinada por Rb-Sr e U-Pb por Barrios (1983), que datou gnaisses e rochas plutônicas do território do Amazonas, na Venezuela, respectivamente em  $1.826 \pm 34\text{Ma}$  e  $1.805 \pm 27\text{Ma}$ . Gaudette & Olszewski (1985a e b) dataram os gnaisses Minícia (confluência dos rios Ventuari e Orenoco) e Macabana (baixo rio Ventuari) em  $1.823$  e  $1.859\text{Ma}$  (U-Pb). Tassinari *et al.*

### 3.1.3 Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (PMirg)

Na Folha NA.19 (região do alto rio Negro, figura 1.1) Pinheiro *et al.* (1976) agruparam no Complexo Guianense diversos granitóides (deformados ou não), posteriormente subdivididos com base petrográfica (Dall'Agnol & Abreu, 1976), com a identificação de granitóides e gnaisses a duas micas e titanita granitóides. Com base nessas informações, e com a utilização de sensores remotos (imagens de radar), Lima & Pires (1985) cartografaram alguns corpos dos granitóides a duas micas (deformados ou não), nas regiões dos rios Içana (médio-alto curso), Tiquié (alto curso), e na confluência dos rios Papuri e Uaupés, agrupando-os na Suíte Intrusiva Rio Içana. No rio Uaupés, a partir da Missão Iauaretê, estes granitóides estão associados a uma seqüência migmatítica essencialmente paraderivada (aluminosa), contendo paragênese mineral aluminosa (cordierita, biotita e sillimanita), sendo comuns os enclaves surmicáceos, paragnáissicos e migmatíticos (Almeida & Larizzatti, 1996a e b).

Também na região do alto rio Negro, Melo & Villas Boas (1993) incluíram os titanita granitóides e os granitóides a duas micas (Dall'Agnol & Abreu, 1976) numa mesma suíte intrusiva (Suíte Xié) considerando ambos tipos graníticos como cogenéticos. No entanto, estudos químicos comparativos (ETR) têm demonstrado que os granitóides à titanita apresentam uma assinatura distinta (tipos A e I), contrastante com a assinatura tipo-S dos muscovita-biotita granitos, possibilitando discriminar duas suítes (Silva & Santos, 1994; Silva *et al.*, 1996).

Na Folha NA.20 (figura 1.1), também foram descritos muscovita-biotita granitos cataclásticos, portadores de granada, incluídos no Complexo Guianense (Montalvão *et al.*, 1975). Santos & Melo (1993) incluíram estes granitóides a duas micas nas unidades litoestratigráficas e litodêmicas Complexo Cauaburi e Granito Maraujá. Neste relatório propõe-se a denominação Suíte Intrusiva Igarapé Rei-

lau (SIIR), cuja localidade-tipo está situada nas cabeceiras do igarapé homônimo, para agrupar os muscovita-biotita leucogranitos (em geral granatíferos), portadores das mesmas características, distribuídos na área do projeto.

### 3.1.3.1 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

No total foram mapeados sete corpos graníticos (dentre eles quatro batólitos), localmente deformados. A área-tipo, representada pelo Granito Igarapé Reilau, está localizada nos contrafortes da serra Curupira, nas cabeceiras do igarapé Reilau e no baixo curso do rio Deminizinho, ambos afluentes da margem esquerda do rio Aracá (limite entre as folhas NA.20-Y-B e NA.20-Y-D). O Granito Igarapé Reilau apresenta-se a norte em contato tectônico inferido (obtido através de imagem de radar) com os granitóides da Suíte Intrusiva Marauaiá, e a sul em contato intrusivo inferido com os granitóides e gnaisses do Complexo Cauaburi. Tem cerca de 275km<sup>2</sup> de área e formato elíptico, alongado na direção NW-SE. Ainda nesta região, que corresponde à porção oriental da área, surgem outros corpos condicionados pela mesma estruturação NW-SE, apresentando entre 60 e 560km<sup>2</sup> de área exposta. No setor ocidental, entre os vales dos rios Preto e Cauaburi, ocorre um conjunto de corpos graníticos de características similares. Apresentam menores áreas aflorantes (10 a 130km<sup>2</sup>) e também são intrusivos em ortognaisses e granitóides foliados do Complexo Cauaburi.

Nas imagens semicontroladas de radar estes leucogranitos apresentam padrão textural caracterizado por formar pequenas serras (*inselbergs*), que se destacam do relevo arrasado circundante, mostrando um padrão de drenagem retangular a dendrítico. Nos mapas aerogamaespectrométricos apresentam dois padrões principais. O tipo predominante é detectado nas áreas abrangidas pelos granitóides localizados nos igarapés Surubim, Reilau e alto rio Curuduri, sendo marcado por elevados valores de tório (10 a 80ppm) e contagem total (7 a 25μR/h). Subordinadamente, um segundo grupo de granitóides possui como resposta geofísica baixos valores de tório (4 a 8ppm) e contagem total (3 a 9μR/h). O comportamento nos mapas aeromagnéticos (sinal analítico) tem-se mostrado uniforme nos dois grupos citados anteriormente, através de anomalias caracterizadas por baixos magnéticos (0,1 a até 0,4nT/m).

### 3.1.3.2 Petrografia

São granitóides hololeucocráticos de composição variando de sienogranítica a monzogranítica. Macroscopicamente dois tipos faciológicos principais foram identificados:

1 – Leucogranitos equigranulares, de grão médio a grosso, de cor rosa-claro a branca, isótropos (foto 7) a levemente foliados, podendo eventualmente ocorrer variedades pegmatíticas.

2 – Leucogranitos equigranulares, de grão fino a localmente médio, de cor branca (foto 8), isótropos a foliados, apresentando intensidades variáveis de deformação, em alguns casos com a biotita exibindo forte orientação preferencial (foto 9). Também ocorrem tipos porfíricos com megacristais de feldspato alcalino envoltos por matriz muito fina.

Ao microscópio, ambas variedades mostram diferenças apenas quanto à granulação (mais grossa no tipo 1) e à deformação (mais acentuada no tipo 2).

A mineralogia primária é representada por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio (minerais essenciais), biotita titanífera parcialmente muscovitizada, muscovita, granada, minerais opacos, zircão, apatita, monazita (?) (minerais acessórios), além de minerais secundários e de alteração como sericita, epidoto, titanita, leucoxênio, ilmeno-rutilo e clorita. Hidróxido de ferro e argilominerais também são observados (tabela 3.4).

A matriz é equigranular a ligeiramente porfírica com raros megacristais de feldspato alcalino. *Fabrics* planares e lineares são dados pela orientação preferencial de biotita e muscovita e por arranjos granulares de quartzo orientados na mesma direção. Feições como extinção ondulante, bandas de deformação, subgranulação (com a forma do grão original muitas vezes preservada), contatos suturados e interpenetrados, além de recristalização de borda, são mais frequentes, sobretudo nos cristais de quartzo. Arranjos poligonalizados de grãos de quartzo são localizados.

### 3.1.3.3 Litoquímica

No total foram analisadas dez amostras de rocha. Os resultados, juntamente com a média dos granitos S australianos (Chappell & White, 1992), usados com propósitos comparativos, constam da tabela 3.5.

Tabela 3.4 – Análises modais estimadas de alguns granitos da Suite Intrusiva Igarapé Reilau.

Amostras	CS-59	CG-19A	CS-60	AS-38B	CS-96A	PV-127A	CG-22B	AS-51	CS-102	CS-104
Quartzo	35	33	30	38	35	34	30	35	30	35
Feldspato Alcalino	45	33	38	32	40	30	37	22	45	40
Plagioclásio	17	30	30	30	25	31	30	39	20	20
Biotita	1	3	2	tr	tr	3	3	3	3	tr
Muscovita	2	tr	-	tr	tr	1	-	tr	tr	1
Granada	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	2	1
Minerais Opacos	tr	tr	tr	tr	tr	1	tr	1	tr	tr
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-
Monazita	-	tr?	-	-	-	-	-	-	tr	tr
Clorita	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sericita	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	-
Epidoto	tr	tr	-	tr	-	-	tr	-	-	-
Titanita	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-
Saussurita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hidróx. de Fe	-	-	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	-
Argilominerais	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	tr
Leucoxênio	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr
Rutilo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
Streckeisen, 1976	Sieno-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Sieno-granito
Folhas 1:250.000	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	SA.20-V-A	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D	NA.20-Y-C	SA.20-V-A	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D

## Elementos Maiores

A análise da tabela 3.5 mostra a similaridade relativa dos granitóides estudados e duas variedades de granitos S, normal e fracionados. Relativamente aos óxidos principais, o maior teor em sílica, potássio e sódio, bem como os menores valores de CaO, das amostras da área, sugere uma melhor correlação com os granitos S fracionados.

Nos diagramas multicatiônicos QxP e AxB (Debon & Le Fort, 1983) as análises distribuem-se respectivamente nos campos 1 e 2 dos granitos e adamelitos (figura 3.6) e dos leucogranitos peraluminosos a biotita e muscovita (campos I, II e III da figura 3.7). O caráter peraluminoso é ainda confirmado

pela presença de coríndon normativo (até 1,6%, tabela 3.6).

No diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de Batchelor & Bowden (1985) as amostras ocupam o campo 6 dos granitóides sincollisionais (figura 3.8). No diagrama Rb/Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) também estão distribuídos no campo dos granitóides sincollisionais, ocupando ainda o campo dos granitóides pós-colisionais (Pearce, 1996; figura 3.9).

## Elementos-Traço incluindo Elementos Terras-Raras (ETR)

Nos diagramas de variação expandidos (*spidergrams*) e de ETR, foi possível identificar dois gran-

Tabela 3.5 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %; elementos-traço, incluindo elementos terras-raras - ETR em ppm) de amostras de rocha da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau. Alguns parâmetros geoquímicos e resultados analíticos de granitos tipo-S (média) também são relacionados para fins de composição.

Amostra Grupo	CS-59	CG-19 A	CS-60	AS-38B A	CS-96 A	PV-127A A	CG-22B A	AS-51 B	CS-102 B	CS-104 B	TIPO-S NORMAL	TIPO-S FRACIONADO
SiO <sub>2</sub>	70,00	74,50	75,00	75,50	77,10	77,30	-	-	-	-	71,00	74,00
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,10	0,21	0,21	0,16	0,21	-	-	-	-	0,42	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	13,70	13,20	13,20	11,80	11,80	-	-	-	-	13,83	13,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	0,43	0,64	0,76	0,72	0,69	-	-	-	-	0,45	0,28
FeO*	0,67	0,14	0,33	0,09	0,97	0,41	-	-	-	-	2,38	1,14
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,11	0,06	-	-	-	-	0,05	0,04
MgO	0,05	0,07	0,06	0,05	0,14	0,00	-	-	-	-	1,02	0,27
CaO	1,40	0,35	0,45	0,21	0,46	0,40	-	-	-	-	1,74	0,67
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,20	3,00	4,30	3,70	3,00	-	-	-	-	2,57	3,06
K <sub>2</sub> O	5,80	6,10	5,60	4,80	4,30	5,80	-	-	-	-	4,33	4,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,05	0,04	0,02	0,05	0,05	-	-	-	-	0,14	0,18
P.F.	1,30	1,20	1,40	0,90	0,27	0,21	-	-	-	-	-	-
Total	98,89	99,89	99,98	100,09	99,78	99,93	-	-	-	-	98,51	98,54
#Mg	3,75	19,14	10,56	10,32	13,36	0,00	-	-	-	-	39,49	25,69
F	300	-	760	1300	950	1100	-	-	-	-	-	-
V	20	20	20	-	-	20	-	-	10	12	41	7
Zr	-	190	-	300	180	-	400	92	200	180	53	46
Bi	2,00	-	1,80	5,00	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	2,00	-	1,80	5,00	-	-	-	-	-	15,00	8,00	23,00
Rb	-	200	-	180	250	-	200	380	490	590	221	475
Ba	880	300	360	850	430	580	1440	39	59	52	512	150
Sr	135	170	30	51	91	110	140	18	43	44	114	43
Nb	-	19,0	-	20,0	23,0	-	11,0	41,0	43,0	45,0	12,0	19,0
Y	-	27	-	48	71	-	34	38	50	33	34	28
Th	-	13,00	-	29,00	20,00	-	11,00	59,00	43,00	70,00	19,00	17,00
La	-	21,83	-	160,80	65,12	81,49	26,05	4,27	42,72	46,56	28,00	16,00
Ce	-	55,44	-	298,30	146,10	157,70	36,25	15,57	71,53	78,72	63,00	37,00
Nd	-	21,84	-	120,50	57,06	65,87	25,64	3,39	22,60	20,48	-	-
Sm	-	4,09	-	17,37	10,87	10,05	4,61	1,06	3,58	3,08	-	-
Eu	-	0,42	-	2,20	0,94	1,04	0,50	0,07	0,22	0,18	-	-
Gd	-	2,58	-	11,59	7,63	7,88	2,91	1,12	2,49	1,99	-	-
Dy	-	2,28	-	9,02	8,64	7,46	3,08	2,42	3,24	2,60	-	-
Ho	-	0,46	-	1,88	1,81	1,84	0,65	0,57	0,79	0,68	-	-
Er	-	1,25	-	5,43	5,28	5,15	1,93	1,96	2,85	2,65	-	-
Yb	-	1,04	-	4,80	5,07	3,94	1,78	2,09	4,11	4,32	-	-
Lu	-	0,15	-	0,69	0,63	0,61	0,26	0,28	0,59	0,66	-	-
ΣETR	-	111,38	-	632,58	309,15	343,03	103,66	32,80	154,72	161,92	-	-
Rb/Sr	-	1,18	-	3,53	2,75	-	1,43	21,11	11,40	13,41	1,94	11,05
Rb/Ba	-	0,67	-	0,21	0,58	-	0,14	9,74	8,31	11,35	0,43	3,17
K/Rb	-	253,19	-	221,37	142,78	-	-	-	-	-	162,65	84,59
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	-	0,37	-	0,45	0,30	0,35	0,39	0,19	0,21	0,21	-	-
(Ce/Yb) <sub>n</sub>	-	13,79	-	16,09	7,45	10,35	5,25	1,93	4,50	4,72	-	-

Obs: Eu\* = (Sm+Nd)/2

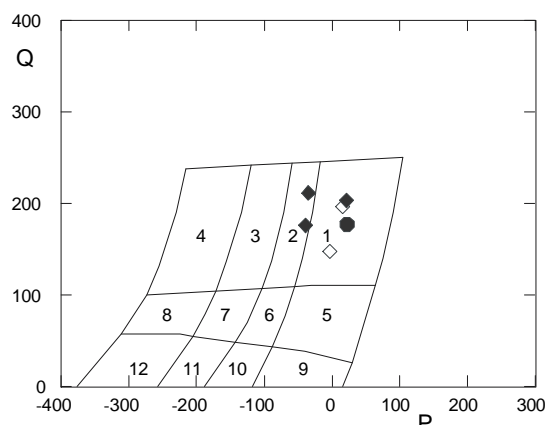


Figura 3.6 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau no diagrama classificatório multicatiónico QxP (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ ;  $P = K - (Na + Ca)$ .

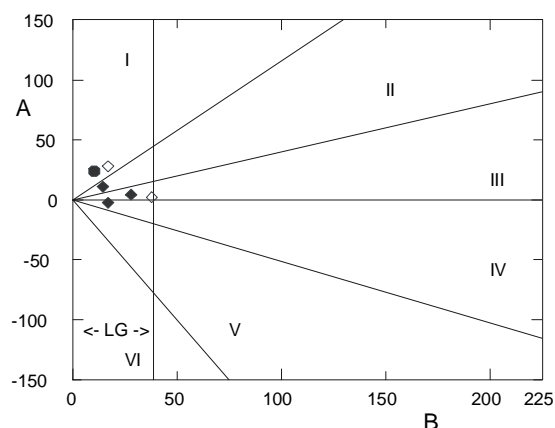


Figura 3.7 – Comportamento dos leucogranitos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau no diagrama AxB (Debon & Le Fort, 1983). Obs:  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ ;  $B = Fe + Mg + Ti$ .

Tabela 3.6 – Análises normativas dos granitos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau.

Amostra	CS-59	CG-19	CS-60	AS-38B	CS-96	PV-127A	CG-22B	AS-51	CS-102	CS-104	TIPO-S NORMAL	TIPO-S FRACIONADO
Grupo	A			A	A	A	A	B	B	B		
Q	26,36	31,73	35,29	31,80	37,44	37,08	-	-	-	-	32,96	35,46
C	0,32	1,26	1,58	0,75	0,27	0,11	-	-	-	-	2,02	2,40
Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,02
Or	34,28	36,13	33,10	28,44	25,51	34,28	-	-	-	-	25,68	28,79
Ab	27,07	27,07	25,38	36,38	31,31	25,38	-	-	-	-	21,74	25,89
An	6,44	1,55	1,73	0,50	2,13	1,33	-	-	-	-	7,90	2,20
Hy	0,12	0,17	0,15	0,12	1,47	-	-	-	-	-	5,94	2,34
Mt	1,43	0,32	0,63	-	1,04	0,91	-	-	-	-	0,65	0,41
Hm	0,81	0,21	0,21	0,76	-	0,06	-	-	-	-	-	-
Il	0,59	0,19	0,40	0,30	0,30	0,40	-	-	-	-	0,80	0,30
Ru	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0,27	0,12	0,10	0,05	0,12	0,13	-	-	-	-	0,34	0,43
Fl	0,09	-	0,31	0,62	-	0,47	-	-	-	-	0,00	0,00
Total	97,78	98,77	98,86	99,78	99,64	100,16	-	-	-	-	98,06	98,24

des grupos com comportamento químico distinto (figuras 3.10 e 3.11): grupos A (similar aos tipo-S normais) e B (AS-51, CS-102, 104, similares aos tipo-S fracionados). No entanto, estes grupos químicos não apresentam nenhuma correspondência com os grupos petrográficos 1 e 2 descritos anteriormente, confirmando apenas a existência de diferenças texturais.

Em relação aos elementos-traço, o grupo A caracteriza-se por ocorrer com valores mais baixos de Rb, Nb, Th e altos de Ba, Sr, Nd, P, Sm, Zr, em relação ao grupo B. O grupo B caracteriza-se também pelas elevadas razões Rb/Sr e Rb/Ba.

Nos diagramas de ETR, o grupo A possui somatório mais elevado de ETR e padrões de curva demonstrando um maior grau de fracionamento (figura 3.11;  $(Ce/Yb)_n$  entre 7 e 16), além de apresentar anomalias negativas de Eu menos acentuadas ( $Eu_n/Eu_n^*$  entre 0,30 e 0,45) se comparadas ao grupo B. Este último apresenta razões  $(Ce/Yb)_n$  entre 2 e 5, com ETRL variando de 10 a 100x o condrito, leve enriquecimento em ETRP (em função do percentual modal mais elevado de granada) e anomalia negativa de Eu, demonstrada pela razão  $Eu_n/Eu_n^*$  (em torno de 0,2).



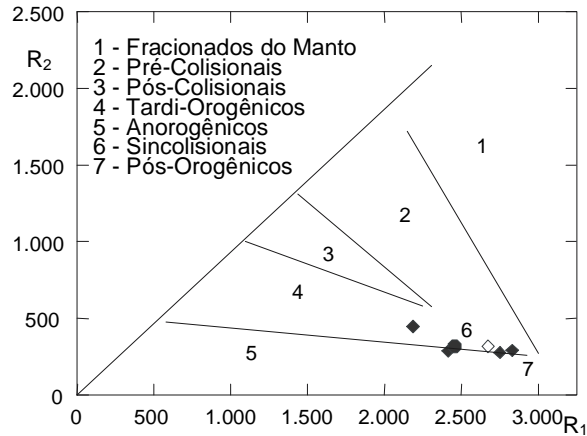


Figura 3.8 – Distribuição dos litótipos pertencentes à Suíte Igarapé Reilau no diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985). Obs:  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

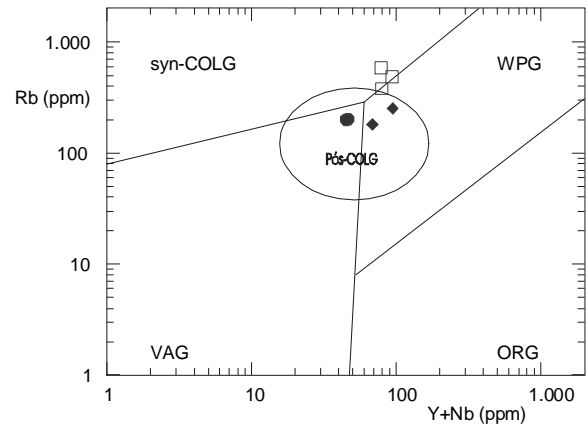


Figura 3.9 – Distribuição dos litótipos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau no diagrama  $Rb \times Y+Nb$  (Pearce et al., 1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce, 1996). Obs: WPG (granitos intraplaca); ORG (granitos de cadeia oceânica); VAG (granitos de arco vulcânico); syn-COLG (granitos sincolisionais).

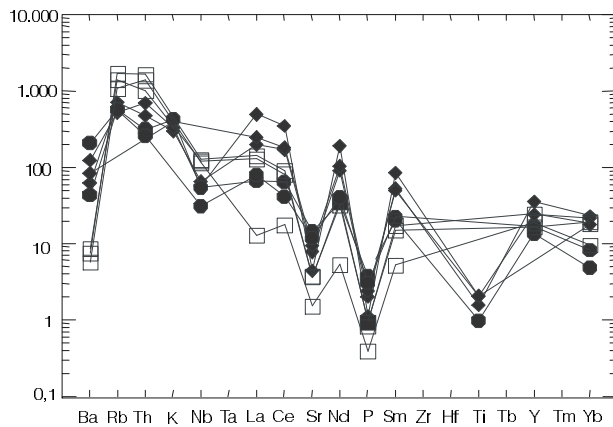


Figura 3.10 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau no diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Thompson et al., 1982).

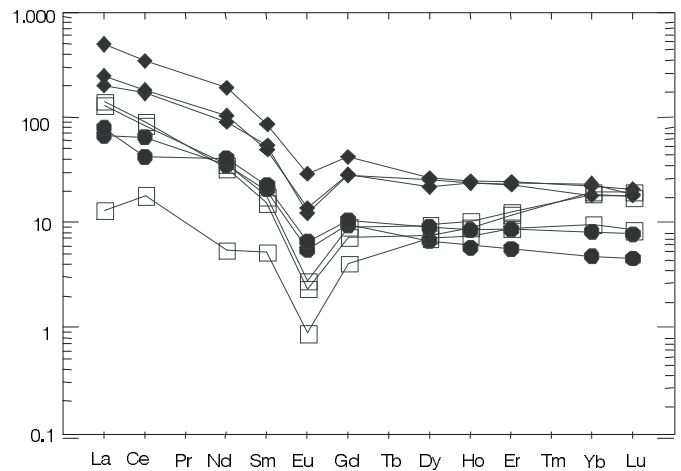


Figura 3.11 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau no diagrama de elementos terras-raras normalizado ao condrito de Boynton (1984).

Simbologia: losangos cheios (CS-96, AS-38B, PV-127A); losangos vazados (CS-59, 60); círculos cheios (CG-19, 22B); quadrados vazados (AS-51, CS-102, CS-104).

### 3.1.3.4 Petrogênese

As feições petrográficas e químicas apresentadas pelos granitóides da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau mostram-se bastante similares às observadas nos granitos tipo-S, sobretudo aos tipos diferenciados da Austrália (Chappell & White, 1992). Em especial destacam-se as altas porcentagens de  $\text{SiO}_2$ , a composição próxima ao mínimo granítico, caráter peraluminoso e presença de corindon normativo (>1%), além da ocorrência de minerais como muscovita, biotita, monazita e granada. Muitos destes granitóides tipo-S também apresentam foliação tectônica.

A gênese dessa associação relaciona-se possivelmente a processos de espessamento crustal tardi a pós-colisionais, propiciando a geração de *mushes* graníticos relativamente hidratados, obtidos a partir da fusão parcial de fonte crustal metasedimentar. Esse espessamento esteve possivelmente ligado à evolução de um "orógeno controlado por colisão" (*sensu* Sengör, 1990), que pode ter sido do tipo himalaiano ou alpino.

### 3.1.3.5 Idade e Correlação

Embora não exista datação direta de termos pertencentes a Suíte Reilau, no Escudo das Guianas são conhecidas várias ocorrências de granitóides peraluminosos à duas micas, que apresentam diversas características petrográficas e químicas similares.

No Estado do Amazonas (alto rio Negro), porção oeste do Escudo, afloram os granitóides tipo-S (Dall'Agnol *et al.*, 1987; Silva e Santos, 1994; Silva *et al.*, 1996; Almeida e Larizzatti, 1996b) da Suíte Intrusiva Rio Içana (Lima & Pires, 1985), que foram datados por Almeida *et al.* (1997b) e Tassinari *et al.* (1996), fornecendo, respectivamente, idades Pb/Pb (monocristal de zircão) de  $1.521 \pm 32\text{Ma}$  e U/Pb (zircão) de  $1.521 \pm 13\text{Ma}$ .

Na mesma região foram obtidas idades isocrônicas Rb/Sr de  $1.268 \pm 23\text{Ma}$  (Tassinari, 1981),  $1.318 \pm 22\text{Ma}$  e  $1.225 \pm 23\text{Ma}$  e  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  de 0,722 e 0,714 (Dall'Agnol & Abreu, 1976), interpretadas por Almeida *et al.* (1997b) como representativas de evento tectono-termal superposto (Evento Nicke-riano), caracterizado por amplas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, em geral com direção NE-SW.

Com base neste conjunto de informações, pode-se estimar que os leucogranitóides da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau foram gerados no intervalo de 1.520Ma (idade de cristalização dos granitóides Içana) e 1.800Ma (idade aproximada do embasamento regional representado pelo Complexo Cau-

huri), não sendo possível, no momento, determinar a época precisa da sua cristalização devido à ausência de dados geocronológicos.

Em Roraima, idades mais antigas foram obtidas em granitos tipo-S, alguns deles ligados geneticamente a anatexia dos metassedimentos do Grupo Cauarane (Reis & Almeida, no prelo), cuja idade máxima é de  $2.235 \pm 19\text{Ma}$  (U/Pb - zircão detritico; Gaudette *et al.*, 1996). Um outro grupo de muscovita-biotita granito, considerado tipo-S (Suíte Intrusiva Igarapé Azul; Faria *et al.*, 1999), apresentou idades entre  $1.938 \pm 37\text{Ma}$  e  $1.960 \pm 21\text{Ma}$  (Pb/Pb monocristal de zircão; Almeida *et al.*, 1997a).

### 3.1.4 Suíte Intrusiva Marauí (Mmg)

O termo Granito Marauí foi proposto por Melo *et al.* (1993), em alusão aos granitóides expostos na serra homônima, situada na Folha NA.20-Y-C os quais, de acordo com os referidos autores, representariam granitos estratóides, constituindo batólitos e *stocks*, com orientação preferencial NE-SW e às vezes NW-SE, incluindo leucomonzogranitos a duas micas e monzogranitos leuco a hololeucocráticos, de granulação média a grossa, os quais apresentam de maneira geral características miloníticas a protomiloníticas.

Com base nas reavaliações, petrográfica e litológica, de amostras situadas na serra Marauí (localidade-tipo) constatou-se que nesta ocorrem leucogranitos, de coloração rosada a esbranquiçada, portadores de biotita e, ocasionalmente, anfibólio hastingsítico. Os litótipos são equigranulares de granulação grossa e por vezes protomiloníticos, apresentando características de granitóides tipo-A, não tendo sido identificado na referida serra granitóides a duas micas (em geral do tipo-S). Tais observações permitiram a identificação de vários granitóides semelhantes aos da localidade-tipo, justificando a redefinição do termo Granito Marauí para Suíte Intrusiva Marauí, aqui proposta para agrupar esses granitóides tipo-A, amplamente distribuídos na área do Projeto Serra Imeri sob a forma de vários corpos.

#### 3.1.4.1 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

De modo geral, a Suíte Intrusiva Marauí caracteriza-se em imagens de radar por uma morfologia acidentada, frequentemente constituindo serras, tais como as serras Imeri, Tapirapecó, Curupira e

Marauaiá, e pequenos morrotes, facilitando a sua separação das demais unidades. Nos mapas aerogeofísicos caracterizam-se por valores baixos a moderados de tório (4 a 10ppm, localmente 18ppm), de contagem total, e baixos valores magnetométricos, exceto quando situados em zonas intensamente falhadas.

Esta suite distribui-se como corpos de dimensões de *stocks* e batólitos elípticos e/ou subcirculares, dispostos com orientações preferenciais NE-SW e NW-SE. Possui composições leucomonzograníticas e leucossienograníticas, com variados graus de deformação na fácies xisto-verde. Seccionam estes litótipos um grande número de veios de quartzo leitoso e quartzo-feldspático de espessuras centimétricas a métricas, além de zonas de cisalhamento com orientações preferenciais NE-SW e NW-SE.

### 3.1.4.2 Petrografia e Microtectônica

Os granitóides caracterizam-se por baixas percentagens de minerais máficos ( $M < 5\%$ ), indicando caráter hololeucocrático (fotos 10 e 11) e por possuírem a biotita e excepcionalmente, o anfibólio (hastingsítico?) como principais minerais máficos.

Quartzo, plagioclásio e microclínio são os minerais essenciais. A biotita (ocasionalmente anfibólio) corresponde ao mineral máfico principal, por vezes ocorrendo em quantidades acessórias. Minerais opacos, zircão, allanita, epidoto, apatita e titanita são os minerais acessórios mais frequentes. Muscovita, sericita, clorita, leucoxênio, fluorita, argilominerais e hidróxido/óxido de ferro ocorrem como minerais secundários. O anfibólio quando presente possui pleocroísmo verde a verde-azulado (hastingsita?), são subédricos a anédricos e estão parcialmente cloritizados nos bordos ou ao longo dos planos de clivagem. O epidoto é raro, euédrico (típico de cristalização magmática), incluso em biotita, tendo algumas vezes núcleo de allanita metamítica. Possui inclusões de zircão e apatita. As texturas são hipidiomórficas a alotriomórficas, equigranulares com granulação média a grossa, ou inequigranulares médias, com fenocristais subédricos de feldspato alcalino ( $\pm 2\text{cm}$ ). Os minerais máficos ocorrem muitas vezes como aglomerados orientados, por vezes circundando minerais félsicos, conferindo aspecto foliado aos litótipos desta unidade. As análises modais estimadas (tabela 3.7) indicam no diagrama modal QAP (Streckeisen, 1976), distribuição no campo dos monzogranitos e sienogranitos (3a e 3b).

Freqüentemente são observadas texturas miloníticas, obliterando as feições ígneas dos granitóides Marauaiá. Ocorrem protomilonitos caracterizados por porfiroclastos de feldspato, intensamente fraturados e por vezes fragmentados e apartados ao longo da foliação. O feldspato exhibe extinção ondulante, encontra-se cominuído ao longo de suas bordas (e/ou das fraturas), para uma massa de minúsculos grãos de feldspato e sericita, e localmente exhibe subgrãos. O quartzo dispõe-se em fitas estiradas com grãos e subgrãos alongados obliquamente, refletindo o último incremento de *strain*. A hornblenda constitui porfiroclastos internamente fraturados, lenticularizados e ligados por trilhas marcadas por biotita, titanita e epidoto. As feições microtectônicas observadas são compatíveis com condições de temperatura da fácies xisto-verde a epidoto anfibólito.

### 3.1.4.3 Litoquímica

Foram selecionadas 14 amostras (tabela 3.8) das quais 12 foram analisadas para elementos maiores e elementos-traço e seis foram adicionalmente dosadas para elementos terras-raras (ETR).

#### Elementos Maiores

A população apresenta composição bastante homogênea, caracterizada por teores elevados e uniformes de sílica (70,8 a 78,5%), peculiaridade que desaconselha o emprego de diagramas de variação tipo Harker para finalidades petrogenéticas. Os teores de alumínio são baixos ( $< 14\%$ ); o somatório dos álcalis (média de 8%), as razões  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  e os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  são altos. Os teores de  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$  ( $< 1\%$ ) são muito baixos quando comparados a granitóides com mesmos teores de  $\text{SiO}_2$ , do tipo-I Australiano (Chappell & White, 1992), assemelhando-se, entretanto, aos granitos tipo-A dos mesmos autores.

No diagrama multicatiônico QxP de composição químico-mineralógica (Debon & Le Fort, 1983, figura 3.12) as amostras, com exceção da amostra AS-40a, distribuem-se no campo 1 dos granitos *stricto sensu*.

São rochas subalcalinas, correspondendo no diagrama AxB de Debon & Le Fort (1983) aos termos leucocráticos, distribuídos majoritariamente no campo IV dos granitóides portadores de anfibólio e biotita e baixas proporções de titanita e epidoto (figura 3.13). Algumas análises, entretanto, incidem nos campos II e III dos granitos peraluminosos com

Tabela 3.7 – Análises modais estimadas de alguns granitos da Suíte Intrusiva Marauá.

Amostras	AS-40A	AS-32	JH-20	PV-37	AS-41	PV-48	JH-21	AS-31	PV-91	JH-30	PV-38	PV-92
Quartzo	40	30	45	42	31	30	43	30	45	30	40	42
Plagioclásio	30	35	20	20	30	29	15	30	20	25	20	15
Feldspato Alcalino	23	25	30	30	35	37	37	40	25	30	25	37
Biotita	8	10	5	7	3	3	5	tr	tr	3	3	2
Anfibólio	-	-	-	1	tr	1	-	-	-	1	2	tr
Minerais Opacos	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Epidoto	tr	-	tr	tr	1	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr
Titanita	2	-	-	2	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr
Zircão	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
Allanita	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	tr	tr	tr
Fluorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
Leucoxênio	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	tr
Clorita	tr	-	-	-	tr	-	-	tr	-	-	-	-
Muscovita	-	-	tr	-	tr	-	-	-	tr	-	-	3
Sericita	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	-	-	-
Óxido de Ferro	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
Argilo-minerais	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	tr	-
Streckeisen, 1976	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sienito-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Monzo-granito	Sieno-granito
Folhas 1:250.000	SA.20-V-A	SA.20-V-A	NA.20-Y-D	NA.20-Y-C	SA.20-V-A	NA.20-Y-C	NA.20-Y-D	SA.20-V-A	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D	NA.20-Y-C	NA.20-Y-D

a presença dominante de biotita. Considerando-se o índice de Shand, o espalhamento nos campos metaluminoso-peraluminoso se repete, com apenas uma análise das amostras portadoras de anfibólio hastingsítico (?), incidindo no campo peralcalino. Apresentam coríndon e diopsídio normativos (tabela 3.9) reflexo das composições evidenciadas no diagrama da figura 3.13.

No diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de La Roche *et al.* (1980), com campos discriminantes de ambientes tectônicos segundo Batchelor & Bowden (1985), as amostras distribuem-se nos campos 6 e 7 (figura 3.14), que correspondem ao campos dos granitóides sincolisionais e pós-orogênicos.

### Elementos-Traço

Os teores de Rb e Sr são similares, havendo ligeira dominância do primeiro, refletida nas razões Rb/Sr na maioria das vezes maior que 1.

No diagrama de discriminação petrotectônica com emprego de elementos menos móveis (Pearce

*et al.*, 1984) a maioria das amostras incide no campo dos granitos intraplaca (WPG) (figura 3.15).

Nos diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Thompson *et al.*, 1982), apresentam padrões de distribuição paralela (figura 3.16), sugerindo cogeneticidade da população analisada. Nestes diagramas observam-se anomalias negativas expressivas em elementos incompatíveis (Ba, Sr, Ti, P e menos marcante em Nb) relativamente aos LILE's (K, Rb, La, Ce, Sm, Zr e Yb e Rb) que por sua vez tendem a apresentar anomalias positivas.

### Elementos Terras-Raras (ETR)

Quando normalizados ao condrito (Boynton, 1984), a população apresenta padrões de distribuição subparalelos, mostrando enriquecimento em ETR leves (figura 3.17), com marcante anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,2$  a  $0,5$ ); forte enriquecimento e horizontalização em ETRP, caracterizando um padrão tipo "asa-de-pássaro".

Tabela 3.8 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %; elementos-traço, incluindo elementos terras-raras - ETR em ppm) de amostras de rocha da Suíte Intrusiva Marauaiá. Alguns parâmetros geoquímicos também são relacionados para fins petrogenéticos.

Amostra	AS-40A	AS-32	JH-20	PV-37	AS-41	PV-48A	JH-21	AS-31	PV-91	AS-50A	PV-53	PV-30
SiO <sub>2</sub>	70,80	72,60	73,30	73,60	73,90	74,00	74,80	76,30	78,50	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,21	0,26	0,21	0,21	0,20	0,10	0,10	0,15	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,20	13,20	12,30	13,20	13,30	12,30	12,30	11,50	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	1,50	1,60	0,77	1,10	1,30	1,60	0,80	0,54	-	-	-
FeO	1,10	0,23	0,70	0,50	0,28	0,83	0,50	0,05	0,69	-	-	-
MnO	0,13	0,06	0,00	0,00	0,05	0,11	0,00	0,00	0,90	-	-	-
MgO	0,62	0,17	0,07	0,40	0,17	0,26	0,11	0,00	0,00	-	-	-
CaO	2,10	0,77	0,70	0,84	1,20	0,18	0,61	0,70	0,39	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,40	3,50	4,10	3,20	3,60	3,50	3,20	2,90	-	-	-
K <sub>2</sub> O	3,60	6,30	5,60	6,10	5,80	5,40	5,30	5,10	4,90	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,07	0,06	-	0,11	-	-	0,02	0,00	-	-	-
P.F.	0,64	0,84	0,86	0,86	0,54	0,16	0,92	0,88	0,21	-	-	-
Total	98,79	98,51	98,99	98,82	99,22	99,18	98,82	98,57	100,47	-	-	-
#Mg	23,39	16,09	5,51	37,40	19,26	18,81	9,18	-	-	-	-	-
V	30	21	20	-	25	20	20	-	20	11	14	20
Zr	350	310	-	-	380	-	-	260	-	150	410	-
Sn	5,00	-	-	-	7,00	-	-	5,00	-	6,00	5,00	-
Rb	220	290	-	-	270	-	-	220	-	310	190	-
Ba	730	750	520	-	530	345	370	180	100	310	540	1.060
Sr	250	290	65	-	310	45	50	62	20	100	120	245
Nb	28,0	32,0	-	-	29,0	-	-	27,0	-	21,0	16,0	-
Y	87	28	-	-	62	-	-	18	-	63	44	-
Th	46,00	51,00	-	-	130,00	-	-	78,00	-	19,00	15,00	-
La	102,50	68,68	-	-	149,90	-	-	77,23	-	26,79	43,70	-
Ce	181,80	199,40	-	-	294,60	-	-	175,40	-	56,06	198,40	-
Nd	69,29	45,70	-	-	74,62	-	-	44,81	-	22,69	42,81	-
Sm	10,7	7,02	-	-	10,23	-	-	6,22	-	4,28	8,24	-
Eu	1,43	0,71	-	-	1,46	-	-	0,51	-	0,44	0,66	-
Gd	7,62	4,30	-	-	7,12	-	-	3,49	-	2,81	6,53	-
Dy	8,1	3,84	-	-	6,48	-	-	3,58	-	2,76	6,99	-
Ho	1,7	0,80	-	-	1,43	-	-	0,75	-	0,59	1,45	-
Er	5,6	2,30	-	-	4,51	-	-	2,18	-	1,78	4,16	-
Yb	6,0	2,96	-	-	5,10	-	-	2,39	-	1,63	4,50	-
Lu	0,8	0,41	-	-	0,75	-	-	0,33	-	0,22	0,62	-
ΣETR	395,89	336,10	-	-	556,19	-	-	316,89	-	120,04	318,05	-
Log Ca/Na+K	-0,52	-1,10	-1,11	-1,08	-0,87	-1,69	-1,15	-1,07	-1,30	-	-	-
IAG	1,29	2,18	1,95	2,28	2,01	1,87	1,98	1,90	1,94	-	-	-
Rb/Sr	0,88	1,00	-	-	0,87	-	-	3,55	-	3,10	1,58	-
Rb/Ba	0,30	0,39	-	-	0,51	-	-	1,22	-	1,00	0,35	-
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0,46	0,37	-	-	0,50	-	-	0,31	-	0,36	0,27	-
(Ce/Yb) <sub>n</sub>	7,72	17,43	-	-	14,94	-	-	18,98	-	8,92	11,40	-

Obs: IAG = Índice Agpáitico; Eu\* = (Sm+Nd)/2

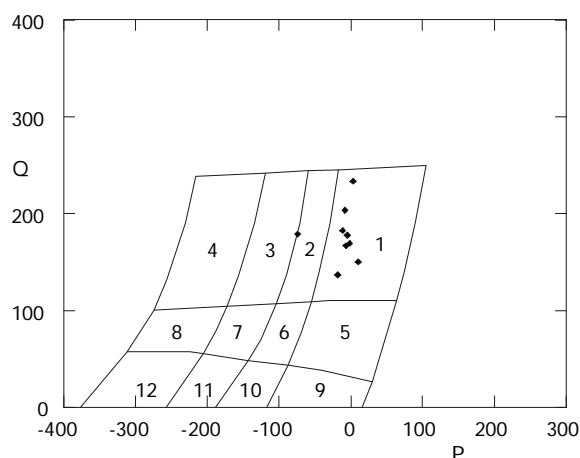


Figura 3.12 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Marauaiá no diagrama classificatório multicatiônico QxP (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $P = K - (Na + Ca)$ ;  $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ .

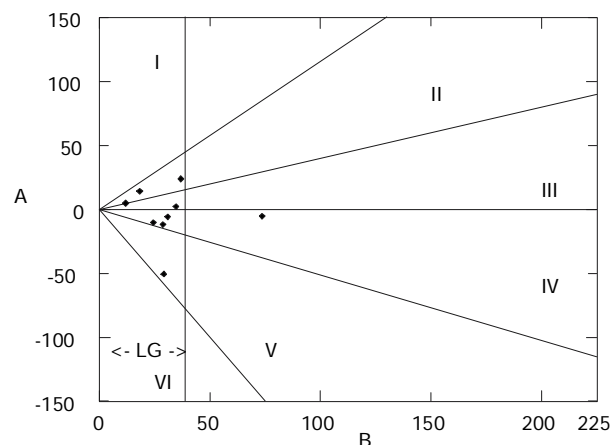


Figura 3.13 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Marauaiá no diagrama AxB (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ ;  $B = Fe + Mg + Ti$ .

Tabela 3.9 – Análises normativas dos granitos da Suíte Intrusiva Marauaiá.

Amostra	AS-40A	AS-32	JH-20	PV-37	AS-41	PV-48A	JH-21	AS-31	PV-91
Q	29,75	26,38	28,76	27,50	29,95	30,25	31,72	36,64	40,23
C	0,38	-	0,21	-	-	1,19	-	0,26	0,70
Or	21,68	37,97	33,49	36,51	34,69	32,22	31,75	30,69	28,84
Ab	30,06	29,25	29,96	29,68	27,32	30,75	30,02	27,49	24,43
An	8,8	2,18	3,28	-	4,56	1,01	2,25	3,47	1,96
Ns	-	-	-	1,27	-	-	-	-	-
Di	-	1,36	-	3,57	0,85	-	0,83	-	-
Hy	7,5	2,45	3,72	1,07	2,09	4,23	3,29	1,27	3,56
Il	1,21	0,41	0,50	0,40	0,40	0,38	0,19	0,19	0,28
Ap	0,76	0,18	0,15	-	0,27	-	-	0,05	-
Total	100,14	100,18	100,07	100,00	100,13	100,03	100,05	100,06	100,00

### 3.1.4.4 Petrogênese

A composição petrográfica unimodal e mineralogicamente homogênea, sem fracionamento significativo, sugere que tais padrões refletem características da fonte.

As anomalias negativas de Eu, associadas aos baixos teores de Sr e às anomalias negativas de Ba, sugerem que os feldspatos estiveram envolvidos durante a evolução do magma como importante fase residual (retidos na fonte).

Os altos valores de  $SiO_2$  e álcalis, baixos de  $Al_2O_3$  e muito baixos de CaO e MgO, somados ao padrão de distribuição dos ETR do tipo "asa-de-pássaro" indicam a similaridade com os granitóides tipo-A (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987) e  $A_2$  de Eby (1990, 1992). Granitos tipo-A são correntemente interpretados como derivados a partir da cristalização de magmas félsicos, de alta temperatura e anidros, posicionados à níveis crustais rasos sob regimes tardi a pós-colisionais. A fusão parcial em dois estágios (Whalen *et al.*, 1987) da crosta continental infe-

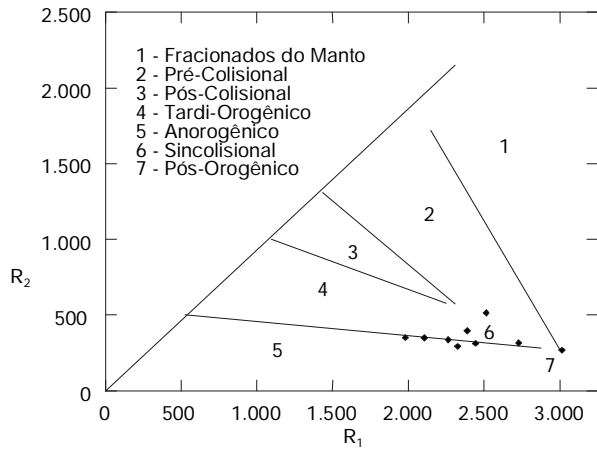


Figura 3.14 – Distribuição dos litótipos da Suíte Intrusiva Maruiá no diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985).  
Obs:  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  
 $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

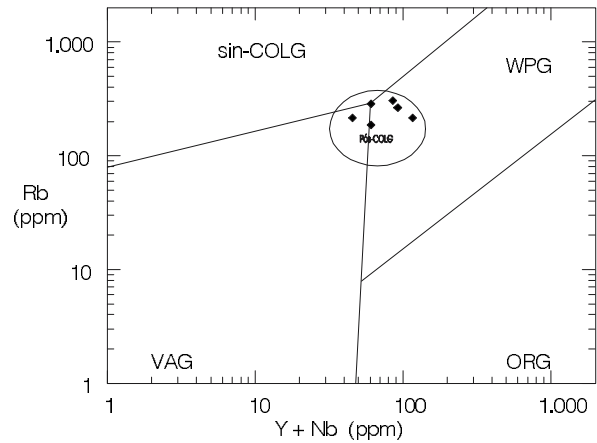


Figura 3.15 – Distribuição dos litótipos da Suíte Intrusiva Maruiá no diagrama  $Rb \times Y+Nb$  (Pearce et al., 1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce, 1996).  
Obs: WPG (granitos intraplaca); ORG (granitos de cadeia oceânica); VAG (granitos de arco vulcânico); syn-COLG (granitos sincolisionais).

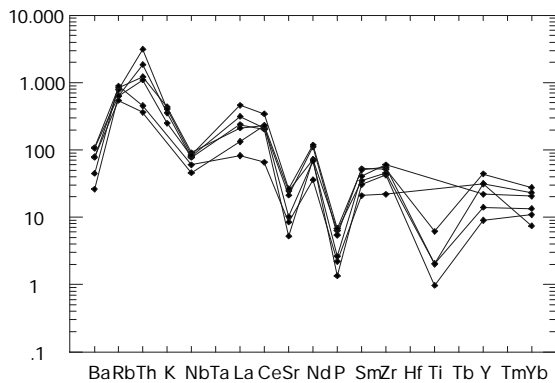


Figura 3.16 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Maruiá no diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Thompson et al., 1982).

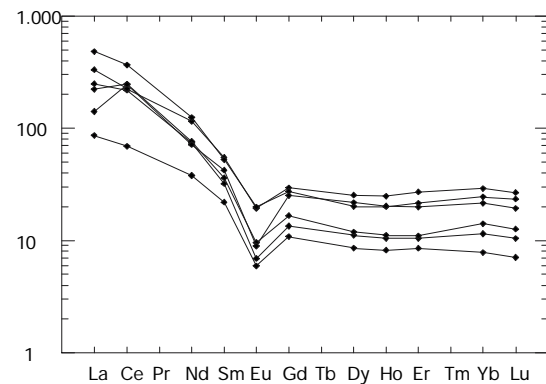


Figura 3.17 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Maruiá no diagrama de elementos terras-raras normalizado ao condrito de Boynton (1984).

rior, composta de ortognaisses granulíticos calcioalcalinos do tipo TTG dos quais tenha sido extraído previamente um primeiro fundido metaluminoso (tipo-I) é um dos modelos mais compatíveis com a assinatura litogeoquímica dos granitos tipo-A. Re-

centemente, Douce (1997), através da fusão incongruente de rochas de composições tonalíticas e granodioríticas em altas temperaturas (950°C) e pressões variando de 4 a 8kbar, produziu experimentalmente fundidos similares aos magmas do ti-

po-A corroborando esse modelo. Comprovou também que sob baixas pressões (4kbar) o fundido apresenta características metaluminosas e as percentagens de fundidos produzidos variam de 40 a 20%.

A assinatura tipo-A, encontrada na presente associação, sugere algumas afinidades desta com o magmatismo pós-colisional, tardi a pós-tectônico existente em outros cinturões orogênicos, sejam eles modernos ou antigos. A repartição dos resultados nos campos 6 e 7 do diagrama multicatiônico  $R_1 \times R_2$  de Batchelor & Bowden (1985; figura 3.14) e sua inclusão no campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996; figura 3.15) corroboram essas inferências.

Gnaisses de alto grau do tipo TTG representam bons candidatos a rocha-fonte desse magmatismo; embora não tenham sido reconhecidos no presente estudo, sua caracterização em trabalhos de maior detalhe deve constituir uma das metas dos futuros mapeamentos regionais. Os litótipos relacionados ao Complexo Cauaburi são, atualmente, os que mais se aproximam desse tipo de magmatismo, podendo se constituir em rochas-fonte apropriadas para os granitóides Marauíá.

#### 3.1.4.5 Idade e Correlação

Não existem dados geocronológicos diretos da Suíte Intrusiva Marauíá em sua área-tipo. Basei (1975) apresentou uma isócrona de referência na qual foram utilizadas duas amostras situadas na serra Imeri (amostras PT-363A1 e PT-363A), as quais forneceram idades Rb/Sr convencionais de  $1.654 \pm 56$ Ma e  $1.652 \pm 57$ Ma, respectivamente. As amostras foram referidas como pertencentes à unidade Granodiorito Rio Novo (Montalvão *et al.*, 1975 e Basei, 1975) e neste trabalho foram reinterpretadas, com base na petrografia, como pertencentes à Suíte Intrusiva Marauíá. Na isócrona de referência (Basei, 1975) foram utilizadas várias amostras de unidades geológicas distintas, o que restringe o seu uso e suas interpretações.

No Escudo das Guianas são descritos vários granitóides tipo-A, como por exemplo, os granitos Tiquié (Pinheiro *et al.*, 1976; Lima & Pires, 1985), Uaupés (Dall'Agnol & Macambira, 1992), Surucus (Montalvão *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1981), Mucajá (Fraga & Reis, 1995) e El Parguaza (Mendoza, 1972), este último na Venezuela, todos considerados posteriores ao Evento Uatumã (1,8Ga a 1,7Ga). Este grupo de granitóides pode ser correlacionado quanto às similaridades petrogenéticas

com a Suíte Intrusiva Marauíá. Comparações petrológicas com alguns destes granitóides indicaram uma maior similaridade da Suíte Intrusiva Marauíá com os granitos da Suíte Intrusiva Tiquié (Lima & Pires, 1985; Silva & Santos, 1994; Almeida, 1997), diferindo destes apenas sobre alguns HFSE (Nb, Y, e Zr) e em alguns elementos maiores. Amostras representativas da Suíte Intrusiva Tiquié, provenientes do igarapé Castanho (área-tipo, Folha NA.19-Y-D) e alto curso do rio Içana (Folha NA.19-Y-B), apresentam idades convencionais Rb/Sr (Pinheiro *et al.*, 1976) de  $1.626 \pm 57$ Ma e  $1.524 \pm 49$ Ma, respectivamente. Os demais granitóides tipo-A metaluminosos, situados no Escudo das Guianas, apresentam idades entre 1,54Ga e 1,62Ga. Deste modo, é possível sugerir que a Suíte Intrusiva Marauíá possua a mesma idade da Suíte Intrusiva Tiquié, situada a cerca de 500km de distância.

#### 3.1.5 Suíte Intrusiva Marié-Mirim (Mmmg)

Estudos litoquímicos (Silva & Santos, 1994; Silva *et al.*, 1996) nos granitóides da região de Tiquié permitiram, no âmbito da denominada Suíte Intrusiva Tiquié (Lima & Pires, 1985; Santos & Melo, 1993), a caracterização de uma associação granítica subalcalina de hornblenda granitos do tipo-A<sub>2</sub> e outra alcalina do tipo-A<sub>1</sub> (*sensu* Eby, 1992).

A partir de estudos químicos posteriores, Almeida (1996, 1997) caracterizou uma associação peralcalina tipo-A na região da serra Marié-Mirim, anteriormente reunida na Suíte Tiquié. O autor propôs a designação Suíte Intrusiva Marié-Mirim para englobar esses termos peralcalinos incluindo outros corpos graníticos de características semelhantes, como por exemplo, os riebeckita-aegirina granitos descritos por Pinheiro *et al.* (1976) e Dall'Agnol & Abreu (1976), localizados no setor sudoeste da serra Marié-Mirim. No mesmo trabalho, Almeida (1997) propôs a manutenção da designação de Granito Tiquié para os granitóides tipo-A subalcalinos caracterizados por Silva & Santos (1994) e Silva *et al.* (1996). Os granitóides da Suíte Marié-Mirim formam em geral corpos de dimensão batolítica, estendendo-se da Folha NA.19-Z-D até a Folha NA.20-Y-C.

##### 3.1.5.1 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A maior parte dos seis corpos cartografados teve como base de interpretação e análise as imagens semicontroladas de radar. Apenas dois corpos, lo-



calizados no extremo-oeste da Folha NA.20-Y-C (próximo à serra da Neblina), puderam ser amostrados e ter seus litótipos submetidos à análise petrográfica, dando maior suporte à cartografia geológica. Estes granitóides ocorrem, em sua maioria, restritos à parte oeste da área mapeada, apresentando formato elíptico a circular, com orientação NE-SW, localmente E-W, e com dimensões que variam de 45 a 225km<sup>2</sup>. Apenas um plúton, recoberto por sedimentos recentes apresenta área aflorante em torno de 30km<sup>2</sup>, estando localizado na porção leste da área, no baixo curso do rio Preto (Folha NA.20-Y-D). Normalmente são intrusivos nos granitóides foliados e ortognaisses do Complexo Cauaburi e apresentam-se parcialmente recobertos por sedimentos da Formação Serra da Neblina. Nas imagens semicontroladas de radar caracterizam-se por constituir serras de cotas elevadas, formando cristas bem marcadas e drenagens com padrão subdendrítico.

### 3.1.5.2 Petrografia

Petrograficamente são constituídos por monzogranitos a alcalifeldspato granitos, com substancial predomínio de sienogranitos (tabela 3.10). Apresentam coloração rósea, tonalidade clara, granula-

ção média a grossa e textura equigranular (foto 12). Variedades porfiríticas são localmente observadas, caracterizadas por megacristais de feldspato alcalino com comprimento médio de 2,5cm. O quartzo é predominantemente azulado e os minerais máficos quando presentes ocorrem normalmente com incipiente orientação preferencial e em percentagem inferior a 5% (leucogranitos).

Em lâmina delgada, são observados: feldspato alcalino (microclínio e/ou ortoclásio micropertíricos), quartzo, plagioclásio, biotita, além de anfíbólio, allanita, minerais opacos, epidoto e eventualmente zircão, fluorita, apatita e titanita. São hololeucocráticos e bastante enriquecidos em quartzo. Apresentam com frequência feições texturais e estruturais indicativas de deformação rúptil, e muito subordinadamente dúctil (milonitização), indicando a atuação de fenômenos deformacionais mais intensos e localizados.

Texturas rapakivíticas são extremamente raras, entretanto são frequentes os grãos “manchados” ou com “rajas” de composição albitica, que podem ocorrer preferencialmente orientadas. São abundantes e generalizadas as microfaturas preenchidas por quartzo.

O quartzo apresenta duas gerações principais: a) grão médio a grosso, subédrico a euédrico, de cristalização provavelmente precoce; b) caráter

Tabela 3.10 – Análises modais estimadas de alguns granitos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim.

Amostra	EP-185	EP-186	EP-187	EP-189	JH-25	AF-390A	EP-160	EP-162	EP-163	AF-387A	AF-397
Quartzo	36	33	38	44	34	25	28	30	30	30	33
Feldspato alcalino	50	47	45	56	31	59	60	50	65	40	30
Plagioclásio	10	15	18	tr-	29	15	6	15	4	23	32
Biotita	3	2	tr	1	4	1	4	1	tr	5	3
Riebeckita-arfvedsonita	tr	-	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	-
Muscovita	tr	2	tr	tr	-	-	-	3	1	-	1
Allanita	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr
Epidoto	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-	-	1	tr
Titanita	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-
Minerais opacos	tr	tr	tr	tr	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Sericita	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	1	1
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Fluorita	tr	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-
Obs:	All+Op ≈-1%	All+Op ≈-1%				Mi	All+Op+Ep ≈-1%	Cl		Ss,Cl	Ss,Cl
Streckeisen, 1976	Sieno-granito	Sieno-granito	Sieno-granito	Alcali-feldspato granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Alcali-feldspato granito	Sieno-granito	Alcali-feldspato granito	Monzo-granito	Monzo-granito
Folha 1:250.000	NA.19-Z-D	NA.19-Z-D	NA.19-Z-D	NA.19-Z-D	NA.20Y-D	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C	NA.20-Y-C

Obs: All - allanita; Cl - clorita; Ep - epidoto; Mi - mirmequita; Op - minerais opacos; Ss - saussurita.

tardio, apresenta contornos anédricos, grão fino a grosso, anédrico, de cristalização tardia. Ambos ocorrem com extinção ondulante de intensidade variada, subgranulação e recuperação.

O plagioclásio é tabular, apresentando-se com contornos subédricos a euédricos localmente. Ocorrem cristais tabulares de plagioclásio microfraturados e com lamelas de geminação curvas.

A biotita raramente ultrapassa 5% em termos de volume total da rocha, ocorrendo em média com 2%, estando frequentemente cloritizada e sericitizada (alteração deutérica e/ou hidrotermal). O anfibólio é subédrico a anédrico, de grão fino, possuindo pleocroísmo variando de verde intenso à verde-oliva, localmente verde-azulado, e com birrefringência moderada a alta (riebeckita e/ou arfvedsonita).

### 3.1.5.3 Litoquímica

As análises químicas (tabela 3.11) foram obtidas em cinco amostras (EP-185, 186, 187, 189; JH-25), a maior parte da porção ocidental do maciço granítico (Folha NA.19-Y-D). A tabela 3.11 mostra também a média de sete análises da Suite Intrusiva Tiquié (compilada de Almeida, 1997), e a composição média dos granitos A australianos, segundo Whalen *et al.* (1987).

### Elementos Maiores

Trata-se de uma suíte quimicamente homogênea, enriquecida em sílica (SiO<sub>2</sub> entre 74 e 75%) evidenciada também pela presença de quartzo (Q

*Tabela 3.11 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %; e alguns elementos-traço em ppm) de amostras de rocha da Suite Intrusiva Marié-Mirim. Alguns parâmetros geoquímicos e resultados analíticos de granitos tipo-A (média) também são relacionados para fins petrogenéticos e de comparação. Obs: os resultados das amostras EP-185, 186, 187, 189 foram extraídos de Melo & Villas Boas (1993).*

Amostra	EP-185	EP-186	EP-187	EP-189	JH-25	Granito Tiquié 7 amostras (Almeida, 1997)	Granito Marié- Mirim 4 amostras	Granito tipo-A 148 amostras (Whalen <i>et al.</i> , 1987)
SiO <sub>2</sub>	74,60	74,80	75,10	75,20	75,40	73,30	74,93	73,81
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,23	0,17	0,26	0,10	0,28	0,22	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60	12,70	12,60	12,10	11,30	12,71	12,50	12,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,57	0,28	0,67	2,10	0,66	0,63	1,24
FeO	0,74	0,59	0,59	0,59	0,60	1,11	0,50	1,58
MnO	0,05	0,05	0,04	0,06	-	0,04	0,05	0,06
MgO	0,09	0,12	0,06	0,06	0,05	1,19	0,08	0,20
CaO	0,29	0,54	0,21	0,44	0,14	1,34	0,37	0,75
Na <sub>2</sub> O	4,00	3,80	3,80	3,70	4,10	3,34	3,82	4,07
K <sub>2</sub> O	6,00	5,80	6,30	6,10	4,80	5,07	6,13	4,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,05	-	0,06	0,05	0,04
P.F.	-	-	-	-	0,86	0,67	0,67	0,95
Total	99,30	99,39	99,35	99,37	99,45	99,77	99,95	100,01
#Mg	12,04	16,24	11,27	8,23	3,46	-	-	-
Pb	20	100	30	70	-	-	-	24
K	49,808	48,148	52,298	50,638	-	-	-	-
Rb	448	473	453	361	-	285	433	169
Ba	700	700	1.500	1.000	120	-	-	352
Sr	-	-	100	100	15	-	-	48
Nb	-	-	-	-	-	-	-	37
Zr	150	200	100	300	-	-	-	528
Ti	1.319	1.379	1.019	1.559	-	-	-	-
Y	20	70	20	100	-	-	-	75
La	70,00	150,00	50,00	150,00	-	-	-	-
Be	3,00	3,00	1,00	1,00	-	-	-	-
IAG	2,19	2,10	2,29	2,30	1,97	1,83	2,25	1,75
Rb/Sr	-	-	4,53	3,61	-	-	-	3,52
Rb/Ba	0,64	0,68	0,30	0,36	-	-	-	0,48
K/Rb	111,18	101,79	115,45	140,27	-	-	-	228,41

Obs: IAG = Índice Albitico.

ca. 30%) e hiperstênio (Hy <1%) normativos; e em álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 9\%$ ), apresentando IAG variando entre 2,0 e 2,3. É empobrecida em alumínio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 11,3 e 12,6%), cálcio ( $\text{CaO} < 0,5\%$ ), magnésio ( $\text{MgO} < 0,12\%$ ) e titânio ( $\text{TiO}_2 < 0,26\%$ ) se comparada aos granitóides Tiquié.

No diagrama multicatiônico QxP de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983), apresenta distribuição nos campos 1 e 2 dos granitos e adamelitos (figura 3.18), enquanto que no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) ocupam o campo dos granitos peralcalinos (figura 3.19). Sua natureza peralcalina também é evidenciada pela presença de arfvedsonita-riebeckita modal e acmita normativa (<3%; tabelas 3.10 e 3.12).

No diagrama  $R_1 \times R_2$  (de La Roche *et al.*, 1980; modificado por Batchelor & Bowden, 1985), possuem similaridade química com os granitóides considerados anorogênicos (figura 3.20).

### Elementos-Traço

A normalização dos elementos-traço em relação ao ORG (*ocean ridge granites* de Pearce *et al.*, 1984) salienta a similaridade do Granito Marié-Mirim e aqueles posicionados em ambiente de crosta continental atenuada, conforme mostra a figura 3.21 (granitos Mull e Skaergard).

#### 3.1.5.4 Petrogênese

Alguns critérios, não obrigatoriamente excludentes entre si, são admitidos na literatura para a gênese de magmas graníticos peralcalinos: a) origem a partir da fusão parcial de uma fonte mantélica específica, com alta concentração de álcalis e HFSE (Collins *et al.*, 1982), ou b) atuação de processos de diferenciação por fracionamento envolvendo plagioclásio e anfibólio aluminoso (crustal). Outros autores acreditam na atuação de fenômenos metasomáticos (sódico e potássico) atuando nas fases iniciais (Bailey, 1978; Currie *et al.*, 1986) ou tardias (Taylor *et al.*, 1980) do desenvolvimento do magma, que pode ser do tipo-I ou S.

A assinatura geoquímica da suíte estudada é compatível com a evolução de um magma originalmente anidro (*hypersolvus*), sob altas temperaturas (capaz de atingir níveis crustais relativamente rasos), sendo quase que totalmente composto de líquido (livre de restitos), onde processos ligados a diferenciação magmática por cristalização fracionada tiveram sua atuação restringida. Os dados

Tabela 3.12 – Análises normativas dos granitos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim.

Amostra	EP-185	EP-186	EP-187	EP-189	JH-25
Q	28,29	29,43	29,21	30,38	33,69
Z	0,03	0,04	0,02	0,06	0,00
Or	35,63	34,46	37,41	36,19	28,37
Ab	31,27	32,15	29,60	28,17	31,40
An	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00
Ac	1,39	0,00	0,81	1,94	2,90
Ns	0,23	0,00	0,38	0,22	0,00
Di	1,13	1,28	1,00	1,82	0,33
Wo	0,00	0,26	0,00	0,03	0,14
Hy	0,75	0,00	0,55	0,00	0,00
Mt	0,00	0,83	0,00	0,00	1,59
Il	0,42	0,44	0,32	0,49	0,19
Ap	0,13	0,12	0,14	0,13	0,00
Total	99,27	99,41	99,45	99,44	98,61

químicos de elementos-traço apontam para uma gênese crustal (crosta atenuada), que é compatível com  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  de 0,708 (fonte crustal ou híbrida) obtida por Basei (1975). Por outro lado, Santos & Reis Neto (1982) apresentam  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  de 0,700, sugerindo fontes mantélicas para este mesmo agrupamento litológico.

#### 3.1.5.5 Idade e Correlação

As intrusões graníticas do tipo-A, caracterizadas por associações *hypersolvus* peralcalinas e *sub-solvus* metaluminosas a peraluminosas, apresentam ampla distribuição espacial no Escudo das Guianas, tendo sido geradas num intervalo de tempo de 1,54 e 1,62Ga. Dentre elas destacam-se os granitos Tiquié (Pinheiro *et al.*, 1976; Lima & Pires, 1985), Uaupés (Dall'Agnol & Macambira, 1992a e b), Surucucus (Montalvão *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1981), Mucajá (Fraga & Reis, 1995) e El Pargua (Mendoza, 1972), este último na Venezuela.

Especificamente no Estado do Amazonas, os granitóides metaluminosos tipo-A e *sub-solvus*, pertencentes à Suíte Intrusiva Tiquié (Silva e Santos, 1994; Silva *et al.*, 1996; Almeida, 1997), distantes mais de 500km da área pesquisada, apresentam idades convencionais Rb/Sr (Pinheiro *et al.*, 1976), já recalculadas pela constante  $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup>, de  $1.626 \pm 57\text{Ma}$  e  $1.524 \pm 49\text{Ma}$ . Outras duas amostras, todas à época consideradas correlacionáveis ao Granito Tiquié, provenientes da re-

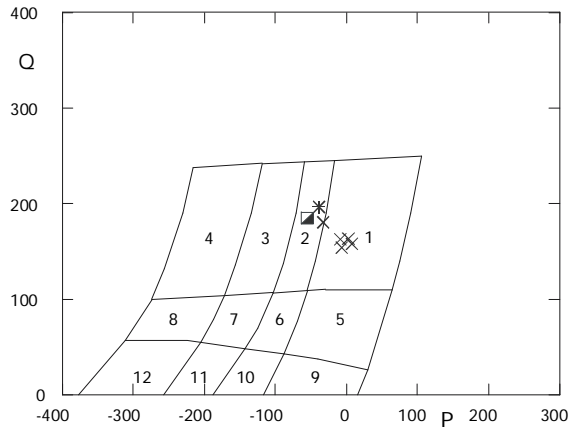


Figura 3.18 – Comportamento dos litótipos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim no diagrama classificatório multicatiónico QxP (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $P = K - (Na + Ca)$ ;  $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ .

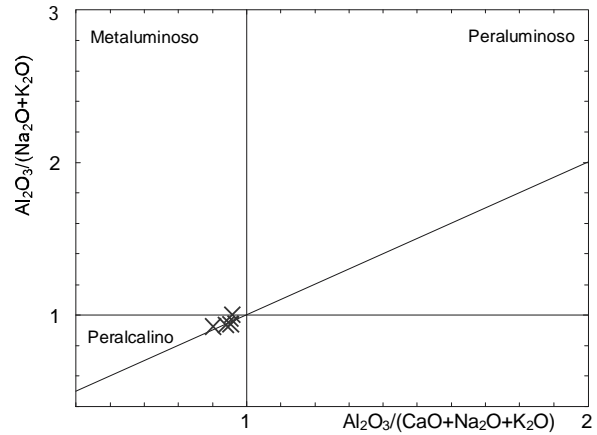


Figura 3.19 – Índice de Shand (modificado por Maniar & Piccoli, 1989) dos litótipos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim.

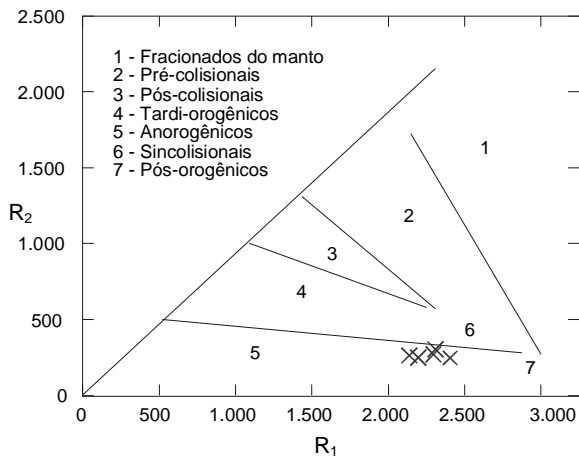


Figura 3.20 – Distribuição dos litótipos pertencentes à Suíte Intrusiva Marié-Mirim no diagrama multicatiónico  $R_1 \times R_2$  de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985).  
Obs:  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

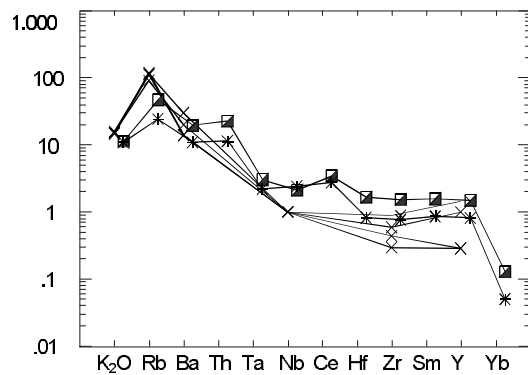


Figura 3.21 – Comportamento comparativo entre os granitoides típicos de crosta atenuada e os litótipos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim no diagrama multielementar normalizado ao ORG (Pearce et al., 1984).

Simbologia: xis – EP-185, 186, 187, 189; JH-25; asterisco – Granito de Skaergard e quadrado semivazado – Granito de Mull (obtidos de Pearce et al., 1984).

gião da serra Marié-Mirim (Folha NA.19-Z-D), também apresentaram idades convencionais Rb/Sr semelhantes:  $1.547 \pm 54\text{Ma}$  (PT-35) e  $1.529 \pm 54\text{Ma}$  (SE-14-PT-29) corrigidas para  $1.601 \pm 54\text{Ma}$  e  $1.583 \pm 54\text{Ma}$  respectivamente. Em razão da inexistência de dados geocronológicos U/Pb e Pb/Pb, admite-se para o Granito Marié-Mirim um posicionamento entre 1,58Ga e 1,60Ga, conforme atestam as idades convencionais Rb/Sr.

### 3.1.6 Coberturas Sedimentares Proterozóicas

Várias coberturas sedimentares proterozóicas ocorrem no Escudo das Guianas, com exposições na Venezuela, Guiana, Brasil e Suriname, formando "mesas" isoladas, ou integrando um grande bloco, Bloco Sedimentar Pacaraima – BSP (Reis & Yáñez, 1999), na porção central do escudo (figura 2.2). Estas coberturas têm sido indiscriminadamente relacionadas ao Supergrupo Roraima, que foi definido no BSP e consiste em espessa sucessão composta por arenitos e conglomerados, com arcóseos e pelitos subordinados e intercalações de rochas piroclásticas na sua porção mediana, sendo característica a presença de soleiras básicas.

A partir da proposição inicial do termo Roraima, por Dalton (1912), vários pesquisadores têm contribuído para caracterização da cobertura sedimentar que compõe o BSP (Yáñez, 1972; Keats, 1973; Ghosh, 1985; Pinheiro *et al.*, 1981, 1988; Castro & Barrocas, 1986; Reis *et al.*, 1985 e Reis & Carvalho, 1996), sendo que os estudos mais pormenorizados, no Brasil, foram apresentados por Pinheiro *et al.* (1990). Estes últimos autores elevaram a unidade à categoria de "Supergrupo Roraima" e propuseram uma subdivisão mais atual.

A idade da sedimentação no BSP tem sido estabelecida através da obtenção de valores isotópicos em diabásios que constituem os *sills* Avanavero e que intercalam-se a vários níveis na cobertura ( $1.603\text{Ma}$  – Hebeda *et al.*, 1973, e  $1.635\text{Ma}$  – McDougall *et al.*, 1963), além de rochas piroclásticas ( $1.640\text{Ma}$  – Priem *et al.*, 1973;  $1.731\text{Ma}$  – Gaudette & Olszewski, 1985b) presentes na sucessão. O valor mais preciso para a idade dos *sills* e das rochas piroclásticas corresponde respectivamente a  $1.778 \pm 12\text{Ma}$  (U/Pb SHRIMP em baddeleíta) e  $1.860\text{Ma}$  (U/Pb SHRIMP em zircões), dados obtidos recentemente por Santos *et al.* (no prelo). Por outro lado, uma idade máxima de deposição em torno de 1,5Ga foi mencionada por Reis *et al.* (1991) para o conglomerado basal da sucessão sedimen-

tar na serra das Surucucus, que constitui uma mesa isolada no oeste do Estado de Roraima e cuja principal fonte de clastos são granitóides oriundos da Suíte Surucucus. O valor de 1,5Ga teve confirmação através do reconhecimento de uma única população de zircões na fração conglomerática da referida unidade sedimentar, datados em  $1.551 \pm 5\text{Ma}$  (Santos *et al.*, 1999), enfatizando um período de tempo de aproximadamente 300Ma entre a deposição da base da seqüência na serra das Surucucus, e da porção média do Supergrupo Roraima. Reis & Carvalho (1996) ressaltaram, a existência de pelo menos duas sucessões sedimentares depositadas em períodos distintos, revelando ainda que uma correlação entre as diversas exposições isoladas ao longo do Escudo das Guianas com o Supergrupo Roraima (no BSP) não é aconselhável.

Apesar das evidências atuais desabonarem a proposta de correlação, historicamente várias exposições de rochas sedimentares que formam típico relevo na forma de mesas, na região nor-noroeste do Amazonas, foram correlacionadas ao Supergrupo Roraima (*e.g.* Montalvão *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1976; Borges, 1987a e b; Melo & Villas Boas, 1993). Nesta região, além de seqüências bem preservadas, ocorrem exposições metasedimentares, mais intensamente deformadas, sob condições da fácies xisto-verde, relacionadas ao Grupo Tunuí (com predomínio de quartzitos) que têm sido interpretado como unidade mais antiga (Montalvão *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1976; e Melo & Villas Boas, 1993) relacionada à evolução do embasamento ou como representante mais deformado das mesmas seqüências sedimentares preservadas nas "mesas" (Lima & Pires, 1985).

Na área do Projeto Serra Imeri, três seqüências de cobertura foram identificadas: Formação Aracá, Formação Daraá e Formação Serra da Neblina. A idade destas seqüências encontra-se pobremente investigada, sendo sugerida como idade máxima para a sedimentação, aquela do embasamento regional, estimada em torno de 1,80Ga (ver item 3.1.2) que, por sua vez, é mais jovem que a porção média ( $1,86\text{Ga}$ , Santos *et al.*, no prelo) do Supergrupo Roraima no BSP. A correlação das três unidades de cobertura identificadas na área é um assunto controverso. Nas formações Daraá e Serra da Neblina os registros de deformação se restringem aparentemente a feições miloníticas desenvolvidas sob condições da fácies xisto-verde, ao longo de zonas de cisalhamento locais, enquanto na Formação Aracá, o pacote estudado encontra-se deformado, sendo constituído por metasse-

dimentos na fácies xisto-verde com registro, em uma amostra, de que o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito (interpretado por Borges, 1987a e b como um efeito termal). Desta forma, é possível que a unidade Aracá seja mais antiga, no entanto, diante das dificuldades impostas pelo limitado acervo de dados geológicos disponíveis, as três unidades serão descritas neste item.

### 3.1.6.1 Formação Aracá (Maqx)

Os primeiros estudos realizados na serra Aracá se devem a Achão (1974) que descreveu “uma seqüência de rochas metamórficas constituídas por quartzitos e xistos associados, exibindo uma xistosidade na direção NW-SE com mergulhos para SW”.

Montalvão *et al.* (1975) relacionaram as rochas da serra Aracá ao Grupo Roraima e descreveram a estrutura como uma sinclinal assimétrica com eixo NW-SE e mergulho para SW.

Borges (1987a e b) relatou a presença de um pacote de aproximadamente 400m de espessura correlacionado ao Supergrupo Roraima, composto por quartzito arenitos, com subordinada presença de arenitos micáceos e lentes de conglomerados. Arenitos greisenizados, metarenitos e quartzitos ocorrem segundo Borges (1987a), preferencialmente na base da seqüência da serra Aracá.

Melo e Villas Boas (1993) consideraram esta unidade como remanescente de uma bacia sedimentar transtensiva relacionada à instalação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, durante o intervalo Arqueano Superior-Proterozóico Inferior.

Giovannini e Larizzatti (1993, 1994), baseados principalmente na análise de sistemas deposicionais, correlacionaram esta unidade com as seqüências de topo da cobertura Roraima, como descrito no Bloco Sedimentar Pacaraima (figura 2.2).

Recentes dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (no prelo) consideram as rochas da serra Aracá mais antigas que 1,33Ga (interpretada como idade do metamorfismo) e mais jovens que 1,91Ga (valor mais jovem obtido para zircões detriticos na cobertura).

### Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Formação Aracá ocorre na serra homônima situada entre os rios Aracá e Demini, porção

nor-noroeste do Estado do Amazonas, Folha NA.20-Y-D.

A serra Aracá constitui um relevo em forma de mesa, com superfície de cerca de 800km<sup>2</sup> e escarpas abruptas (foto 13), em cuja base dispõem-se depósitos coluvionares que encobrem os contatos entre os metassedimentos que compõe a serra e as rochas sotopostas. Na porção nor-nordeste, o Granito Jauari mantém contato, intrusivo, inclusive com auréola de contato (Borges, 1987a), com os metassedimentos Aracá. Algumas amostras de biotita granito fino, porfíritico, subvulcânico (provenientes de Borges, 1987a) ocorrem na parte central da serra e representam possivelmente diques (?) do Granito Jauari. A leste ocorrem granitos da Suíte Intrusiva Marauaiá cujas relações de contato não foram esclarecidas.

### Petrografia, Deformação e Metamorfismo

As investigações de campo durante o Projeto Serra Imeri restringiram-se à parte sudeste da serra Aracá onde foram encontradas rochas exclusivamente metamórficas. A análise petrográfica das rochas coletadas por Borges (1987a e b), e interpretadas por este autor como estritamente sedimentares, revelou tratar-se, da mesma forma, de rochas exclusivamente metamórficas. Durante um perfil realizado na serra Curupira, pouco a noroeste da serra Aracá, foram encontrados blocos de gnditos relacionados por Santos & Melo (1993) aos metassedimentos da serra Aracá.

No presente trabalho, a reavaliação dos dados de campo, aliada à análise petrográfica das amostras disponíveis, permitiu a identificação das seguintes litologias na Formação Aracá: quartzitos (predominantes); muscovita xistos; metaconglomerados e cianita-sillimanita-biotita xisto (este observado em apenas uma amostra, localizada no contato com o corpo do Granito Jauari).

Os quartzitos apresentam coloração esbranquiçada, granulação fina a média, geralmente são maciços, mas também ocorrem foliados, principalmente quando ricos em muscovita (foto 14), gradando assim, para micaxisto (foto 15). Nas áreas menos deformadas ocorrem preservadas estruturas primárias (foto 16) como estratificação cruzada acanalada, estratificação plano-paralela e marcas de onda. Ao microscópio, os quartzitos possuem textura granoblástica interlobada média a fina definida, sendo compostos, quase que exclusivamente, por grãos de quartzo com extinção ondulante, apresentando contatos com bordos serrilhados e

interpenetrados. Observam-se também, lamelas de muscovita em quantidades variáveis que, quando abundantes, podem definir domínios com textura lepidoblástica.

Os muscovita xistos possuem cor cinza-esverdeado com intenso brilho prateado, granulação média a grossa e apresentam um bandamento composicional definido por alternância entre bandas e lentes quartzosas e bandas micáceas. Geralmente, as bandas micáceas exibem desenvolvidas lamelas de muscovita sem orientação preferencial. Ao microscópio os muscovita xistos são compostos essencialmente por quartzo, muscovita e minerais opacos, ocorrendo subordinadamente clorita, granada e grãos detríticos de zircão e turmalina. Apresentam uma alternância entre domínios quartzosos com textura granoblástica e domínios micáceos, geralmente lepidoblásticos. Em algumas amostras observa-se uma foliação marcada pelo alinhamento de minerais opacos. Exibem também porfiroblastos pós-tectônicos de muscovita sem orientação preferencial formando intercrescimento simplectítico com quartzo.

Os metaconglomerados possuem cor cinza-claro, são compostos por seixos subarredondados de quartzo em meio a matriz de granulação média (foto 17) formada por grãos de quartzo e lamelas de muscovita. Ao microscópio apresentam as mesmas características texturais e mineralógica dos muscovita xistos.

O cianita-sillimanita-biotita xisto exibe cor cinza-médio, granulação fina, e apresenta uma pronunciada xistosidade definida, principalmente por orientação preferencial de minerais máficos. Ao microscópio apresenta uma xistosidade espaçada, definida por alinhamentos de longos prismas de sillimanita fibrolítica que contornam domínios contendo grãos de quartzo, microclínio, cianita e lamelas de biotita. Observam-se porfiroblastos, sem orientação preferencial, de muscovita e pequenos grãos arredondados de zircão.

As rochas da Formação Aracá apresentam paragéneses de minerais metamórficos compatíveis com a atuação de metamorfismo regional progressivo do tipo "Barroviano" (média pressão) sobre rochas pelíticas.

A paragénese quartzo+muscovita+granada, ocorrente nos muscovita xistos representa a porção de baixo grau, fácies xisto-verde, zona da granada. O limite superior de metamorfismo é indicado pela paragénese quartzo+cianita+sillimanita+feldspato alcalino encontrada no cianita-sillimanita-biotita xisto diagnóstica para o grau médio de

metamorfismo regional, fácies anfíbolito, zona da sillimanita-feldspato alcalino para rochas pelíticas.

A presença de porfiroblastos de muscovita sem orientação preferencial caracteriza uma fase pós-tectônica de crescimento mineral.

Relacionado a este metamorfismo regional progressivo, de grau baixo a médio, ocorre uma xistosidade ( $S_n$ ) contendo uma variação composicional possivelmente representa um acamamento sedimentar ( $S_0$ ). Em seções delgadas destes metamorfitos foram observadas dobras abertas ( $D_{n+1}$ ) nesta xistosidade.

### Sistema Depositional

Giovannini & Larizzatti (1993, 1994), descreveram as principais feições deposicionais desta unidade (figura 3.22), resumidas a seguir.

A serra Aracá constitui uma feição de relevo tabular, sustentada por espessos pacotes de rochas metassedimentares, nem sempre bem expostas. No entanto, algumas boas exposições podem ser observadas. Predominam as rochas psamíticas, ocorrendo subordinadamente pséfitos e pelitos, em grande parte afetadas por diferentes graus de deformação e metamorfismo que atuaram na bacia. Apesar deste fato, as rochas apresentam feições sedimentares reliquias bem preservadas nas fácies arenosas (foto 16).

As associações de litofácies individualizadas e a geometria das estruturas correspondentes permitem interpretar que as seqüências sedimentares parcialmente deformadas foram depositadas em ambiente continental de alta energia, em sistemas, fluvial entrelaçado (*braided*) e de leque aluvial, este de ocorrência restrita.

Os depósitos de leque aluvial provavelmente são subordinados e distribuídos nas regiões marginais da bacia, associados aos falhamentos decorrentes da sua instalação, e são representados por cunhas de clásticos grossos. Não foram observados afloramentos destas litologias na porção estudada da serra. Porém, segundo Borges (inf. verbal), há uma significativa exposição de um metaconglomerado com seixos e calhaus subangulosos e subarredondados situada no extremo-sudeste da serra, que corresponderia a um registro deposicional de leque aluvial.

As rochas metassedimentares de caráter fluvial entrelaçado da planície constituem grande parte do volume deposicional da bacia. São formadas por seqüências granodecrescentes, cujos pacotes quartzíticos, por vezes micáceos, de coloração esbranquiçada e bem selecionados, evidenciam alta

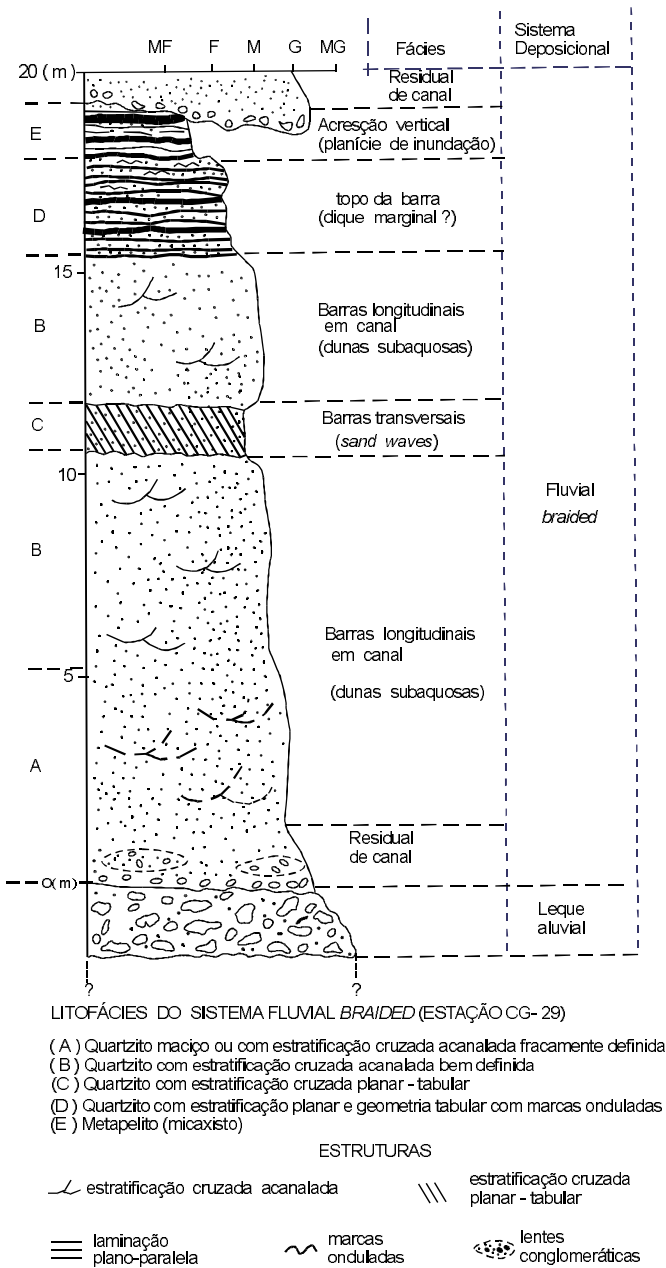


Figura 3.22 – Perfil colunar esquemático de seqüência continental completa da Formação Aracá.

maturidade textural e mineralógica. Subordinadamente ocorrem lentes de metaconglomerados, possivelmente relacionadas às barras de canal. Borges (1987b) descreve lentes de metaconglomerados ortoquartzíticos também na porção noroeste da serra Aracá (estação FB-23), com seixos de

composição quartzosa e bem arredondados, indicando um longo transporte. No topo da seção, aparecem com freqüência camadas de metapelitos (micaxistos) parcialmente preservadas.

### Idade e Correlação

O fato da serra Aracá representar uma feição geomorfológica em “mesa” e ser composta por metassedimentos maduros de origem fluvial levou diversos autores (Montalvão *et al.*, 1975; Borges, 1987a e b; Santos, 1984; Giovannini & Larizzatti, 1993 e 1994) a correlacioná-los ao Supergrupo Roraima.

Melo *et al.* (1993) descartaram qualquer possibilidade de correlação entre as rochas da serra Aracá com o Supergrupo Roraima, considerando-as com idade entre o Arqueano Superior e o Proterozóico Inferior.

Recentes dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (no prelo), indicam que a Formação Aracá foi depositada após 1.901Ma, que é idade da população dos zircões detríticos mais jovens, embora também ocorram zircões mais antigos com idades de até 3.200Ma. Estes autores consideram o metamorfismo com idade em torno de 1.338Ma, obtida através do método Ar-Ar (*step-heating*) em muscovitas metamórficas. Esta idade de metamorfismo deve ser considerada com cautela, visto que o método Ar-Ar, em muscovita, determina a idade do resfriamento abaixo de 250°C, e o pico termal destes metamorfitos atingiu a fácies anfibolito, zona da sillimanita-feldspato alcalino, com temperaturas em torno 500°C, ou seja, muito acima da temperatura de bloqueio do Ar em muscovitas. Além disso, acresça-se o fato das muscovitas serem, na maioria das lâminas, pós-tectônicas.

Embora aparentemente óbvia, a correlação entre a “mesa” da serra Aracá e as rochas sedimentares da serra da Neblina deve ser feita com cautela, devido ao fato desta “mesa” ser composta por metassedimentos, polideformados na fácies xisto-verde, tendo atingido a fácies anfibolito do metamorfismo regional.

### 3.1.6.2 Formação Daraá (Mda)

Santos & Melo (1993) propuseram a unidade Grupo Daraá para englobar seqüência piroclástica-sedimentar composta por tufos riolíticos, tufos cristalovitreos e metassedimentos aflorantes na serra Daraá.



No presente relatório, a revisão petrográfica revelou a presença de rochas exclusivamente sedimentares como quartzo arenitos e subarcóseos; desta forma, a unidade foi redefinida para Formação Daraá.

### **Distribuição Geográfica e Relações de Contato**

A Formação Daraá é de ocorrência muito restrita, limitando-se a uma área de aproximadamente 400km<sup>2</sup> situada na serra homônima, Folha NA.20-Y-C quadrícula VI, porção nor-noroeste do Estado do Amazonas.

Em imagens de satélites e radar, as rochas da Formação Daraá constituem cristas levemente sinuosas e orientadas segundo a direção NE-SW. As relações de contato com unidades circunvizinhas não estão esclarecidas; os quartzo arenitos e subarcóseos, aparentemente, recobrem as rochas do Complexo Cauaburi.

### **Petrografia, Deformação e Metamorfismo**

A Formação Daraá constitui uma seqüência de rochas clásticas onde foram identificados quartzo arenitos e subarcóseos (foto 18), com amplo predomínio dos primeiros. Estes litótipos apresentam uma grande variedade de modificações texturais, gradando desde a rocha com textura original e estruturas primárias até termos protomiloníticos (foto 19).

Ao microscópio os quartzo arenitos são compostos por grãos angulosos a subangulosos de quartzo com tamanho variando entre 0,3mm e 0,5mm, ou seja, areia de tamanho médio. Os clastos são predominantemente de quartzo monocristalino, ocorrendo também grãos de quartzo policristalino e fragmentos de rocha vulcânica (?) básica. Alguns termos apresentam níveis ricos em lamelas de muscovita, podendo ser classificados como arenitos micáceos. O contato entre os grãos varia de pontual, em algumas amostras, a côncavo-convexo, na maioria. Observam-se também grãos de quartzo onde, inclusive os policristalinos, apresentam bordos reentrantes indicando, possivelmente, dissolução por pressão durante a diagênese. O cimento é geralmente composto por quartzo autigênico, e em algumas amostras ocorre também óxido de ferro.

Os subarcóseos possuem cores avermelhadas, variando de rosa-claro a laranja-acinzentado (foto 18). Geralmente apresentam estratificação plano-paralela e fraturas e vênulas preenchidas por caolim. Ao microscópio, os subarcóseos são compostos por grãos clásticos de quartzo, predomi-

nantemente subangulosos a subarredondados e, subordinadamente por grãos de feldspato em meio ao abundante cimento formado por argilominerais, sílica microcristalina e óxido de ferro. Ocorrem também, raros grãos detriticos de zircão. A granulometria é de areia média (em torno de 0,4mm). Os clastos de quartzo normalmente apresentam sobre crescimento autigênico e os de feldspato ocorrem parcial ou totalmente alterados e substituídos por argilominerais e óxidos de ferro que constituem o cimento ou pseudomatriz.

As modificações geradas por tectonismo e hidrotermalismo são representadas por ocorrências restritas de quartzo-sericita xistos. Embora estes litótipos pertençam a outra classe de rocha, foram incluídos nesta unidade em função de informações de campo que consideram estas rochas como produto de intensa deformação gerada em zonas de cisalhamento sobre as rochas sedimentares da Formação Daraá.

As rochas da Formação Daraá apresentam uma distribuição muito heterogênea da intensidade de deformação, visto que ocorrem rochas praticamente indeformadas (foto 18) que preservam textura original, e rochas deformadas com texturas predominantemente metamórficas (foto 19).

Associada a esta deformação observou-se uma incipiente recristalização de lamelas de sericita ao longo dos planos de clivagem, e recristalização dinâmica de grãos de quartzo. Exceção a este fato, os quartzo-sericita xistos são os únicos a apresentar textura e paragênese exclusivamente metamórficas. Paragênese esta indicativa de condições (quartzo+sericita) de pressão e temperatura equivalentes àquelas da fácies xisto-verde do metamorfismo regional.

A partir do reconhecimento da distribuição heterogênea da deformação, da ocorrência de zonas de cisalhamento e de tectonitos do tipo L-S, da quase ausência de rochas com textura e paragêneses resultantes de blastese, considera-se atuação de metamorfismo predominantemente dinâmico em regime dúctil-rúptil de baixa temperatura como gerador dos tectonitos do Grupo Daraá.

### **Idade e Correlação**

A escassez de informações geológicas a respeito desta região tornam precárias as inferências a respeito da Formação Daraá. No entanto, Santos & Melo (1993) consideraram o Grupo Daraá com idade entre o Arqueano e o Proterozóico Inferior.

Para tanto, os autores basearam-se no fato de que as rochas do Grupo Daraá foram retrabalhadas pelo Evento deformativo Guiana Central, desconsiderando as datações disponíveis para o embasamento regional, representado pelo Complexo Cauaburi, que apontam idades mais jovens (em torno de 1,8Ga).

No presente relatório considera-se, com base nas semelhanças litológicas, uma provável correlação da Formação Daraá com parte da Sequência da Formação Serra da Neblina.

### 3.1.6.3 Formação Serra da Neblina (Msna)

A denominação Formação Serra da Neblina é proposta neste trabalho para representar as exposições sedimentares na região da serra homônima, para a qual a terminologia Roraima, no passado, foi utilizada. Melo & Villas Boas (1993) adotaram a designação "Supergrupo Roraima", de Pinheiro *et al.* (1990) para referir-se ao conjunto de rochas sedimentares do Proterozóico Médio, materializadas pelas serras Padre (NA.19-Z-D), Neblina (NA.19-Z-D) e Baruri (NA.20-Y-C), aflorantes no setor noroeste do Estado do Amazonas. Melo *et al.* (1993) propuseram ainda uma correlação direta com a Formação Arai, base da sucessão no BSP (figura 2.1).

Na área do Projeto Serra Imeri, a cobertura sedimentar Neblina aflora no extremo-noroeste da Folha NA.20-Y-C, em uma área de aproximadamente 150km<sup>2</sup>, que corresponde à serra da Neblina, cujo prolongamento para oeste inclui o Pico da Neblina. Esta área não foi visitada durante os trabalhos de campo do projeto; sendo assim, no presente estudo, os dados referentes à cobertura sedimentar da serra da Neblina, resumidos a seguir, baseiam-se na descrições de Giffoni & Abrahão (1969) e Melo & Villas Boas (1993), efetuadas em área adjacente na Folha NA.19-Z-D (figura 1.1).

### Distribuição Geográfica, Caracterização das Litologias e Relações de Contato

A serra da Neblina apresenta uma morfologia tabular com cerca de 1.000m de espessura (Giffoni & Abrahão, 1969), cujo contato discordante, em grande parte com o Complexo Cauaburi, encontra-se encoberto por espesso depósito coluvionar.

Giffoni & Abrahão (1969), em seção estratigráfica N-S, através da serra da Neblina, registraram a presença na sua encosta, de blocos rolados de granitóides, conglomerados, quartzo arenitos, quartzo microcristalino e rocha milonítica. No topo, afloram arenitos e arenitos conglomeráticos. Mencionaram ainda a ocorrência de espessos pacotes de conglomerados, cujo mergulho das camadas perfaz 30°SW.

Melo & Villas Boas (1993) descreveram petrograficamente quartzo arenitos protomiloníticos a miloníticos, quartzo arenitos protocataclásticos a cataclásticos, quartzo arenitos conglomeráticos e conglomerados cataclásticos. As feições microtectônicas descritas por estes autores correspondem a: grãos de quartzo com forte extinção ondulante e desenvolvimento de bordas suturadas, imersos em uma matriz de sílica em escala cripto a microcristalina; presença de palhetas de sericita e muscovita recristalizadas, tendendo a formar níveis micáceos subparalelos que assinalam uma foliação protomilonítica a milonítica. A reavaliação de algumas lâminas provenientes de Melo & Villas Boas (1993) revelou uma grande variação na intensidade da deformação, ocorrendo quartzo arenitos com feições primárias bem preservadas e algumas rochas caracterizadas por deformação mais severa sob condições de fácies xisto-verde (transição dúctil-rúptil). Tais lâminas são caracterizadas pela presença de quartzo com contatos retilíneos, recuperados e recristalizado formando agregados na matriz da rocha. Ocorrem porfiroclastos de quartzo com forte extinção ondulante, por vezes parcial ou totalmente recristalizados, formando agregados alongados paralelamente à foliação, que é realçada por palhetas de sericita.

### Ambiente Depositional

Melo & Villas Boas (1993) reconheceram três associações de fácies sedimentares nas serras da Neblina e do Padre (a SW da serra da Neblina).

### Fácies A1

Ocorre na porção sul da serra da Neblina e no bordo sudeste da serra do Padre (D'Antona R.G.J, inf. verbal). É representada por conglomerado maturo, mal selecionado, suportado por clastos, com geometria tabular e lenticular. Lateral e verticalmente grada para quartzo arenito grosso, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Corresponde a leques aluviais mediano-distais.

## Fácies A2

Apresenta larga distribuição na serra do Padre, estando representada por quartzo arenitos cinza-claro e rosa-claro, médio a grosso, localmente com seixos, a conglomerático, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio a grande porte, freqüentes superfícies erosivas e de reativação e pavimentos de seixos com gradação normal. Ocorrem intervalos métricos com dominância de estratos cruzados festonados. Predomina a geometria de corpos lenticulares imbricados, superpostos, representativos de barras transversais e longitudinais. Interpreta-se esta fácies a ambientes fluviais entrelaçados.

## Fácies A3

Registrada em blocos, na meia encosta da serra do Padre. São quartzo arenitos esbranquiçados, granulação fina, bem selecionados, constituídos essencialmente por grãos de quartzo. Apresentam estratos cruzados tangenciais de grande porte, com superfícies de deflação e truncamento, bem como caráter bimodal relacionado a processos de fluxo e queda de grãos. Esta fácies é interpretada como de ambiente de dunas eólicas.

### 3.1.7 Suíte Intrusiva Tapuruquara (Mtgb)

#### 3.1.7.1 Introdução

Montalvão *et al.* (1975) assinalaram vários corpos intrusivos, de natureza supostamente básica nas folhas NA.20 e NB.20, sem, no entanto, expressar seu posicionamento estratigráfico. Issler (1976) denominou de “Estrutura Circular de Tapuruquara” o tipo geomorfológico inicialmente considerado como sendo constituído por rochas alcalinas. Lourenço *et al.* (1978) denominaram essas estruturas circulares de Gabro do Inambu.

Os trabalhos realizados por Araújo Neto *et al.* (1977) perfazem até o momento as melhores investigações de tais corpos. Os autores identificaram hornblenda gabros, olivina gabros, olivina websteritos e lherzolitos, tendo proposto a designação de Suíte Ígnea Tapuruquara para agrupar tais litologias. Araújo Neto & Costi (1979), forneceram mais informações sobre a unidade Tapuruquara, descrevendo uma estrutura estratiforme, com os tipos básicos no topo da seqüência e aumento da basicidade com a profundidade. Santos *et al.* (1981) cor-

relacionaram a suíte à série magnesianas (de acordo com a classificação de Arndt & Brooks (1980).

Costi (1985) propôs a denominação Complexo Metamórfico Tapuruquara, admitindo a existência de processos metamórficos muito mais proeminentes do que admitidos até então para esta unidade, predominando amplamente sobre os aspectos ígneos primários.

Melo *et al.* (1993) utilizaram a designação “Suíte Intrusiva Tapuruquara”, adotada também neste trabalho, para referirem-se às rochas máficas-ultramáficas da região das serras Aracá e Daraá, com localidade-tipo na serra Tapuruquara, região do rio Inambu.

#### 3.1.7.2 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

A Suíte Intrusiva Tapuruquara tem sido mais bem estudada nas três estruturas circulares (próximas entre si) situadas no vale do rio Inambu, sudoeste da área do Projeto Serra Imeri. No presente trabalho, além das estruturas previamente mapeadas, foram individualizados outros corpos relacionados à Suíte Intrusiva Tapuruquara. Durante as investigações de campo, ampliaram-se as áreas de referência desta unidade com a localização de mais um *stock* de forma elipsóide com dimensão de 15km<sup>2</sup>, situado no igarapé Barará, afluente do rio Inambu. Uma outra ocorrência não cartografável, correspondente ao magmatismo Tapuruquara, foi registrada no rio Negro, no extremo-oeste da área. Onde foi possível verificar suas relações de contato, apresentando-se intrusivo em litologias do Complexo Cauaburi. No geral, ocorrem sob a forma de blocos com diâmetro médio de 1 metro ou em afloramentos cuja área de exposição varia de 3m<sup>2</sup> a 4m<sup>2</sup>.

Diversas anomalias magnéticas (sinal analítico) foram ainda detectadas; grande parte no setor nordeste da área, mais especificamente a norte da serra Curupira. A maioria dessas anomalias possui área inferior a 35km<sup>2</sup> e valores entre 0,06 e 0,08 nT/m, apresentando nas imagens de radar áreas de relevo arrasado. Apesar da inexistência de dados de campo, dois corpos de maiores dimensões foram cartografados nesta mesma região, tendo os mesmos sido correlacionados à Suíte Tapuruquara. Estes apresentam anomalias magnéticas expressivas (entre 0,06 e 0,34 nT/m), coincidindo com um padrão, em imagem de radar, caracterizado por relevo residual (*inselbergs*) contornado por relevo arrasado, marcado por estruturas concêntri-

cas subparalelas ao contato do corpo. Estes corpos básicos magnéticos possuem cerca de 135 e 185km<sup>2</sup>, encontrando-se localizados, respectivamente, no alto curso do rio Deminizinho e no interflúvio dos rios Demini e Mapulaú.

### 3.1.7.3 Petrografia

Parte dos dados aqui apresentados foi extraída de Araújo Neto *et al.* (1977), referente às rochas do conjunto de estruturas da área-tipo da Suíte Tapuruquara, tendo sido efetuada a reavaliação petrográfica de 33 amostras (17 olivina gabros, 14 hornblenda gabros e 2 ultrabasitas tais como olivina websterito e lherzolito). Duas novas amostras foram incluídas, sendo descritas respectivamente como hornblenda gabro (no *stock* do igarapé Barará) e gabro norítico (ilha Castanheiro). Além dos referidos tipos litológicos, Araújo Neto & Costi (1979) e Costi (1985) referem-se a metagabros, anfíbolitos e metultrabasitas. No entanto, devem constituir rochas de distribuição restrita, resultado de processos tardimagmáticos (endometamorfismo), não caracterizando metamorfismo regional. A seguir, descrevem-se os principais tipos petrográficos.

#### Hornblenda Gabro

Essa litologia foi identificada nas cabeceiras dos igarapés Guariba e Porquinho. Tipos similares encontram-se, de forma esporádica, nas cabeceiras dos igarapés Anta, Velho e Pium. Macroscopicamente, apresentam-se litótipos melanocráticos de cor verde-escuro a preta, faneríticos, equigranulares, de grão fino a médio. Em lâmina delgada são rochas holocristalinas, evidenciando típica textura cumulática. São compostas essencialmente por plagioclásio (36 a 50%) e hornblenda (38 a 54%), sendo que actinolita e clorita (1 a 11%), epidoto (2 a 7%), biotita (0 a 1%), mica branca e carbonato (<1%) e minerais opacos (<1%) ocorrem como constituintes secundários. Das dez análises modais efetuadas, identificou-se: oito hornblenda gabros normais e dois augita-hornblenda gabros.

O plagioclásio euédrico (fase *cumulus*) apresenta-se geminado preferencialmente segundo Albita-Periclina, verificando-se um predomínio de bytownita. Grãos zonados podem ser observados, os quais denotam um incipiente fenômeno de crescimento adcumulático junto às suas bordas. Em alguns casos encontra-se levemente saussuritizado,

gerando como produtos: carbonato, mica branca e por vezes epidoto-zoisita.

Hornblenda ocorre como grãos anédricos, poiquilíticos, com relictos de augita em seu núcleo, sendo esta uma feição comum (fase *intercumulus*). Nessas rochas o fraco pleocroísmo da hornblenda contrasta com o forte pleocroísmo da hornblenda magmática ocorrente em outro grupo de rochas. A biotita ocorre na forma de palhetas finas, em pequena quantidade, quase sempre associada a hornblenda.

#### Gabro-Norito

Litologia aflorante no extremo-oeste da área, em uma ilha no rio Negro. Petrograficamente é uma rocha holocristalina, equigranular, textura fanerítica, granulometria média, composta essencialmente por plagioclásio (52% em volume), augita (34%), hiperstênio (11%), sendo que biotita (2%) e minerais opacos (<1%) ocorrem como fases acessórias.

Apresenta uma trama cumulática definida por grãos de plagioclásio, augita e hiperstênio *cumulus*, sendo que augita também aparece como uma fase *intercumulus* junto com biotita, minerais opacos e, por vezes, plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a euédricos (fase *cumulus*), e menos comumente anédricos (fase *intercumulus*), por vezes poiquilítico, englobando grãos muito finos de augita e/ou minerais opacos euédricos. Grãos zonados ocorrem, mostrando um núcleo com forma mais euédrica e uma borda de sobrecrescimento(?) adcumulático bem típica, conferindo ao grão contornos anédricos.

A augita aparece como cristais subédricos (*cumulus*), poiquilíticos, incluindo grãos muito finos de plagioclásio e/ou opacos. Apresenta-se, localmente, fortemente geminados, sendo por vezes zonados, podendo apresentar também borda de sobrecrescimento(?) adcumulático. Grãos anédricos de augita, tipicamente *intercumulus*, com hábito poiquilítico (incluem cristais muito finos de plagioclásio, hiperstênio e/ou minerais opacos e até mesmo augita *cumulus*), podem ocorrer.

O hiperstênio aparece como uma fase tipicamente *cumulus*, com contornos euédricos a subédricos, estando subordinado ao plagioclásio e à augita.

Minerais opacos e biotita ocorrem como grãos anédricos, com formas esqueléticas (fase *intercumulus*), estando esses dois minerais fortemente associados na seção, onde a biotita aparece normal-

mente como um halo na borda dos opacos. Todavia, grãos individualizados de contornos subédricos também ocorrem. Biotita e minerais opacos estão sempre associados à augita e ao hiperstênio.

### Olivina Gabro

Os olivina gabros afloram preferencialmente no sopé das elevações e no leito dos igarapés. Macroscopicamente, são rochas holocristalinas, melanocráticas, de textura fanerítica e grão fino a médio e localmente grosso. São compostas essencialmente de plagioclásio (44 a 66%), augita (19 a 33%), olivina (3 a 14%), hiperstênio (2 a 7%), hornblenda (0,5 a 10%). Como minerais secundários ocorrem serpentina (1 a 12%), minerais opacos e carbonato (<1%). Nesta litologia também foi observada uma trama cumulática bem definida, composta por grãos de plagioclásio, augita, olivina e hiperstênio *cumulus*, sendo que hiperstênio também aparece como uma fase *intercumulus* junto com hornblenda. O estudo modal de dez amostras demonstrou tratar-se na maioria de olivina gabro-noritos, possuindo tanto clino (predominante) quanto ortopiroxênio (subordinado). Uma destas amostras denotou tendências ultrabásicas (plagioclásio < 35%), constituindo um olivina melanogabro norítico.

Plagioclásio ocorre em cristais normalmente subédricos a anédricos, maclados segundo Albita-Periclina, freqüentemente correspondendo a bytownita, estando por vezes levemente zonados, denotando um sobrescimento adcumulático.

O piroxênio mais abundante é a augita (fase *cumulus*), de grão fino a médio, muitas vezes maclada, com contornos subédricos. Exibe por vezes lamelas de exsolução muito finas. Apresenta incipiente fenômeno de sobrescimento cumulático (augita e hornblenda). Hiperstênio sucede a augita na cristalização. Ocorre tanto como cristais de hábitos subédricos (*cumulus*) a anédricos (*intercumulus*). Quando *intercumulus* desenvolve grandes placas (até 8 mm) de hábito esquelético, englobando cristais de olivina, plagioclásio, augita e opacos.

A olivina (*cumulus*) constitui muitas vezes fenocristal. Possui formas subédricas a anédricas, por vezes poiquilitica (englobando plagioclásio). É comum a presença de uma auréola de reação.

A hornblenda é tardia (fase *intercumulus*), ocorrendo como cristais anédricos, esqueléticos, que envolvem poiquiliticamente plagioclásio, augita e hiperstênio. Também aparece intercrescida com augita ou ocorre como borda de alteração desta.

Minerais opacos muito finos (<0,2mm), euédricos, aparecem esporadicamente inclusos em plagioclásio, augita e hiperstênio. Serpentina e opacos anédricos ocorrem diretamente associados à olivina, da qual originam-se por alteração.

### Ultrabasitos

Encontram-se restritos a apenas dois afloramentos, localizados na porção oeste do maior dos três corpos (denominado de Estrutura III) descritos por Araújo Neto *et al.* (1977). Estes litótipos estão situados a leste do igarapé Inambu, sendo classificados como olivina websterito e Iherzolito. Nestas rochas, formadas essencialmente por piroxênio e olivina, o plagioclásio é um constituinte acessório (<5%). O mineral predominante é augita, ao passo que a olivina ocorre em proporção estimada de 20%, caracterizando a rocha como um olivina websterito (Streckeisen, 1976).

#### 3.1.7.4 Petrogênese

As análises químicas de óxidos maiores, apresentadas por Santos & Araújo Neto (1976) e Santos & Melo (1993), refletem o caráter cumulático das rochas analisadas, registrando a composição do sólido e não do líquido, sendo, desta forma, de pouca utilidade na caracterização da evolução magmática do conjunto. A partir das características petrográficas observadas nos hornblenda gabros, gabro-noritos, olivina gabros e ultrabasitos, é possível sugerir, no entanto, que os primeiros possam ter-se originado a partir de gabros normais, sem olivina, os quais foram uralitizados em estágios finais do magmatismo, talvez devido a uma maior pressão de fluidos associados a uma fase magmática tardia.

#### 3.1.7.5 Idade e Correlação

Algumas análises geocronológicas efetuadas nas rochas representantes do magmatismo Tapuruquara, originalmente pobres em  $K_2O$ , Ar e Rb radiogênicos, apresentaram resultados com grande margem de incerteza. Araújo Neto & Costi (1979) obtiveram pelo método K/Ar valores de  $2.264 \pm 382$ Ma (plagioclásio) e  $2.928 \pm 310$ Ma (piroxênio). Uma outra idade forneceu valor de  $3.076 \pm 213$ Ma (anfíbólio/plagioclásio). Estes resultados conduziram, por algum tempo, o estabele-

cimento das intrusões Tapuruquara ao Arqueano (Pineiro *et al.*, 1981, dentre outros). No entanto, Santos *et al.* (2000) através de isócrona Rb/Sr obteve idades de  $1.427 \pm 189$  Ma (mineral) e  $1.705 \pm 237$  Ma (rocha total) com  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  de  $0,70372 \pm 0,00029$ , interpretada como indicativa de derivação mantélica. Uma isócrona Sm/Nd revelou uma idade de  $1.517 \pm 699$  Ma e razão inicial ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) de  $0,50998 \pm 0,00029$ , cuja derivação indica também fontes mantélicas contaminadas por material crustal, no Proterozóico Médio.

Santos *et al.* (1981) correlacionaram o magmatismo Tapuruquara com os diversos corpos máficos e ultramáficos expostos em Roraima, Suriname (De Goeje) e Rondônia (Cacoal).

### 3.1.8 Suíte Intrusiva Surucucus (Msg)

A denominação Granito Surucucus foi utilizada inicialmente por Dall'Agnol *et al.* (1975) em referência a granitóides (principalmente granitos rapakivi) que afloram no sudoeste do Estado de Roraima, nos arredores da serra homônima. Em seguida, Pineiro *et al.* (1981) elevaram-no à categoria de Suíte Intrusiva Surucucus. De acordo com os referidos autores, as rochas da Suíte Surucucus são equigranulares e inequigranulares avermelhadas ou acinzentadas, sendo classificadas como biotita granitos, hornblenda granitos, granófiros, além de quartzo sienitos.

Na área do Projeto Serra Imeri o corpo granítico relacionado à Suíte Intrusiva Surucucus aflora a norte da serra Aracá (nordeste da região mapeada). Este corpo constitui um batólito de forma irregular, com cerca de  $130\text{km}^2$ , tendo sido cartografado com base na interpretação de mapas aerogeofísicos, imagens semicontroladas de radar e nas relações de campo descritas por Borges (1987a e b), já que durante os trabalhos de campo deste projeto esta região não foi visitada. Desta forma, foi mantida a concepção de Borges (*op. cit.*), que correlacionou o mencionado corpo à Suíte Intrusiva Surucucus.

Seu contato com os litótipos da Suíte Intrusiva Marauíá e do Complexo Cauaburi encontram-se em grande parte marcado por falhas NE-SW e NW-SE (interpretadas a partir de imagens de radar), sendo provavelmente cortado a leste pelos litótipos do Granito Jauari.

Na área abordada, segundo as informações de Borges (1987a e b), esta unidade está constituída por granitos de cor rósea, granulação média a grossa, classificados como granitos alasquíticos. Também ocorrem granitos greisenizados e *grei-*

*sens.* Borges (1987a) descreve a intensa transformação mineralógica sofrida pelas rochas encaixantes da Formação Aracá, mediante a ação de agentes pneumatolíticos provenientes do magmatismo tardio (associados à intrusão granítica Surucucus), dando origem a vários novos minerais na zona metamorfizada, conforme detectados nos concentrados de bateia (granada, rutilo, espinélio, turmalina, sillimanita, estauroilita etc.).

Em imagens de radar estes granitóides caracterizam-se por um relevo marcado por serras com cristas alongadas e de extensão variável, além de rede de drenagem de padrão sub-retangular. Nos mapas aerogamaespectrométricos apresentam valores baixos a intermediários de tório (4,5 a 7,5 ppm), com um ligeiro acréscimo dos valores no mapa de contagem total. No mapa de sinal analítico notam-se dois padrões distintos, separados pela falha de direção NE-SW que controla o curso do rio Maninueva. Embora ambos tipos apresentem relevos magnéticos negativos, aquele localizado a leste da referida falha apresenta maior índice de magnetização (0,003 a 0,006 nT/m) se comparado ao domínio existente no setor oeste (0,001 a 0,004 nT/m).

### 3.1.9 Granito Jauari (Mjg)

O termo Granito Jauari vem substituir a denominação Granodiorito Jauari, esta última adotada por Borges (1987a) para descrever os granitóides aflorantes a nordeste da serra Aracá. Estes litótipos possuem cor cinza-claro, granulação média, caráter porfirítico (fenocristais grossos), variando composicionalmente de biotita granitos a granodioritos com titanita, predominando monzogranitos e sienogranitos.

#### 3.1.9.1 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

O Granito Jauari está representado por um *stock* com forma circular, intrusivo na base da Formação Aracá, englobando parte das litologias anteriormente incluídas por Borges (1987a e b) na Suíte Intrusiva Surucucus. Este autor descreve a presença de transformações mineralógicas e texturais nas litologias Aracá devidas ao efeito termal da intrusão granítica.

Em imagens semicontroladas de radar caracteriza-se por apresentar relevo peneplanizado e disse-

cado. Nos mapas aerogeofísicos gamaespectrométricos mostram baixos valores de tório (5 a 12ppm) e altos valores de contagem total ( $>6\mu\text{R/h}$ ). Nos mapas aeromagnetométricos mostram valores elevados, variando de 0,02 a 0,04nT.

### 3.1.9.2 Petrografia

A unidade Granito Jauari inclui sieno- e monzogranitos e, mais raramente, alcalifeldspato granito, leucocráticos, de coloração rosa-acinzentada (foto 20) a cinza-esbranquiçada (foto 21). Predominam termos inequigranulares de granulação média a fina, com fenocristais de plagioclásio e/ou de feldspato alcalino, com dimensões médias de 0,5cm a 2,5cm, distribuídos aleatoriamente na rocha.

Ao microscópio, apresenta textura equigranular hipidiomórfica, localmente porfirítica. Os minerais essenciais são quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita (tabela 3.13). Os minerais acessórios correspondem a titanita, minerais opacos, zircão, apatita, allanita e epidoto. Clorita, muscovita, prehnita, argilominerais, sericita, saussurita e hi-

dróxido/óxido de ferro ocorrem como fases secundárias.

O único mineral máfico é a biotita, verde a amarela, em pequenas palhetas distribuídas aleatoriamente. Está muitas vezes oxidada e/ou cloritizada e raramente possui prehnita ao longo dos planos de clivagem.

Dentre os minerais acessórios a titanita (subédrica a anédrica) e o epidoto são os mais importantes. O epidoto ocorre com feições magmáticas (subédrico) incluso em biotita, algumas vezes com núcleo de allanita e/ou anédrico simplectítico com quartzo.

São predominantemente isotrópicos, ocasionalmente com efeitos de deformação rúptil, representados por fraturas intracristalinas e/ou extinção ondulatória (quartzo), ou ainda subgranulação.

### 3.1.9.3 Litoquímica

Foram analisadas cinco amostras, sendo quatro para os elementos maiores, traço e ETR. Os resultados analíticos estão apresentados na tabela 3.14.

Tabela 3.13 – Análises modais estimadas de algumas amostras do Granito Jauari.

Amostra	FB-45	FB-35	FB-53	CG-33	FB-33
Quartzo	27	30	30	35	35
Feldspato Alcalino	45	25	40	30	30
Plagioclásio	22	40	20	25	35
Biotita	6	10	10	10	10
Minerais Opacos	tr	tr	tr	tr	tr
Epidoto	tr	1	-	tr	tr
Titanita	tr	4	-	2	tr
Zircão	-	tr	tr	tr	tr
Apatita	-	tr	-	tr	-
Allanita	-	tr	-	tr	-
Óxido de Ferro	-	-	tr	tr	-
Saussurita	tr	-	-	tr	tr
Clorita	tr	-	-	tr	tr
Muscovita	-	tr	tr	tr	tr
Sericita	tr	-	-	tr	tr
Prehnita	-	-	-	tr	-
Argila	-	-	tr	tr	tr
Rutilo	-	tr	-	-	-
Streckeisen, 1976	Sieno-granito	Monzo-granito	Sieno-granito	Monzo-granito	Monzo-granito
Folhas 1:250.000	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D	NA.20-Y-D

## Elementos Maiores

Apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variáveis (64,30% a 72,8%); teores normais de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,3-16,1%); CaO (1,10-3,2%) e alto somatório de álcalis (em média 8,5%). No entanto, a pequena quantidade de análises impede a utilização de diagramas de variação tipo Harker.

No diagrama multicatiónico de classificação químico-mineralógica (QxP), de Debon & Lefort (1983) as amostras distribuem-se preferencialmente no campo dos granitos (figura 3.23), com exceção da amostra FB-45 (quartzo monzodiorito). Apresenta composições normativas (tabela 3.15) abrangendo termos com coríndon (< 1,2%) e diopsídio normativos, sendo que no diagrama AxB (figura 3.24) de Debon & Le Fort (1983), variam de metaluminosos a peraluminosos nos campos, dos granitóides a anfíbólio e biotita (IV) e biotita (II e III).

No diagrama R<sub>1</sub>xR<sub>2</sub> de Batchelor & Bowden (1985), ocupam os campos 6 e 4 dos granitóides sin- e tardi-orogênicos (figura 3.25), sendo que, com a utilização dos limites de Le Maitre *et al.* (1989), no diagrama TAS, distribuem-se no campo de alto K.

## Elementos-Traço

Os teores de Sr e Rb são altos, e as razões Rb/Sr (<1) refletem um maior enriquecimento em Sr. Apresentam ainda moderados a altos teores de HFSE (Nb, Zr e Y) e LILE's (Rb, K, Ba e ETRL), comparáveis aos teores encontrados em granitóides calcioalcalinos de alto-K e do tipo-A, com teores similares de sílica.

No diagrama RbxY+Nb, ocupam preferencialmente os campos dos granitos WPG de Pearce *et al.* (1984) e pós-colisionais de Pearce (1996) (figura 3.26). Nos diagramas normalizados pelo ORG de Pearce *et al.* (1984) observam-se padrões similares aos de granitos de arco vulcânico (figura 3.27), exibindo anomalias negativas em Ba e Nb. As curvas mostram-se paralelas entre si, sugerindo cogeneticidade entre as amostras analisadas.

## Elementos de Terras-Raras (ETR)

Nos diagramas de ETR normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) mostra padrões de distribuição subparalela das curvas, característica de amostras cogenéticas (figura 3.28). Há um forte enriquecimento dos ETRL e fracionamento dos ETRP em relação a estes. A distribuição dos ETRP mostra forte enriquecimento e paralelização. Apresentam

Tabela 3.14 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %; elementos-traço, incluindo elementos terras-raras - ETR em ppm) em amostras do Granito Jauri.

Amostra	FB-45	FB-35	FB-53	CG-33	FB-42
SiO <sub>2</sub>	64,00	68,70	70,40	72,80	-
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,53	0,32	0,16	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	14,30	14,60	14,20	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	2,80	1,40	1,10	-
FeO*	1,40	1,20	1,60	0,97	-
MnO	0,07	0,15	0,13	0,14	-
MgO	0,83	0,88	0,61	0,33	-
CaO	3,20	2,00	1,30	1,10	-
Na <sub>2</sub> O	4,30	3,30	3,50	3,10	-
K <sub>2</sub> O	4,60	5,30	5,40	5,50	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,22	0,10	0,00	-
P.F.	0,70	0,38	0,32	0,37	-
Total	99,54	99,76	99,68	99,77	-
#Mg	25,29	29,66	27,54	23,08	-
V	78	44	26	-	110
Sn	9,00	12,00	5,00	-	6,00
Rb	230	340	390	-	180
Ba	1.810	1.240	930	-	2.350
Sr	710	460	350	-	810
Nb	15,0	24,0	24,0	-	29,0
Zr	540	590	330	-	550
Y	47	80	48	-	74
Th	9,00	39,00	62,00	-	-
F	2.900,00	3.200,00	1.800,00	-	3.500,00
La	116,90	-	132,30	91,49	91,33
Ce	176,10	-	235,90	157,70	168,00
Nd	85,97	-	121,00	65,87	60,96
Sm	12,37	-	19,39	10,05	9,22
Eu	1,92	-	3,27	1,04	1,02
Gd	8,02	-	12,34	7,88	5,89
Dy	5,93	-	10,15	7,46	5,28
Ho	1,21	-	1,90	1,64	1,10
Er	3,40	-	5,46	5,16	3,18
Yb	2,73	-	4,43	3,94	3,14
Lu	0,42	-	0,58	0,61	0,43
ΣETR	414,97	-	546,72	352,84	349,55
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0,1	-	0,2	0,1	0,1

Obs: Eu\* = (Sm+Nd)/2



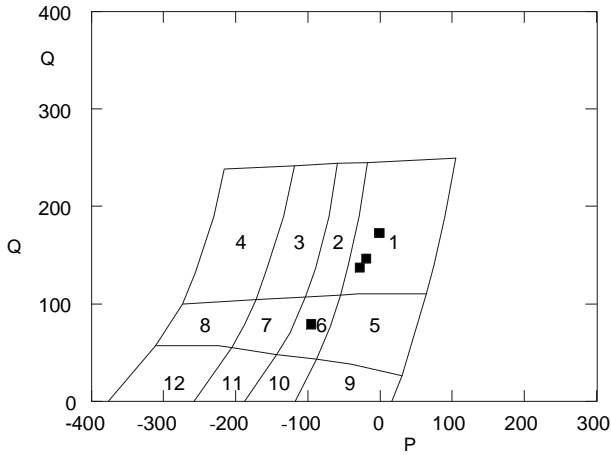


Figura 3.23 – Comportamento das amostras do Granito Jauari no diagrama classificatório multicatiónico Q x P (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $P = K - (Na + Ca)$ ;  $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$ .

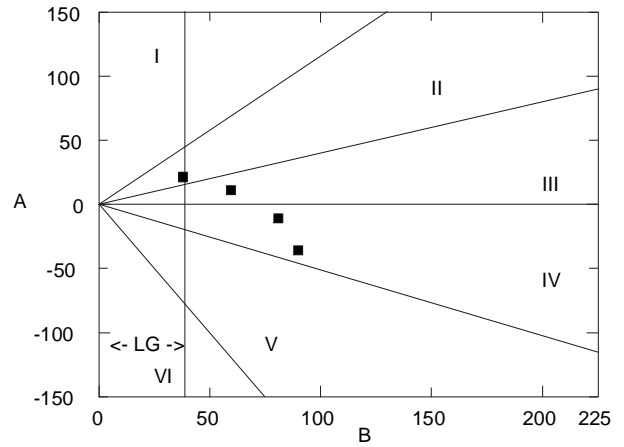


Figura 3.24 – Comportamento das amostras do Granito Jauari no diagrama A x B (Debon & Le Fort, 1983).  
Obs:  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ ;  $B = Fe + Mg + Ti$ .

Tabela 3.15 – Análises normativas de amostras do Granito Jauari.

Amostra	FB-35	FB-53	CG-33	FB-45
Q	24,57	25,40	30,47	14,95
C	0,38	1,04	1,15	0,00
Z	0,12	0,07	0,00	0,11
Or	31,45	32,06	32,51	27,28
Ab	27,92	29,61	26,23	36,38
An	7,55	5,35	5,46	11,12
Di	0,00	0,00	0,00	1,29
Hy	2,19	3,01	1,69	1,48
Mt	2,82	2,03	1,59	2,91
Hm	0,85	0,00	0,00	1,29
Il	1,01	0,61	0,30	1,20
Ap	0,54	0,25	0,00	1,00
Total	100,68	100,16	99,40	100,08

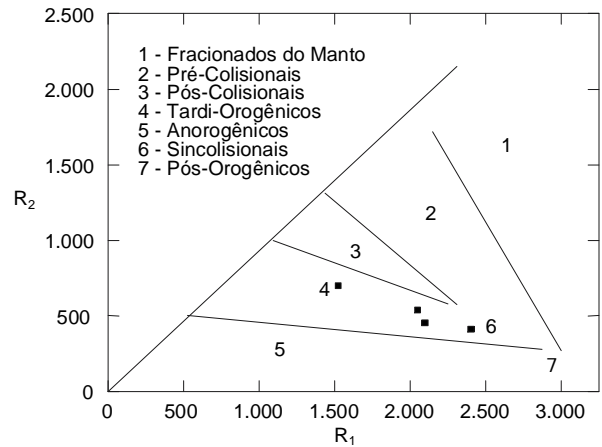


Figura 3.25 – Distribuição das amostras do Granito Jauari no diagrama multicatiónico  $R_1 \times R_2$  de La Roche et al. (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985).  
Obs:  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

fracas a moderadas anomalias negativas de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,1$  e  $0,2$ ).

### 3.1.9.4 Petrogênese

O Granito Jauari mostra uma assinatura geoquímica complexa, caracterizada por: elevada razão  $FeO_t/FeO+MgO$  e altos teores de álcalis ( $Na_2O+K_2O = 8\%$ ), similar a dos granitos tipo-A. Porém, comparativamente aos granitos tipo-A, mostram teores mais baixos de  $SiO_2$ ; mais elevados de  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  e  $MgO$ . Além disto, padrões de terras-raras com anomalias negativas de Eu, acentuadamente menores que as apresentadas pelo granitos tipo-A, contradizem sua correlação com esse tipo de magma, aproximando-o dos granitos do tipo-I caledoniano de Pitcher (1993). O diagrama da figura 3.27, por sua vez, ressalta algumas similaridades com granitóides de arco vulcânico.

O fato de que não se observa fracionamento significativo dos elementos terras-raras e dos elementos-traço com a variação dos teores de sílica refor-

ça a hipótese de que tais padrões reflitam características da fonte.

A ausência de hornblenda modal, bem como de fases de composição intermediária a máfica, favorece a comparação desses granitos com os granitos pós-colisionais caledonianos, derivados da fusão parcial de gnaisses calcioalcalinos da crosta inferior, em período pós-colisional. Alguns autores (Pearce *et al.*, 1984; Roberts & Clemens, 1993 e Hutton & Reavy, 1992) postulam a geração dos granitóides pós-colisionais, por fusão da crosta inferior, como consequência de descompressão depois do espessamento crustal. A extensão, posterior ao espessamento crustal, permitiria a ascensão do manto e *underplating* na crosta inferior por magma máfico, causando uma fusão parcial generalizada na crosta e a ascensão do fundido a níveis crustais mais rasos, em correspondência aos granitos I caledonianos de Pitcher (1993).

A natureza isotrópica dos granitóides e seu caráter intrusivo nos litótipos do Complexo Cauaburi e nos metassedimentos da Formação Aracá indica seu caráter pós-tectônico.

### 3.1.9.5 Idade e Correlação

Na região abordada os únicos litótipos que apresentam alguma similaridade com o Granito Jauari correspondem a alguns *stocks* e diques de leucogranitos finos, indiscriminadamente incluídos no

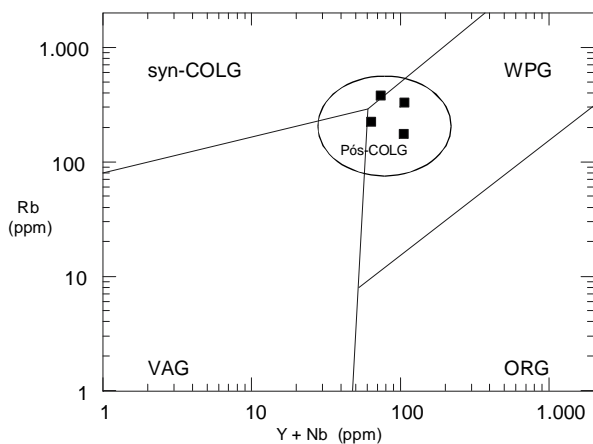


Figura 3.26 – Distribuição das amostras do Granito Jauari no diagrama  $Rb \times Y + Nb$  (Pearce *et al.*, 1984), acrescido do campo dos granitos pós-colisionais (Pearce, 1996).

Obs: WPG (granitos intraplaca);  
ORG (granitos de cadeia oceânica);  
VAG (granitos de arco vulcânico);  
sin-COLG (granitos sincolisionais).

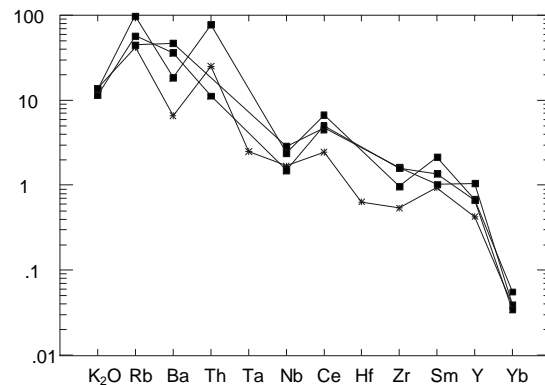


Figura 3.27 – Comportamento comparativo entre um granito típico de arco vulcânico (\*) e as amostras do Granito Jauari, no diagrama multielementar normalizado por Pearce *et al.* (1984).

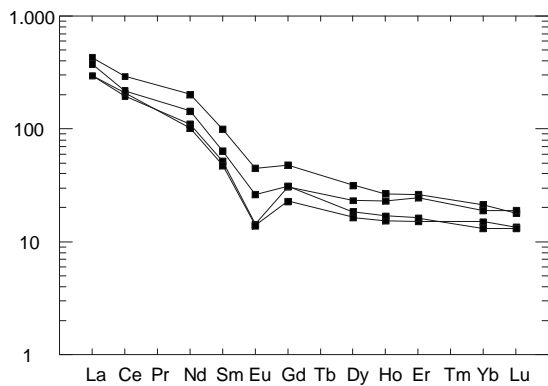


Figura 3.28 – Comportamento das amostras do Granito Jauari no diagrama de elementos terras-raras normalizado ao condrito de Boynton (1984).

Complexo Cauaburi, que cortam os biotita-(hornblenda) granitóides e gnaisses, dominantes no referido complexo. Devido às dificuldades de individualização na escala adotada, estes leucogranitos não puderam ser separados do Complexo Cauaburi.

### 3.1.10 Diabásio Uaraná (Jud)

Ocorrência de rochas básicas, em forma de diques, tem sido descrita por diversos autores em toda região amazônica. Estes corpos são geralmente de diabásio e encaixam-se em fraturas e falhas de direção NE-SW, seccionando as rochas do embasamento. São considerados como relacionados ao magmatismo básico do Mesozóico e associados à tectônica distensional responsável pela instalação do Gráben do Tacutu.

Priem *et al.* (1970), baseados em datações, dividiram em dois grupos os diques e *sills* que estão intrudidos nas rochas do embasamento e na cobertura Roraima. Relacionaram *sills* inclinados e pequenos diques de hiperstênio-pigeonita doleritos ao Proterozóico Médio, e diques ou enxames de diques de direção N-S de pigeonita-olivina doleritos ao magmatismo básico ocorrido durante o Permo-Triássico.

Melo & Villas Boas (1993), adotaram a denominação Diabásio Uaraná para o conjunto de diques básicos registrados por Pinheiro *et al.* (1976), na região do rio Içana, mais precisamente na cabeceira do igarapé Uaraná e serra Espinho. Tais corpos bá-

sicos foram considerados contemporâneos ao evento distensivo ocorrido no Mesozóico.

Melo *et al.* (1993) no relatório referente à região das serras Aracá e Daraá, utilizaram a designação Diabásio Uaraná, de Melo & Villas Boas (1993) para reportarem-se a numerosos diques básicos que ocorrem na área, geralmente encaixados em granitóides deformados do Complexo Cauaburi. Ressaltam que esses corpos orientam-se tanto na direção NE-SW como WNW-ESE e estão relacionados ao desenvolvimento do Gráben do Tacutu, ocorrido durante o Mesozóico.

No presente trabalho adota-se a designação Diabásio Uaraná, em conformidade com a proposta de Melo *et al.* (1993), mantendo a proposição de Santos & Melo (1993).

#### 3.1.10.1 Distribuição Geográfica, Relações de Contato e Assinatura Geofísica

As rochas relativas a esta unidade foram identificadas em forma de diques, sendo estes corpos básicos detectados com o auxílio da magnetometria, através da sua configuração alongada, exibindo linhas isodinâmicas de orientações preferenciais NE-SW e E-W.

Nas investigações de campo, as exposições de rochas pertinentes a esta unidade foram registradas em apenas quatro estações, em três das quais ocorrem sob a forma de blocos e matacões, e uma na forma de lajeiro. Os diques de diabásio estão encaixados nos granitóides do Complexo Cauaburi e nos metassedimentos da Formação Aracá. Localizam-se nas regiões dos rios Inambu e Abuará, afluentes da margem esquerda do rio Negro, e na serra Aracá.

Os diques básicos da unidade Diabásio Uaraná apresentam-se nas direções NE-SW e E-W. São caracterizados pela magnetometria por um relevo moderado a marcante, com feições de cordões de dipólos alongados e comprimento de onda variando de +50 a -300nT.

#### 3.1.10.2 Petrografia

Em escala mesoscópica os diabásios Uaraná apresentam cor cinza-escuro a preta, estrutura maciça e granulação fina a média, sendo visíveis cristais de plagioclásio e piroxênio. Microscopicamente, trata-se de diabásios compostos essencialmente por plagioclásio, piroxênio (localmente uralitiza-

dos e biotitizados) e opacos. Apresentam textura intergranular a subofítica e em todas as amostras verificou-se intercrescimento micrográfico.

Os plagioclásios variam entre andesina e labradorita (An entre 35 e 60%). Têm hábito tabular, na forma de ripas e estão dispostos aleatoriamente, na maior parte das vezes envolvendo os piroxênios.

O piroxênio (augita) tem cor verde-pálida, formato anedral a subedral e ocupa geralmente os interstícios deixados pelos plagioclásios. Eventualmente mostra-se uralitizado e biotitizado, provavelmente devido a processos hidrotermais tardios.

### 3.1.10.3 Litoquímica

Quatro amostras do Diabásio Uaraná foram selecionadas para análises químicas de elementos maiores e menores (tabela 3.16). Apesar do pequeno número de amostras analisadas, observou-se entre elas grande semelhança sob o ponto de vista litoquímico e petrográfico.

As determinações das composições normativas indicam tipos toleíticos fracamente supersaturados, com valores médios de quartzo normativo da ordem de 2,1%. Segundo a classificação proposta por Yoder & Tiley (1962), estas rochas podem ser classificadas como quartzo toleitos, a partir da presença de quartzo e hiperstênio normativo, corroborada pela ocorrência de intercrescimentos micrográficos quartzo-feldspáticos em lâmina delgada.

Os diques Uaraná equivalem química e composicionalmente a basaltos andesíticos e subordinadamente a basaltos (figura 3.29), representando um magmatismo francamente subalcalino de natureza toleítica (figuras 3.30 e 3.31) segundo os critérios de Irvine e Baragar (1971). No diagrama ternário  $MgO \times Al_2O_3 \times FeO^*$  (Pearce *et al.*, 1977), utilizado para definir o ambiente tectônico deste magmatismo, verifica-se que as rochas posicionam-se no campo dos basaltos continentais (figura 3.32).

### 3.1.10.4 Idade, Origem e Correlação

As rochas básicas mesozóicas, existentes na forma de derrames e diques, têm sido submetidas a diversos estudos geocronológicos no Brasil, Venezuela, Guiana e Suriname, principalmente na tentativa de viabilizar sua individualização cronológica em relação ao magmatismo básico do Proterozóico Superior. Os valores radiométricos revelam um predomínio de idades que vão do Triássico ao

Cretáceo Inferior:  $230 \pm 10Ma$  (K/Ar, Priem *et al.*, 1970);  $146 \pm 4Ma$  e  $127 \pm 19Ma$  (K/Ar, Amaral *et al.*, 1970);  $242 \pm 5Ma$ ,  $218 \pm 2Ma$  e  $202 \pm 2Ma$  (K/Ar, Dall'Agnol & Abreu, 1976);  $248 \pm 4Ma$  (K/Ar, Teixeira & Tassinari, 1977).

Os corpos básicos da unidade Diabásio Uaraná podem estar relacionados ao vulcanismo básico do Amapá, designado por Lima *et al.* (1974) de Diabásio Cassiporé, constituído de diques toleíticos de direção predominantemente NW-SE a N-S, que ocorrem intrusivos nas rochas do Complexo Guianense. Além destes, podem ser correlacionáveis com o Diabásio Penatecaua (Issler *et al.*, 1974) que afetou a borda norte da Bacia do Amazonas, bem como aos derrames e diques básicos Apoteri, no Gráben do Tacutu, em Roraima.

Cabe ressaltar que estas correlações devem ser vistas com ressalvas, em função da inexistência de análises geocronológicas das amostras consideradas neste trabalho como representativas da unidade Diabásio Uaraná.

### 3.1.11 Coberturas Detríticas e Lateríticas (Tdl)

As principais ocorrências de perfis lateríticos estão situadas em áreas dominadas por granitóides diversos (Suíte Marauí e Complexo Cauaburi) e rochas máficas-ultramáficas (Suíte Tapuruquara). Estes terrenos exibem acentuadas anomalias de tório (1ª ordem) e padrão de relevo marcado normalmente por colinas do tipo meia-laranja. Apenas uma área foi cartografada, ocorrendo localizada em região dominada por granitóides e gnaisses, no interflúvio dos igarapés Castanhal e Abuará (em seus altos cursos), ocupando uma área de cerca de  $180km^2$ . Em função da escala adotada neste trabalho, não foi possível cartografar perfil laterítico em áreas dominadas por rochas máficas da Suíte Tapuruquara, embora haja registros destes perfis na margem do rio Inambu.

A interpretação geofísica detectou outras anomalias expressivas de tório a norte das serras Marauí e Curupira. No entanto, em função da ausência de informações de campo, não foi possível comprovar a existência de outros perfis lateríticos.

### 3.1.12 Formação Içá (Qi)

As coberturas sedimentares cenozóicas que se distribuem no domínio da Bacia Amazônica tiveram seu reconhecimento preliminar através de Paiva (1929), Moraes Rêgo (1930), Miranda (1938), Oli-

Tabela 3.16 – Resultados químicos (óxidos maiores e menores em %; e alguns elementos-traço em ppm) de amostras da unidade Diabásio Uaraná.

Amostra	JH-R-38a	AS-R-18b	AS-R-17b	AS-R-57
SiO <sub>2</sub>	50,40	52,10	52,20	52,90
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,94	1,40	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	15,20	14,20	14,30
FeO*	10,27	10,33	12,12	10,93
MnO	0,25	0,28	0,15	0,25
MgO	6,60	6,70	5,60	6,30
CaO	11,70	10,30	9,00	9,40
Na <sub>2</sub> O	1,70	2,20	2,40	2,30
K <sub>2</sub> O	0,38	0,66	0,79	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,17	0,11
P.F.	0,06	0,12	1,60	0,20
Total	98,85	98,92	99,63	98,76
Cr	150	50	50	175
Ni	80	65	40	75
Co	40	45	40	60
V	220	240	260	360
Cu	130	105	125	220
Pb	20	30	20	30
Zn	65	80	100	120
Ba	190	255	225	180
Sr	150	170	165	290
F	220	250	280	280

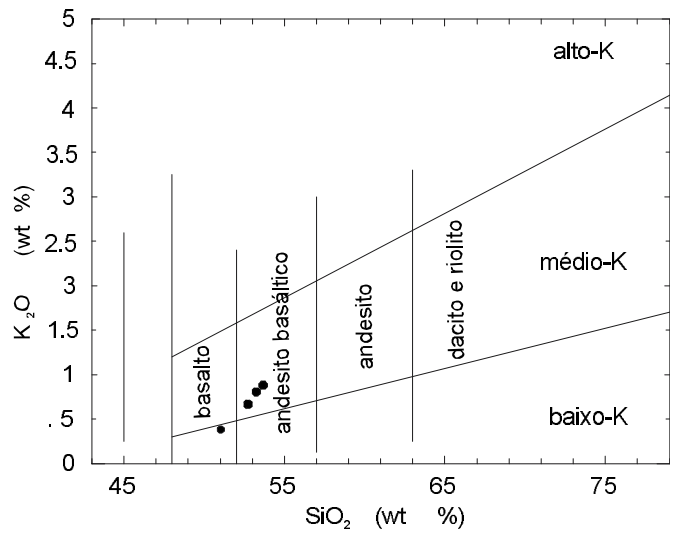


Figura 3.29 – Diagrama classificatório de Le Maitre (1989) apresentado para o Diabásio Uaraná e predominância de andesitos basálticos com médio a baixo-K.

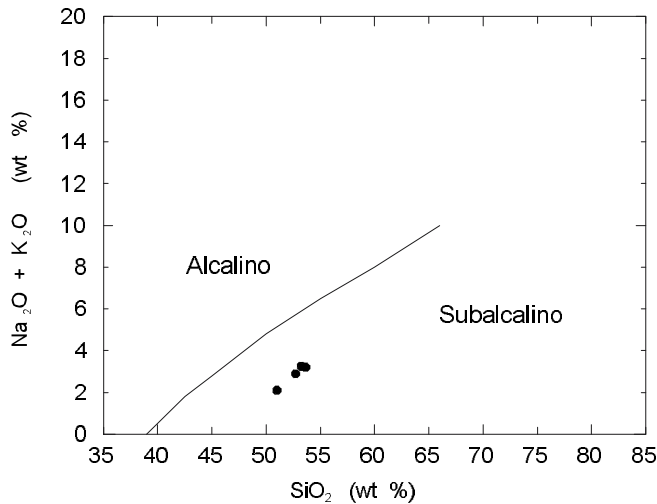


Figura 3.30 – Comportamento dos litótipos Uaraná no diagrama SiO<sub>2</sub> x álcalis de Irvine & Baragar (1971).

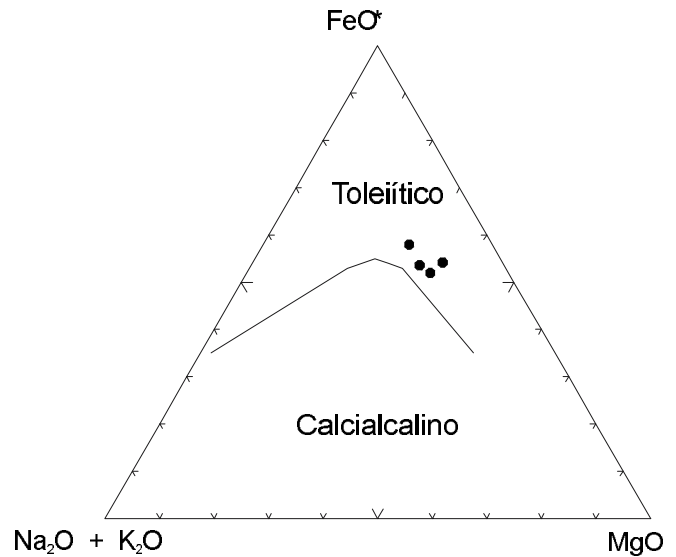


Figura 3.31 – Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) indicando caráter toleiítico para as amostras do Diabásio Uaraná.

veira (1940), Oliveira & Leonardos (1940), Wanderley (1940), Bouman (1959) e Cunha (1963), admitidas ao longo dos tempos como representantes de terrenos terciário-quadernários.

Caputo *et al.* (1971) já haviam evidenciado a existência de duas sucessões sedimentares distintas na área da bacia do rio Solimões, Amazonas, reconhecidas como as formações Alter do Chão (Cretáceo Superior) e Solimões. A terminologia "Solimões" foi revalidada pelos autores a partir de Moraes Rego (1930), tendo sido designado o pacote sedimentar de idade terciária que ocorre em toda a

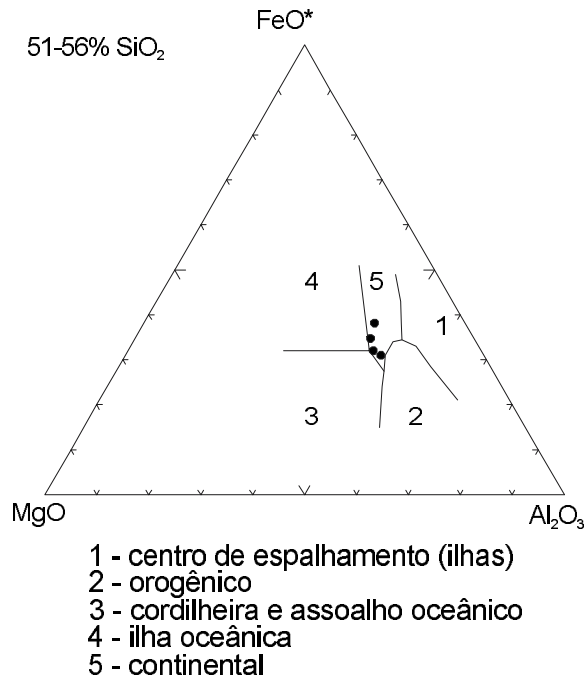


Figura 3.32 – Comportamento das amostras do Diabásio Uaraná no diagrama discriminante  $MgO \times Al_2O_3 \times FeO^*$  (Pearce et al., 1977).

porção ocidental da Amazônia Brasileira, e cujos depósitos estendem-se para os terrenos colombianos e peruanos. Caracteriza-se principalmente por depósitos argilosos, com subordinados arenitos, calcários e conglomerados. Níveis métricos de linhito ocorrem nos 300m superiores da formação.

Maia *et al.* (1977), restringiram a utilização da denominação “Formação Solimões” para uma sucessão sedimentar de natureza predominantemente pelítica, de ambiente redutor, que recobre as bacias do Acre e do Alto Amazonas e que está representada por argillitos esverdeados, claros a escuros, sílticos ou arenosos, fossilíferos, carbonosos ou com manchas avermelhadas de óxido de ferro. Nestas litologias ocorrem intercalações menores de siltitos, calcários e linhito. Os autores ressaltaram que a formação é recoberta por um conjunto constituído predominantemente de arenitos amarelo-avermelhados, com granulometria fina a conglomerática, friáveis, tipicamente continentais, que foram reunidos na Formação Içá.

No Domínio Alto Rio Negro, Melo & Villas Boas (1993) adotaram a denominação “Içá”, de Maia *et al.* (1977) para designar a cobertura sedimentar de idade pleistocênica, predominantemente arenosa e de natureza fluvial. Esta sucessão está represen-

tada por arenitos silto-argilosos lateritizados, localmente conglomeráticos, arenitos creme e níveis turfaços subordinados, localmente piritosos.

Neste estudo, estende-se a denominação “Formação Içá” para representar a área de distribuição de sedimentos quaternários sotopostos aos cordões aluvionais que ocorrem na parte sul da região das serras Aracá e Daraá, e que configuram áreas mais peneplanizadas.

### 3.1.12.1 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os sedimentos cenozóicos pertencentes à Formação Içá afloram nas porções sul e centro-leste da área deste estudo. Critérios de fotointerpretação revelaram um padrão de drenagem aberta, associada a relevo plano com vales abertos em forma de “U”. Esta cobertura cenozóica está representada com maior relevância nas folhas SA.20-V-A, SA.20-V-B e mais restritamente nas folhas NA.20-Y-A, NA.20-Y-B, NA.20-Y-C e NA.20-Y-D.

Em imagens de radar, sua distribuição sugere um afunilamento para nordeste e noroeste; um prolongamento da faixa de distribuição de seus sedimentos a partir da bacia do alto curso do rio Solimões.

A sedimentação Içá recobre discordantemente as rochas granitóides do Complexo Cauaburi, litótipos da borda nordeste da serra Daraá e corpos relacionados aos granitóides Marauaiá. Maia *et al.* (1977) descreveram na bacia do rio Solimões um contato discordante entre os arenitos da Formação Içá e os pelitos cinza-esverdeados da Formação Solimões.

### 3.1.12.2 Litologia, Espessura e Ambiente Depositional

A Formação Içá acha-se representada por uma sucessão sedimentar (figura 3.33) predominantemente psamítica que encerra subordinados níveis pelíticos. Suas melhores exposições foram observadas nos rios Aracá, Negro e Cuiuni (fotos 22 e 23). As seções denotam amplo predomínio dos tipos macroclásticos sobre aqueles pelíticos.

No rio Aracá, as camadas de arenito exibem notável geometria tabular, enquanto os estratos pelíticos são lenticulares. Os conglomerados e arenitos conglomeráticos sobrepõem-se aos arenitos, com eventual inversão das litologias em algumas seções. Aparecem ainda entremeados a camadas de arenitos, constituindo delgado pavimento

mal-selecionado e estabelecendo contato brusco entre pelitos e arenitos. Os lutitos afloram sotopostos aos arenitos e arenitos conglomeráticos. Ocorrem como milimétricas lentes englobadas por nível pouco espesso de sedimentos grossos. Exibem ampla variação litológica, estando representados por sedimentos siltito-argilosos, siltito-arenosos, argilito-siltico-arenosos etc.

Medidas de paleocorrentes em estratificação cruzada acanalada, nos afloramentos do rio Aracá revelam, em geral, sentidos para SW, S e SE, posicionando a fonte de suprimento sedimentar a norte.

Ao longo dos rios Negro e Cuiuni, as litologias sedimentares arenosas notabilizam-se por apresentar uma geometria predominantemente tabular e com boa continuidade lateral, com subordinados níveis lenticulares de pelitos e conglomerados intercalados. A razão entre sedimentos finos e grossos é proporcionalmente equilibrada, com destaque para uma maior espessura de pelitos (siltitos e/ou argilitos) em relação àqueles do rio Aracá.

Os arenitos constituem estratos com 2m a 3m de espessura e extensão máxima de 10m a 20m, encontrando-se geralmente capeados por fina camada de solo. Apresentam estratificação cruzada acanalada e/ou tangencial de médio porte, com os planos dos sets freqüentemente preenchidos por fragmentos grossos. Eventuais pelotas de argila, com diâmetro não excedendo a 5cm, ocupam os planos dos estratos cruzados, representando, neste contexto, feições deposicionais de elevada energia. Os lutitos restringem-se, normalmente, a níveis lenticulares que raramente ultrapassam um metro de espessura.

Neste estudo, a Formação Içá é caracterizada por duas maiores unidades faciológicas, uma sucessão pelítico-arenosa (A) e uma sucessão psamo-pelito-conglomerática (B), reconhecidas através de sete litofácies, assim discriminadas (da base para o topo): a) A1 (pelítica, maciça e finamente laminada); b) A2 (arenosa com níveis de turfa); c) A3 (arenosa com níveis grossos); d) B1 (arenosa com estratificação cruzada de médio a grande porte); e) B2 (pelítica, maciça a finamente laminada); f) B3 (arenosa com níveis de turfa); g) B4 (areno-conglomerática a conglomerática, imbricada e discretamente laminada).

As seções em conjunto são sugestivas de uma sedimentação continental, e apresentam uma unidade de fácies predominantemente pelítica, capeada por uma sucessão de arenitos e conglomerados, depositados sob condições de elevada energia. A unidade basal (pelítico-arenosa) é constituída por siltitos e/ou argilitos maciços a finamente lamina-

dos, lenticulares, intercalados a arenitos. Representam a estabilização temporária nas condições da bacia captadora, com formação de restritos lagos formados pela migração de pequenos canais de um rio entrelaçado. O espesso pacote de arenitos tabulares estratificados (fácies arenosa inferior), exibindo raras pelotas de argila, sugere um estágio de transição nas condições de aporte sedimentar em função de variações paleoclimáticas regionais e/ou modificações no gradiente do sítio deposicional. Sob condições de moderada energia e sedimentação de finos (lentes), depositaram-se raízes, galhos e troncos, cuja decomposição originaram finos níveis turfáceos. A litofácies superior (conglomerática) caracteriza um possível depósito de diques marginais e/ou depósitos de rompimento de diques marginais.

### 3.1.12.3 Idade e Correlação

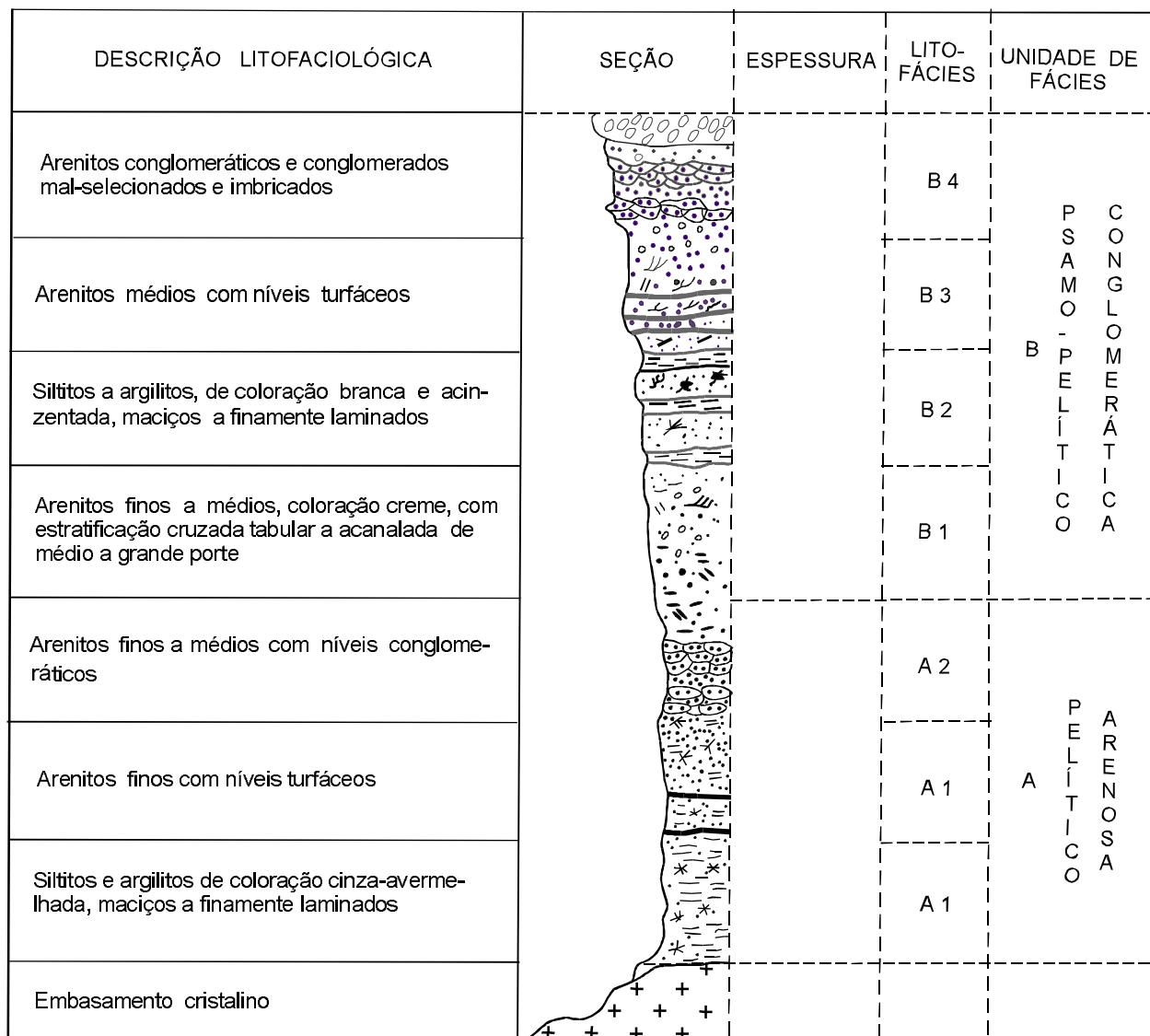
As formações Içá e Solimões têm servido de palco às discussões dos modelos deposicionais, cronológicos e de extensão, propostos para a imensidão da Bacia Amazônica (com quase 7 milhões de km<sup>2</sup>). Os sedimentos terciários recobrem a quase totalidade da Amazônia Ocidental, a oeste de Manaus. O limite da bacia terciária encontra-se na proximidade do Arco do Jutáí (Cunha & Appi, 1990).

Almeida (1974) admitiu uma idade pliocênica a pleistocênica inferior para a cobertura sedimentar do domínio do rio Negro, a partir de interpretações fotogeológicas e escassos dados paleontológicos.

Para Maia *et al.* (1977) os sedimentos da Formação Içá no âmbito dos rios Içá, Puruê e Juami e em testemunhos de sondagens realizadas nas bacias dos rios Puruê, Juami, Içá e Jutáí, foram depositados em ambiente continental, oxidante e de elevada energia, e exibem raros vestígios da flora e da fauna. Os autores atribuíram uma idade pleistocênica para esta formação, baseando-se nas informações disponíveis na subjacente Formação Solimões (fossilífera), ocorrente nas bacias do Acre e Alto Amazonas.

Simpson & Paula Couto (1981) descreveram uma fauna vertebrada pleistocênica no alto curso do rio Juruá. Os sedimentos quaternários foram diferenciados em três unidades: "Mais Antigos", "do Pleistoceno Superior" e "do Holoceno". Os sedimentos pleistocênicos mais antigos aparecem na forma de terraços e parecem repousar em descontinuidade sobre a Formação Solimões.

Melo & Villas Boas (1993) adotaram a denominação "Formação Içá" de Maia *et al.* (1977) para de-



TEXTURAS



CONGLOMERADOS / ARENITOS CONGLOMERÁTICOS



ARENITOS GROSSOS



ARENITOS MÉDIOS



ARENITOS FINOS



PELITOS

ESTRUTURAS



CROSTA LATERÍTICA



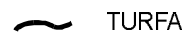
ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA



ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR



RESTOS DE ORGANISMOS



TURFA

Figura 3.33 – Seção geológica representativa da Formação Içá na área do Projeto Serra Imeri.



signar a cobertura sedimentar de idade pleistocênica aflorante no domínio do alto curso do rio Negro. Kronberg *et al.* (1990, 1991) relacionaram a Formação Solimões ao Pleistoceno Superior.

Latrubesse & Rancy (1998) apresentaram uma revisão dos dados existentes na bacia do rio Juruá, afluente direito do rio Solimões, reconhecendo três unidades sedimentares relacionadas ao Pleistoceno Antigo, Pleistoceno Tardio e Holoceno. Uma rica fauna pleistocênica Lujanense é sugestiva da presença de um clima árido na área, provavelmente durante o Pleniglacial Médio (Última Glaciação).

As idades cronológicas e bioestratigráficas de áreas relativamente proximais à região do médio curso do rio Negro têm indicado um estabelecimento temporal das coberturas sedimentares ao Pleistoceno Superior. Algumas datações em radiocarbono de troncos fósseis têm estabelecido, para tais coberturas, idades mais jovens do que aquelas encontradas para a Formação Solimões. Correlações ao Pleniglacial Médio da Última Glaciação foram citadas por Van Der Hammen *et al.* (1992).

A terminologia “Içá”, apesar de pouco mencionada na literatura, apresenta uma característica sucessão arenosa que mantém correspondência direta com similares depósitos descritos para o Pleistoceno da Bacia Amazônica.

A Formação Içá pode ser correlacionada com a Formação Amazonas, descrita por González (1997), em território colombiano, correspondendo ao “Terciário Superior Amazônico” e à “Unidade Arenosa Mariñame” de Hoorn (1990) (*apud* Marmos & Valderrama, no prelo). Sua extensão à Bacia Solimões tem sido descrita por Marmos & Valderrama (no prelo), cujas seções e relações estratigráficas compatibilizam-se com aquelas descritas por Maia *et al.* (1977).

### 3.1.13 Campos de Dunas (Qd)

Diferentes teorias como as de Estabilidade do Tempo e Refúgios Florestais foram baseadas em dados atuais de fauna e flora e tiveram o clima como eixo fundamental regulador dos fatores biológicos (Latrubesse & Franzinelli, 1993). Ao longo do Cenozóico, drásticas mudanças climáticas resultaram em glaciações, notadamente no Pleistoceno, e que afetaram a porção meridional da Cordilheira Andina (Nilsson, 1983). Tais mudanças climáticas que provocaram modificações nos níveis dos lagos e na composição e distribuição de fauna e flora, não afetaram apenas as regiões andinas, mas tam-

bém as regiões mais baixas e planas da porção brasileira (*apud* Suguio, 1999).

As flutuações entre períodos úmidos e secos durante o Pleistoceno e início do Holoceno têm sido identificadas no interior da Região Amazônica. Depósitos eólicos estabilizados com diferentes níveis de preservação foram descritos nas bacias dos rios Negro e Branco (Braun, 1973; Carneiro Filho, 1993; Santos *et al.*, 1993; Santos, 1993; Santos & Nelson, 1995; Latrubesse & Nelson, no prelo).

Santos *et al.* (1993) mencionaram na região do rio Negro a existência de extensa planície sedimentar ativa e distinta das áreas circunvizinhas, dominada por vegetação não-florestada e areais, quase que desprovidos de vegetação. Posteriormente, Santos (1993) propôs a designação “Pantanal Setentrional” para a citada área, ressaltando sua condição ímpar de ecossistema e caracterizando três principais campos de dunas eólicas: rio Aracá (neste projeto), Catrimãni e Anauá (região do rio Branco). Santos & Nelson (1995) ressaltaram a formação de distintas bacias sedimentares quaternárias, mais antigas que as faixas aluviais modernas, seccionadas por depósitos fluviais recentes. Individualizaram três principais bacias: Aiari (entre os rios Içana e Marié), Tacutu II (noroeste da serra Tucano, Gráben Tacutu) e Pantanal Setentrional (entre os rios Branco e Negro).

De acordo com Latrubesse & Ramonell (1994), dentre outros, uma sedimentação eólica é característica de extensas planícies quaternárias da América do Sul, ocorrida entre os períodos Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior.

### Dunas do Pantanal Setentrional, Região do Rio Aracá

Carneiro Filho (1993) descreveu na região do médio rio Negro, corpos de dunas eólicas com direção preferencial NE-SW, similar àquela dos ventos atuais. Sua altitude relativa é de 25-30m, encontrando-se recobertas ou não por vegetação de campina. As dunas são formadas na totalidade por areia fina, friável e quartzosa, ausentando-se contribuição de material orgânico. Assentam-se sobre terraços com altitude média de 80-85m. Sua relação de equidistância ao vale do rio Negro é variável.

Santos & Nelson (1995) revelaram que a moderna bacia que compõe o Pantanal Setentrional caracteriza-se por cotas extremamente baixas e em grande parte alagável durante a estação mais chuvosa. Encerra dunas predominantemente parabólicas,

cujas areias foram retrabalhadas pela intensa migração fluvial. A rede de drenagem é excepcionalmente jovem, com padrão indefinido, cujos canais interligam-se na estação chuvosa, com formação de lagos. São comuns zonas arenosas desprovidas de dunas, na forma de campos de areia. Os autores ressaltaram a ocorrência de períodos climáticos mais secos na Amazônia, e que antecederam o início da ocupação da região.

O pantanal recobre a norte, nordeste, noroeste e leste, rochas do Proterozóico, sendo que a sul e sudoeste assenta sobre a Formação Içá e a sudeste sobre a Bacia paleozóica do Amazonas.

### 3.1.14 Coberturas Holocênicas

A sedimentação quaternária, de grande magnitude na Região Amazônica, tem sido merecedora de investigação por parte de vários autores. A área do Projeto Serra Imeri é seccionada por uma ampla e expressiva rede de drenagem, sendo o rio Negro seu principal curso d'água, apresentando, em seu leito e planície de inundação, diversas faixas de cobertura quaternária representada por aluviões modernas (recentes) holocênicas. Distribuídos adjacientemente às referidas aluviões, com notória expressão ao longo da planície aluvial do rio Negro, ocorrem aluviões sub-recentes de idade provavelmente pleistocênica, que se apresentam frequentemente sob a forma de terraços erosivos e se encontram entalhados pelos primeiros. Nos interflúvios dos afluentes do rio Negro também foram identificadas áreas com sedimentação, eminentemente lacustre, relativa a paleomeandros abandonados.

Além do rio Negro, ocorrem notáveis exposições de sedimentos quaternários ao longo de seus principais tributários onde se destacam os rios Preto, Paduari, Curuduri e Aracá (folhas SA.20-V-B e NA.20-Y-D), representando os afluentes pela margem esquerda do rio Negro. Na margem direita, a sedimentação aluvionar desenvolve-se nos rios Tea, Uneiuxi, Aiuanã e Urubaxi (Folha SA.20-V-A) e nos rios Cuiuni e Ararirá (Folha SA.20-V-B).

Na grande maioria dos afluentes do rio Negro observa-se um padrão de drenagem meandriforme, onde os rios serpenteiam em suas planícies de inundação aflorando sedimentos arenosos modernos (atuais), relacionados à drenagem atual. Em alguns locais, os meandros alcançam o limite externo da planície de inundação, expondo barrancos de sedimentos depositados por drenagens pretéritas. Neste padrão meândrico, são reconhecidas formas

de relevo construcionais, criadas por episódios de acreção lateral de barras, que refletem o processo dominante de formação da planície de inundação.

As coberturas quaternárias são constituídas essencialmente por areias, cascalhos, siltes e argilas, inconsolidadas e em proporções variáveis, de acordo com as unidades rochosas sotopostas. As fácies arenosas, mais abundantes, são as únicas que normalmente exibem estruturas sedimentares reconhecíveis.

#### 3.1.14.1 Depósitos Aluvionares Recentes e Sub-Recentes (Qa)

As aluviões sub-recentes distribuem-se predominantemente nas regiões adjacentes aos leitos e planícies aluviais do rio Negro (folhas SA.20-V-A e SA.20-V-B). Comumente os depósitos constituídos por estes sedimentos exibem uma quebra notável de relevo (terraços de erosão) em relação às aluviões modernas, possuindo geralmente um formato alongado, por vezes não apresentando boa continuidade lateral.

As aluviões modernas (recentes) ocupam a calha de rios, igarapés e suas planícies de inundação, bem como inúmeras ilhas distribuídas principalmente ao longo do rio Negro. Estas ilhas formam notáveis arquipélagos, com sedimentação constituída por bancos arenosos (barras em canal), como se observa na Folha SA.20-V-B. Em rios meandrantos, os bancos arenosos (barras em pontal) situam-se nas porções internas da curva dos rios, sendo que, em alguns tributários visitados (rios Preto, Paduari, Aracá e Cuiuni), ocorrem lagos (meandros abandonados) entulhados por depósitos de transbordamento (material pelítico).

Também foram observadas nos interflúvios dos afluentes do rio Negro cicatrizes de meandros de drenagens pretéritas, dispersamente distribuídas. São preenchidas predominantemente por sedimentos finos (material pelítico), representando depósitos lacustres de acreção vertical. Estes depósitos são mais frequentes nas folhas SA.20-V-B e NA.20-Y-D.

#### 3.1.14.2 Depósitos Coluvionares e Eluvionares (Qce)

Na área de influência do Projeto Serra Imeri, elúvios e colúvios foram descritos inicialmente por Borges (1987a), tendo sido encontrados principal-

mente no sopé das encostas e pequenos vales da serra Aracá, em região dominada por sedimentos da Formação Aracá. Os depósitos colúvio-eluvionares recobrem, além dos sedimentos Aracá, a Formação Içá e o embasamento regional representado pelas rochas do Complexo Cauaburi.

Este material detrítico, *in situ* ou transportado, ocorre também nas escarpas da Formação Serra da Neblina, localizada no extremo-oeste da área, espalhando-se pelo vale do rio Cauaburi e recobrimdo ainda rochas do Complexo Cauaburi e da Suite Intrusiva Marié-Mirim.

Nas imagens de radar caracterizam-se por texturas lisas a levemente rugosas, contrastando com as cristas e "mesas" que marcam os padrões texturais dos sedimentos mais antigos (formações Aracá e Serra da Neblina). No entanto, conforme frisa Borges (1987a), embora tais depósitos sejam de distribuição expressiva, a delimitação em mapa pode estar algo exagerada, vista a intensa peneplanização do relevo, em especial na parte sul da serra Aracá.

## 3.2 Geologia Estrutural

### 3.2.1 Macroestruturas

A área do Projeto Serra Imeri, localiza-se na porção sudoeste do Cinturão Guiana Central, megafeição tectônica do Escudo das Guianas, com direção NE-SW (figura 3.34). O prolongamento do CGC até a porção norte do Amazonas foi proposto por Lima & Pires (1985) e defendida por Melo & Villas Boas (1993).

A análise das imagens de radar, na escala 1:250.000, revela para a área do Projeto Serra Imeri um conjunto principal de lineamentos estruturais, na direção NE-SW, especialmente evidenciados nas serranias da borda nordeste da área. Esta direção estrutural controla a disposição de vários corpos granitóides, bem como da cobertura Daraá, e está impressa nestas unidades. Os lineamentos encontram-se dispostos em feixes algo anastomosados, e devem corresponder a feições dúcteis (localmente formam arranjos sugestivos de movimentação dextral), reativadas como falhas e/ou fraturas, em níveis crustais mais rasos. Subordinadamente ocorrem "corredores" marcados por lineamento NW-SE, bem evidentes na região das serras Curupira e Imeri. Na região da serra Curupira os lineamentos NW-SE, são mais penetrativos e controlam as exposições dos metassedimentos Aracá, bem como a disposição de vários corpos granitóides. No extremo-norte da serra Curupira

os lineamentos NW-SE parecem estar deslocados por aqueles com direção NE-SW. Na região da serra Imeri os lineamentos NW-SE são mais espessos e cortam a estruturação NE-SW, parecendo corresponder a feições rúpteis.

### 3.2.2 Meso e Microestruturas

As informações de campo referentes à área do projeto estão restritas a alguns perfis ao longo das drenagens principais (e algumas observações mais pontuais em picadas), que não contemplam a porção norte da área, onde os lineamentos estruturais são mais evidentes. Foram observadas foliações, lineações, falhas e fraturas (e raras dobras) registradas nas unidades granitóides e coberturas proterozóicas.

### Complexo Cauaburi

A maioria das observações estruturais concentra-se nas litologias do complexo, que representa o embasamento das demais unidades identificadas.

A foliação varia, de moderadamente desenvolvida nos metagranitóides, até proeminente nos gnaisses. Nestes gnaisses a foliação  $S_n$  exibe padrão anastomosado, sendo definida pela orientação preferencial de hornblenda e biotita em torno de *augens* de feldspatos em matriz integrada por quartzo recristalizado e recuperado, e feldspatos com forte extinção ondulante, subgrãos e por vezes novos grãos em contatos triplícies. Em alguns litótipos o predomínio de feições dúcteis nos feldspatos, bem como a presença de biotita e hornblenda não desestabilizadas, marcando a foliação, sugerem que a temperatura tenha atingido condições da fácies anfíbolito durante a deformação de pelo menos parte dos tipos gnáissicos. Nos metagranitóides a foliação é marcada pela orientação preferencial de fenocristais de feldspato, por vezes euédricos, e agregados de minerais máficos. Em alguns casos a foliação corresponde a uma feição pré *full cristalization*, realçada pela superposição de variados graus de deformação em estado sólido, caracterizado pelo desenvolvimento de extinção ondulante (e por vezes subgrãos) nos feldspatos, e extinção ondulante com subordinada recristalização no quartzo.

A foliação  $S_n$  dispõe-se segundo dois *trends* principais. Na porção oeste da área (rios Daraá, Preto e Maraujá) predominam foliações com direção NE-SW, e mergulhos entre 45° e 85° para NW ou SE (figura 3.35), concordantes, de modo geral,

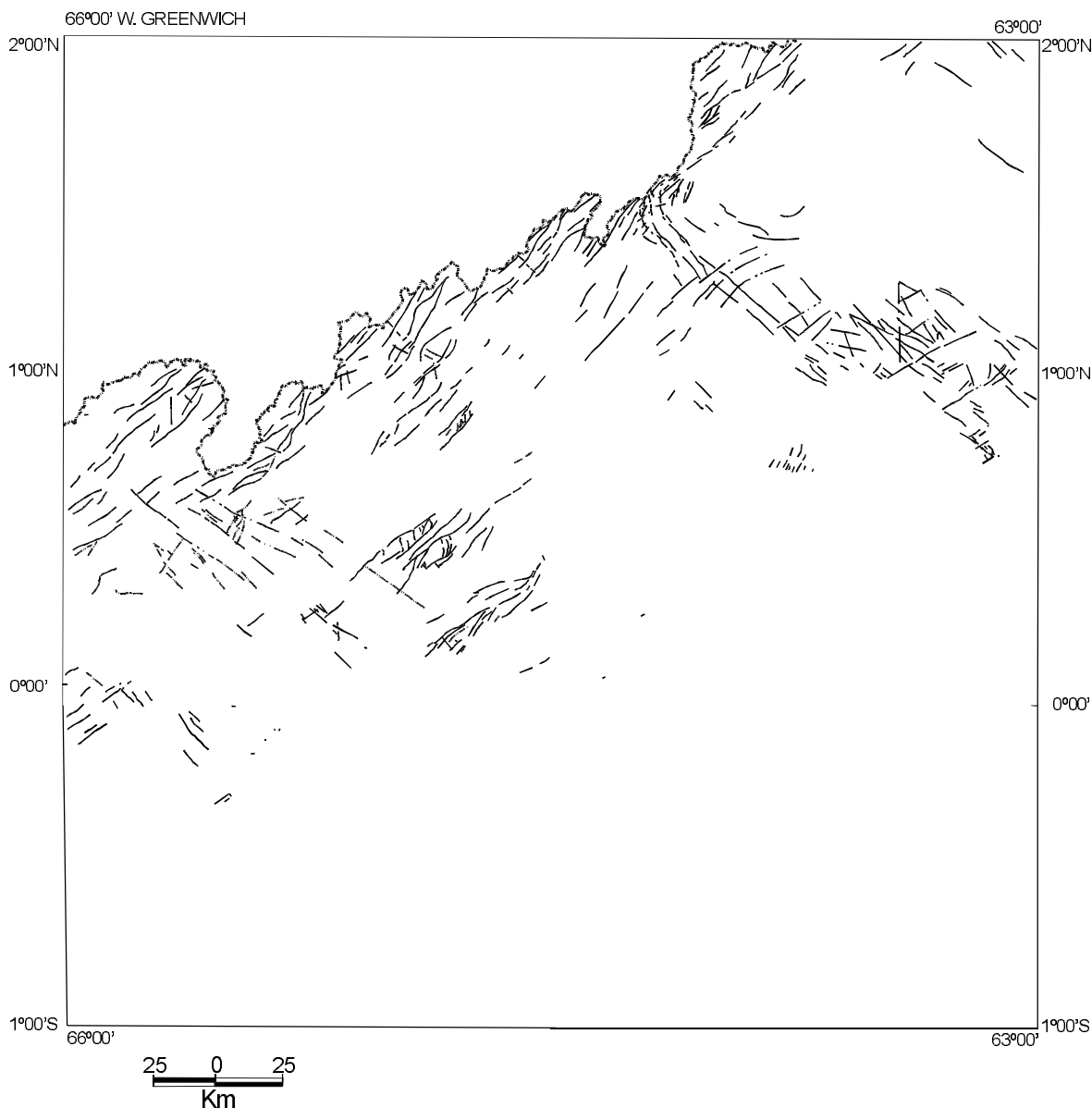


Figura 3.34 – Principais lineamentos estruturais da área do Projeto Serra Imeri.

com a orientação principal do Cinturão Guiana Central. Ocorrem ainda subordinadamente, foliações tendendo a E-W, com baixos mergulhos para N ou S. Na região nordeste (rios Aracá e Paduari),  $S_n$  exibe um leve predomínio de direções segundo NW-SE, em paralelismo com lineamentos observados em imagem de radar.

Uma lineação mineral  $L_n$ , em geral marcada pelo alinhamento dos minerais máficos, foi descrita em toda a região. Na porção oeste da área, onde a densidade de medidas estruturais é maior,  $L_n$  mergulha predominantemente para sudoeste (figura 3.36).

Localmente ocorrem protomilonitos com foliação ( $S_{n+1}$ ), caracterizados por comportamento dúctil-rúptil compatível com condições da fácies xisto-verde superior (a epidoto anfibolito), onde o feldspato encontra-se fraturado e em parte transformado em minúsculos grãos de feldspato e sericita por vezes exibindo extinção ondulante e subgrãos, e o quartzo forma fitas com subgrãos estirados. Não existem critérios cinemáticos seguros para aferir o sentido de movimentação nestas zonas.  $S_{n+1}$  associa-se à lineação de estiramento mineral  $L_{n+1}$ , definida pela disposição de porfiroclastos de feldspatos e agregados máficos.

### Granitóides Reilau, Marauaiá e Marié-Mirim

Em alguns dos corpos granitóides das unidades Marauaiá e Marié-Mirim ocorrem protomilonitos a milonitos com foliação marcada pela orientação preferencial de fitas de quartzo contornando porfiroclastos de feldspato, fraturados e por vezes fragmentados e apartados ao longo da foliação. O feldspato exibe extinção ondulante e localmente inclui subgrãos com limites irregulares. Hornblendas também constituem porfiroclastos, por vezes ligados por trilhas de biotita, titanita e epidoto. As feições microtectônicas observadas registram a atuação de um episódio deformacional heterogêneo, sob condições da fácies xisto-verde superior (a epidoto anfibolito), que resultou na instalação de zonas de cisalhamento dúcteis que afetaram alguns corpos granitóides. Entretanto, as feições microtectônicas predominantes nestes litótipos, em especial nos granitos Marié-Mirim, são de natureza cataclástica.

Nos granitóides tipo-S da unidade Reilau, verifica-se a presença de feições deformacionais como quartzo recristalizado, em geral poligonizado, e feldspatos com extinção ondulante, subgrãos com limites irregulares (a localmente retilíneos) que su-

gerem, da mesma forma, uma deformação sob condições de temperatura de fácies xisto-verde superior a epidoto anfibolito.

A foliação  $S_{n+1}$ , nos granitóides exibe direções predominantemente NE-SW, grosso modo concordantes com o *trend* do cinturão (figuras 3.34), com mergulhos variando de 40° a 75° para NW ou SE. Algumas variações ocorrem nos corpos da Suíte Marauaiá, dispostos respectivamente nas proximidades nos igarapés Preto e Paduari, onde  $S_{n+1}$  apresenta direções NW-SE e E-W.

### Coberturas Sedimentares

As pobres informações estruturais disponíveis para as coberturas Neblina e Daraá não permitem maiores considerações. Ambas as unidades exibem feições deformacionais locais, tendo sido descritas foliações miloníticas compatíveis com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento sob condições da fácies xisto-verde.

A Formação Aracá inclui rochas intensamente deformadas, que apresentam xistosidade definida por minerais da fácies xisto-verde (tendo sido identificada em uma amostra, paragênese indicativa da fácies anfibolito), disposta segundo N40°W com

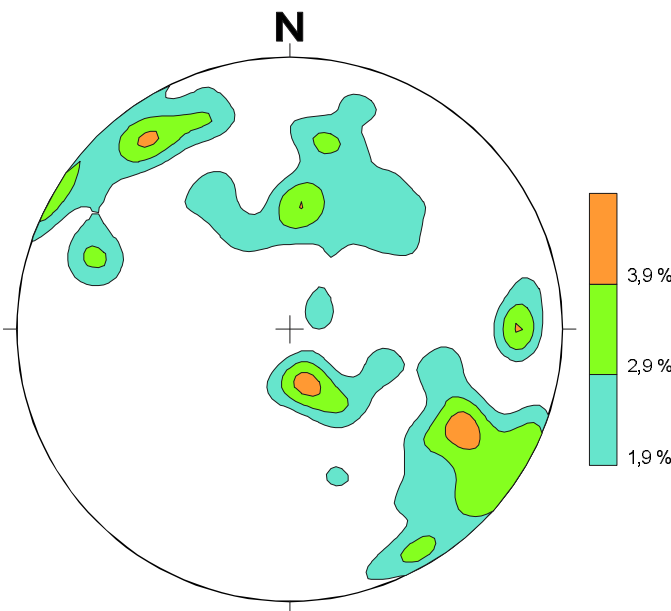


Figura 3.35 – Diagrama de contornos de pólos da foliação  $S_n$ , constatada na porção oeste da área (rios Daraá, Preto e Marauaiá). Obs: hemisfério inferior - plano ao pólo;  $n = 103$ ;  $\sigma = 1$ ;  $\rho = 4,25$ .

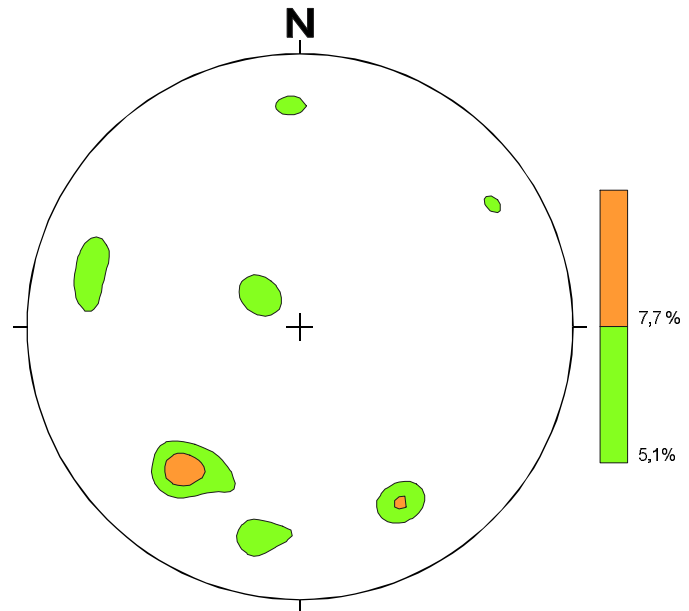


Figura 3.36 – Diagramas de contornos para lineações ( $L_n$ ) localizadas na porção oeste da área (rios Daraá, Preto e Marauaiá). Obs: hemisfério inferior - plano ao pólo;  $n = 39$ ;  $\sigma = 1$ ;  $\rho = 3,33$ .

mergulho de aproximadamente 40° para SW, praticamente perpendicular à direção do Cinturão Guiana Central (figura 3.34).

A partir da análise dos estereogramas da xistosidade e do acamadamento (figura 3.37) que apresentam uma superposição quase completa, deduz-se uma primeira fase de dobramentos apertados a isoclinais ( $D_1$ ).

Uma segunda fase de dobramentos abertos ( $D_2$ ), é observada em lâminas petrográficas e materializada, no campo, por dobras em *chevron* observadas principalmente nos muscovita xistos.

A tectônica frágil é representada por falhas com direção N40°E, possivelmente transcorrentes com movimentação levógira, possivelmente associadas a uma reativação do Cinturão Guiana Central.

### 3.2.3 Evolução Estrutural

Melo *et al.* (1993) e Santos & Melo (1993), propuseram para a região da serra Imeri uma evolução estrutural controlada pela instalação de zonas de cisalhamento contracionais oblíquas dextrais, durante o intervalo Arqueano Superior a Paleoproterozóico. As propostas destes autores não encontram, no entanto, suporte nos dados estruturais disponíveis para a região, revistos e reavaliados neste relatório.

As feições estruturais descritas ( $S_n$  e  $L_n$ ) no item anterior registram a atuação de um evento tectono-termal mais antigo, impresso no Comple-

xo Cauaburi, que atingiu a fácies anfibolito. As direções registradas pelas foliações  $S_n$  correspondem as seguintes orientações: NE-SW, paralelo ao Cinturão Guiana Central (a subordinadamente E-W); na maior parte da área; e NW-SE na porção leste da região estudada. O relacionamento entre os dois *trends* é incerto, e os aspectos cinemáticos desta deformação continuam não elucidados.

As outras unidades mapeadas evidenciam a atuação de um evento deformacional, de caráter heterogêneo, mais jovem, que reativou em parte as direções estruturais mais antigas, tendo resultado na instalação de zonas de cisalhamento que afetaram também o embasamento Cauaburi, e se processaram sob condições da fácies xisto-verde a epidoto anfibolito, com cinemática ainda pobremente investigada. A presença de paragênese metamórfica da fácies anfibolito em uma amostra da Formação Aracá, bem como a presença exclusiva de metassedimentos revelam um quadro algo diferente em relação às outras coberturas proterozóicas da área, apenas localmente deformadas. Este quadro deve representar uma variação nas condições durante o mesmo evento deformacional registrado nas outras coberturas, no entanto, não se descarta a hipótese de que o metamorfismo e a deformação dos metassedimentos Aracá estejam relacionados a um evento mais antigo.

O relacionamento destes dois eventos com a instalação do Cinturão Guiana Central (CGC) nesta região continua em aberto. É possível que o evento mais antigo tenha sido responsável pela instalação do CGC permanecendo o quadro de dúvida quanto ao significado do forte *trend* NW-SE da região das serras Curupira-Aracá. De qualquer forma o evento mais jovem, possivelmente relacionado ao episódio K'Mudku, reconhecido em várias porções do Escudo das Guianas, reativou fortemente a estruturação NE-SW, característica do cinturão.

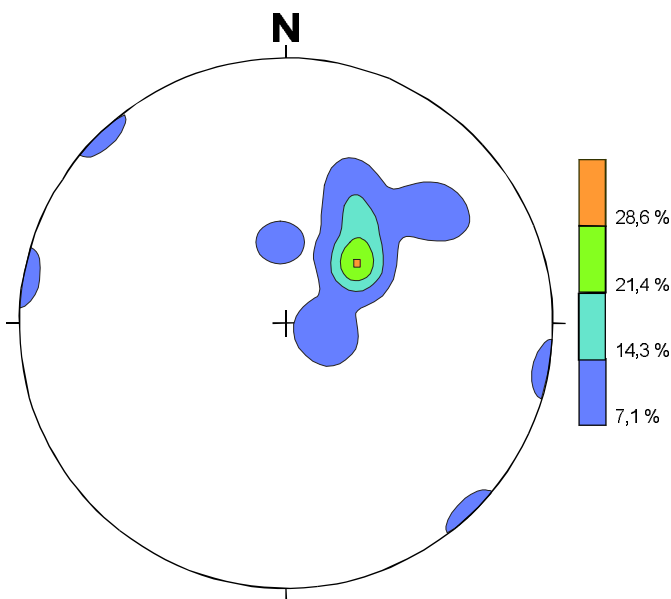


Figura 3.37 – Diagrama de contorno das estruturas sedimentares (acamadamento  $S_0$ ) medidos nos (meta)sedimentos da Formação Aracá (hemisfério inferior - plano ao pólo;  $n = 14$ ;  $\sigma = 1$ ;  $\rho = 3,66$ ).

## 4

---

## EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica de terrenos pobremente estudados como a região norte e nordeste do Estado do Amazonas, onde está inserida a área do Projeto Serra Imeri, constitui um assunto difícil e não permite uma abordagem definitiva. No entanto, com o aporte de novos dados geológicos, através do Projeto Serra Imeri, algumas considerações podem ser tecidas.

O Complexo Cauaburi envolve um magmatismo de provável caráter calcioalcalino expandido, estando representado por granitóides e gnaisses, com idades em torno de 1,80Ga. Uma pequena residência crustal é sugerida por idades-modelo Sm/Nd ( $T_{DM}$ ) um pouco mais velhas (1,91Ga - 2,12Ga), dentro da incerteza do método, e valores de  $\epsilon_{Nd}$  levemente negativos ou positivos, além de baixas razões iniciais  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Estas características permitem sugerir para o magmatismo Cauaburi uma origem juvenil envolvendo subducção provavelmente de crosta oceânica em um ambiente de arcos magmáticos num estágio pré-colisional. Alguns restos de rochas metabásicas, xistos e quartzitos poderiam representar resquícios de seqüências metavulcano-sedimentares, típicas de ambientes orogênicos. Parte das rochas do complexo registram a atuação de um episódio deformacional sob condições de fácies anfíbolito, que

gerou uma foliação regional predominantemente disposta na direção NE-SW. A continuidade do processo de subducção deve ter culminado com a colisão de blocos crustais e conseqüente espessamento crustal, gerando condições propícias para a colocação de granitóides tipo-S (Suíte Intrusiva Igarapé Reilau de idade incerta) produtos de fusões crustais em um ambiente sin- a pós-colisional. A geração dos granitóides tipo-A, metaluminosos (Suíte Intrusiva Marauíá) e peralcalinos (Suíte Intrusiva Marié-Mirim) poderia representar um estágio de colapso do orógeno espessado, ou um estágio extensional posterior ao fim do evento orogênico. Registrando condições de maior estabilidade crustal, foram instaladas bacias caracterizadas por sedimentos maduros, com predomínio de quartzos arenitos.

Estas bacias, materializadas pelas formações Serra da Neblina e Daraá, foram parcialmente retrabalhadas, desenvolvendo tramas deformacionais ao longo de zonas de cisalhamento dúctil sob condições da fácies xisto-verde. Estas tramas deformacionais também estão registradas nos granitóides tipo-S (Igarapé Reilau) e tipo-A (suítes Marauíá e Marié-Mirim) que gradam a protomilonitos e milonitos ao longo de algumas zonas de cisalhamento, evidenciando a atuação de um episódio deformacional heterogêneo, sob condições da fácies xis-

to-verde. Na Formação Aracá a deformação atingiu o pacote composto por metassedimentos na fácies xisto-verde, com registro local de metamorfismo na fácies anfibolito. É possível que este quadro revele apenas a variação na intensidade da deformação (e condições de temperatura?), durante o mesmo episódio que gerou as zonas de cisalhamento na fácies xisto-verde; no entanto, esta questão continua em aberto. Intrusões básicas ultrabásicas da Suíte Tapuruquara e granitóides tipo-A, da Suíte Intrusiva Surucucus, (relacionado ao magmatismo com características rapakivíticas de outras porções do Escudo das Guianas) devem representar um magmatismo bimodal típico de outros terrenos mesoproterozóicos com posicionamento posterior à deposição das coberturas Aracá, e provavelmente também das formações Serra da Neblina e Daraá.

Entretanto, não foi possível identificar a geometria (estruturação) do provável arco magmático

Cauaburi, pois o significado dos *trends* NE-SW e NW-SE na evolução geotectônica regional permanece ainda indefinido, sobretudo na seguinte questão: qual deles representaria verdadeiramente o cinturão orogênico? Assim sendo, o nível incipiente de conhecimento geológico da região não permite avançar mais no monitoramento da sua provável evolução.

Deve-se ressaltar também a distribuição da granitogênese ao longo da área do Projeto Serra Imeri. Os granitos intrusivos nas rochas do embasamento (Complexo Cauaburi) apresentam a leste um predomínio de granitóides do tipo-S (Igarapé Reilau) passando, na parte central, a um maior domínio de granitos tipo-A metaluminosos a fracamente peraluminosos (Marauíá), culminando, a oeste, com granitos tipo-A peralcalinos (Marié-Mirim). Embora este seja um zoneamento até certo ponto grosseiro, pode ser útil na localização de possíveis *fronts* de colisão e na suposição da espessura crustal.



# 5

---

## RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA PREVISIONAL

### 5.1 Introdução

Ao longo dos anos, escassos trabalhos de cunho prospectivo e metalogenético foram desenvolvidos na região estudada. Entre os principais destacam-se as pesquisas de reconhecimento geológico e prospecção aluvionar de Achão (1974) e o estudo geoquímico de detalhe e semidetalhe desenvolvido por Borges (1987a e b), todos na região da serra Aracá. Durante a primeira fase do Projeto Serra Imeri, Gomes & Lins (1993) e Santos & Melo (1993) apresentam dados importantes acerca do potencial metalogenético desta área (escala 1:500.000), incluindo a produção de mapas de anomalias geoquímicas (e mineralométricas) e metalogenético-previsional, respectivamente. Tendo em vista o atual panorama geológico regional, todos estes dados, juntamente com os apresentados por Achão (1974) e Borges (1987a e b), foram reavaliados e reinterpretados, levando à geração de um novo mapa metalogenético-previsional (anexo).

A cartografia metalogenética/previsional foi fundamentada na integração multidisciplinar dos dados geológicos, petrológicos, geoquímicos e geofísicos,

permitindo a definição de áreas potenciais em função da presença comprovada, indicada ou inferida de um determinado metalotecto (granitos especializados, associações básicas-ultrabásicas, metassedimentos, etc.) e da presença de indícios (concentrados de bateia, sedimento ativo de corrente e anomalias geofísicas). Essas áreas estão representadas no mapa metalogenético/previsional, permitindo a localização de regiões que podem abrigar mineralizações potencialmente importantes, e a visualização de sua relação espacial com a geologia. Para facilitar a cartografia e a legibilidade do mapa, foram adotados símbolos simples, que fornecem informações sobre os indicadores geológicos, geoquímicos e geofísicos.

Os critérios de potencialidade e/ou favorabilidade adotados levam em consideração atributos geológicos, geoquímicos e geofísicos, que apesar de objetivos, não são quantitativos e não possuem conotação genética. Tendo em vista a ausência de ocorrências minerais, garimpos ou minas cadastradas, delimitaram-se apenas áreas com moderado a baixo potencial, que se caracterizam por possuir unicamente indícios geoquímicos-mineralométricos e

geofísicos em associação com metalotectos específicos sob contexto geológico favorável. Comparações com áreas vizinhas, comprovadamente com ocorrências minerais cadastradas (ou com metalotectos reconhecidamente mineralizados), são eventualmente realizadas.

Os indícios minerais encontrados são classificados como metálicos (ouro, estanho, nióbio, tungstênio, cromo, níquel, cobalto, chumbo, vanádio, cobre) e não-metálicos (ítrio, berílio, terras-raras), incluindo minerais de pegmatitos (topázio, monazita, xenotímio, samarskita, ilmênio-rutilo, anatásio, mica de lítio, gahnita), metamórficos (cloritóide, sillimanita) e industriais (areia, argila, cascalho, seixo). A seguir serão descritos os principais metalotectos observados e as áreas previsionais potenciais selecionadas.

## **5.2 Indícios de Ouro, Pirita e Cobre no Domínio dos (Meta)sedimentos das Formações Daraá (Área I), Aracá (Área II) e Serra da Neblina (Área III)**

A delimitação das áreas previsionais obedeceu a distribuição espacial dos indícios de ouro, identificados exclusivamente em concentrados de bateia, obtidos de aluviões. A inexistência de dados sobre a mineralização primária limitou a caracterização de metalotectos às associações litológicas (xistos e conglomerados) e estruturas regionais que possam apresentar potencialidade de conterem mineralizações auríferas. Nota-se, entretanto, que a distribuição dos indícios de ouro apresenta uma correlação entre áreas anômalas de ouro, cobre, cromo, pirita, e as ocorrências de metassedimentos e rochas sedimentares que capeiam as serras Aracá, Daraá e da Neblina; esta última restrita à indícios de ouro e diamante.

Três áreas previsionais potenciais para ouro foram selecionadas na área do Projeto Serra Imeri, denominadas: áreas I, II e III.

A Área I, caracterizada por indícios importantes de Au, Cu, Ba (Cr, Ni, V, Sc, Ag) e pirita, encontra-se localizada na serra Daraá, porção central da área, no domínio dos sedimentos da Formação Daraá, gnaisses e granitóides do Complexo Cauaburi. Zonas anômalas em ouro, cobre e pirita estão associadas à presença de metalotectos litológicos (metassedimentos) e estruturais (lineamentos NE-SW de natureza dúctil-rúptil), com indícios geoquímicos de Cr, V, Ni, Ba e Ag. Nos trabalhos de campo referentes ao Projeto Serra Imeri o ouro foi observa-

do em concentrados de bateia, associado à pirita, na região da serra Daraá.

A Área II apresenta indícios de Au e pirita, com anomalias de Nb, Cu, Cr e Mn, além de minerais metamórficos e de pegmatito como: samarskita, anatásio, cloritóide, corindon, sillimanita; registrados em concentrado de bateia. Essa área está localizada na serra Aracá, situando-se na porção nordeste da região estudada, no domínio dos metassedimentos da Formação Aracá. Esta região caracteriza-se por zonas anômalas em ouro, cobre, manganês; associadas à presença de metalotectos litológicos (metassedimentos e metaconglomerados) e estruturais (lineamentos NW-SE), com indícios geoquímicos e de minerais metamórficos (cloritóide, sillimanita).

Achão (1974) em trabalho de prospecção aluvionar realizado na porção sudeste da serra Aracá, também identificou a presença de ouro em concentrados de bateia. Além do ouro, observado na maioria das amostras, a análise espectrográfica desse material revelou uma paragênese metálica formada por Pb, Zn, Sb e, subordinadamente, por Be, Bi, Sn e Nb. O autor sugeriu que os condicionantes geológicos e a paragênese mineral seriam semelhantes aos depósitos de Pb-Zn, com ouro associado, de Broken Hill, na Austrália.

Posteriormente, a serra Aracá foi objeto de prospecção (Borges, 1987a e b) objetivando a avaliação de minerais pesados e possíveis concentrações econômicas de ouro, diamante e cassiterita. No total foram realizados 158 poços nas aluviões. O material coletado (cascalho e areia grossa) apresentou, em estudos mineralométricos, a presença de ouro com baixos teores (entre 0,03 e 0,74g/m<sup>3</sup>) em mais de 50% das amostras. A presença de ouro foi interpretada como produto da exposição de gnaisses do embasamento (áreas-fonte do metal), e pela ocorrência de conglomerados no pacote sedimentar que sustenta a serra Aracá. Esta sequência sedimentar foi correlacionada por Borges (1987a e b) às rochas sedimentares do Grupo Roraima, cujos conglomerados estão mineralizados em ouro e diamante na região da serra do Tepequém (D'Antona & Borges, 1983). Porém não se verificou a presença de diamante e minerais satélites nas amostras estudadas pelo autor.

A análise mineralométrica dos concentrados de bateia também ressaltou a presença de minerais metamórficos (como sillimanita, estauroлита, granadas, outros) além de turmalina. Espectrograficamente denotou-se a ocorrência de manganês com valores maiores que 5.000ppm (Borges, 1987b).

No relatório temático de geoquímica, executado durante a primeira fase do Projeto Serra Imeri (Gomes e Lins, 1993), a análise de concentrados de bateia e sedimentos ativos de corrente possibilitou a caracterização dos metassedimentos da serra Aracá como uma zona anômala de 2ª ordem para ouro.

A Área III, selecionada como potencial para abrigar ouro e diamante, encontra-se situada na serra da Neblina, no extremo-noroeste da área mapeada, dentro dos limites da Reserva indígena Ianomâmi. Ocorre no domínio das rochas sedimentares da Formação Serra da Neblina, apresentando associação de indícios mineralógicos (ouro e diamante) e metalotecto litológico (conglomerados). Em região limítrofe à Área III (Folha NA.19; figura 1.1), próximo do Pico da Neblina (domínio da cobertura tipo Serra da Neblina) e mais ao sul (domínio dos sedimentos da Formação Içá), alguns garimpos de ouro em aluviões foram cadastrados pela CPRM através do Programa Nacional de Prospecção de Ouro (CPRM, 1999). A norte, em território venezuelano, Gray & Orris (1993) citam ocorrências de diamantes associadas a rochas sedimentares do tipo Roraima.

As mineralizações primárias de ouro mais comuns no Escudo das Guianas, Oeste Africano e Cráton São Francisco, estão geralmente associadas às seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* e a coberturas sedimentares grosseiras de origem continental do tipo bacias *foreland* (Milési *et al.*, 1992; Ledru *et al.*, 1998). Estes terrenos têm sua evolução ligada ao desenvolvimento de cinturões orogênicos relacionados à geração de crosta juvenil, edificação de arcos magmáticos, seguida de colisão continental durante o Paleoproterozóico (2,1 a 2,0Ga – Ledru *et al.*, 1994; Vanderhaege *et al.*, 1998). Eventos de geração de crosta, e o desenvolvimento de cinturões orogênicos têm implicações metalogenéticas importantes, como descrito por Groves & Foster (1993), que comparam a distribuição de mineralizações de ouro no tempo geológico, com marcante época metalogenética no Arqueano e no Recente (Orógenos Modernos).

Na área abrangida pelo Projeto Serra Imeri o quadro geológico é caracterizado por um magmatismo calcioalcalino, representado por granitóides e gnaisses do Complexo Cauaburi, que inclui ainda metabasitos (de ocorrência local), na fácies xisto-verde a anfíbolito, e possivelmente restos de metassedimentos descritos por Araújo & Costi (1979) na região do rio Inambu. Seguiu-se uma granitogê-

nese que evolui de granitos tipo-S (produtos de fusão crustal) para uma série do tipo-A (intraplaca), e o desenvolvimento de coberturas sedimentares continentais. A despeito das idades mais antigas conhecidas para a região estudada apresentarem valores em torno de 1,8Ga (Gaudette *et al.*, 1978; Tassinari *et al.*, 1996; Sato & Tassinari, 1997; Santos *et al.*, 2000), a associação litológica e os processos envolvidos na sua evolução apresentam algumas semelhanças com os terrenos paleoproterozóicos supracitados.

No entanto, terrenos do tipo *greenstone* não foram concretamente reconhecidos na área do Projeto Serra Imeri. Apesar disso, pacotes de metassedimentos contendo quartzitos portadores de ouro, das serras Tunuí-Caparro, situadas a oeste da área (Folha NA.19; figura 1.1), foram interpretados como seqüências vulcano-sedimentares de terrenos granito-*greenstone*, por Melo *et al.* (1993), o mesmo valendo para aquelas relacionadas com as ocorrências de ouro na região do rio Parima, em Roraima (Pinheiro *et al.*, 1981).

A associação geoquímica ouro-cobre-cromo-vanádio-níquel-bário-manganês encontrada no domínio das serras Daraá e Aracá sugere uma afinidade com rochas vulcânicas de natureza básica-ultrabásica que poderiam configurar resquícios de seqüências vulcano-sedimentares (mais antigas que as unidades das coberturas Daraá e Aracá) embora as mesmas não tenham sido cartografadas. Nestas regiões a presença de turmalina e pirita associada à assembléia metamórfica (cloritóide e sillimanita), encontrada nos concentrados de bateia, pode indicar o aporte de soluções hidrotermais em zonas distensivas associadas às estruturas regionais NE-SW e NW-SE. Especulativamente, jazimentos de ouro do tipo mesotermal (Groves *et al.*, 1997) podem ser esperados sob este cenário.

Com relação aos conglomerados que ocorrem na base dos sedimentos do tipo Roraima, capeando as serras Daraá, Aracá e Neblina, a caracterização de um possível metalotecto não é menos difícil, pois a associação entre ouro e diamante foi verificada somente na região da serra da Neblina, em parte no território venezuelano (Gray & Orris, 1993). Bacias que hospedam *paleoplaceres* proterozóicos, portadores de ouro, são encontrados também no Oeste Africano (conglomerado Banket da Bacia Tarkwa), Cráton do São Francisco (Bacia Jacobina), Guiana Francesa (bacias Orapu e Regina) além dos conglomerados auri-diamantíferos da serra Tepequém no Estado de Roraima (Milési *et al.*, 1992; Ledru *et al.*, 1998).

### **5.3 Indícios de Estanho, Tungstênio, Nióbio e Terras-Raras em Granitóides da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (Subáreas IVa, b, c)**

A Suíte Intrusiva Igarapé Reilau caracteriza-se por apresentar leucogranitos a duas micas (tipo-S), em geral contendo granada, onde os resultados da amostragem de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia permitiu a individualização de três áreas potencialmente mineralizadas em Sn, W, Nb, Be e ETR, denominadas de subáreas IVa, b, c. Vale ressaltar que nenhuma ocorrência primária foi cadastrada, sendo possível que as zonas de cúpula do granito, onde as mineralizações encontram-se normalmente hospedadas, tenham sido erodidas e depositadas nas aluviões. A análise química de rocha apresenta até 15ppm de estanho, que apesar de superior à média regional dos granitóides, é, por exemplo, cerca de cinco vezes inferior ao encontrado nos granitos a duas micas (tipo-S) da mina de Xin Fang na China (Pollard, 1992).

A subárea IVa ocorre localizada nas cabeceiras do Igarapé Reilau, no contraforte sul da serra Curupira, estando orientada segundo uma faixa NW-SE, conforme o formato original interpretado para o corpo granítico. Na parte sul desta área ocorrem indícios importantes de Sn, Nb, W, Be e TR (monazita e xenotímio), associados a anomalias geofísicas de tório, observadas em todo o corpo. Fortes anomalias de tório (chegando até a 75ppm) também foram detectadas na subárea IVb, localizada na porção nor-nordeste da serra Aracá. Além do Th, foram identificados indícios de Sn (cassiterita) e TR (monazita e xenotímio) em concentrado de bateia. Na subárea IVc, no alto curso do rio Preto, somados aos indícios de Sn, Nb, W, Be, TR, encontrou-se sinais de coríndon, granada e sillimanita, confirmando a presença de rochas aluminosas de alto grau metamórfico nas proximidades (migmatitos e gnaisses paraderivados?).

Em termos gerais, os granitos da série ilmenita de Ishihara (1981), e em especial os tipos-S evoluídos (fracionados) a duas micas, constituem os tipos graníticos portadores das mineralizações mais importantes de Sn e W (Pollard, 1992; White, 1992; Sillitoe, 1996), apresentando localmente concentrações significativas de Ta, Nb ou Li. Exemplos de granitos similares, especializados em Sn e W, encontram-se descritos no sul da China, no Sudeste Asiático e na Austrália. Turmalina-muscovita granitos tipo-S, mais comuns no sudeste da Ásia, e também considerados mundialmente fontes importantes de Sn e Ta (e fontes potenciais de TR, Y, Zr e Th),

não foram identificados na região do Projeto Serra Imeri.

A presença de determinado mineral acessório (portador, por exemplo, de Nb, Y, Th, TR etc.) dependerá de uma série de fatores, entre eles a fugacidade de oxigênio, as concentrações de Li-F-B e a composição da rocha-fonte (Pollard, 1992). No caso de granitos peraluminosos ricos em flúor, a mineralogia acessória poderá incluir minerais como zircão, ilmenita, monazita, xenotímio, apatita, fluorita, granada e até topázio. Nos concentrados de bateia coletados no âmbito dos granitóides Reilau foram detectados todos estes minerais acessórios, exceto fluorita.

Uma característica litoquímica comum aos granitóides especializados em Sn e W é o enriquecimento em SiO<sub>2</sub>, F, Rb, Th e U e empobrecimento em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Sr e Eu (Pollard, 1992). Segundo White (1992), alguns exemplos australianos (Supersuíte Koetong) têm demonstrado também que a mineralização de Sn ocorre associada a granitos tipo-S fortemente fracionados, onde são marcantes o enriquecimento em Rb (>400ppm) e o empobrecimento em Sr (<50ppm). Fato semelhante é registrado na subárea IVa, onde o Granito Reilau (tipo-S fracionado) apresenta elevados valores de Rb (entre 380 e 590 ppm) e em contrapartida baixos de Sr (18 a 44ppm), naqueles litótipos mais ricos em SiO<sub>2</sub>. Nos tipos-S enriquecidos em monazita, o somatório de ETR em rocha é modesto, apresentando padrões de curva de ETR horizontais a suavemente enriquecidos em ETRP (Pollard, 1992), conforme demonstrado pelos granitóides Reilau em sua área-tipo (subárea IVa).

Em termos geotectônicos, mineralizações de Sn-W hospedadas em granitóides tipo-S são frequentes, sobretudo nas fases finais de orógenos colisionais continentais. Quando localizados em sistema dominado por subducção tipo-B, tendem a estar confinados nas partes mais internas das margens dos arcos magmáticos continentais (Sawings, 1990).

### **5.4 Indícios de Estanho, Nióbio, Terras-Raras e Minerais de Pegmatito em Granitóides da Suíte Intrusiva Marauíá (Subáreas Va, b, c, d)**

As aluviões amostradas nos domínios dos granitóides da Suíte Marauíá (monzogranitos e sienogranitos metaluminosos tipo-A), proporcionaram a identificação de anomalias de Sn, Nb e mais rara-

mente de TR. Durante a análise mineralógica semi-quantitativa dos concentrados de bateia observou-se também com frequência minerais típicos de pegmatitos, como topázio, samarskita e ilmeno-rutilo. A presença destes indícios tornou possível a demarcação de quatro áreas potenciais (subáreas Va, b, c, d), notadamente para as substâncias Sn e Nb.

A subárea Va apresenta-se orientada segundo a direção NE-SW, estando situada em grande parte na serra Marauíá, considerada área-tipo dos granitoides Marauíá. Anomalias de Sn, Nb, TR e indícios mineralométricos de topázio, samarskita, ilmeno-rutilo foram detectados em especial no setor leste da referida serra. Outras áreas potencialmente anômalas em Sn e Nb (subárea IVb), incluindo indícios de ilmeno-rutilo (subáreas Vc e Vd), foram delimitadas em região dominada por granitoides Marauíá. A subárea Vb corresponde, por exemplo, a uma "janela de embasamento" circundada pela sedimentação quaternária Içá. As subáreas Vc e Vd, localizadas mais a leste da serra Marauíá, ocorrem, respectivamente, nos interflúvios dos rios Aracá e Curuduri e dos rios Curuduri e Padauari.

Apesar das anomalias geoquímicas de Sn e Nb, os indícios petrológicos dos granitos metaluminosos a peraluminosos Marauíá (tipo-A) indicam valores relativamente baixos de Sn (5 e 7ppm) e Nb (16 e 28ppm) se comparados com outros granitoides tipo-A portadores de mineralizações de Sn e Nb. Processos relacionados a greisenização, atuantes possivelmente nas porções apicais dos corpos graníticos Marauíá, podem ter levado a concentração local desses elementos em veios e bolsões pegmatíticos (p.ex. na forma de columbita, samarskita, e ilmeno-rutilo em associação com topázio) e, posteriormente, após a desagregação dos mesmos, depositaram-se nas aluviões. Por outro lado, o alto somatório de ETR (podendo superar 500ppm) e Zr (até 400ppm), obtidos em rocha, confirmam algumas anomalias desses elementos, detectadas nos sedimentos de corrente e nos minerais pesados.

Mineralizações importantes de Sn-Nb (tipo columbita), como as encontradas na Província Nigéria-Níger (Kinnaird *et al.*, 1985) ocorrem hospedadas em biotita granitos tipo-A em associação espacial e temporal com granitos peralcalinos, de ambiente extensional intracontinental, relacionados a plumas mantélicas (Sillitoe, 1974; Bowden, 1985). Guardadas as devidas proporções, observa-se na área do Projeto Serra Imeri situação similar em relação à granitogênese tipo-A (neste caso considera-

da pós-colisional a anorogênica e de origem crustal), onde biotita granitoides Marauíá (Sn-Nb) ocorrem associados com os granitos peralcalinos da Suíte Marié-Mirim (Sn). No entanto, a carência de estudos de prospecção geoquímica e geofísica sistemáticos não permite, no estágio atual, delinear o verdadeiro potencial mineral destes granitoides.

Granitos tipo-A especializados em estanho, de idade proterozóica (1,8 a 1,0Ga) são descritos em todo o Cráton Amazônico, alguns deles constituindo importantes depósitos, como por exemplo, os granitoides Surucucus, Pitinga, Teles Pires e de Rondônia (Dall'Agnol *et al.*, 1987; Dall'Agnol *et al.*, 1994; Horbe *et al.*, 1991; Bittencourt & Dall'Agnol, 1987). De acordo com Dall'Agnol *et al.* (1993), estes granitoides contrastam com os tipos-A estéreis associados, caracterizando-se por apresentarem índices de cor hololeucocráticos e intensa alteração tardi a pós-magmática, responsável pela origem (por substituição ou cristalização tardia) de albita, sericita-muscovita, fluorita, topázio, em geral relacionada a ocorrências de *greisens* ou de rochas albitizadas.

Na Província Estanífera de Goiás, os granitos tipo-A, de química metaluminosa a peraluminosa e com idade variando de 1,57 e 1,58Ga, hospedam também importantes mineralizações de Sn (Botelho & Moura, 1999). Os referidos granitoides, além de demonstrarem maior potencial, se comparados aos tipos peralcalinos da mesma província, apresentam quimismo e idades similares às encontradas (ou estimadas) para os granitoides Marauíá (1,58-1,62Ga).

### 5.5 Indícios de Estanho nos Granitoides da Suíte Intrusiva Marié-Mirim (Área VI)

Apenas uma área provisional potencial para Sn foi demarcada nos domínios dos granitoides Marié-Mirim (Área VI), prolongando-se para oeste, fora dos limites da área do projeto, abrangendo todo o maciço granítico que sustenta a serra homônima. A caracterização desta área se deu em função da ocorrência de cassiterita em amostras de concentrado de bateia e, localmente, de nióbio em análise química de sedimentos ativos de corrente.

Embora alguns exemplos nacionais (Mina do Pitinga, Amazonas – Horbe *et al.*, 1991) e mundiais (ex. Nigéria, Arábia Saudita e Strange Lake no Canadá) comprovem um enriquecimento anômalo de metais raros (Zr, Nb, Y, Ta, Be e TR) em associações graníticas peralcalinas (alcalifeldspato grani-

tos, sienogranitos, sienitos, quartzo sienitos etc.), os granitos Marié-Mirim não apresentaram até o momento teores expressivos destes elementos. No entanto, os indícios petrológicos, incluindo evidências de atuação moderada de fenômenos tardi a pós-magmáticos, sinalizam valores de La (150ppm), Y (100ppm), Ba (1.500ppm) e Be (3ppm) superiores aos verificados regionalmente. Com relação a este último elemento, encontra-se descrita na literatura (Reis & Monteiro, 1995) a existência de garimpo de berilo (água-marinha), além de columbita-tantalita, localizado na serra Curicuriari, a sudoeste da área do Projeto Serra Imeri. A lavra garimpeira, atualmente abandonada, efetuava-se em saprólito de biotita granitóides (fase pegmatítica?) relacionados por Reis & Monteiro (1995) à Suíte Intrusiva Tiquié. Entretanto, após a redefinição proposta por Almeida (1997), acredita-se que estes mesmos granitóides possam fazer parte da Suíte Marié-Mirim.

#### **5.6 Indícios de Estanho, Nióbio e Lantânio em Granitóides da Suíte Intrusiva Surucucus (Área VII)**

Os granitos Surucucus (Montalvão *et al.*, 1975; Dall'Agnol *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1981), localizados no noroeste de Roraima, são reconhecida-mente um dos metalotectos mais importantes de Sn do Escudo das Guianas, tendo sido objeto de lavra garimpeira entre 1975 e 1976, quando chegou a alcançar uma produção estimada de 563t (Pinheiro *et al.*, 1981).

A Suíte Intrusiva Surucucus é dominada amplamente por granitóides rapakivi e subordinadamente por rochas sieníticas e quartzo-sieníticas, apresentando idade de 1.530Ma (Pinheiro *et al.*, 1981). Em termos litoquímicos ressaltam-se os valores anômalos de Sn (até 500ppm), Nb (até 150ppm), Mo (até 50ppm), Be (até 100ppm), F (até 4.500ppm), La (até 700ppm), Li (até 900ppm) e Zr (> 1.000ppm) e a presença marcante de cassiterita verificados nos trabalhos de prospecção aluvionar, alcançando 60% do peso do concentrado de bateia (Pinheiro *et al.*, 1981). Minerais pesados, provenientes da desagregação de pegmatitos graníticos, como topázio, turmalina e minerais de TR também são encontrados.

Na área do Projeto Serra Imeri, mais precisamente a norte da serra Aracá, Borges (1987a e b) identificou algumas anomalias importantes de F, B, Ta, Y, Ce, Pb, Sn, W, Zr e principalmente de Nb e La (Área

VII), detectadas a partir da análise química de concentrados de bateia. Parte destes elementos deve estar contida, sobretudo, na estrutura de minerais de pegmatito, como p.ex. columbita-tantalita, topázio, monazita e turmalina, relacionados aos granitóides greisenizados da Suíte Surucucus. Com base nos resultados do levantamento geoquímico, Borges (1987b) estima para a região da serra Aracá reservas aluvionares, provavelmente ligadas em parte aos granitóides Surucucus, da ordem de 330t de columbita, além de 21t de topázio e 33t de monazita.

#### **5.7 Indícios de Cromo, Níquel, Cobalto e Cobre na Associação Máfica da Suíte Intrusiva Tapuruquara (Subáreas VIIIa, b, c, d)**

Para a definição de áreas potenciais em Cr, Ni, Co, Cu, além de V, Mo, Sc e Ti, observou-se basicamente os trabalhos de prospecção geoquímica executados por Araújo Neto *et al.* (1977) e Araújo Neto & Costi (1979). Em conjunto, também foram levadas em consideração regiões marcadas por fortes anomalias magnéticas, sobretudo aquelas carentes de levantamentos geológicos e geoquímicos. Após a avaliação desses dados, delimitou-se quatro áreas importantes, onde há associação de magmatismo máfico-ultramáfico, indícios de Cr, Ni, Co e Cu e/ou anomalias magnéticas, denominadas de subáreas VIIIa, VIIIb, VIIIc e VIIId.

As subáreas VIIIa e VIIIb ocorrem na região localizada próxima à cidade de Santa Isabel do Rio Negro, na bacia do igarapé Inambu. Os trabalhos executados por Araújo Neto *et al.* (1977) e Araújo Neto & Costi (1979) estão restritos à subárea VIIIa, situada no interflúvio dos igarapés Inambu e Arixana, sendo constituída por um conjunto de três corpos máficos-ultramáficos de pequena dimensão e aproximadamente circulares, onde o maior deles foi denominado pelos autores de Estrutura III. A subárea VIIIb encontra-se drenada pelo igarapé Barará (interflúvio do rio Abuará e igarapé Inambu), e não foi objeto de levantamento geoquímico, tendo sido delimitada por analogia geológica e geofísica com os metalotectos aflorantes na subárea VIIIa.

Na subárea VIIIa, os corpos máfico-ultramáficos confirmaram a existência de um acamadamento composicional, marcado por uma diferenciação vertical, identificado através de testemunhos de sondagem realizados na região (Araújo Neto & Costi, 1979). Do topo para a base observou-se, grosso modo, a seguinte seqüência litológica:

hornblenda gabro, olivina gabro, websterito, lherzolito e peridotito. Além desses litótipos, ocorrem de modo localizado gabros normais e granófiros anortosíticos. Segundo estes autores, o magmatismo Tapuruquara apresenta similaridade química com os gabros dos rios Parima e Mucajaí (Dall'Agnol & Dreher, 1975).

De acordo com Araújo Neto & Costi (1979), a não identificação de rochas duníticas (contendo níveis enriquecidos em cromita) em profundidade, pode ter sido decorrente da suspensão dos trabalhos de sondagem a cerca de 400m. Apesar da ausência de dunitos, anomalias geoquímicas de solo para Cr apontam valores superiores a 5.000ppm, coincidentes com as estruturas regionais, sugerindo a existência de rochas enriquecidas neste elemento. Além do Cr, foram encontrados valores significativos de Ni, Co e Cu, além de V, Mo, Sc e Ti. Apesar dos resultados obtidos, apenas a Estrutura III foi apontada pelos autores como a área mais promissora economicamente.

Em face do interesse econômico crescente sobre os minerais do grupo da platina, em função do preço alcançado nos últimos anos, diversos complexos máficos-ultramáficos estão sendo objeto de investigação. Nesse sentido, estudos geoquímicos voltados para elementos do grupo da platina têm sido desenvolvidos pela CPRM em todo o Brasil. Neste estudo está incluída a área que abrange os corpos Tapuruquara (D'Antona, no prelo), e tem como finalidade definir o real potencial desta associação litológica.

A este magmatismo máfico-ultramáfico podem também estar associadas manifestações kimberlíticas, consideradas a fonte primária dos diamantes encontrados nos sedimentos do Supergrupo Roraima (Araújo Neto *et al.*, 1977). Índícios geofísicos (anomalias magnéticas) e geoquímicos (associação mineralógica de cromita e granada piropo e valores elevados de V, Cr e Ni) detectados próximo à serra Marauíá, em sua porção NE, sugerem a existência de corpos kimberlíticos de pequena dimensão (Melo *et al.*, 1993).

As subáreas VIIIc e VIII d localizadas no extremo-nordeste da área do projeto, a norte da serra Curupira, na bacia dos rios Demini e Mapulaú, foram consideradas potencialmente mineralizadas nos elementos Cr, Ni, Co e Cu, a exemplo das demais associações máficas-ultramáficas Tapuruquara. Apesar da falta de conhecimento geológico e geoquímico desta região específica, as marcantes

anomalias geofísicas magnéticas, associadas a um padrão de relevo residual em imagem de radar, podem corresponder a novas ocorrências do magmatismo tipo Tapuruquara. Estas podem inclusive apresentar potencial metalogenético similar às observadas na região próxima a Santa Isabel do Rio Negro (subárea VIIIa). Outras anomalias geofísicas importantes, encontradas principalmente na região a norte da serra Curupira, podem indicar a presença de outros corpos desta natureza.

Normalmente, os diversos complexos máficos acamadados mineralizados, como Bushveld (África do Sul), Stillwater (EUA) e Sudbury (Canadá), têm sua gênese ligada a atividade de *hotspots*, muito embora outras associações máficas deste tipo tenham sua origem relacionada a ambientes de *rift* (Sawkings, 1990).

### **5.8 Areias, Argilas, Seixos, Cascalhos e Rocha Ornamental (Subáreas IXa, b, c)**

Esta área previsional é representada pelos sedimentos cenozóicos da Formação Içá, pelos depósitos quaternários da planície aluvionar do rio Negro e depósitos de areia da região de dunas, que ocupam os interflúvios dos rios Aracá, Paduari e Preto na porção centro-sudeste da área do Projeto Serra Imeri. Em conjunto estas unidades ocupam uma superfície com cerca de 50.000km<sup>2</sup> e constituem extensos depósitos de areia e seixos para construção civil; de argilas vermelhas para cerâmica e de areias industriais encontradas, possivelmente, nas regiões de dunas.

O baixo valor agregado destes materiais, que impede sua exportação para Manaus ou qualquer outro grande centro urbano, e uma demanda local restrita à cidade de Santa Isabel do Rio Negro deestimulam atualmente a exploração econômica destes recursos.

Verificam-se na área mapeada rochas granitóides que podem ser utilizadas como pedra de cantaria e/ou rocha ornamental. Os gnaisses e granitos do Complexo Cauaburi apresentam características tais como: textura movimentada, coloração cinza-rosada, onde ressaltam fenocristais de feldspato; além de ocorrências de acesso relativamente fácil, localizadas às margens dos rios Daraá e Negro (ilha Grande e proximidades), com presença de lajeiros e blocos, que podem vir a se tornar jazimentos de rochas ornamentais.

# 6

---

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 6.1 Conclusões

Apesar do avanço do conhecimento geológico da área, proporcionado pelos trabalhos do Projeto Serra Imeri, os estudos regionais existentes sobre esta região do Cráton Amazônico ainda são escassos e muitos fragmentados. Desse modo, torna-se praticamente impossível o estabelecimento de uma estratigrafia indiscutível para as unidades litoestratigráficas e litodêmicas ora mapeadas, permanecendo ainda uma série de dúvidas e questionamentos.

#### **Rochas do Embasamento: Complexo Cauaburi**

Em função do escasso e limitado conjunto de informações (sobretudo de ordem química), ainda persistem dúvidas sobre a cogeneticidade dos granitóides, metagranitóides e gnaisses na fácies anfíbolito, encontrados no Complexo Cauaburi, preliminarmente caracterizados como calcioalcalinos (magmatismo de arco?). No entanto, o estudo petrográfico efetuado nestes litótipos aponta a possibilidade da existência uma única associação litológica, provavelmente cogenética, submetida a um processo deformacional e metamórfico heterogêneo.

Os migmatitos e anfíbolitos no Complexo Cauaburi são bastante restritos, e podem constituir registros preservados do processo colisional, responsável pela geração dos granitóides tipo-S Reilau (paradeirados). Também as rochas metassedimentares não-diferenciadas (definidas apenas com base em fotointerpretação) e os escassos xistos máficos (actinolita-tremolita xistos) identificados, podem constituir, respectivamente, fragmentos de bacias sedimentares e resquícios de uma crosta máfica mais antiga, de natureza pré-colisional. Destoam deste conjunto os leucogranitos finos intrusivos (pós-orogênicos?), não cartografáveis na escala adotada.

#### **Suíte Intrusiva Igarapé Reilau**

Como dito anteriormente, admite-se para estes granitóides uma gênese relacionada a ambientes colisionais (continente-continente), com encurtamento (espessamento) crustal, propiciando a geração de *mushes* graníticos, relativamente hidratados, a partir da fusão parcial de fonte crustal metassedimentar. A geração de grandes massas graníticas, como as observadas, pode ser explicada através da coalescência de líquidos graníticos, que tendem a movimentar-se por gravidade e/ou por in-



termédio de esforços tectônicos, migrando finalmente para zonas de mais baixa pressão. Entretanto, magmas hidratados dificilmente se deslocam com eficiência em relação ao local de origem (descompressão, composição e temperatura) devido à rápida interceptação da curva *solidus*, que provoca a completa cristalização do corpo (Cann, 1970; Sawyer, 1994). A ausência de corpos restíticos ricos em biotita, representando frações residuais (melanossomas, *schlieren* e enclaves surmicáceos), deixadas para trás durante o processo anatótico (*restite unmixing* de White & Chappell, 1977), pode ser explicada pelo processo de fusão seqüencial (Holtz & Brabey, 1991).

### **Granitos Marauaiá e Marié-Mirim**

A presença de associação granítica do tipo-A metaluminosa a fracamente peraluminosa (granitos Marauaiá) e peralcalina (granitos Marié-Mirim), em ambiente extensional (em geral intracontinental), é bastante freqüente em outras partes do mundo (Sillitoe, 1974; Bowden, 1985). A assinatura química de granitos tipo-A Marauaiá (metaluminosos), sugere algumas afinidades com o magmatismo pós-colisional ou tardi a pós-tectônico existente em outros cinturões orogênicos, sejam eles modernos ou antigos. Gnaisses de alto grau do tipo TTG representam bons candidatos a rocha-fonte desse magmatismo, embora até o momento não tenham sido reconhecidos na área. Quanto à gênese de magmas graníticos peralcalinos, apesar de, em geral, envolver processos relacionados à fusão parcial de fontes mantélicas, os dados químicos de elementos-traço dos granitóides Marié-Mirim apontam para uma gênese crustal (crosta atenuada), que é compatível com  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  de 0,708 (fonte crustal ou híbrida) obtida por Basei (1975). Entretanto, Santos & Reis Neto (1982) apresentam  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  de 0,700 para este mesmo agrupamento litológico, sugerindo a existência de fontes mantélicas. Este fato evidencia a necessidade de estudos petrogenéticos mais aprofundados, envolvendo geoquímica isotópica e de terras-raras, de preferência em amostras com perfeito controle de campo e petrográfico. As idades deste magmatismo oscilam de 1,58 a 1,60Ga.

### **Formação Aracá, Daraá, Serra da Neblina x Supergrupo Roraima**

As três seqüências de cobertura identificadas (Formação Aracá, Formação Daraá e Formação Serra da Neblina), registrando amplo predomínio de protólitos sedimentares quartzo-areníticos,

apresentam idade máxima para a sedimentação estimada em torno de 1,80Ga (a mesma do embasamento regional). Esta idade, por sua vez, é mais jovem que a porção média (1,86Ga, Santos *et al.*, no prelo) do Supergrupo Roraima no BSP. Por isso, a correlação entre as três unidades de cobertura identificadas na área, e as correspondentes do Supergrupo Roraima, continua um assunto controverso. Nas formações Daraá e Serra da Neblina os registros de deformação estão restritos aparentemente a feições miloníticas desenvolvidas sob condições da fácies xisto-verde (zonas de cisalhamento locais), enquanto, na Formação Aracá, o pacote parece encontrar-se deformado, sendo constituído por metassedimentos na fácies xisto-verde, com registro local de metamorfismo na fácies anfíbolito (efeito termal local ou regional?). Na serra Aracá ocorrem metassedimentitos, polideformados, na fácies xisto-verde, atingindo localmente a fácies anfíbolito do metamorfismo regional, desconhecidos até o presente momento na serra da Neblina. Por isso não se exclui a hipótese de que os metassedimentos Aracá possam representar restos ou fragmentos de bacias algo mais antigas (em torno de 1,80Ga?), recobertas por sedimentação mais jovem. Tendo por base as semelhanças litológicas, considera-se possível a correlação da Formação Daraá com parte da Formação Serra da Neblina, no entanto, apesar da possibilidade de correlação entre as "mesas" da serra Aracá e da serra da Neblina existir, deve-se ter o máximo de cautela.

### **Granito Surucucus x Básicas Tapuruquara**

A ocorrência de magmatismo bimodal, como aqueles existentes em ambientes extensionais intra-placa, representado neste relatório pelos granitos Surucucus e básicas Tapuruquara, já havia sido sugerida anteriormente para a região noroeste de Roraima (Pinheiro *et al.*, 1981). A caracterização e confirmação deste magmatismo bimodal se reveste de grande importância metalogenética, abrindo grandes perspectivas para a identificação de áreas especializadas em Sn, Nb, ETR (granitos Surucucus) e Cr, Co, Ni, Cu e platinóides (Básicas Tapuruquara).

### **Granito Jauari**

A presença de intrusões máficas na área, e a ocorrência de diabásios e gabros na zona de contato do Granito Jauari com os metassedimentos da Formação Aracá, poderiam ser evidências da existência de intrusões máficas associadas a proces-

dos de *underplating*, supostamente responsáveis pela geração desses granitóides, únicos, até o momento, em termos composicionais (calcioalcalino de alto potássio) na área do projeto e nesta porção do Escudo das Guianas. Faltam, entretanto, evidências de natureza isotópica para comprovação desse modelo.

### **Metalogenia-Previsional**

As áreas potencialmente favoráveis em termos metalogenéticos foram definidas com base nos índices de concentrado de bateia e sedimento ativo de corrente (ambiente secundário), além das características dos metalotectos presentes. Raras são as ocorrências descritas neste setor do Escudo das Guianas, como p. ex. os garimpos de ouro e diamante aluvionares em domínio respectivamente de rochas do embasamento e de coberturas do tipo Roraima (na Venezuela), ambos em regiões vizinhas. Nenhuma mineralização primária foi descrita ou encontrada até o momento na área do projeto, contrastando com a região dos rios Parima e Uraricoera na porção noroeste do Estado de Roraima (Pinheiro *et al.*, 1981).

Apesar das limitações impostas pela escassez de informações, nove áreas são sugeridas como potenciais para abrigar mineralizações, estando representadas pelos seguintes metalotectos: (meta)sedimentos das formações Daraá (Au, pirita, Cu - Área I), Aracá (Au, pirita - Área II) e Serra da Neblina (Au, diamante - Área III); granitóides da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (Sn, W, Nb, ETR - subáreas IVa, b, c); granitóides da Suíte Intrusiva Marauíá (Sn, Nb, ETR e minerais de pegmatito - subáreas Va, b, c, d); granitóides da Suíte Intrusiva Marié-Mirim (Sn - Área VI); granitóides da Suíte Intrusiva Surucucus (Sn, Nb, La - Área VII); máficas da Suíte Intrusiva Tapuruquara (Cr, Ni, Co, Cu - subáreas VIIIa, b, c, d); areias, argilas, seixos, cascalhos e rocha ornamental (subáreas IXa, b, c).

### **6.2 Recomendações**

A despeito das dificuldades de acesso à região estudada, várias áreas devem ser alvo dos futuros trabalhos de mapeamento geológico a serem em-

preendidos (1:250.000 e até 1:100.000). Dentre elas, pode-se destacar três grupos principais:

1) Áreas não visitadas pela equipe do Projeto Serra Imeri, sobretudo os interflúvios dos principais rios da região (Cauaburi, Abuará, Marauíá, Preto, Paduari, Aracá, Demini, Toototobi) e as serranias (serras Imeri, Marié-Mirim, Neblina, Tapirapecó, Curupira);

2) Estudo detalhado das áreas e localidades-tipo das unidades litodêmicas e litoestratigráficas descritas no presente relatório, em especial aquelas referentes às Coberturas Sedimentares Proterozóicas (formações Serra da Neblina, Daraá e Aracá) e aos granitóides tipo-S (Suíte Intrusiva Igarapé Reilau). As rochas consideradas como pertencentes ao embasamento regional também devem ser objeto de amplo estudo de campo, petrográfico e principalmente químico e geocronológico, de forma a caracterizar e distinguir os diversos agrupamentos litológicos presentes;

3) Mapeamento de detalhe e semidetalhe (1:100.000) em áreas de maior interesse metalogenético, similares àqueles realizados por Borges (1987a e b) e D'Antona (no prelo). Este trabalho deve ser acompanhado de estudos de prospecção geoquímica e geofísica terrestre e aérea (com menor espaçamento entre as linhas de vôo, p.ex. 500m a 100m), visando definir, com maiores probabilidades de acerto, áreas potencialmente importantes em termos metalogenéticos. Entre as áreas selecionadas para futuros trabalhos desse tipo, destacam-se as regiões da serra Daraá (Au, Cu), Neblina (Au, diamante), Marauíá (Sn, Nb, ETR), Marié-Mirim (Sn, Nb), Aracá-Curupira (Au-Sn-Nb-ETR), além do médio e alto curso dos rios Demini e Toototobi (Cr, Ni, Co, Cu e platinóides) a norte da serra Curupira.

Sugere-se também a continuidade dos trabalhos de mapeamento nas regiões vizinhas, especificamente no alto rio Negro, como pré-requisito para o entendimento geológico regional e para a execução de qualquer planejamento e tomada de decisão com relação a utilização do meio físico. Nos trabalhos específicos das áreas de fronteira, torna-se imprescindível uma pesquisa baseada na ampla cooperação técnica entre os serviços geológicos dos países vizinhos (Brasil, Colômbia e Venezuela).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHÃO, H.N. & ALECRIM, J.D. *Reconhecimento geológico preliminar do Alto Rio Negro, região e Uaupés-Tapuruquara*. Manaus: DNPM, 1969. 8p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 676).
- ACHÃO, S.M. Reconhecimento geológico e prospecção aluvionar na porção sudeste da serra do Aracá. CPRM, Manaus, Relatório Interno. 1974. 5p. (inédito).
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R. Brazilian structural provinces an introduction. *Earth Science Review*, v.17, nº 1-2, 1981.
- ALMEIDA, L.F.C. A drenagem festonada e seu significado foto-geológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v.7, p.175-198.
- ALMEIDA, M.E. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: SIMP. GEOL. AMAZ, 5, Belém, *Anais...* SBG-NO, Belém, Pará. 1996, p.72-75.
- ALMEIDA, M.E. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: Contribuições à Geologia da Amazônia, COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds), FINEP, SBG-NO, Belém: 1997, p. 22-45.
- ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B. & MACAMBIRA, M.J.B. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, nº 1, 1997a, Campos do Jordão. *Resumo...* Campos do Jordão: IG/USP, 1997, p.34-37.
- ALMEIDA, M.E. & LARIZZATTI, J.H. *Geologia e petrografia dos gnaisses migmatíticos do alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil*. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Baneário do Camboriú, SC, 1996, *Anais...*, SBG, Santa Catarina. 1996a, p.293-296.
- ALMEIDA, M.E. & LARIZZATTI, J.H. *Geologia e petrografia da Suíte Intrusiva Içana no alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil*. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Baneário do Camboriú, SC, 1996, *Anais...*, SBG, Santa Catarina, p.399-403.
- ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. & SCHELLER, T. Içana Intrusive Suite: age  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão, SP, 1997. Extended Abstracts, SBG/São Paulo. 1997b. p.31-33.
- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; MANDETTA, P. & DAMIÃO, R.N. Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção Setentrional do Território de Roraima. In: CONG. BRAS. GEOL., 24, 1970, Brasília. *Resumo das...* Brasília: SBG, 1970. 77p. (Boletim Especial).
- ARAÚJO NETO, H.; BONOW, C. de W.; AMARAL, J.A.F. do & CARVALHO, W.G.D. *Projeto Tapuruquara*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 2v. (Relatório Final).
- ARAÚJO NETO, H. & COSTI, H.T. *Projeto Tapuruquara II*. Manaus: DNPM/CPRM, 1979. 2v. (Relatório Final).

- ARNDT, S. & BROOKS, C. Komatiites Geology. Penrose Conference Report, vol. 8, n.3, p.153-156. 1980.
- BAILEY, D.K. Continental rifting and mantle degassing. In: Neumann E.R., Ramberg, I.B. (eds), Petrology and geochemistry of continental rifts. Reidel, Holland, 1978. p. 1-13.
- BARRIOS, F. J. *Caracterização geocronológica da região amazônica da Venezuela*. São Paulo. 123p. Tese (Mestrado Geologia Geral e Aplicações) – Instituto de Geociências, USP. 1983.
- BASEI, M.A.S. Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas. Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno, Belém, PA, 1975. 19p.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 1985. p. 43-55.
- BITTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: Internat. Symp. Granites Associated Mineralizations, Salvador, 1987, *Excursion Guides...*, Salvador, SGRM, 1987, p.49-87.
- BORGES, F. R. *Projeto Serra do Aracá*. Manaus: CPRM, 1987a. 31p.(Relatório de progresso).
- BORGES, F. R. *Projeto Aracá*. Manaus: CPRM/Trading Mineração, 1987b. 51p.(Relatório Final).
- BOTELHO, N.F. & MOURA, M.A. Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, vol.11, issue 5. 1998. p.427-438.
- BOUMAN, Q.C. *The Roraima formation: northern part of the território do Rio Branco*. Belém: PETROBRAS/RENOR, 1959. 17p. (Rel. téc. interno, 350-4).
- BOWDEN, P. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complex in Africa (a review). *J. Afr. Earth Sci.* 3, 1985. p.17-39.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P.(ed), Rare earth element geochemistry, Elsevier Publ. 1984. p. 63-114.
- BRAUN, O.P.G. Projeto Roraima, 2ª Fase; Levantamento geológico integrado: Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à "Fotointerpretação Preliminar". Manaus, DNPM/CPRM, 1973. 218p., il.
- BRITO NEVES, B.B. O Proterozóico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. *Revista Brasileira de Geociências*, v.22, p. 449-461, 1992.
- CANN, J.R. UPWARD MOVE MOVEMENT OF GRANITIC MAGMAS. *Geol. Mag.*, p.335-340. 1970.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, O.N. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Belém: Petrobras, 1971, 92p. (Relatório Inédito, 641-A).
- CARNEIRO FILHO, A. 1993. Observações Preliminares das Dunas do Rio Negro. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, *Resumos...* Manaus, p. 166.
- CASTRO, J.C. & BARROCAS, S. L. *Fácies e Ambientes deposicionais do Grupo Roraima*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES, 1986. 20p.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 1974. p. 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. I- and S-type granites in the Lachalan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinb.: Earth Sciences*, 83. 1992. p. 1-26.
- CPRM. Série Mapas Temáticos do Ouro - Área AM-02 (Cauaburi). Programa Nacional de Prospecção de Ouro. CPRM, Manaus, 1999.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. 80:189-200.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979, Arica – Chile. *Anais...* Arica, 1979. v.4, p.177-148.
- COSTA, J.B. & HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônica. In: *Geologia da Amazônia*, Belém: Marcondes Lima da Costa & Rômulo S. Angélica (eds.), 1997, p. 15-90.
- COSTI, H.T. Uma sugestão acerca de um novo posicionamento e nova denominação estratigráfica para as rochas máficas tipo Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste do Território Federal de Roraima). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 1, 1985, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1985. v.1, p. 340-350.
- CUNHA, F.M.B. *Reconhecimento geológico dos Rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Yaco e Acre*. Belém: Petrobras, 1963. 25p. (Relatório Interno).
- CUNHA, F.M.B. & APPI, V.T. Controle Geológico na Definição de Grandes Domínios Ambientais na Planície Amazônica. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE ESTUDOS AMBIENTAIS EM FLORESTAS TROPICAIS ÚMIDAS (FOREST 90), Manaus, *Anais...* 1990. Biosfera, p.30-45.

- CURRIE, K.L.; EBY, G.N. & GITTINS, J. The petrology of the Mount Saint Hilaire complex, southern Quebec: an alkaline gabbro-peralkaline syenite association. *Lithos* 19:67-83. 1986.
- DALL'AGNOL, R. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Rev. Bras. Geoc.*, v.22, p.15-28. 1992.
- DALL'AGNOL, R. & ABREU, A.S. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19 Pico da Neblina. In: CONG. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, MG-SBG. 1976. p.321-350.
- DALL'AGNOL, R.; BITTENCOURT, J.S.; JORGE-JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T. & MACAMBIRA, M.J.B. *Granitogenesis in northern Brazilian region: A review*. *Rev. Bras. Geoc.* 17 (4). 382-403p. 1987.
- DALL'AGNOL, R. & DREHER, A.M. Petrografia e amostragem do Bloco D-IV. Belém, Projeto RADAM, 1975, relatório Interno. 1975. 29-G.
- DALL'AGNOL, R.; DREHER, A.M.; ARAÚJO, J.F.V. & ABREU, A.S. Granite Surucucu. In: INTER-GUYANA CONF., 10, *Anais...*, Belém, Brasil. 1975.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M.J.B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Cont. Miner. Petrol.*, 46. p.1-26. 1994.
- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia petrografia e geocronologia. *Rev. Bras. Geoc.*, v.22, p.3-14. 1992.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P. & MAGALHÃES, M.S. Diagnostic features of the tin-specialized anorogenic granites of eastern Amazonian region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (1). p. 33-50. 1993.
- DALTON, L.V. Venezuela. *The South America Series*. London, v.39, 1912. 320p.
- D'ANTONA, R. de J.G. Série Metais do Grupo da Platina e Associados - Área Tapuruquara - Amazonas. Programa Nacional de Prospecção de Platina. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Manaus. Relatório Final (no prelo).
- D'ANTONA, R. de J.G. & BORGES, F.R. Projeto estudo dos garimpos brasileiros - área Roraima. Relatório Anual. Brasil. MME, DNPM, Manaus, 1983. 54 p.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P. & MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1xR2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, p. 183-210. 1980.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh (Earth Sci.)*, 73 (for 1982), p. 135-149. 1983.
- DOUCE, A. E. P. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*. 25, n. 8, p 743-746. 1997.
- EBY, G.N. The A type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, v.26, p.115-134. 1990.
- EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-Type granitoids: Petrogenetic and Tectonic implications: *Geology*. v.20, p. 641-644. 1992.
- FARIA, M.S.G. & LUZARDO, R. *Suíte Metamórfica Rio Urubu*. In: Projeto Caracarái. Manaus, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Relatório final (no prelo).
- FARIA, M.S.G.; LUZARDO, R. & PINHEIRO, S.S. Litoquímica e petrogênese do Granito Igarapé Azul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999. *Anais...* Manaus: SBG, 1999, p.577-580.
- FERNANDES, P.E.C.A.; PINHEIRO, S. da S.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; TASSINARI, C.C.G. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.19 - Içá. Rio de Janeiro: DNPM, 1977, 446p, p. 17-123. (Levantamento de Recursos Naturais, v.14).
- FRAGA, L.M.B.; ALMEIDA, M.E. & MACAMBIRA, M.J.B. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, nº 1, 1997, Campos do Jordão. *Resumo...* Campos do Jordão: IG/USP, 1997a, p. 115-117.
- FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO, R.V. *Suítes Intrusivas Mucajá e Rio da Prata*. In: Projeto Roraima Central. Manaus, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Relatório final (no prelo).
- FRAGA, L.M.B.; ARAÚJO, R.V. & HADDAD, R.C. *Suíte Metamórfica Rio Urubu*. In: Projeto Roraima Central. Manaus, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Relatório final. (no prelo).

- FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. The Rapakivi Granite-Anorthosite Association of Mucajaí region, Roraima State, Brazil. *In: SYMP. ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*, 1, Belém, 1995, *Anais...*, Belém, PA, IUGS/UNESCO/IGCP. 1995, p. 31.
- GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P.N. & FAIRBAIN, H.W. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, p.1.335-1.440. 1978.
- GAUDETTE, H. E. & OLSZEWSKI, W.J. Jr. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnb.* v. 64, p.131-144. 1985a.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J. Jr. Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela. *In: SIMPOSIUM AMAZONICO*, 1, 1985, Caracas. *Boletim...* Caracas: MEN/Dirección de Geologie, 1985b. p. 733-746.
- GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI, W.J. Jr. & SANTOS, J.O.S. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journ. South Am. Earth Sci.*, v. 9, p.183-195, 1996.
- GHOSH, S.K. Geology of the Roraima Group and its implications. *In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO*, 1, 1985, Caracas. *Boletim...* Caracas: MEN/Dirección de Geologie, 1985, p.26-27.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. Jr. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Res.*, v. 17, p. 199-214, 1982.
- GIFFONI, L.F. & ABRAHÃO, N. *Reconhecimento geológico do rio Cauaburi e região do Pico da Neblina, Estado do Amazonas*. Relatório de viagem. Manaus: DNPM, 1969. 75p.
- GIOVANNINI, C.A. & LARIZZATTI, J.H. Formação Araçá. *In: Projeto Serra Imeri*. Org por Santos, C.A. e Melo, A.F.F. Manaus, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1993. Relatório de Progresso.
- GIOVANNINI, C.A. & LARIZZATTI, J.H. Sistemas deposicionais na Serra Acará, Amazonas, *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38, Camboriú. 1994. *Anais...* Camboriú, SC, SBG/DNPM/CPRM, v.3, 1994, p. 319-321.
- GONZÁLEZ, J.M.H. 1997. *Geología*. *In: IGAC. Zonificación Ambiental para el Plan Modelo Colombo – Brasileiro (Eje Apapóris – Tabatinga)*. Santafé de Bogotá, Colômbia, p. 167-182.
- GOMES, H.A. & LINS, C.A. Relatório Temático de Geoquímica - Projeto Serra Imeri. CPRM, Manaus, Relatório Interno (inédito), 1993.
- GRAY, F. & ORRIS, G.J. Placer Diamond. *In: Geology and Mineral Resource Assessment of the Venezuelan Guayana Shield*, U.S. Geological Survey e Corporación Venezolana de Guayana, Técnica Minera, C.A., U.S. Geological Survey Bulletin 2062 Washington, 1993. 121p.
- GROVES, D. I. & FOSTER, R.P. Archaen lode gold deposits. *Gold Metallogeny and Exploration*. Ed. Chapman & Hall, London, pp. 63-103. 1993.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, S.C.; HAGEMANN, S.G. & ROBERT, F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. *Ore Geology Reviews*. 1997.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B. & CAPDEVILA, R. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Res.*, v.30, p.63-80, 1985.
- HASUY, Y.; HARALY, N.L.E. & SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO*, 1, 1984, Manaus. *Anais...*Manaus: 1984, p. 129-147.
- HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A. T.H. & VERSCHURE, R.A. Excess radiogenic argon in the precambrian Avanavero dolerite in Western Surinam. *Earth Planetary Sci. Lett*, South America, v.20, n.2, p.189-200, 1973.
- HOLTZ, F. & BARBEY, P. Genesis of Peraluminous Granites II. Mineralogy and Chemistry of the Tourem Complex (North of Portugal) - Sequential melting x Restite unmixing. *Journ. of Petrol.*, 32 (5), 959-997p. 1991.
- HOORN, C. 1990. Evolución de los Ambientes Sedimentarios durante el Terciario y el Cuaternario en la Amazonia Colombiana. *Colombia Amazônica*, 4 (2):97-125.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H. & TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil – a review. *J. Geoch. Expl.*, 40. p. 227-249.
- HUTTON, D.H.W. Granite emplacement mechanism and tectonic control inferences from deformation studies. *Royal Society of Edinburgh Transactions*. v. 79. p.245-255. 1988.
- HUTTON, D.H.W. & REAVY, R.J. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* 11, 960-967. 1992.

- IRVINE, T.N. Petrology of the duke island ultramafic complex southeastern Alaska. Canada. *The Geological Society of America*, s.n.t. 1974.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*. 8, 523-548. 1971.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol., p.458-484. 1981.
- ISSLER, R.S. Estruturas circulares de Tapuruquara. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAM*. Brasil. Belém: DNPM, 1976. 13p. (Relatório interno, RADAM 81-G).
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.E.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, C.G. & LIMA, M.I.C. *Geologia*. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM, folha NA.22-Belém, Rio de Janeiro, 1974 (Levantamento de Recursos Minerais, 5).
- KEATS, W. The Roraima formation in Guyana: A revised stratigraphy and a proposed environment of deposition. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 2, 1973, Caracas. Memória do... Caracas: Ministério de Minas e Hidrocarburos, 1973. 940p. p.901-940.
- KINNAIRD, J.A.; BOWDEN, P.; IXER, R.A. & ODLING, N.W.A. Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.* 3, p. 185-222. 1985.
- KÖPPEN, W. Climatologia. Mexico: Fundo de Cultura Economica, 1944.
- KRONBERG, D.; BENCHIMOL, R. & BIRD, M. Evidence of Aridity 50000 yr BP in Western Amazonia. *Publicación Especial nº 2. Proyecto IGCP 281*, Medellín, Colombia, 1990. 7 p.
- KRONBERG, D.; BENCHIMOL, R. & BIRD, M. Geochemistry of Acre Subbasin Sediments: Window on Ice-Age Amazonia. *Interciências*, 3 (16): 138-141. 1991.
- KROONENBERG, S.B. El Borde Occidental del Escudo de Guayana en Colombia. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1, 1985, Puerto Ayacucho. *Boletín de Geología*, Pub. Esp., 10, Puerto Ayacucho: Ministério de Energia Y Minas, 1985. p.51-61.
- LATRUBESSE, E.M. & FRANZINELLI, E. 1993. Reconstrução das condições hidrológicas do passado. *Ciência Hoje*, 16 (93): 41-43.
- LATRUBESSE, E.M. & NELSON, B.W. *Evidence for Late Quaternary Aeolian Activity in the Roraima – Guyana Region*. Catena (submitted).
- LATRUBESSE, E.M. & RAMONELL, C. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. *Quaternary International*, 21: 163-169. 1994.
- LATRUBESSE, E.M. & RANCY, A. The Late Quaternary of the Upper Juruá River, Southwestern Amazonia, Brazil: Geology and Vertebrate Palaeontology. In: RABASSA, J. ed., SALEMME, M. ed. *Quaternary of South America and Antarctica Peninsula*. A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1998. p. 27-46.
- LEDRU, P.; MILÉSI, J. & TEGYEY, M. Markes of the last of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-south atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69, pp. 169-191. 1994.
- LEDRU, P.; MILÉSI, J.; JOHAN, V.; SABATÉ, P. & MALUSKI, H. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco province, Brazil). *Precambrian Research*, 86, pp.155-176. 1998.
- LE MAITRE, R.W. A Classification of Igneous rocks and glossary terms. Blackwell, Oxford. 193p. 1989.
- LIMA, M.I.C. de; OLIVEIRA, E.P. de & TASSINARI, C.C.G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1982, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1982, p.147-162.
- LIMA, M.I.C de & PIRES, J. de L. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985. Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1985, v.1, p.140-154.
- LIMA, M.I.C. de. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território Brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., 1984. Manaus. *Anais...* Manaus: MME/DNPM, p. 3.032-3.043.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. Characteristics and origin of anarogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*. 11: 468. 1979.
- LOURENÇO, R.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; FERNANDES, C.A.C. & TEIXEIRA, W. Geologia. Folha SA.20 Manaus. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL*. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. nº de pag. p. 17-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 18).
- MAIA, R.G.N.; GODOY, H.K., YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A.; COSTA, F.S.F. da; HOLANDA, M.A. & COSTA, J. A. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Manaus: CPRM, 1977, 11v. (Relatório Final).

- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p.635-643. 1989.
- MARMOS, J.L. & VALDERRAMA, A.M. *Geologia*. Projeto Zoneamento Ecológico – Econômico Brasil – Colômbia, Cooperação Técnica Brasil-Colômbia (CPRM-Serviço Geológico do Brasil e INGEOMINAS). no prelo.
- McDOUGALL, I.; COMPSTON, W.; HAWKES, D. D. Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in proterozoic dolerites from British Guyana. *Nature*, p. \_\_\_, may 1963.
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. Projeto Alto Rio Negro. Manaus: CPRM, 1993. 3v. (Relatório Preliminar).
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. Geologia da região do Alto Rio Negro – Setor Noroeste do Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, 1994, Belém. Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG-Núcleo Norte. 1994. 396p., p.22-25.
- MELO, A.F.F. de; SANTOS, C.A. dos & VILLAS BOAS, P.F. Geologia da região das Serras Aracá e Daraá. (nordeste do Estado do Amazonas). Manaus: CPRM. 1993.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, C.A.; VILLAS BOAS, P.F. & JOÃO, X.S.J. O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central na região Noroeste do Estado do Amazonas-Projeto Alto Rio Negro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. Boletim de Resumos Expandidos e guia de Excursões... Belém: SBG-Núcleo Norte. 1996. 427p., p.301-303.
- MENDOZA, V. Geologia del area del rio Supuare: parte noroccidental del escudo de Guyana, Estado Bolivar, Venezuela, M.M.H., 692p. (Bol. de Geologia Publ. Esp., 6). p.306-338. 1972.
- MILÉSI, J.; LEDRU, P.; FEYBESSE, J.; DOMMANGET, A & MARCOUX, E. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58, pp. 305-344. 1992.
- MIRANDA, J. Reconhecimento geológico rio alto Ouro Preto e Rio Branco. In: MOURA, P. & WANDERLEY, A. *Noroeste do Acre...* Rio de Janeiro: DNPM, 1938, p.121-125.
- MONTALVÃO, R.G.M.; MUNIZ, C.M.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A. & SILVA, G.G. Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL, MME, DNPM. RADAMBRASIL ed. Levantamentos de Recursos Naturais. *Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro. 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- MONTGOMERY, C.M. & HURLEY, P.M. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Itamaca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planetary Science Letters*, local, v.39, p. 281-290, 1978.
- MORAES REGO, L.F. *Notas sobre a geologia do Território do Acre e da bacia do Javary*. Manaus: Cezar, 1930. 15p.
- NILSSON, T. *The Pleistocene – Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. Ferdinand Enke Verlag, 1983. 651 p.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472p.
- PAIVA, G. Vale do Rio Negro, physiografia e geologia. *Serv. Geol. Mineral*, 8º. Rio de Janeiro, 40, 62p. 1929.
- PEARCE, J.A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19 (4), p.120-125. 1996.
- PEARCE J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25: 956-983. 1984.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. The relationship between major element chemistry in tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, p.121-132. 1977.
- PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E. R.; VASCONCELOS, E. G.; PINTO A. do C.; MONTALVÃO, R.M.G. de; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W. & FERNANDES, C.A.C. *Geologia*. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.19 – Pico da Neblina. Rio de Janeiro: DNPM, 1976, p.17-137 (Levantamento de Recursos Minerais, v.11).
- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.; YAMAGUTY, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G. de; RIKER, S.R.L. & WILDNER, W. 1981. *Projeto Catrimãni-Uraricoera*. Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, 1981, vol.II-B.
- PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J. & COSTI, H.T. *Projeto Caburai*. Relatório Final. DNPM/CPRM, Manaus, 1990. 91p.
- PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. & CRUZ, C.E.S. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais da Formação Araí, Supergrupo Ro-



- raima, Território Federal de Roraima. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 35, *Anais...*, Belém, Pará, SBG, 1988. vol. 2, p.700-712.
- PITCHER, W.S. *The nature and origin of Granite*. Blackie Acad. & Professional, London, N.York, 1993. 321p.
- POLLARD, P.J. Mineralization and alteration with rare-metal granitic systems. Apostila de Curso (37º Congresso Brasileiro de Geologia), SBG, São Paulo, 1992. 109p.
- PLUMB, K.A. New Precambrian Time Scale. *Episodes*, 14. p.139-140. 1991.
- PRIEM, H.N.A.; BOERLRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; KUIJPER, R.P.; ROEVER, E.W.F. de; VERDUMEN, E.A.TH.; VERSCHURE, R.H.; & WIELENS, J.B.W. How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guyana Shield Basement of western Suriname (South America). *In: Aartman, R.E. ed. Short Papers of the FOURTH INTERNAT. CONF. GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY, ISOTOPE GEOLOGY*, 1978. p.341-343.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A. & VERSCHURE, R.H. Age of the precambrian Roraima formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.84, n.5, p.1677-1684. 1973.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERSCHURE, R.H. & VERDURMEN, E.A. Additional K-Ar measurements on Permo-Triassic dolerites from Suriname. *Annu. Prog. Rep. Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie*, Amsterdam, 1970. p.87-88.
- RAMOS, C.R. *Relatório de viagem realizada ao rio Cauaburi*. Belém: DNPM, 1972. 9p.
- REIS, C.C. & MONTEIRO, E.A. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Curicuriari, Capauari e áreas adjacentes, região do alto rio Negro, Estado do Amazonas, Brasil. CPRM, Manaus, Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri. Relatório de Viagem. 1995. 12p. (inédito).
- REIS, N.J. & ALMEIDA, M.E. *Granitos Tipo S*. *In: Projeto Roraima Central*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Relatório final (no prelo).
- REIS, N.J. & CARVALHO, A. de S. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 26, nº4, p.213-226. 1996.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & CARVALHO, J.E. Subdivisão litoestratigráfica da formação Suapi: Grupo Roraima-Território Federal de Roraima. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1985, Belém. *Anais...* Belém: SBG, Núcleo Norte, 1985. v.1, p.408-420.
- REIS, N.J.; SANTOS, J.O.S.; RIKER, S.R.L.; PESSOA, M.R. & PINHEIRO, S. S. *A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus: enfoque a seus ambientes deposicionais*. CPRM, Manaus, 1991. 10p. (Relatório Inédito).
- REIS, N.J. & YÁNEZ, G.A. Estratigrafia do Bloco Sedimentar Pacaraima (BSP) ao longo da fronteira Brasil-Venezuela (Santa Elena-Monte Roraima). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, Núcleo Norte, 1999, p.427-430.
- ROBERTS, M. P. & CLEMENS, J. D. Origin of high potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, p. 825-828. 1993.
- SANTOS, C.A.S & MELO, A.F.F. *Projeto Serra Imeri*. Manaus, CPRM, 1993. Relatório de Progresso (inédito).
- SANTOS, J.O.S. A parte Setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. *In: SCHOBENHAUS Fº, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa Geológico do Brasil e da Área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM. 1984, p. 57-85.
- SANTOS, J.O.S. 1993. O Pantanal Setentrional e os campos de dunas da Amazônia Ocidental. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Resumos...* Manaus, p. 110.
- SANTOS, J.O.S. 2000. A Idade do Embasamento na Província Granítica do Rio Negro. 3 p. (Relatório Interno).
- SANTOS, J.O.S. & ARAÚJO NETO, H. Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. *In: Acta Amazônica* 8 (4), p.639-656. 1976.
- SANTOS, J.O.S., HARTMAN, L.A.; McNAUGHTON & FLETCHER, I.R. Idade e Fonte de Sedimentos Roraimóides no Nor-nordeste da Amazônia (no prelo).
- 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, nº 4. p.453-488.
- SANTOS, J.O.S. & NELSON, B.W. Os Campos de Dunas do Pantanal Setentrional. *In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA*, 9, Caracas, *Temário 3 ... Venezuela*. 1995.

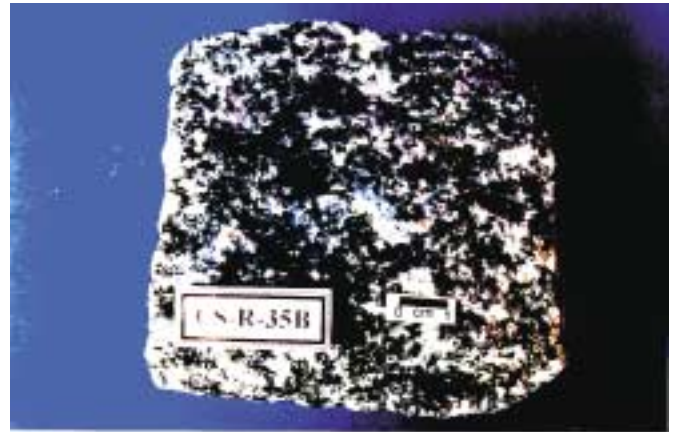
- SANTOS, J.O.S.; NELSON, B.W. & GIOVANINNI, C.A. Campos de Dunas: Corpos de Areia sob Leitões Abandonados de Grandes Rios. *Ciência Hoje*, 16 (93): 22-25. 1993.
- SANTOS, J.O.S.; MOREIRA, A.S.; PESSOA, M.R.; OLIVEIRA, J.R. de; MALOUF, R.F.; VEIGA Jr., J.P. & NASCIMENTO, J.O. do. *Projeto Norte da Amazônia, Domínio Baixo Rio Negro*; Geologia da Folha NA.20-Z. Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM, 1974. v.III A.
- SANTOS, J.O.S.; PESSOA, M.R. & REIS, N.J. *Associações máficas-ultramáficas magnesianas na plataforma Amazônica*. Manaus: CPRM, 1981.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. *Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Bahia, SBG, 1982, p. 339-348.
- SANTOS, J.O.S.; REIS, N.J.; HARTMAN, L.A.; McNAUGHTON, N. & FLETCHER, I.R. Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimiano do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, Núcleo Norte, 1999, p.502-505.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. Principais Eventos de Acresção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Geologia da Amazônia, COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds), FINEP, SBG-NO, Belém: 1997, p. 91-142.
- SAWKINGS, F.J. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 2nd ed., New York, 1990. 461p.
- SAWYER, E.W. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, 22, 1019 -1022. 1994.
- SCHOBENHAUS F<sup>o</sup>, C. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região centro-leste: uma revisão. Tese de Doutorado. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg. 1993.
- SENGÖR, A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thethyan perspective. *Earth Sci. Rev.* 27, 1-201. 1990.
- SILLITOE, R.H. Tin mineralization above mantle hotspots. *Nature*, London, 248. p.497-499. 1974.
- SILLITOE, R.H. Granites and metal deposits. *Episodes*, 14 (4): p.126-133. 1996.
- SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. *Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM)*. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Anais...* Belém, PA, SBG. 1994. p. 235-237.
- SILVA, L.C.; SANTOS, J.O.S. & GAUDETTE, H. Granitogênese na região do Alto Rio Negro-AM. *A Terra em Revista*, nº 2, p.24-31, 1996.
- SIMPSON, G.G. & PAULA COUTO, C. Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil.III. Pleistocene Edentata Pilosa, Proboscidea, Sirenia, Perissodactyla and Artiodactyla. *Lheringia*, Série Geologia 6:11-73.1981.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science reviews*, 12, p.1-33. 1976.
- SUGUIO, K. Os Paleoclimas da Terra, com Destaque ao Período Quaternário. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Anais...* SBG/Núcleo Norte, 1999, p. 10-14.
- TASSINARI, C.C.G. *O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. 1996. 139p. (Tese de Livre docência) Instituto de Geociências.
- TASSINARI, C.C.G. *Evolução geotectônica da província Rio Negro – Juruena na região Amazônica*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1981. 2v. 99p. (Dissertação de Mestrado).
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S. & TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *Intern. Geol. Rev.* v.38, p. 161-175, 1996.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* v. 22, nº 3. 1999.
- TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F. & KEAN, B.F. The Topsails igneous complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland. *Can. J. Earth Sci* 17:425-439. 1980.
- TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N. & OJIMA, S.K. Reconhecimento geocronológico da Guiana Francesa: Novos dados e Implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985, Belém. *Anais...* Belém: SBG, Núcleo Norte, 1985, v. 1, p.194-206.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. Estudo geocronológico da Folha SA.20-Manaus. Projeto RADAMBRASIL. Belém, 1977. 16p. (Relatório interno RADAMBRASIL).
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. A review of the Geochronology of the Amazonian Craton tectonic implications. *Precambrian Res.*, v. 42, p. 213-227, 1989.

- THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; GIBSON, I.L. & MORRINSON, M.A. Elemental fingerprint of isotopic contamination of Hebridean Paleocene Mantle-derived magmas by Archean sial. *Contrib. Miner. Petrol.* 79, 59-168. 1982.
- VANDERHAEGE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYÉY, M. & MILÉSI, J. Contrasting mechanism of crustal growth geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92, pp. 165-193, 1998.
- WANDERLEY, A.F.L. Petróleo: Território do Acre. Rio de Janeiro. DNPM.DFPM, 1940, p.128-129, (Bol. 41).
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.I. & CHAPPELL, B.W. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Cont. Mineral. Petrol.*, v.95: 407-419. 1987.
- WHITE, A.J.R. Granite Handbook: description, genesis, some associated ore deposits. Apostila de Curso (37º Congresso Brasileiro de Geologia), SBG, São Paulo. 1992. 49p.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics*, 43,p.7-22. 1977.
- WINDLEY, B.F.E. *The evolving continents*. New York: John Wiley, 1977. 385p.
- YÁNEZ, G.A. Província Geológica de Roraima, Geologia Estructural e Geomorfologia de su parte Septentrional entre los rios Paragua e Caroni, Venezuela. *In: CONGR. GEOL. VENEZ.*, 4, Caracas, 1972. Mem..., Venezuela, tomo IV, p. 2.122-2.131.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.A. Origin of basalt magmas: an experimental story of natural and synthetic rock system. *Journ. Petrology*, p.342-532, 1962.



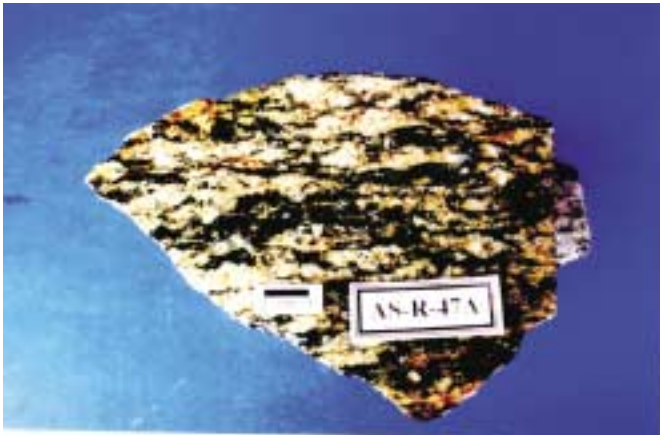
**Foto 1**

*Fotografia de biotita granodiorito de granulação média e isotrópico; litótipo predominante no Complexo Cauaburi. Afloramento situado no baixo curso do rio Daraá.*



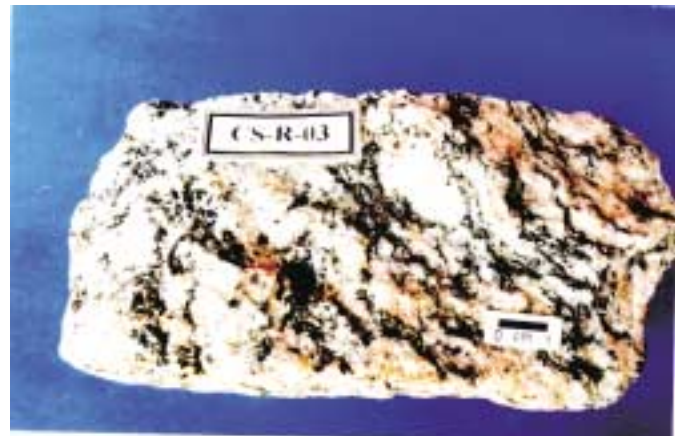
**Foto 2**

*Fotografia de hornblenda-biotita granodiorito, abundante no Complexo Cauaburi, apresentando minerais máficos com leve orientação preferencial (fluxo magmático). Afloramento situado na cachoeira Pacu, rio Daraá.*



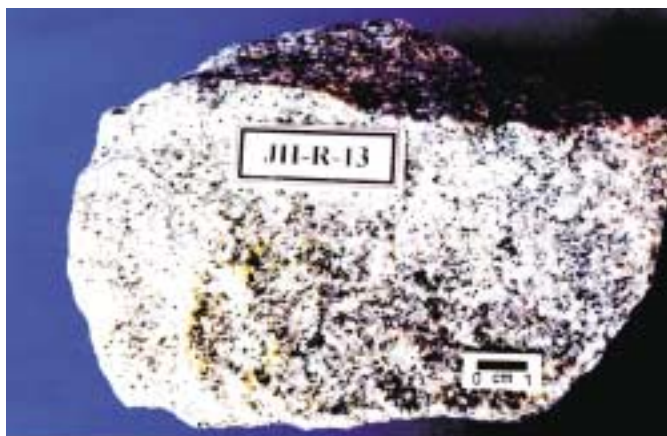
**Foto 3**

*Fotografia de hornblenda-biotita gnaiss granodiorítico de granulação média, pertencente ao Complexo Cauaburi. Afloramento no médio curso do rio Auará.*



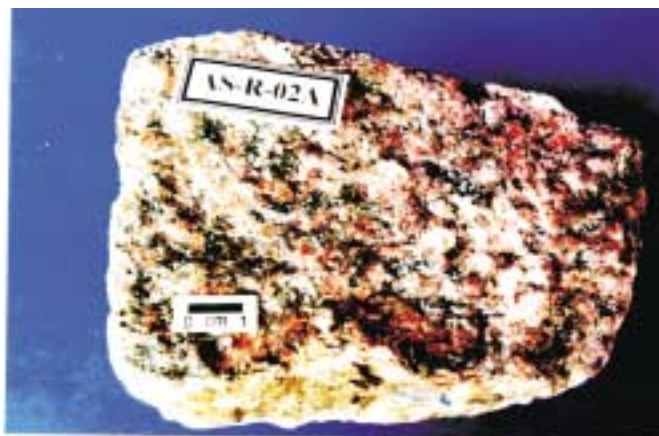
**Foto 4**

*Fotografia de gnaiss monzogranítico do Complexo Cauaburi, apresentando minerais máficos fortemente orientados, contornando augens de feldspato.*



**Foto 5**

*Fotografia de biotita leucossienogranito fino representando diques e pequenos stocks intrusivos nos ortognaisses e metagranitóides, identificados localmente em alguns domínios do Complexo Cauaburi. Afloramento localizado na margem direita do rio Negro, próximo à ilha Grande.*



**Foto 6**

*Fotografia de alcalifeldspato granito alasquítico, de ocorrência rara no Complexo Cauaburi. Afloramento localizado no baixo curso do igarapé Inambu, margem esquerda do rio Negro.*



**Foto 7**

*Leucogranito eqüigranular, isótopo, apresentando grão médio a grosso e coloração esbranquiçada a levemente rosada (tipo 1). Exemplar proveniente da área-tipo do Granito Reilau (cabeceiras do igarapé Reilau, afluente da margem esquerda do rio Aracá).*



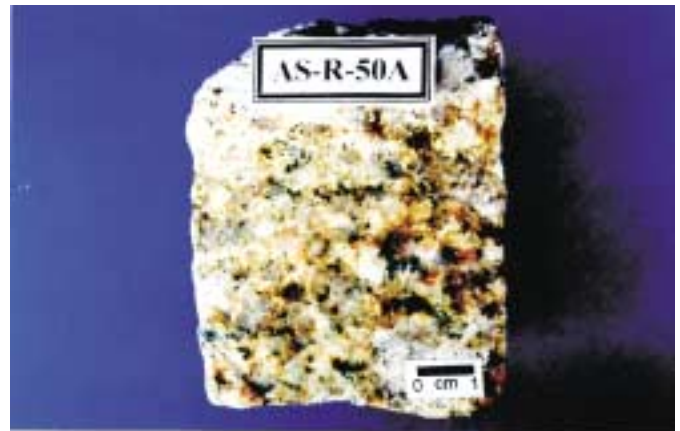
**Foto 8**

*Leucogranito eqüigranular, isótopo, de grão fino a localmente médio e de cor branca (tipo 2). Amostra típica da região do interflúvio dos rios Abuará e Cauaburi.*



**Foto 9**

*Leucogranito eqüigranular, de grão médio, de cor branca, deformado, exibindo foliação dada pela orientação preferencial de biotita, muscovita e agregados de quartzo (alto curso do rio Preto).*



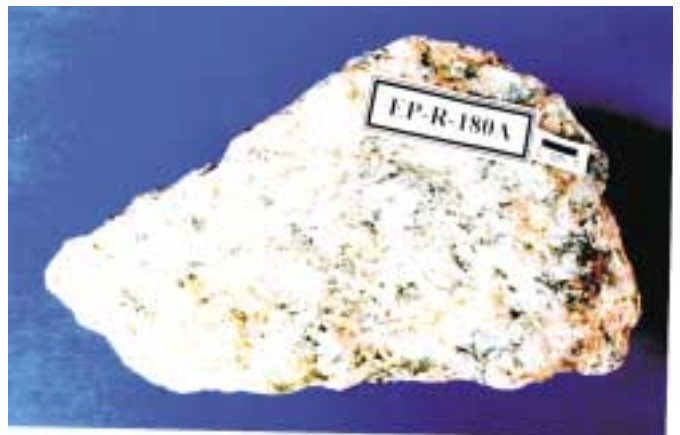
**Foto 10**

*Fotografia de leucomonzogranito eqüigranular, grosso e isotrópico, representante da Suíte Intrusiva Maruiá. Afloramento no alto curso do igarapé Abuará.*



**Foto 11**

*Fotografia de sienogranito eqüigranular médio, foliado, representante da Suíte Intrusiva Maruiá, região do alto curso do rio Preto.*



**Foto 12**

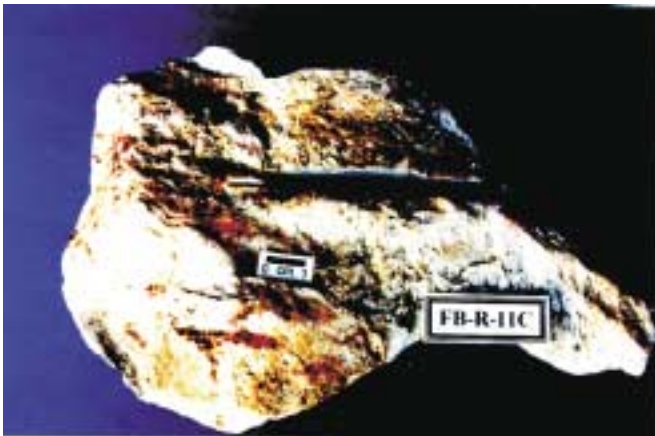
*Fotografia de alaskito fracamente deformado, onde os escassos minerais máficos ocorrem preferencialmente orientados (foliação paralela a base da fotografia). Notar também a presença de cristais desenvolvidos de quartzo azulado. Amostra proveniente da porção noroeste da serra Marié-Mirim, na Folha NA. 19-Z-D.*



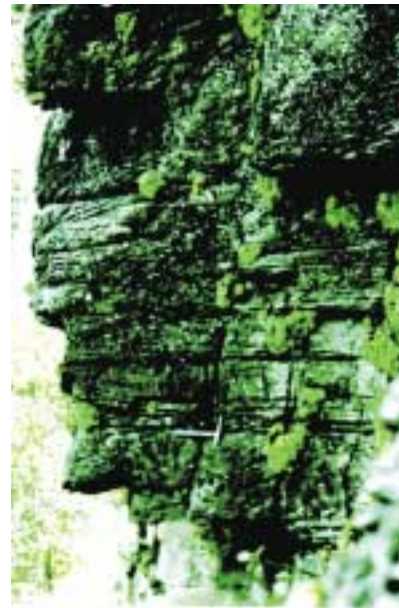
**Foto 13**  
*Vista parcial das escarpas da serra Aracá.*



**Foto 14**  
*Quartzito intercalado com finos estratos de micaxisto (CG-29 - serra Aracá).*



**Foto 15**  
*Muscovita xisto da serra Aracá apresentando cor cinza-esverdeado, intenso brilho prateado e granulação média a grossa.*



**Foto 16**  
*Afloramento da Formação Aracá, apresentando alternância entre camadas com estratificação cruzada acanalada e camadas com estratificação planar, preservadas em quartzitos.*



**Foto 17**

*Metaconglomerado da Formação Aracá, composto por seixos subarredondados de quartzo (cor cinza) envolvidos em matriz (cor creme) de granulação média (serra Aracá).*



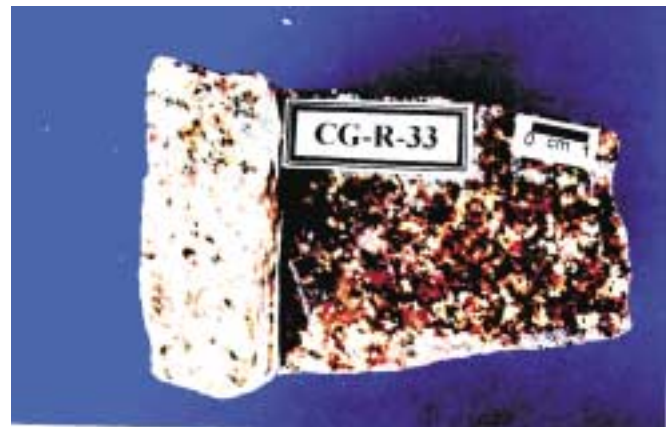
**Foto 18**

*Subarcóseo rosa-claro da Formação Aracá, apresentando estratificação plano-paralela e vênulas de caulim (serra Daraá).*



**Foto 19**

*Fotografia de afloramento de sericita quartzito apresentando foliação N20°E/65°NW (estação CS-51, rio Daraá), considerado parte integrante da Formação Daraá.*



**Foto 20**

*Fotografia de sienogranito fino com fenocristais de feldspato alcalino ( $\leq 1\text{cm}$ ) situado nas porções centrais do corpo do Granito Jauari. Afloramento localizado na porção nordeste da serra Aracá.*





**Foto 21**

*Fotografia de biotita monzogranito de granulação média a fina situado próximo à borda do corpo do Granito Jauari. Afloramento situado na porção nordeste da serra Aracá.*



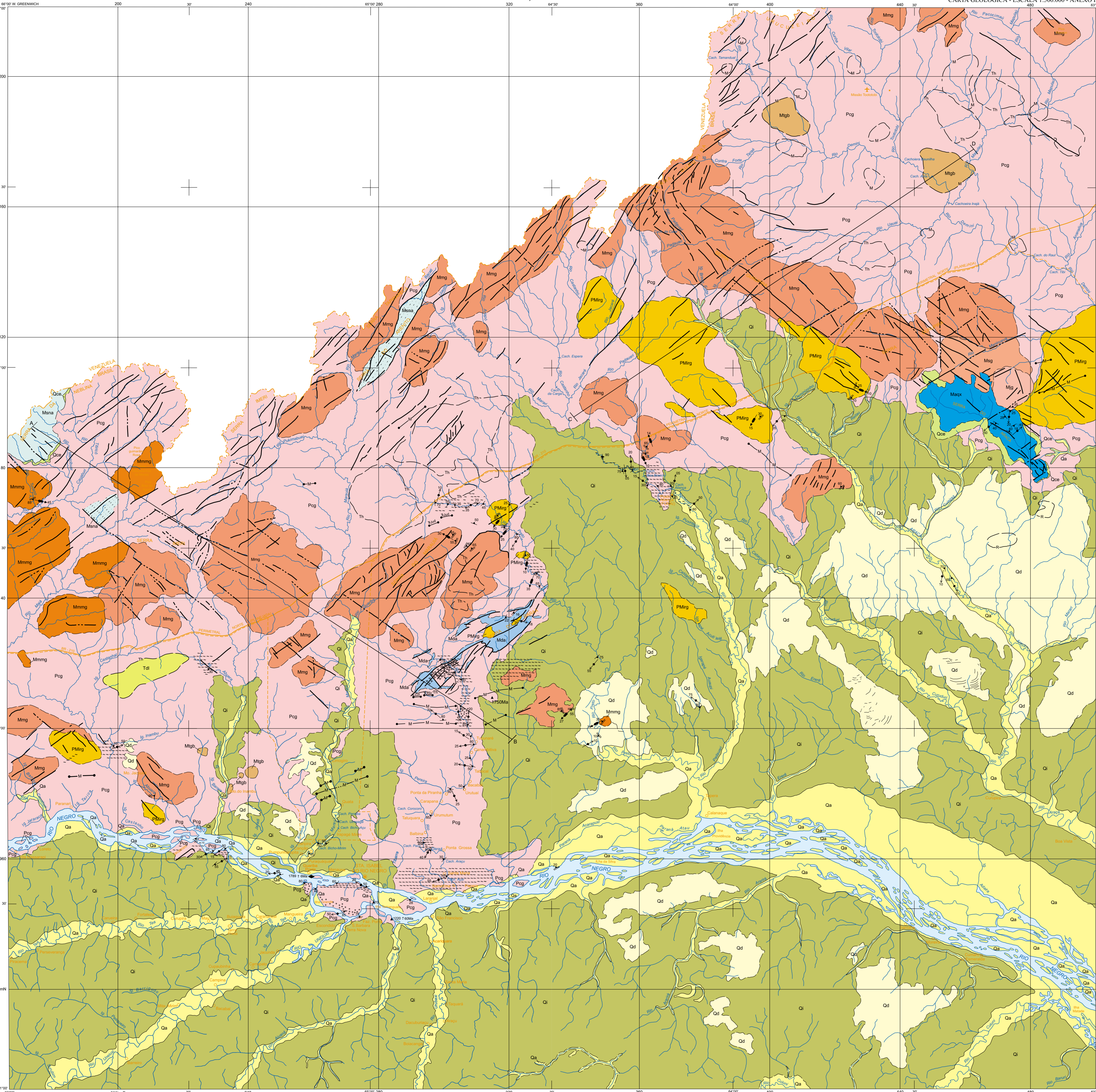
**Foto 22**

*Fotografia do aspecto geral dos afloramentos da Formação Içá (rio Aracá) onde se destaca a tabularidade dos pacotes de arenito (PV-99).*

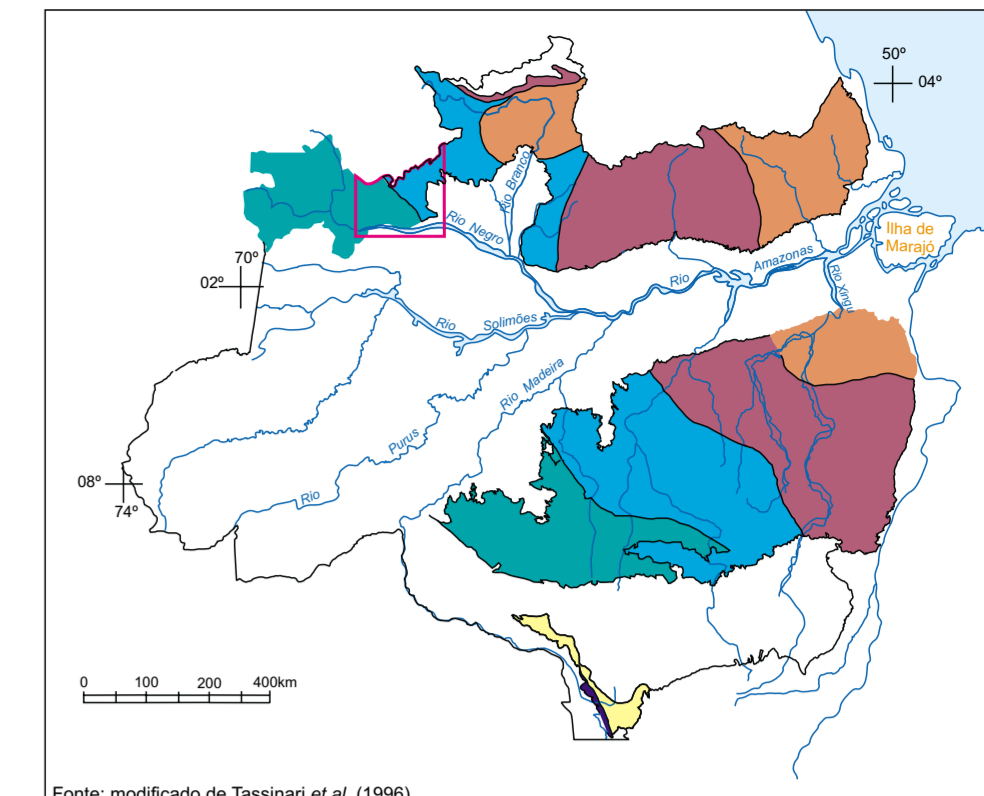


**Foto 23**

*Fotografia de detalhe de estratificação cruzada em arenitos da Formação Içá (PV-99, rio Aracá).*



MAPA GEOLÓGICO DO CRATON AMAZÔNICO NO BRASIL



PROVÍNCIAS GEOLÓGICAS  
Domínio Sumaré 1,25-1,02Ga  
Domínio Rondoniano São Ignácio 1,50-1,30Ga  
Domínio Rondoniano Maranhão/Alagoas 2,20-1,95Ga  
Domínio Rondoniano Ventania-Tapiá 1,95-1,80Ga  
Domínio Rondoniano Rio Negro-Juruá 1,8-1,55Ga  
Domínio Rondoniano Alencar-Guará 2,30Ga  
Coberturas sedimentares  
Área do Projeto Serra do Imeri

RELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS

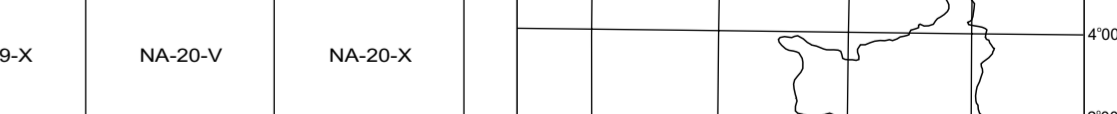
FASE GEOLÓGICA	Depósitos aluvionares recentes e sub-recentes		Depósitos coluvionares e eluvionares		
	Idade	Unidade	Idade	Unidade	
FANEROZÓICO	Holoceno	Qa	Qca		
	Quaternário		Campos de Dunas	Qd	
	Plistoceno		Formação Içá	Qi	
Mesozóico	Terciário		Coberturas detriticas ou lateríticas	Tdl	
	Cráton		Diabásio Uruará	Uru	
PROTEROZÓICO	Mesoproterozoico		Granito Jauiari	Mj	
		Suíte Intrusiva Surucucus	Mig	Suíte Intrusiva Tapuruquara	Migb
		Formação Aracá	Maa	Formação Serra da Neblina	Mna
		Suíte Intrusiva Marauá	Mma	Suíte Intrusiva Mará-Mirim	Mmm
		Suíte Intrusiva Igarapé Rialou	PMig		
Paleoproterozoico	Ourofino		Complexo Casuarí	Pcg	

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITODÉMICAS E LITOESTRATIGRÁFICAS

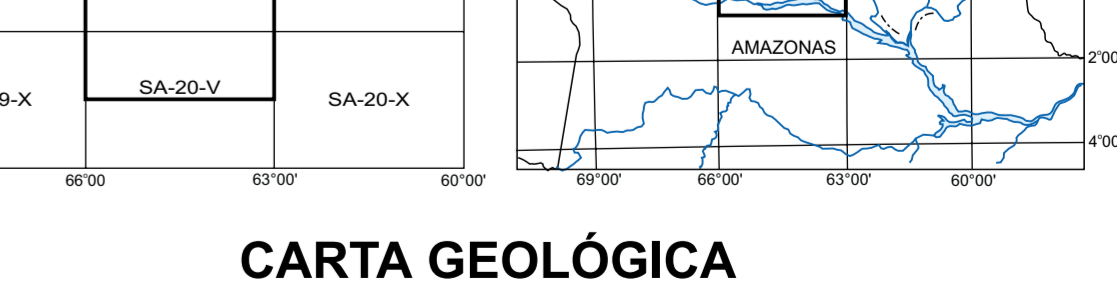
- Qa Depósitos aluvionares recentes a sub-recentes: areias, argilas e cascalhos inconsolidados a semiconsolidados
- Qca Depósitos coluvionares e eluvionares
- Qd Campos de dunas
- Qi Formação Içá: siltes, argilas, arenitos silico-argilosos, lateritizados, localmente conglomeráticos, com níveis superficiais subordinados
- Tdl Coberturas detriticas e lateríticas: lateritos, latossolos e solos concêntricos
- Uru Diabásio Uruará
- Mj Granito Jauiari: granitos finos a médios, localmente alcali-feldspático
- Mig Suíte Intrusiva Surucucus: granitos, alaskitos, granitos gneissizados e gneiss (tipo A)
- Migb Suíte Intrusiva Tapuruquara: hornblenda cálcica, gabroanorito, oliva gábrica, olivina websterito e tiorzólito
- Maa Formação Aracá: quartzitos, metaconglomerados, muscovita xistos e cinzenta-sillimanita-biotita xistos
- Mna Formação Serra da Neblina: quartzos arenitos e sub-arcoíseos localmente protomiloníticos e miloníticos
- Mma Suíte Intrusiva Marauá: hornblenda cálcica e congionerados localmente protomiloníticos e miloníticos
- Mmm Suíte Intrusiva Mará-Mirim (Rebeckita-arfvedsonita) granitos e alaskitos (tipo A) localmente cataclásicos a protomiloníticos
- PMig Suíte Intrusiva Igarapé Rialou: Mesozóica biotita leucogranitos, em geral granofílicos (tipo S), localmente deformados
- Pcg Complexo Casuarí: Granodioritos, monzogranitos e tonalitos (tipo 1); metagranitoides e gneissais na fácies anfibolito (z) e de composição similar, subordinada ocorrência de leucogranitos finos (z1) e migmatitos, anfibolitos e actinolita-xisto

Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART a partir das folhas NA.20-V-A, NA.20-V-B, NA.20-V-C, NA.20-V-D, SA.20-V-A e SA.20-V-B, da DSD e modificada pela SUREGIMA. Dados temáticos e atualizados da base planimétrica foram transferidos visualmente pelos técnicos da SUREGIMA, responsáveis pelos trabalhos de campo, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite. Digitalização na SUREGIMA: Aldeir Justino de Oliveira, Augusto César Gonçalves da Costa, Ramon da Silva Brasil e Roldane Alencar de Assunção. Elaboração Cartográfica da base a do tema sob a responsabilidade da Divisão de Cartografia - DICART (Departamento de Apoio Técnico-DEPAT/Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI) Diretor: Dr. Paulo Roberto Macedo Bastos. Chefe do DEPAT: Giuseppe Giacinto de Araujo. Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos. Edição Cartográfica: Wilmar Peter dos Freire Bernardi (coord.) e Maria Luiza Pouchini. Revisão: Carlos Alberto Cipolillo e Paulo José da Costa Zèves. Revisão na DIEDIG: Antônio Lagarde.

Autores: Marcelo Esteves Almeida, Maria de Fátima Lyra de Brito, Leda Maria Barreto Fraga. O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, é executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, através de suas Unidades Regionais, sob a responsabilidade da Divisão de Geologia - DISEG/Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM. Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Manaus - SUREGIMA. Diretor da DGM: Luiz Augusto Bizzo. Chefe do DISEG: Roberto Orlando C. Laguarda. Coordenador Nacional do PLGB: Inácio de Medeiros Delgado. Coordenador Regional do PLGB: Saldador da Silva Pinheiro.



ARTICULAÇÃO DA FOLHA LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



CARTA GEOLÓGICA ESCALA 1:500.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 63°W G723, incrementos as constantes: 50.000m e 5000m, respectivamente. Datum horizontal SAD69 - MG. Declinação magnética do centro da folha em 2000: 74°W, cresce 0'W anualmente.

