

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL E SUPERVISÃO TÉCNICA

Nacional

**Coordenador Nacional** Inácio de Medeiros Delgado  
**Geofísica** Mário J. Metelo  
**Geologia-Estrutural** Reginaldo Alves dos Santos  
**Geoprocessamento** Paulo C.M. Pereira de A Branco  
**Geoquímica** Carlos Alberto C. Lins e Gilberto J. Machado  
**Hidrogeologia** Antônio de Souza Leal  
**Litogeoquímica** Emílio Cornélio de Souza  
**Metalogenia/Geologia Econômica** Inácio de Medeiros Delgado  
**Petrologia** Luiz Carlos da Silva  
**Sedimentologia** Augusto José Pedreira  
**Sensoriamento Remoto** Cidney Rodrigues/valente

Regional

Residência de Porto Velho

**Coordenador Regional** Jaime E. Scandola  
**Supervisor** Jaime E. Scandola  
**Geofísica** Marcos L.E.S. Quadros  
**Geologia Estrutural** Jaime E. Scandola  
**Geoquímica** Paulo R.C. Moraes  
**Metalogenia** Jânio L. de Amorim  
**Petrologia** Gilmar J. Rizzotto  
**Sedimentologia** Ruy B.C. Bahia  
**Sensoriamento Remoto** Jaime E. Scandola

## CRÉDITOS DE AUTORIA

<b>Capítulo 1</b>	Ruy Benedito Calliari Bahia
<b>Capítulo 2</b>	Ruy Benedito Calliari Bahia, Gilmar José Rizzotto, Luiz Carlos da Silva e Cássio Roberto da Silva
<b>Capítulo 3</b>	Jaime Estevão Scandolaro
<b>Capítulo 4</b>	Cássio Roberto da Silva
<b>Capítulo 5</b>	Luiz Antônio da Costa Pereira, Cássio Roberto da Silva e Eliomar Pereira da Silva (UNIR)
<b>Capítulo 6</b>	Cássio Roberto da Silva
<b>Cartas:</b>	
<b>Geológica</b>	Cássio Roberto da Silva Ruy Benedito Calliari Bahia
<b>Metalogenética/Previsional</b>	Ruy Benedito Calliari Bahia Cássio Roberto da Silva

Revisão Final  
*Ruy Benedito Calliari Bahia*

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL  
PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO SISTEMÁTICO  
Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM  
Residência de Porto Velho

Coordenação Editorial a cargo da  
Divisão de Editoração Geral – DIEDIG  
Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

B151	Bahia, Ruy Benedito Calliari, org. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Rio Pardo – Folha SC.20-Z-C-VI, Estado de Rondônia. Escala 1:250.000 / Organizado por Ruy Benedito Calliari Bahia e Cássio Roberto da Silva. – Brasília : CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001. 1 CD-ROM  Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático. Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Residência de Porto Velho.  1. Geologia Econômica – Rondônia. 2. Economia Mineral – Rondônia. 3. Mapeamento Geológico – Rondônia. 4. Geomorfologia. 5. Metalogenia. I. Silva, Cássio Roberto da, org. I. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. II. Título.
------	--

CDD 553.098175

## 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 Araguaari <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 Minerais  
 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**

*Sabino Orlando C. Loguércio*

**Divisão de Cartografia**

*Paulo Roberto Macedo Bastos*

**Divisão de Editoração Geral**

*Valter Alvarenga Barradas*

**EQUIPES DE PRODUÇÃO**

**Cartografia Digital**

Afonso Henrique S. Lobo	Leila Maria Rosa de Alcantara
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Luiz Cláudio Ferreira
Carlos Alberto Ramos	Luiz Guilherme de Araújo Frazão
Elcio Rosa de Lima	Marco Antonio de Souza
Hélio Tomassini de O. Filho	Maria Luiza Poucinho
Ivan Soares dos Santos	Marília Santos Salinas do Rosário
Ivanilde Muniz Caetano	Paulo José da Costa Zilves
João Batista Silva dos Santos	Regina de Sousa Ribeiro
João Carlos de Souza Albuquerque	Risonaldo Pereira da Silva
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Wilhelm Petter de Freire Bernard
José Carlos Ferreira da Silva	Julimar de Araújo
José Pacheco Rabelo	

**Editoração**

Antonio Lagarde	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>	José Jorge de Vasconcelos Lima
<i>Secretário Executivo</i>	Luiz Gonzaga Leite Perazzo
<i>Secretário de Minas e Metalurgia</i>	Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

<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>	Luis Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo Antônio 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 Antônio 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

---

Esta Nota Explicativa contém os resultados obtidos no levantamento geológico, na escala 1:100.000, da Folha SC.20-Z-C-VI (Rio Pardo), como parte integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, através da Residência de Porto Velho. Compreendeu, além do mapeamento geológico, prospecção geoquímica/aluvionar e geofísica através de gravimetria, aeromagnetometria e aerogamaespectrometria. Estes levantamentos proporcionaram, como produto final, as cartas Geológica e Metalogenética/Previsional. A área enfocada localiza-se no sudeste do Estado de Rondônia, na Subprovíncia Madeira da Província Tapajós, que por sua vez encontra-se na porção ocidental do Cráton Amazônico. As rochas da região mapeada encontram-se distribuídas em três grandes domínios geotectônicos. O primeiro faz parte do Cinturão de Cisalhamento Guaporé e é constituído pelas unidades: Complexo Granulítico Santa Luzia e Suíte Metamórfica São Felipe com idade mínima atribuída ao Proterozóico Inferior. A Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia, do Proterozóico Médio, apresenta metamorfismo na fácies anfibolito médio a superior. Estas unidades, assim como as citadas acima, foram afetadas pelo referido cinturão e intrudidas pela Suíte Granítica Rio Pardo, aqui considerada tardi a pós-tangencial (cavalgamentos frontais e oblíquos) do mesmo cinturão. O segundo domínio é constituído pelos sedimentos plataformais da Formação Pi-

menta Bueno, indeformados, de idade paleozóica. O terceiro domínio é representado por sedimentos inconsolidados do Terciário-Quaternário e holocênicos. O Complexo Granulítico Santa Luzia é constituído por granulitos básicos, enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. A Suíte Metamórfica São Felipe é composta por *augen* gnaisses granodioríticos e gnaisses bandados tonalíticos. A Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia está representada por xistos psamo-pelíticos e biotita paragneisses, intercalados por anfibolitos e calcissilicáticas maciças. A Suíte Granítica Rio Pardo, mostra como característica marcante o caráter estratóide, predominando os termos monzograníticos e constituindo uma associação alcalina (tipo “A”). A Formação Pimenta Bueno está representada por arenitos, folhelhos e conglomerados de origem glacial. E, finalmente, os lateritos de ocorrência restrita na área e as coberturas aluviais recentes. Na área do projeto foram identificados dois estágios deformacionais. O primeiro atuou em condições dúcteis num regime tangencial, originando a foliação de baixo ângulo  $S_n$ , caracterizando o Bloco Santa Luzia. Nele predominam rampas frontais e oblíquas, com metamorfismo nas fácies anfibolito superior e granulito. No Bloco Nova Brasilândia, a movimentação ocorreu através de rampas oblíquas, com metamorfismo nas fácies xisto-verde a anfibolito médio. No segundo estágio, já em regime dúctil-rúptil, implantou-se um regime transcorrente, dando origem à foliação subverticalizada  $S_{n-1}$ , a qual reorientou a foliação pre-

existente, com metamorfismo de caráter retrogressivo, na fácies xisto-verde. O quadro da geometria estrutural atual da área abrangida pelas folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo, pode ser interpretado como resultado de um processo de colisão de blocos crustais, envolvendo segmentos ainda pouco conhecidos e delimitados, entre os quais foi implantado, possivelmente no Proterozóico Médio, um cinturão de cisalhamento dúctil (Cinturão de Cisalhamento Guaporé), desenvolvido em regime caracterizado por movimentos tangenciais e transcorrentes. O reprocessamento de cartas aerogeofísicas (magnetometria e gamaespectrometria) permitiu a identificação de dois domínios magnetométricos distintos, representados pela infra-estrutura (granulitos) e supracrustais (seqüência metavulca-

no-sedimentar), além de vários corpos básicos. A radiometria permitiu a discriminação de todos os granitos e, a gravimetria, revelou um contraste na espessura da crosta na região, mostrando um adelgaçamento para sul. A prospecção geoquímica regional, com amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, caracterizou inúmeras zonas anômalas para ouro, estanho, arsênio, platina, wolfrâmio, cobre, chumbo, zinco, níquel, cromo, cobalto, ferro e manganês, além de fornecer subsídios para a análise metalogenética. A análise metalogenética-previsional delimitou oito áreas de interesse para a prospecção mineral, para os elementos Au, Pt, Sn e W, além de diamantes em pláceres, granitos e calcissilicáticas para britagem e ornamentação.

# ABSTRACT

---

Results of the 1:100,000 geological mapping of the SC.20-Z-C-VI ( Rio Pardo ). Sheet are presented, as a part of Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, performed by Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), through Porto Velho Regional Office (REPO). Besides geological mapping, this explanation note discusses geochemical/alluvial prospection and geophysics (gravimetry, aeromagnetometry and aerogamaspectometry) data. Geologic and Metallogenetic charts are the final products of these surveys. Studied area is localized southeast of Rondônia State, at Tapajós Province Madeira Subprovince, in western Amazonic Craton.

The rocks of the mapped region are distributed in three main geotectonic domains. The first one is part of Guaporé Shear Belt, and is constituted by: Santa Luzia Granulitic Complex, to which is attributed a Lower Proterozoic minimum age and São Felipe Metamorphic Suite, composed by pre- to sintangential K-rich orthogneisses; Nova Brasilândia Metavolcano-sedimentary Sequence (Middle Proterozoic age presumed), metamorphosed up to the amphibolite facies. These units were affected by the so called Guaporé Shear Belt and intruded by the Rio Pardo Granitic Suite: an “A” type tardi- to post-tangential granitic event of this belt. The plataformal undeformed sedimentary rocks of Paleozoic Pimenta Bueno Formation constitute the second domain. A third domain is represented by unconsolidated sediments of Tertiary-Quaternary and Recent ages.

The Santa Luzia Granulitic Complex is constituted by basic granulites, enderbites, with minor trondhjemites besides allochthonous calc-silicate gneisses. São Felipe Metamorphic Suite is composed by granodioritic K-rich augen gneisses and Na-rich tonalitic banded gneisses. Nova Brasilândia Metavolcano-sedimentary Sequence is represented by psammopelitic schists and biotite-paragneisses, with amphibolites of tholeiitic N-morb chemical composition and massive calc-silicate rocks intercalated. Rio Pardo Granitic Suite was discriminated into two granitic facies: biotite bearing granitic (Rio Pardo) and a hornblende bearing (São Pedro) granite. The three facies have alkaline affinities and constitute an “A”-type granitic association, intruded in low crustal levels, as indicated by myrolitic cavities, locally. Pimenta Bueno Formation is represented by sandstones, shales and conglomerates of glacial origin. Laterites occur restrictly, associated to recent alluvial cover.

Two main deformational events could be characterised. The first one was recognised within the Santa Luzia (high-grade) Block and was developed under ductile-tangential conditions. It was responsible for the low-angle thrusting foliation ( $S_n$ ) with frontal and oblique ramp structures that predominate in this block. It was developed under amphibolite to granulitic metamorphic conditions. In Nova Brasilândia Block, the deformation record is characterised by oblique ramps developed under ductile amphibolite facies metamorphism. In a second stage, in ductile-ruptile conditions, transcurrent overprint ori-



ginated the main subvertical foliation ( $S_{n-1}$ ), which transposed the pre-existent thrust foliation and re-equilibrated the paragneiss under (retrogressive) green-schist facies conditions.

This structural arrangement observed into both Rio Pardo and Paulo Saldanha sheets can be interpreted as a result of a collisional process involving two poorly known continental blocks. As a consequence of this continental collision, the Guaporé Shear Belt was developed, possibly in Middle Proterozoic times.

Reprocessing of aerogeophysical images (magnetometry and gamma spectrometry) allowed the identification of two distinct magnetometric domains, represented by infrastructure (granulites) and supracrus-

tals rocks (metavolcano sedimentary sequence), besides several basic bodies. Radiometry allowed the discrimination of all granite types, and gravimetry revealed a contrast in crustal thickness of the region, showing some crustal thinning southwards.

Regional geochemical prospection, with alluvial sediments and pan concentrate sampling characterized several anomalous zones for gold, tin, arsenic, platinum, wolfram, copper, lead, zinc, nickel, chrome, cobalt, iron and manganese, and provided the basis for metallogenetic analysis. The prevision/metallogenetic analysis pointed out eight interesting areas for mineral prospection, for Au, Pt, Sn and W, besides diamonds in placers, and granites and calc-silicatic rocks for construction and ornamentation.

# 1

---

## INTRODUÇÃO

### 1.1 Histórico das Atividades

Em março de 1991, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, através da Residência de Porto Velho – REPO, dando continuidade ao Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, iniciou os trabalhos de mapeamento de uma folha na escala 1:100.000, na região de Rolim de Moura, o qual foi denominado de Projeto Rio Pardo, em consonância com a folha homônima (DSG) e o principal rio que corta a mesma. No desenvolvimento dos trabalhos seguiu-se as diretrizes filosóficas e metodológicas do PLGB, que determinam a utilização e integração de métodos multidisciplinares de pesquisa nos levantamentos geológicos sistemáticos. A primeira etapa do projeto, iniciada em março de 1991, consistiu na coleta de dados e análise bibliográfica; fotointerpretação e reconhecimento geológico, com o objetivo de identificar e delimitar as diferentes unidades geológicas ocorrentes na área. Na fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:120.000, tomadas em 1974 pela empresa Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul, da qual resultou o Mapa Fotogeológico que serviu de base para os trabalhos de campo. Nesta etapa também foram utilizadas as imagens de satélite e radar na escala

1:100.000, além dos mapas aerogeofísicos de vários temas de gamaespectrometria e magnetometria na escala 1:100.000, produtos do reprocessamento dos dados dos Projetos Aerogeofísicos Serras dos Parecis e Pacaás Novos (Geofoto, 1980). Após a individualização das grandes e pequenas unidades fotogeológicas, magnéticas e radiométricas, foi realizada uma campanha de reconhecimento de campo, para a confirmação das mesmas e programação do mapeamento geológico propriamente dito. A segunda etapa do projeto foi o mapeamento geológico mencionado, desenvolvido concomitantemente às prospecções geofísica e geoquímica, realizadas em duas campanhas de campo nos segundos semestres de 1991/92, intercaladas por um período de compilação e integração dos dados, realizadas no escritório, durante a estação chuvosa. A prospecção geofísica constou de gravimetria, cintilometria e magnetometria terrestres. Esta última inacabada por problemas operacionais diversos. Como produto da interpretação dos dados aerogeofísicos, foram gerados os seguintes mapas pelo DIGEOF no ERJ: K, U, Th, contagem total, U/Th, U/K e Th/K (dados aerogamaespectrométricos) e magnético residual, redução ao pólo, susceptibilidade magnética aparente, componente

regional, continuação para cima, primeira e segunda derivadas verticais, pseudo-iluminação do campo magnético residual (dados aeromagnetométricos), na escala 1:100.000, utilizados como apoio para a delimitação das grandes unidades geológicas. A magnetometria terrestre, foi executada através de perfis ao longo das linhas de colonização do INCRA, com medidas a cada 50m. A gravimetria foi efetuada também ao longo das referidas linhas, num total de 177 estações, com equidistância de 4km, tendo como produto final um mapa de anomalias *Bouguer* da área. A prospecção geoquímica foi realizada segundo um planejamento sobre uma base geológica preliminar (Mapa Geológico Fotointerpretado) e sobre mapas aerogeofísicos. Procurou-se embasar na especialização metalogenética de cada unidade litológica associada, as anomalias aerogeofísicas e a geologia estrutural. Foram planejadas 271 estações de coleta, distribuídas segundo esses critérios. Em cada estação foi coletada uma amostra de sedimento de corrente e uma de concentrado de bateia, numa densidade de 1/10km<sup>2</sup>. Nas áreas de ambiência geológica mais favoráveis, a densidade de amostragem foi estrategicamente mais elevada. O produto desse trabalho foi um mapa com as bacias anômalas para Au, Ni, Cu, Co, Fe, Mn, Gr, Sn, W, Pb, As, que serviu como base para o Mapa Metalogenético/Previsional da Folha Rio Pardo.

## 1.2 Localização e Acesso

A Folha Rio Pardo cobre cerca de 3.025km<sup>2</sup> de área, abrangendo porções dos municípios de Rolim de Moura, Santa Luzia do Oeste, Cacoal, Castanheira, Cacaieiros, Alta Floresta e Pimenta Bueno, localizados na região SE do Estado de Rondônia (figura 1.1). Corresponde à Carta Planimétrica SC.20-Z-C-VI do DSG, situada entre os meridianos 61 30' e 62 00' de longitude W de Greenwich, e os paralelos 11 30' e 12 00' de latitude S. O principal acesso à área é feito por via terrestre, através da rodovia federal BR-364 que corta o Estado de Rondônia, desde a capital Porto Velho até o limite com o Estado do Mato Grosso. Utiliza-se esta rodovia até as proximidades (30km) da cidade de Cacoal, onde toma-se no sentido sul uma estrada vicinal (linha 184) até a cidade de Rolim de Moura, situada no centro da folha e distante 35km da BR-364. O acesso aos diversos pontos da mesma é efetuado através das linhas de colonização do INCRA, tendo como principal a RO-10 ou Linha-25, a qual corta a área em toda sua extensão na direção E-W. Vias aéreas podem ser também uma opção,

através da utilização de aviões mono e bimotores, com pistas de pouso nas cidades de Rolim de Moura, Alta Floresta e Santa Luzia.

## 1.3 Aspectos Socioeconômicos

Os principais núcleos urbanos da área são as cidades de Rolim de Moura, Santa Luzia do Oeste e Cacaieiros, além dos distritos de São Felipe, Jardinópolis e Nova Estrela. Estas comunidades têm suas origens ligadas diretamente ao início da exploração de madeira na região SE do Estado de Rondônia, realizada por grandes empresas madeireiras oriundas do sul do país, atingindo o ápice do progresso em meados da década de 80. Atualmente, a economia dos municípios sobrevive graças à agropecuária baseada na criação de pequenos rebanhos, e no cultivo ainda rudimentar, de café, arroz e feijão, sob regime de pequenas propriedades estabelecidas nas linhas de colonização do INCRA. A pecuária é desenvolvida por pequenos proprietários como uma atividade econômica secundária. Sob o ponto de vista das comunicações, todos os municípios da área são bem servidos, inclusive pelo sistema DDD. No setor educacional, com exceção dos distritos que possuem escolas apenas de primeiro grau, as cidades oferecem ensino público até o segundo grau. A cidade de Rolim de Moura é a mais desenvolvida, com um comércio diversificado e completo, contando com grandes lojas e supermercados. Possui uma rede bancária com diversas agências, além de hospitais e hotéis. É servida com água encanada e energia elétrica, embora esse último sistema funcione de modo ainda precário, com freqüentes interrupções.

## 1.4 Clima, Fisiografia e Geomorfologia

O clima da Região Amazônica, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Am, caracterizado por dois períodos distintos: o chuvoso ou de "inverno", que atua nos meses de novembro a março, e o seco ou de "verão", que engloba os meses de abril a outubro. Conforme o Mapa de Isoietas do Brasil, o regime pluvial enquadra-se naquelas áreas onde se verificam os maiores índices de precipitação do país. O índice da precipitação pluviométrica em Rolim de Moura, em 1990, foi 2.133mm; e em 1991, foi de 1.647mm, e está condicionado principalmente aos meses que constituem o período de "inverno". A variação térmica

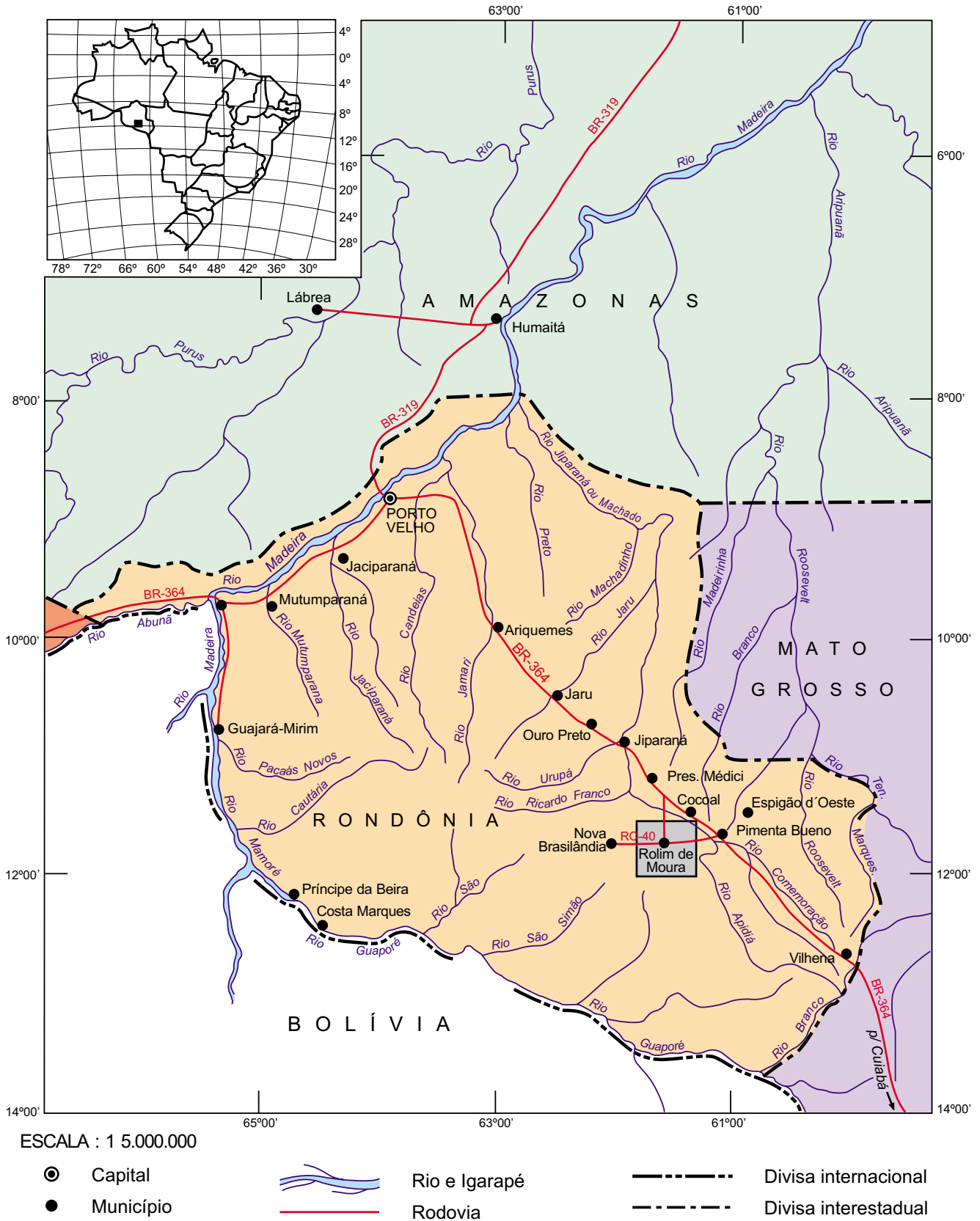


Figura 1.1 – Mapa de localização e situação da Folha Rio Pardo.

na região é praticamente inexistente, onde a temperatura média anual é de 24 C e a média das mínimas é de 21 C. A umidade relativa do ar também é característica da região, cuja média anual atinge 90%. A vegetação da floresta amazônica é tipicamente floresta tropical. Na área coberta pela Folha Rio Pardo, apresenta alguns pontos onde ainda encontra-se preservada, correspondendo a aproximadamente 25% da área total. A ação do homem, com o objetivo de produzir, transformou o que era uma floresta tropical em pastagem e pequenas lavouras de subsistência, que quando abandonadas transformam-se em cerrados e capoeiras. O padrão do sistema de drenagem é essencialmente dendrítico, com domínio de média e alta densidade de drenagem, tendo como principais elementos os rios Branco, Pardo, Palha e São Pedro, correndo respectivamente nas porções sul, central e quadrantes NW e NE da folha, para onde convergem os córregos e igarapés. O domínio de alta densidade corresponde aos terrenos metamórficos de alto grau, com rochas de baixa permeabilidade nos quais o escoamento prevalece sobre a infiltração; o relevo é mais pronunciado, a topografia é mais elevada, produzindo cursos d'água com talvegues estreitos e profundos. O domínio de média densidade de drenagem corresponde aos terrenos sedi-

mentares, com predomínio de rochas psamíticas de alta permeabilidade, nos quais a infiltração prevalece sobre o escoamento. O relevo é relativamente suave, onde se estabeleceram os canais largos, rasos e sinuosos dos rios Pardo, Palha e São Pedro (figura 1.2). A área possui quatro grandes unidades morfoestruturais: o domínio do planalto não muito elevado, porção integrante do "Planalto dos Parecis", abrangendo a porção sul da folha. Esta unidade é caracterizada por um relevo do tipo serrano, com morros ligeiramente abaulados e vales em forma de "U". O segundo domínio está relacionado a uma zona de cisalhamento, a qual impõe um relevo bastante acidentado, escarpado, com morros alongados e vales em forma de "V". O terceiro domínio está relacionado a um grande corpo granítico e rocha metamórfica de baixo grau, abrangendo a porção central da folha. É caracterizado por uma topografia levemente ondulada, com morros abaulados e distribuídos aleatoriamente. O quarto e último domínio, corresponde ao *Graben* Pimenta Bueno, relacionado a uma grande depressão interplanáltica, ocupando a porção norte da folha. É caracterizado por um relevo relativamente plano, tipicamente de planície (figuras 1.3 e 1.4).

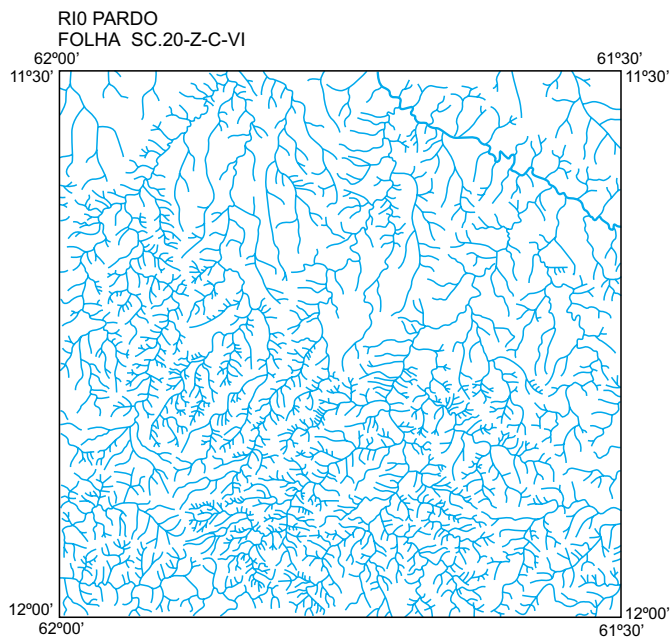


Figura 1.2 – Mapa de drenagens.

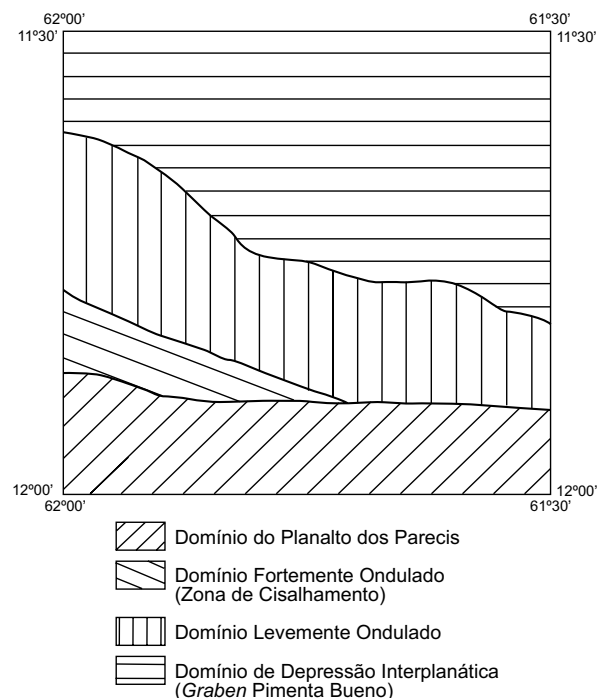


Figura 1.3 – Distribuição dos domínios geomorfológicos.

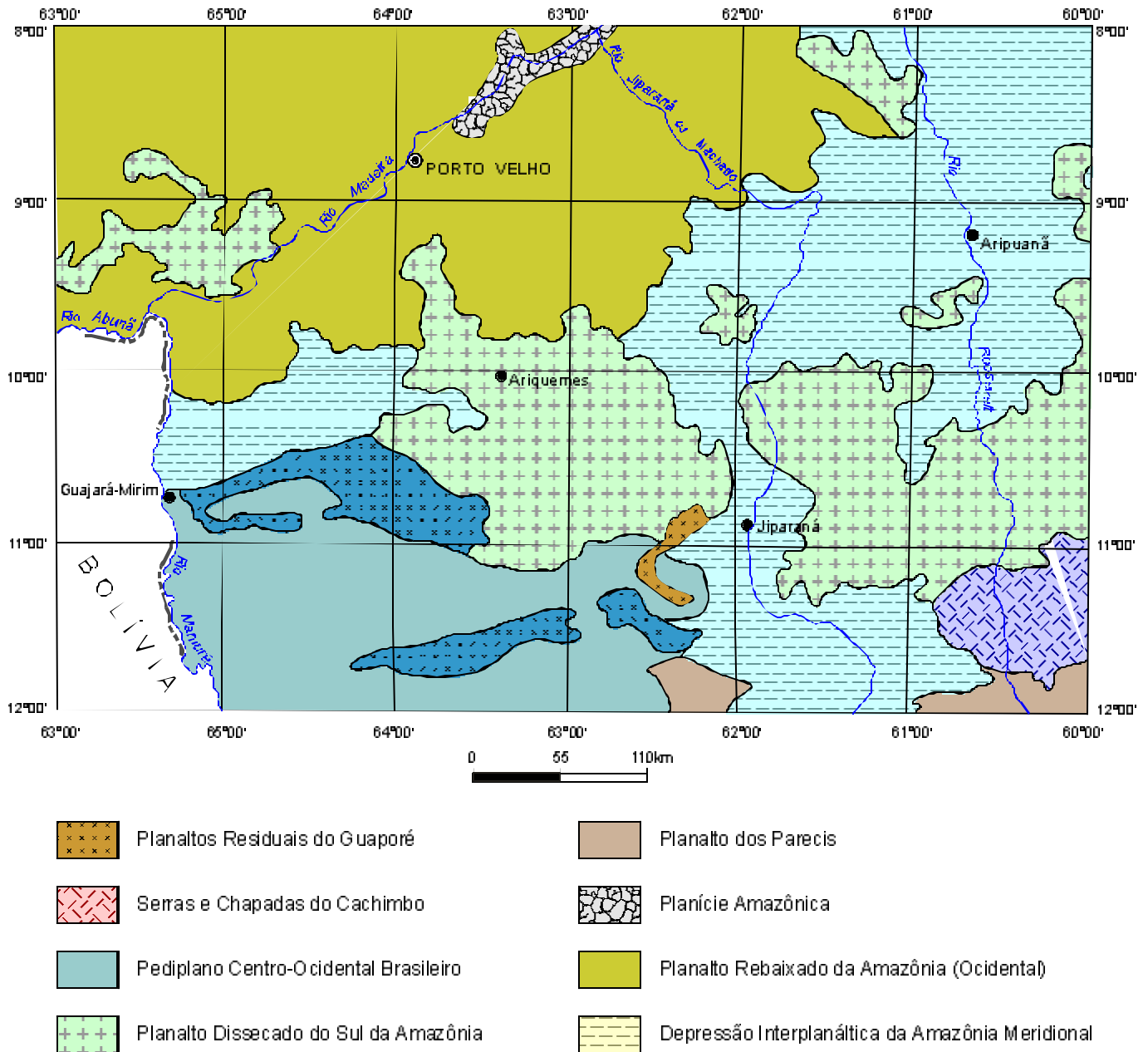


Figura 1.4 – Unidades geomorfológicas da região que inclui Estado de Rondônia (Fonte: Projeto RADAMBRASIL, 1978).

# 2

---

## GEOLOGIA

### 2.1 Contexto Geológico Regional

A região estudada encontra-se na porção sul da Subprovincia Madeira (Amaral, 1984), figura 2.1, da Provincia Tapajós, pertencente ao Cráton Amazônico do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1976). A Subprovincia Madeira é constituída por três domínios geotectônicos: o primeiro, representado por rochas do Complexo Jamari e Epimetamorfitos Comemoração, com idades atribuídas ao Proterozóico Inferior; o segundo domínio é constituído por vulcanitos ácidos a intermediários, Seqüência Sedimentar Inferior, rochas básicas, Seqüência Sedimentar Superior, e granitos anorogênicos, de idades atribuídas ao Proterozóico Médio/Superior; o terceiro e último é representado por rochas sedimentares genericamente atribuídas ao Fanerozóico. O Complexo Jamari (Isotta, 1978) apresenta-se como o embasamento da região, constituído predominantemente por rochas magmáticas e metamórficas de alto grau. As rochas mais comuns são: biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, migmatitos, granitos anatéticos, anfíbolitos, granulitos, charnockitos, gabros e noritos. O grau metamórfico varia de anfíbolito a granulito. Os Epimetamorfitos Comemoração (Leal *et al.* 1978) são constituídos por xistos,

quartzitos, jaspelitos e metavulcânicas metamorfiçadas na fácies xisto-verde. Vulcânicas ácidas a intermediárias ocorrem nas porções centro e nordeste da Subprovincia Madeira, denominadas respectivamente de Formação Roosevelt, por Leal *et al.* (*op. cit.*) e Formação Iriri, por Araújo *et al.* (1978), associadas ao Grupo (Evento) Uatumã. Essa unidade é constituída por riólitos, riódacitos, andesitos, tufos, ignimbritos e intrusivas subvulcânicas associadas. As datações geocronológicas para estas rochas apontam a idade de 1.600Ma. Nas porções N e E da Subprovincia ocorrem as rochas da Seqüência Sedimentar Inferior, representada pelo Grupo Beneficente (Almeida, 1958) e formações Prosperança (Paiva, 1929) e Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959), as quais são constituídas por arenitos, arcóseos, conglomerados, siltitos e folhelhos. O magmatismo básico, constituído por basaltos, diabásios e gabros, caracteriza-se por apresentar diversos corpos de origens intrusiva e extrusiva. Os mais estudados são o Rincon del Tigre (na Bolívia), composto por rochas ultramáficas, máficas, intermediárias e granofíricas; e, Formação Nova Floresta, constituída essencialmente de basaltos, datados em cerca de 1.000Ma por Leal *et al.* (1978). A Seqüência Sedimentar Superior encontra-se representada pelas formações: São Louren-

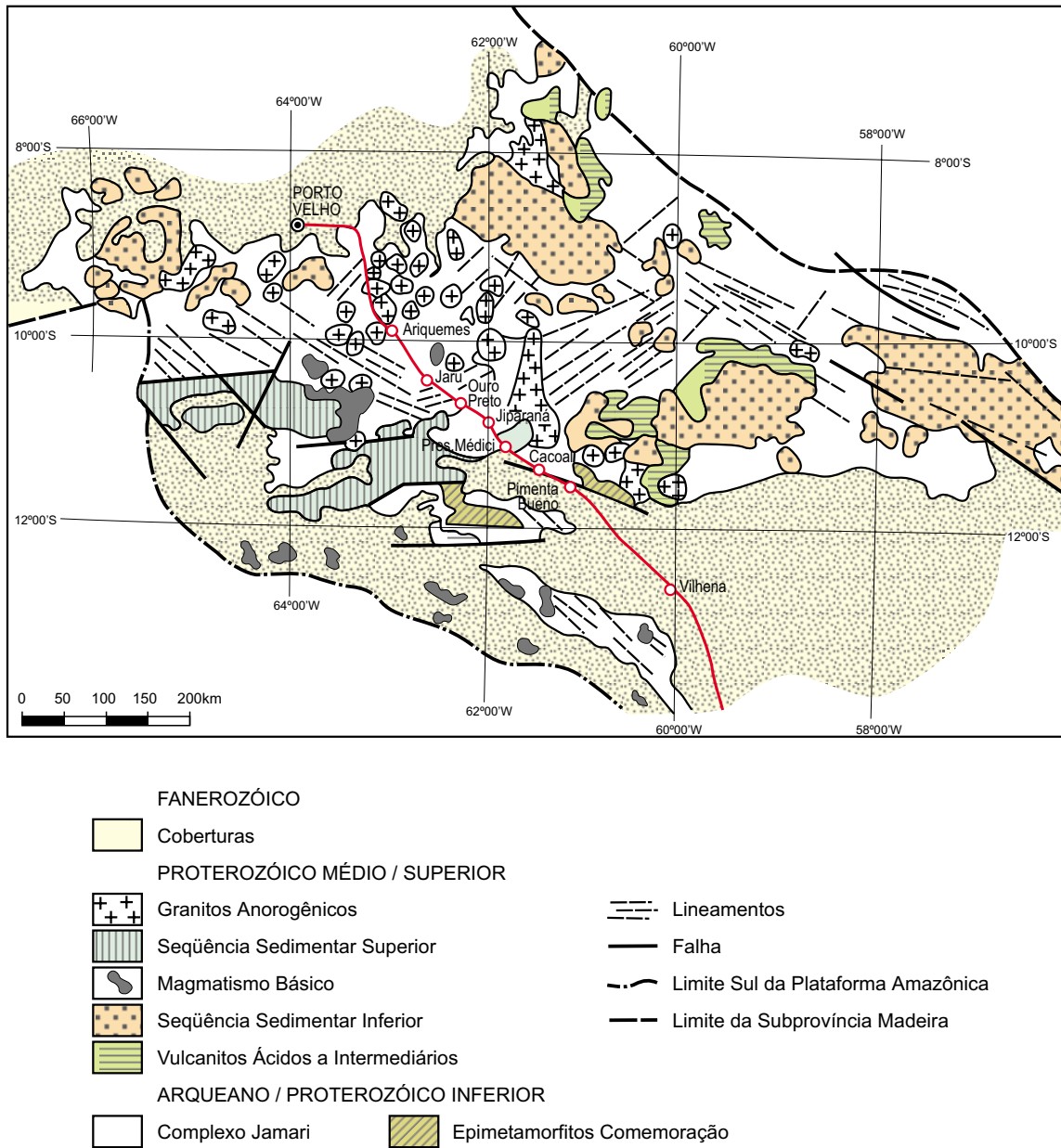


Figura 2.1 – Mapa geológico da Subprovincia Madeira (modificado de Amaral, 1974; Leal et al., 1978; Santos et al., 1979).

ço (Isotta, 1978) constituída por arenitos, quartzitos, siltitos, microconglomerados e tufo ácidos; e, Palmeiral (Lobato et al., 1966), que é constituída por conglomerados com seixos de rochas vulcânicas e plutônicas, arenitos, arenitos litofeldspáticos e arcóseos. Com base na idade dos basaltos Nova Floresta que ocorrem intercalados nesta seqüência e a idade dos Granitos Rondonianos intrusivos na mesma, é provável que a sedimentação da Seqüência Sedimentar Superior ocorreu no intervalo de 1.000-950Ma. Nesta seqüência estão incluídas as

rochas depositadas em estruturas do tipo *graben*, denominadas Formação Pacaás Novos (Leal et al., 1978) constituída por arenitos, arcóseos, conglomerados polimíticos e Formação Pimenta Bueno (Leal et al., 1978) constituída por arenitos, folhelhos, calcários, conglomerados e diamictitos de origem glacial. Sob a designação de granitos anorogênicos, encontram-se agrupados, segundo Bettencourt & Dall'Agnol (1987) na Suíte Serra da Providência (1.400-1.200Ma), os granitos rapakivi e tipos afins, de idades mais jovens (1.270-1.180Ma) e nos



*Younger Granites* de Rondônia (980Ma). Consistem em múltiplos batólitos, *stocks* e complexos graníticos anelares. Ainda de acordo com os autores acima, a colocação destes corpos foi controlada em grande parte por fraturas profundas, situadas nos flancos ou próximo da borda de *grabens* (início do estágio *rift*), assim como por sucessivas reativações durante o Proterozóico (1.400-900Ma). Os granitos rapakivi e os *Younger Granites* são os que contêm as mineralizações primárias de Sn, W, Nb, Ta e terras-raras. A cobertura fanerozóica está representada pelo Grupo Parecis, de idade cretácea, constituído predominantemente por arenitos; Formação Solimões, de idade do Plioceno ao Pleistoceno, constituída por argilitos, arenitos, lateritos e níveis concrecionários. E, finalmente, pela Formação Guaporé, do Holoceno, composta por sedimentos inconsolidados de origem fluvial, representados por cascalho, areia, silte e argila.

## 2.2 Estratigrafia

Foram cartografadas 19 unidades litoestratigráficas, salientando-se que, na grande maioria dos casos, foram criadas novas denominações, principalmente para as associações do embasamento cristalino, levando em conta que estas novas unidades faziam parte de grandes complexos (englobando vários litótipos) como os complexos: Basal, Jamari, Xingu, e que neste mapeamento, realizado numa escala de maior detalhe, foram individualizadas. Os critérios utilizados para a elaboração da coluna litoestratigráfica basearam-se nas seguintes premissas: relações de campo, datações radiométricas, petrografia, análises químicas e correlação litológica com unidades definidas em trabalhos anteriores realizados no Cráton Amazônico. Devido à escassez de informações geocronológicas disponíveis, e de exposições adequadas, algumas unidades não puderam ser satisfatoriamente discriminadas. Contudo, de uma forma pioneira na cartografia da região, procurou-se subdividir as grandes unidades a partir da integração das informações obtidas no mapeamento, com informações geofísicas e geoquímicas, que proporcionaram a elaboração da coluna litoestratigráfica detalhada, conforme mostrado na figura 2.2.

1) Complexo Granulítico Santa Luzia (unidades 16, 17, 18 e 19) – Rochas da infra-estrutura, do Proterozóico Inferior, onde predominam granulitos básicos com imbricações, por cavalgamentos, de enderbitos e trondhjemitos. Em alguns afloramentos

pode-se recuperar o caráter intrusivo dos trondhjemitos nos granulitos básicos, e por conseguinte, os mesmos estão dispostos um pouco acima dos granulitos básicos na coluna. Os gnaisses calcissilicáticos são interpretados como fragmentos da supra-estrutura que foram englobados durante a ascensão das rochas granulíticas (figura 2.3).

2) Suíte Metamórfica São Felipe (unidade 15) – De possível idade proterozóica média, compreende *augen* gnaisses e ortognaisses bandados, cinzentos, sintangenciais, intrudidos pelos granitos alcalinos.

3) Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (unidades 11, 12, 13 e 14) – Rochas da supra-estrutura, do Proterozóico Médio, onde foram individualizadas unidades com predominância de mica-quartzo xistos, interdigitados com biotita paragnaisses, além de intercalações de anfibolitos, calcissilicáticas maciças, metatufos e quartzitos. O metamorfismo de médio grau está associado a processos de transposição e milonitização em regime compressivo oblíquo, obliterando os referenciais de base e topo desta seqüência. Pressupõe-se que os sedimentos psamo-pelíticos constituam a base da mesma.

4) Suíte Granítica Rio Pardo (Unidades 7, 8 e 9): – São corpos intrusivos ácidos alcalinos, de regime tardi a pós-tangencial, do Proterozóico Médio, nos quais são diferenciadas das fácies São Pedro e Rio Pardo.

4.a) Fácies Rio Pardo (Unidades 7, 8 e 9) – Nestas fácies predominam os termos monzogranito e granodiorito, com granulação variando de fina a média, textura porfiróide e colorações cinza e rósea.

4.b) Fácies São Pedro (Unidade 10) – São corpos de hornblenda granito alcalinos estratóides, de granulação fina a média, coloração rósea e textura porfirítica.

5) Formação Pimenta Bueno (Unidades 4, 5 e 6) – São associações de origem marinha, fluvial e glacial, representadas por folhelhos, arenitos e paraconglomerados, confinados em uma bacia intracratônica tipo *graben*, relacionadas ao Permo-Carbonífero.

6) Fanglomerados (Unidade 3) – São sedimentos inconsolidados, mal selecionados, com clastos angulosos dispersos em matriz areno-argilosa, localizados em sopé de elevações.

7) Lateritos Imaturos (Unidade 2) – Produtos de processos de laterização dos sedimentos de cobertura. São de coloração escura, com hábitos botrioidal e concrecionário de granulação fina.

8) Depósitos Aluvionares do Quaternário (Unidade 1) – Cascalhos, areias, siltes e argilas restritas às calhas dos rios.

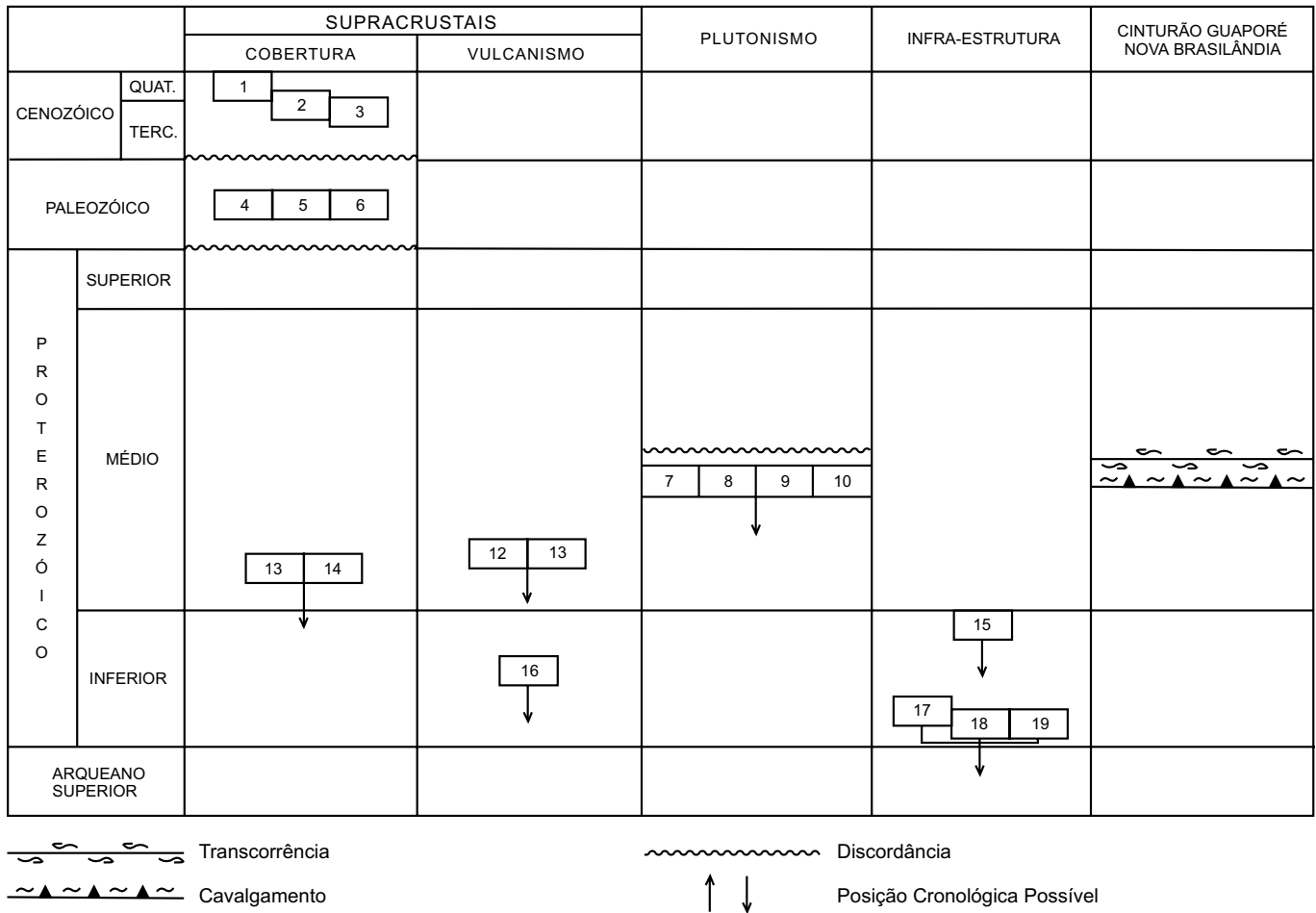
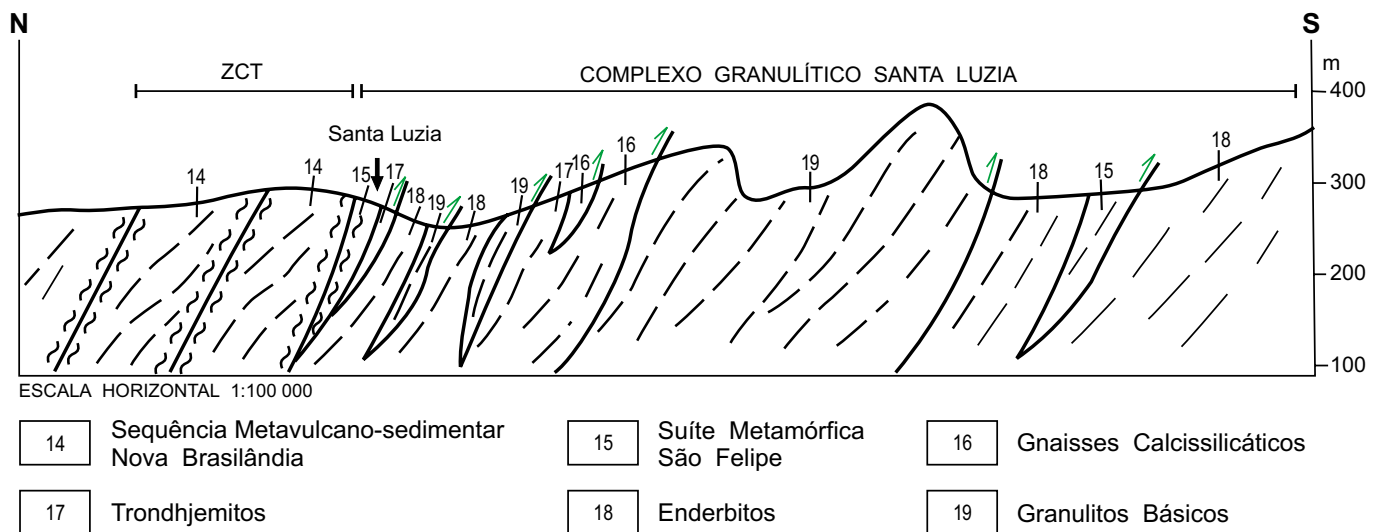


Figura 2.2 – Coluna litoestratigráfica da Folha Rio Pardo.



ZCT – Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco

Figura 2.3 – Seção-tipo do Complexo Granulítico Santa Luzia, na linha 184 para sul da cidade de Santa Luzia.

## 2.2.1 Complexo Granulítico Santa Luzia (Unidades 16 a 19)

### 2.2.1.1 Comentários Gerais

Os trabalhos anteriores referentes à região estudada são de caráter regional (Lobato *et al.*, 1966/67; Souza *et al.*, 1975; Pinto Filho *et al.*, 1976; Teixeira & Tassinari, 1977; Leal *et al.*, 1978; Isotta *et al.*, 1978), apresentam várias denominações para um amplo grupo de rochas consideradas como Embasamento Cristalino, Complexo Basal, Complexo Xingu e Complexo Jamari, nos quais incluem termos granulíticos, gnáissicos, graníticos, xistos e migmatitos. Neste trabalho, com a individualização cartográfica dos conjuntos litológicos menores, assim como a caracterização petrológica e química dos mesmos, propõe-se a denominação formal de Complexo Granulítico Santa Luzia, ao conjunto litológico de alto grau metamórfico, constituído por gabros granulitizados, enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. Tendo como seção-tipo, a linha 184, a sul da cidade de Santa Luzia do Oeste (figura 2.3).

### 2.2.1.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O complexo ocorre em uma faixa estreita de direção WNW-ESE com largura de aproximadamente 12km e extensão conhecida de 110km. Aflora na porção sul da folha, limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Rio Branco, que passa pela cidade de Santa Luzia do Oeste (figura 4). Apresenta formas de relevo bastante acentuadas, constituindo serras e ondulações alongadas, seguindo o *trend* principal da foliação. Os contatos entre as litologias são bruscos e concordantes, resultantes da forte imbricação tectônica a que foram submetidas. Em alguns afloramentos foram observados trondhjemitos mostrando relações de intrusão nos granulitos básicos.

### 2.2.1.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

As rochas agrupadas neste complexo são representadas por granulitos básicos (noritos, gabros), enderbitos, trondhjemitos e supracrustais alóctones (гнаisses calcissilicáticos fitados). Ocorrem em corpos distintos atingindo quilômetros de largura,

ou em intercalações de dimensões métricas, concordantes e lenticulares. Apresentam-se fortemente deformados, invariavelmente como milonitos, com forte foliação  $S_n$  que, no quadrante SW, apresenta direção WNW-ESE, e mergulhos de 50 a 80 NE. No restante da folha expõem-se outra faixa separada com mergulhos entre 20 e 80 NE.

## Granulitos Básicos

Sob a designação de granulitos básicos incluem-se rochas faneríticas, com granulação fina a média, mesocráticas e coloração cinza-escuro, especialmente gabros e noritos. A mineralogia essencial inclui plagioclásio (An 40-60), clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda. Apatita, magnetita, titanita, quartzo, com rara biotita e grana, são os acessórios mais freqüentes. A recristalização da paragênese: ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio-hornblenda, indica condições metamórficas da subfácies hornblenda-ortopiroxênio granulito. Feições primárias

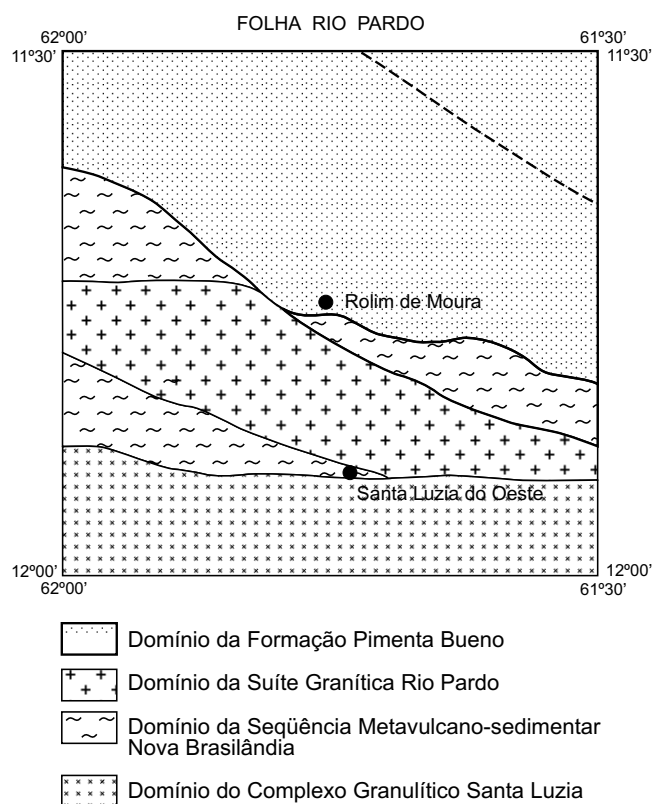


Figura 2.4 – Distribuição geográfica dos principais domínios da Folha Rio Pardo.

preservadas tipo textura cumulática, ofítica e subofítica, são observadas em poucas seções. O episódio metamórfico-deformacional ( $D_{n+1}$ ) em geral oblitera essas feições, desenvolvendo uma forte anisotropia estrutural, evidenciada pelas texturas protomiloníticas e blastomiloníticas. A forte anisotropia regional dos granulitos básicos, especialmente manifestada nas zonas de intensa deformação, é marcada por texturas granoblásticas com forte orientação mineral que pode evoluir para um bandamento máfico-félsico. A granulação fina da matriz granoblástica é localmente acompanhada de porfiroclastos lenticulares de plagioclásio, caracterizados por subgranulação periférica, recuperação, extinção ondulante, e lamelas de geminação encurvadas. Os piroxênios estão rotacionados segundo a direção do fluxo milonítico, onde alguns cristais, não totalmente recristalizados, exibem evidências de fortes deformações intracristalinas, como bandas de deformação e subgrãos. Muitas vezes ocorrem como relictos no interior de cristais de hornblenda neoformada. A substituição do ortopiroxênio primário por hornblenda secundária, em certos locais observados nos granulitos básicos e nos enderbitos, indica condições decrescentes de temperatura, após o episódio de *annealing* termoestático responsável pela recristalização pós-cinemática da matriz poligonal (figura 2.5).

### **Enderbitos**

Os enderbitos são hornblenda-ortopiroxênio gnaisses tonalíticos, com coloração cinza-esverdeado, que em amostras frescas apresentam uma falsa aparência maciça e, entretanto, em superfícies intemperizadas, revelam forte foliação milonítica. Os constituintes essenciais estão representados por quartzo, plagioclásio (An 20-35), clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, biotita. O feldspato alcalino é raro, comumente encontrado como intercrescimento antipertítico nos plagioclásios. Os acessórios mais comuns incluem zircão, apatita, titanita e magnetita. A recristalização da paragênese: quartzo-plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio-hornblenda-biotita, indica condições da subfácies hornblenda-ortopiroxênio granulito. A textura granoblástica-alongada é a mais característica, representada por agregados de cristais alongados de plagioclásio e quartzo que conferem à rocha uma estrutura planar, acentuada pela orientação dos fêmicos: piroxênios, hornblenda e biotita. Os cristais

de quartzo constituem *ribbons* regulares, orientados segundo a principal superfície de anisotropia. Dependendo da intensidade deformacional, apresentam-se como protomilonitos a blastomilonitos. A textura porfiroclástica é representada principalmente por clastos de plagioclásio e quartzo, os quais apresentam distorções reticulares, desenvolvendo extinção ondulante, subgranulação e recuperação, além de lamelas de geminação encurvadas no plagioclásio. Com o incremento da deformação, o plagioclásio adquire formas lenticularizadas e o quartzo constitui agregados policristalinos tipo ribbon. Os prismas de hornblenda e piroxênios exibem forte disposição planar, orientada segundo o fluxo milonítico.

### **Trondhjemitos**

Os trondhjemitos, em termos de metamorfismo e deformação, se assemelham aos enderbitos. São ortognaisses tonalíticos, leucocráticos, de granulação fina a média, coloração cinza-claro, equigranulares. Mostram uma assembléia mineral essencial a plagioclásio (An 15-35), quartzo, biotita, hornblenda; raramente clino e ortopiroxênio. Os acessórios mais comuns são: zircão, titanita, ilmenita. Texturalmente predominam os tipos com textura granoblástica-alongada, com os cristais de quartzo recristalizados em forma de *ribbons*. Nas zonas de mais elevada taxa deformacional, predominam os termos miloníticos (protomilonito a blastomilonito) que destacam-se por uma forte redução granulométrica, desenvolvendo, simultaneamente, processos de recristalização sintectônica. De um modo geral, mantêm os mesmos aspectos texturais mineralógicos e faciológicos (embora com raro hiperstênio) dos enderbitos anteriormente citados.

### **Gnaisses Calcissilicáticos**

Os gnaisses calcissilicáticos ocorrem em frequente associação (provavelmente alóctone) com as rochas granulíticas do Complexo Granulítico Santa Luzia e, raramente, com a Seqüência Meta-vulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Apresentam-se como um enxame de corpos lenticulares, concordantes com a estruturação regional, com espessuras métricas a centimétricas e extensão de poucos quilômetros. Mostram um característico bandamento regular, representado por bandas milimétricas, compostas por material quartzo-feldspático (bandas félsicas) e por minerais ferromagnesianos (bandas máficas). A granulação é

MINERAIS	MS <sub>1</sub>	MP <sub>1</sub>	MS <sub>2</sub>
PLAGIOCLÁSIO			
ORTOPIROXÊNIO			
HORNBLENDA			
BIOTITA			
QUARTZO			
ESTÁGIO DE RECRISTALIZAÇÃO	sin-cinemático	pós-cinemático	sin-cinemático
SUPERFÍCIES FORMADAS	Sn	—	Sn + 1

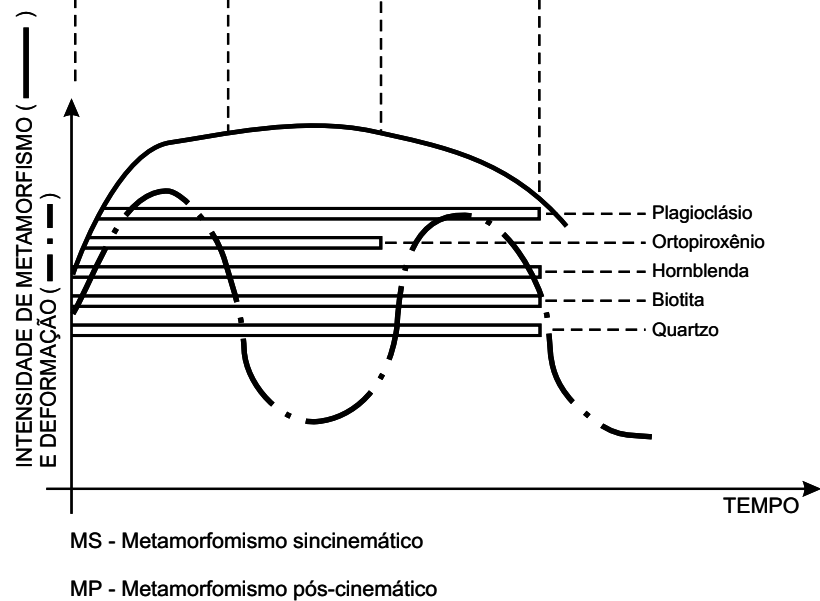


Figura 2.5 – Diagrama das relações entre formação mineral x deformação nos enderbitos e granulitos básicos.

fina (0,02 a 0,8mm), com coloração cinza-esbranquiçada a verde-rosa. Apresentam uma assembléia mineral variada, formada por plagioclásio (An 40-60), quartzo, diopsídio, titanita, hornblenda, granada, escapolita, tremolita, carbonato, e raramente microclínio. Os acessórios principais são apatita, epidoto e sulfetos. As texturas micros-

cópicas são do tipo granoblástica-alongada e granoblástica-poligonal e não são apropriadas para o estabelecimento de relações entre formação mineral e metamorfismo. O diopsídio é a fase mineral dominante; apresenta-se de maneira geral recristalizado sob formas xenomórficas, constituindo juntamente com granada-grossulária e hornblenda as

bandas máficas. As paragêneses calcissilicáticas, ao contrário das pelíticas, não fornecem boas indicações das condições metamórficas atuantes. Isso se deve à influência da pressão de CO<sub>2</sub> na estabilização das paragêneses. Mesmo assim, a estabilização do clinopiroxênio escapolita seria isofacial com o intervalo superior da fácies anfíbolito até a fácies granulito e corresponderia à zona da sillimanita em metapelitos. Os gnaisses calcissilicáticos mostram-se homogêneos em seus aspectos texturais, mineralógicos e nos padrões deformacionais. A composição mineralógica, granulometria, textura e o característico bandamento milicentimétrico das rochas calcissilicáticas sugerem que a origem esteja vinculada a processos de sedimentação do tipo vulcanogênico-exalativo, com posterior imbricamento tectônico com os ortognaisses granulíticos. Principalmente através das rampas de cavalgamento, que proporcionaram o fatiamento do corpo, originariamente maior, em dezenas de lentes menores, aloctonamente justapostas aos granulitos.

#### 2.2.1.4 Litogeoquímica e Petrogênese

##### Enderbitos

A tabela 2.1 mostra a pequena diversidade composicional analisada, bem como seu caráter pouco diferenciado: SiO<sub>2</sub> entre 49,2 e 54%; CaO entre 7,6 e 11,5%. O caráter calcialcalino está evidenciado em diagramas binários a FeO/MgO-SiO<sub>2</sub>. A distribuição dos ETR normalizados ao condrito (figura 2.6) mostra: 1) padrão fortemente fracionado (LaN/LuN entre 8,29 e 12,74); 2) fortes enriquecimentos nos ETRL (LuN >100 X o condrito); fortes anomalias negativas de Eu (EuN/Eu\* entre 0,56 e 0,69). Trata-se de padrão característico de associações calcialcalinas tipo cordilheiranas (Pitcher, 1983), desenvolvidas em margens continentais ativas, onde o enriquecimento em ETRL e em outros elementos litófilos de raio iônico grande (LILEs) pode ser atribuído ao prévio metassomatismo de cunha mantélica subjacente à crosta oceânica toleítica subductada e/ou contaminação em crosta continental matura. As anomalias negativas de Eu, podem ser atribuídas à diferenciação em crosta continental estável, onde o plagioclásio deve ter desempenhado um importante papel retentor (resíduo anortosítico). A presença de variação composicional desde termos dioríticos a tonalíticos, é mais uma evidência da evolução de uma série cordilheirana “expandida”

*Tabela 2.1 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.*

Amotra	SJ-505A	SJ-551
VN #	2,0	2,0
J	1	1
K	4	4
L	40	40
SiO <sub>2</sub>	54,00	49,20
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	18,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,70	3,50
FeO	6,90	5,90
MnO	0,14	0,13
MgO	4,40	5,30
CaO	7,60	11,50
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,80
K <sub>2</sub> O	2,10	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,32
H <sub>2</sub> O	0,30	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,10
Total	99,8	100,1
Zr	391	141
Y	98	80
Sr	103	94
Rb	53	20
Cu	55	70
Co	35	30
Ni	30	30
Cr	75	125
Ba	340	110
La	43,61	30,45
Ce	99,39	71,75
Nd	42,86	32,73
Sm	8,83	6,79
Eu	1,51	1,16
Gd	7,12	5,52
Dy	5,91	5,27
Ho	1,12	1,03
Er	2,72	2,63
Yb	1,93	2,02
Lu	0,23	0,25
LaN/LuN	19,51	12,74
LaN/SmN	3,11	2,83
EuN/Eu*	0,56	0,56

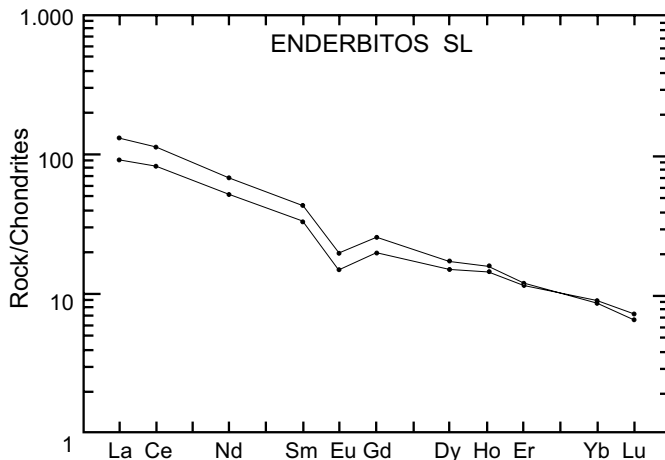


Figura 2.6 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

(Pitcher, 1983). Nesse caso, os gabros toleíticos da unidade, abaixo detalhados, poderiam se constituir em excelentes candidatos à fonte do magmatismo enderbítico (figura 2.7). Em diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo, a associação mostra forte enriquecimento nos elementos incompatíveis, forte depleção em Sr e Ti (figura 2.8). Por serem rochas dioríticas com grau de diferenciação similar ao dos gabros encaixantes, a discriminação entre as duas suítes nem sempre é prontamente obtida. Por essa razão, o aspecto de normalização é muito funcional, pois, permite uma pronta distinção, com base na comparação entre os níveis de enriquecimento nos elementos incompatíveis: a seção esquerda do envelope dos dioritos é acentuadamente mais enriquecida quando comparada com a dos gabros encaixantes.

### Metagabros

A tabela 2.2 mostra o intervalo composicional do grupo. A  $\text{SiO}_2$  entre 41,3 e 51,3%;  $\text{TiO}_2$  entre 0,73 e 2,7%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 12,3 e 18,9%;  $\text{MgO}$  entre 6,3 e 10,7%; e  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,24 e 1,10%; Cr entre 50 e 325ppm e Ni entre 85 e 225ppm. A persistência de baixos valores de  $\text{MgO}$ , Ni e Cr indicam não tratar-se de magma primário nem predominância de processos cumulático. O caráter toleítico é evidenciado tanto em diagramas ternários AFM (figura 2.9), tanto em diagramas binários tipo  $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  (figura 2.10). Em diagramas ternários empregando óxidos ( $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ou elemen-

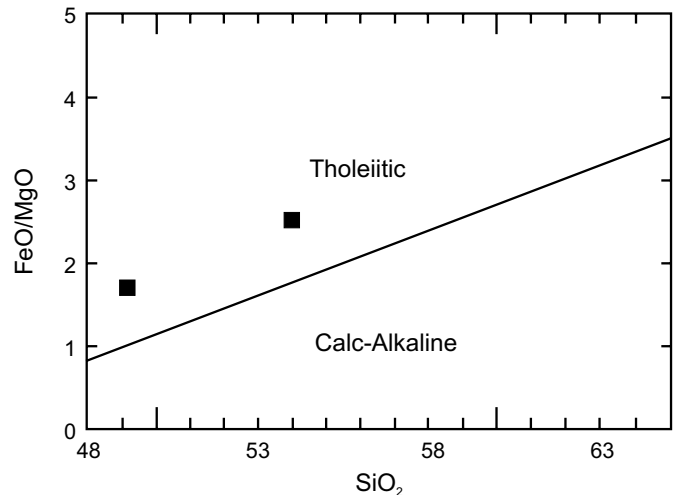


Figura 2.7 – Diagrama binário  $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

tos-traço considerados menos móveis ( $\text{Zr}-\text{Ti}/100-\text{Y}/3$ ;  $\text{Zr}/\text{Ti}/100/\text{Sr}/2$ ) (com todas as restrições que o emprego em rochas plutônicas de diagramas construídos para vulcânicas) parece haver uma certa consistência no espalhamento da maior parte das análises nos campos dos basaltos de assoalho oceânico (figura 2.11). As características de magmas secundários evoluídos em condições crustais, sugeridas pelos baixos teores de  $\text{MgO}$ , Cr e Ni, são reforçadas pela presença de anomalias negativas de Eu nos espectros de ETR, normalizados ao condrito (figura 2.12), sinalizando para a derivação a partir de líquidos anortosíti-

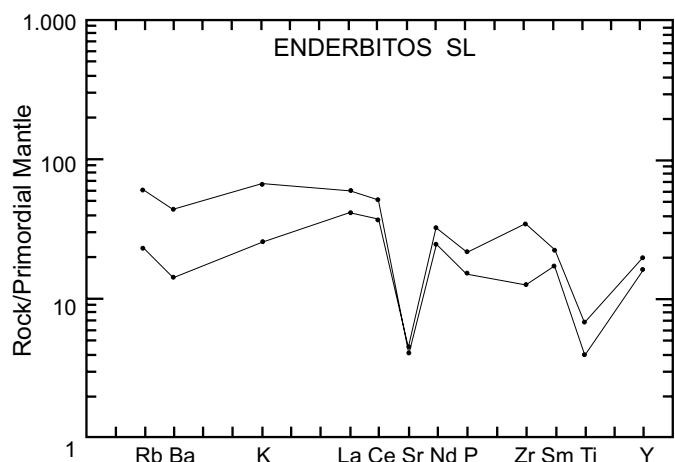


Figura 2.8 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

*Tabela 2.2 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.*

Amostra	SJ-383	SJ-394	SJ-412	SJ-420	SJ-436	SJ-455	SJ-458	SJ-463
VN #	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	46,40	46,90	47,60	47,30	44,80	41,30	46,40	51,30
TiO <sub>2</sub>	1,50	2,70	1,50	1,40	0,83	0,42	1,90	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	14,20	15,60	18,90	18,00	17,00	16,10	14,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	6,10	4,20	4,00	3,90	1,90	3,60	3,60
FeO	8,40	8,60	6,30	5,80	5,50	5,10	8,20	6,70
MnO	0,18	0,17	0,14	0,13	0,12	0,10	0,14	0,14
MgO	8,30	6,30	7,60	8,30	12,10	10,60	7,90	8,70
CaO	10,70	9,50	11,60	9,80	9,70	10,20	10,90	1,70
Na <sub>2</sub> O	2,20	3,20	3,20	3,00	2,00	1,90	3,20	2,40
K <sub>2</sub> O	0,48	0,48	0,36	0,36	0,36	0,61	0,48	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,61	0,22	0,25	0,09	0,14	0,22	0,13
H <sub>2</sub> O	0,70	0,40	0,90	0,50	2,00	0,60	0,20	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,30	0,40	0,30	0,50	0,30	0,20	0,20
Total	99,90	99,50	99,60	100,00	99,90	90,20	99,40	100,00
Zr	95	247	136	71	59	79	109	108
Y	38	80	40	23	13	36	33	17
Sr	131	98	137	232	70	120	134	103
Rb	0	0	0	10	10	10	0	0
Cu	90	35	50	30	20	25	55	65
Co	55	50	45	50	45	40	50	50
Ni	150	65	45	145	215	210	80	120
Cr	250	175	250	100	325	350	175	75
Ba	290	200	85	120	185	130	100	190
La	11,18	17,97	5,85	7,10	8,34	10,51	1,73	10,78
Ce	29,58	41,88	15,26	17,57	15,58	15,23	4,13	25,58
Nd	15,72	23,71	9,18	9,97	9,14	9,77	2,03	12,65
Sm	3,74	6,21	2,66	2,45	2,31	2,00	0,51	2,79
Eu	1,06	1,56	0,75	0,72	0,73	0,44	0,17	0,90
Gd	3,58	6,24	2,68	2,23	2,30	1,68	0,57	2,55
Dy	3,56	6,94	2,61	2,01	2,79	1,76	0,65	2,81
Ho	0,69	1,40	0,50	0,39	0,57	0,37	0,13	0,57
Er	1,78	3,84	1,24	0,98	1,64	1,13	0,85	1,55
Yb	1,29	3,11	0,89	0,67	1,29	0,90	0,28	1,20
Lu	0,17	0,38	0,11	0,09	0,18	0,13	0,03	1,16
LaN/LuN	6,71	4,91	5,52	8,18	4,73	8,46	5,80	7,04
LaN/SmN	1,88	1,82	1,38	1,82	2,28	3,31	2,12	2,43
EuN/Eu*	0,88	0,76	0,85	0,92	0,96	0,72	0,99	0,78



Tabela 2.2 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia (continuação).

Amostra	SJ-505B	SJ-518	SJ-520	SJ-548	SJ-554
VN #	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0
J	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	0,00	46,10	47,90	49,20	47,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,83	1,70	1,80	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	18,00	16,10	16,10	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	2,30	3,20	3,30	2,70
FeO	0,00	6,70	6,70	7,90	11,80
MnO	0,00	0,12	0,14	0,14	0,05
MgO	0,00	10,70	7,80	7,40	7,00
CaO	0,00	10,90	10,50	10,70	10,80
Na <sub>2</sub> O	0,00	3,00	3,00	2,40	3,50
K <sub>2</sub> O	0,00	0,24	1,10	0,61	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,17	0,40	0,32	0,24
H <sub>2</sub> O	0,00	0,40	0,70	0,10	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10
Total	1,00	99,60	99,30	100,10	99,70
Zr	0	89	203	145	172
Y	0	10	58	56	54
Sr	0	98	148	87	74
Rb	0	0	11	0	0
Cu	10	110	75	90	75
Co	10	50	35	45	40
Ni	25	225	105	85	55
Cr	50	200	175	225	150
Ba	100	75	285	140	110
La	0,00	6,36	15,78	0,00	9,36
Ce	0,00	15,07	34,87	29,96	23,53
Nd	0,00	7,02	18,94	15,93	15,79
Sm	0,00	1,68	4,58	3,84	4,53
Eu	0,00	0,47	1,16	0,96	1,24
Gd	0,00	1,62	4,24	3,46	4,82
Dy	0,00	1,53	5,27	3,62	5,74
No	0,00	0,30	1,09	0,70	1,17
Er	0,00	0,78	3,16	1,79	3,30
Yb	0,00	0,57	2,78	1,40	2,65
Lu	0,00	0,07	0,36	0,18	0,33
LaN/LuN	0,00	9,05	4,54	6,91	2,93
LaN/SmN	0,00	2,38	2,17	2,00	1,30
EuN/Eu*	0,00	0,85	0,79	0,79	0,81

*Tabela 2.2 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia (continuação).*

Amostra	SJ-556	SJ-561	SJ-566	SJ-620	SJ-621	SJ-629	SJ-645
VN #	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0
J	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	49,50	46,10	0,00	48,30	50,10	48,20	48,50
TiO <sub>2</sub>	0,94	1,50	0,00	1,50	1,30	2,10	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	17,00	0,00	16,50	15,10	12,30	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	3,30	0,00	3,20	3,20	2,90	4,00
FeO	8,00	8,50	0,00	7,80	8,10	12,20	8,60
MnO	0,13	0,15	0,00	0,15	0,15	0,24	0,20
MgO	7,70	8,00	0,00	7,90	7,90	7,10	6,40
CaO	10,70	10,20	0,00	10,70	10,70	10,40	10,60
Na <sub>2</sub> O	4,10	2,60	0,00	2,40	1,80	2,60	2,40
K <sub>2</sub> O	0,85	0,36	0,00	0,48	0,67	0,36	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,19	0,00	0,18	0,18	0,22	0,33
H <sub>2</sub> O	0,60	1,50	0,00	0,50	0,40	1,00	1,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,30	0,00	0,20	0,10	0,10	0,20
Total	99,90	99,70	1,00	99,80	99,70	99,70	99,10
Zr	232	151	0	133	153	154	223
Y	37	50	0	34	10	56	68
Sr	75	75	0	81	84	57	121
Rb	10	10	0	13	0	0	0
Cu	55	100	0	95	70	80	110
Co	35	45	0	40	40	50	55
Ni	40	120	0	120	85	35	80
Cr	150	225	0	175	225	50	175
Ba	140	95	0	95	150	120	140
La	10,43	7,36	0,00	10,85	12,48	9,64	15,80
Ce	26,77	17,60	0,00	25,55	30,49	23,71	38,92
Nd	14,25	11,22	0,00	13,90	14,30	14,67	21,89
Sm	3,29	3,14	0,00	3,60	4,03	4,45	5,93
Eu	0,91	0,87	0,00	0,98	0,96	1,18	1,52
Gd	3,11	3,37	0,00	3,58	3,84	4,71	5,85
Dy	3,29	4,17	0,00	4,54	4,36	6,22	7,29
Ho	0,65	0,86	0,00	0,96	0,84	1,28	1,51
Er	1,74	2,46	0,00	2,88	2,11	3,62	4,30
Yb	1,40	2,01	0,00	2,54	1,66	3,14	3,80
Lu	0,18	0,26	0,00	0,33	0,22	0,14	0,48
LaN/LuN	5,98	2,95	0,00	3,37	6,00	2,47	3,42
LaN/SmN	2,00	1,47	0,00	1,90	1,95	1,36	1,68
EuN/Eu*	0,86	0,81	0,00	0,82	0,74	0,79	0,78

cos, portadores de anomalias positivas complementares. Essa mesma situação é sugerida pelas fortes anomalias negativas de Sr mostradas em diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (figura 2.13). Fracionamento de um magma primário a partir de plagioclásio, olivina e clinopiroxênio poderia ser um bom modelo para explicar a gênese dessa associação. O espectro de ETR mostra também forte enriquecimento em ETRL que, somado ao forte enriquecimento

nos elementos incompatíveis mostrado no aranhograma da figura 2.13 é outro indicativo de contaminação crustal para o magma. Ou metassomatismo prévio da fonte mantélica, similar ao admitido para os toleítos EAT/TH<sub>2</sub> (Condie, 1981), ou de seus homólogos modernos. Gabros e basaltos com essas características químicas têm sido caracterizados em todos os continentes, em íntima associação com gnaisses TTG e têm sido interpretados como remanescente de assoalho oceânico (e.g. Park &

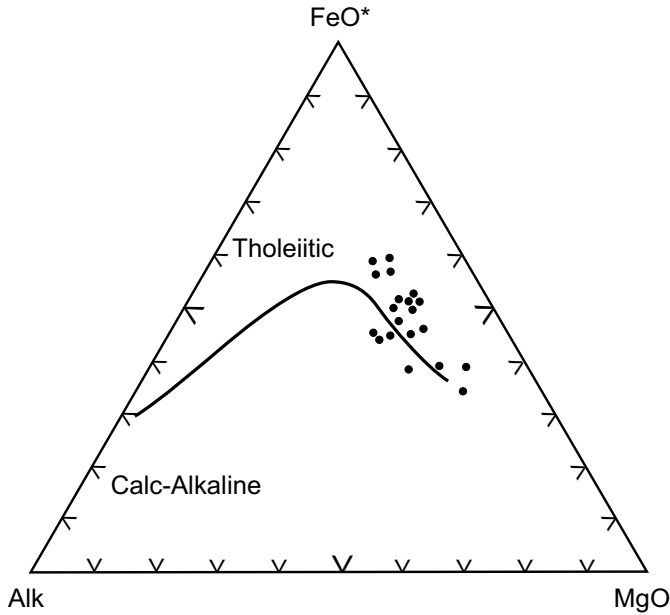


Figura 2.9 – Diagrama ternário AFM dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

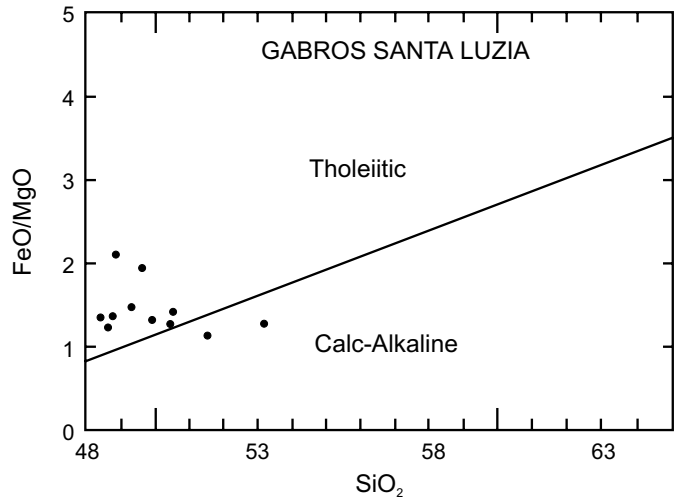


Diagrama 2.10 – Diagrama binário FeO/MgO-SiO<sub>2</sub> dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

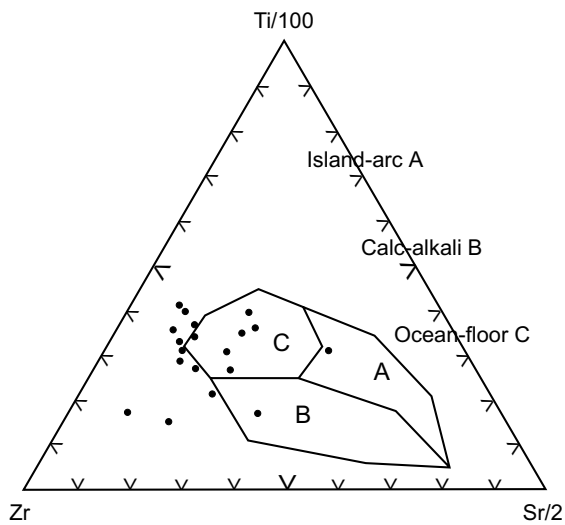


Figura 2.11 – Diagrama ternário empregando os elementos-traço menos móveis dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

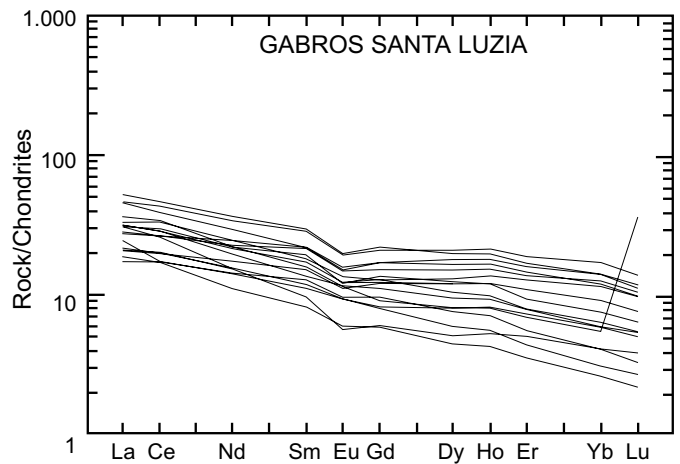


Figura 2.12 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

Tarney, 1991), inclusive no Brasil (Silva, 1991). A depleção moderada a forte nos ETRP (figura 2.12) é indicativa de fonte mantélica profunda, situada no campo de estabilidade da granada, retentora desses elementos. Gabros e noritos com afinidades oceânicas e similaridades com os denominados EAT/TH<sub>2</sub> constituem o principal componente do Complexo Granulítico Santa Luzia. São toleíitos de baixo MgO e não constituem magmas primários: sofreram diferenciação e, quem sabe, forte contaminação crustal. Diferentemente do observado em outras associações do gênero, os granulitos ácidos a eles associados não pertencem à uma típica série TTG. E, conseqüentemente, não podem ser interpretados como deles derivados a partir de fusão subcrustal, através do denominado processo em “dois estágios”. Podem, no entanto, ser a eles (gabros) indiretamente relacionados, em um processo cordilheirano, com subducção prévia dos toleíitos, fusão da cunha mantélica sobrejacente e extração dos magmas precursores que, por diferenciação e contaminação em níveis intermediários da crosta continental, resultariam na associação tonalítica-diorítica calcialcalina posteriormente granulitizada (enderbitos).

### 2.2.1.5 Assinatura Geofísica

O mapa de interpretação magnético (figura 2.14) discrimina com clareza o complexo na porção sul da folha, como pertencente ao Domínio Magnético I. Delimita inclusive o contato norte, através de uma

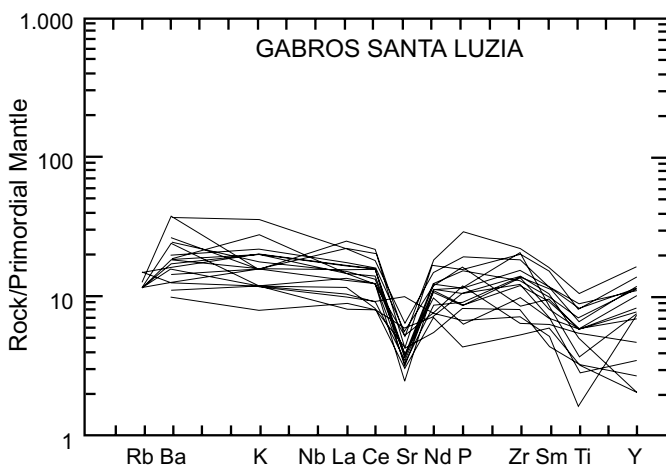


Figura 2.13 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

zona de cisalhamento. As porções máficas do complexo, de modo geral, estão assinaladas por anomalias magnéticas bem definidas. Outras assinaturas magnéticas marcantes, são as zonas de cisalhamento e lineamentos estruturais com direções EW, NW e NE. A gamaespectrometria mostrou baixa radioatividade dessas rochas, devida aos baixos teores de K, U e Th, delimitando assim, a ocorrência do complexo e o seu contato com a Suíte Granítica Rio Pardo ao norte. O corpo de trondhjemitos ao sul de Santa Luzia, em forma de *bumerang*, está bem representado pela unidade radiométrica R<sub>2</sub> (figura 2.15).

### 2.2.1.6 Idade e Correlação

Embora o Complexo Granulítico Santa Luzia tenha sido reconhecido e cartograficamente discriminado pela primeira vez no presente trabalho, referências a rochas granulíticas são conhecidas na literatura regional, no Complexo Basal de Souza *et al.* (1975), Pinto Filho *et al.* (1977), Complexo Xingu de Leal *et al.* (1978) e no Complexo Jamari de Isotta *et al.* (1978). O Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Bárbara, definido por Menezes *et al.* (1991) na região de Pontes e Lacerda (MT), apresenta similaridades petrográficas com o presente, especialmente pela presença de uma associação básica riolítica e outra félsica tonalítico-trondhjemitica. Embora, como no presente caso, não haja dados geocronológicos específicos, o Complexo Santa Bárbara foi correlacionado ao Complexo Granulítico Lomas Maneches, na Bolívia (Litherland *et al.*, 1986). Nesse trabalho, além de evidenciarem a presença de termos noríticos e enderbíticos associados a rochas supracrustais, os autores obtiveram uma isócrona de Rb/Sr de 1.961Ma. para os granulitos Lomas Maneches, atribuindo idade mínima transamazônica para os mesmos. Teixeira & Tassinari (1984) obtiveram uma isócrona Rb/Sr utilizando amostras de charnockito, gnaisses e granitos, que indicou a idade de 1.450Ma (Proterozóico Médio) para a formação generalizada das rochas do embasamento da denominada Província Rondoniana. No presente trabalho, devido às idades dos granitos tipo Serra da Providência, vulcânicas Uatumã e Formação São Lourenço, admite-se que as rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia foram provavelmente formadas no Proterozóico Inferior (podendo ser mais antigas) e retrabalhadas por intensa tectônica ocorrida no Proterozóico Superior (950Ma).

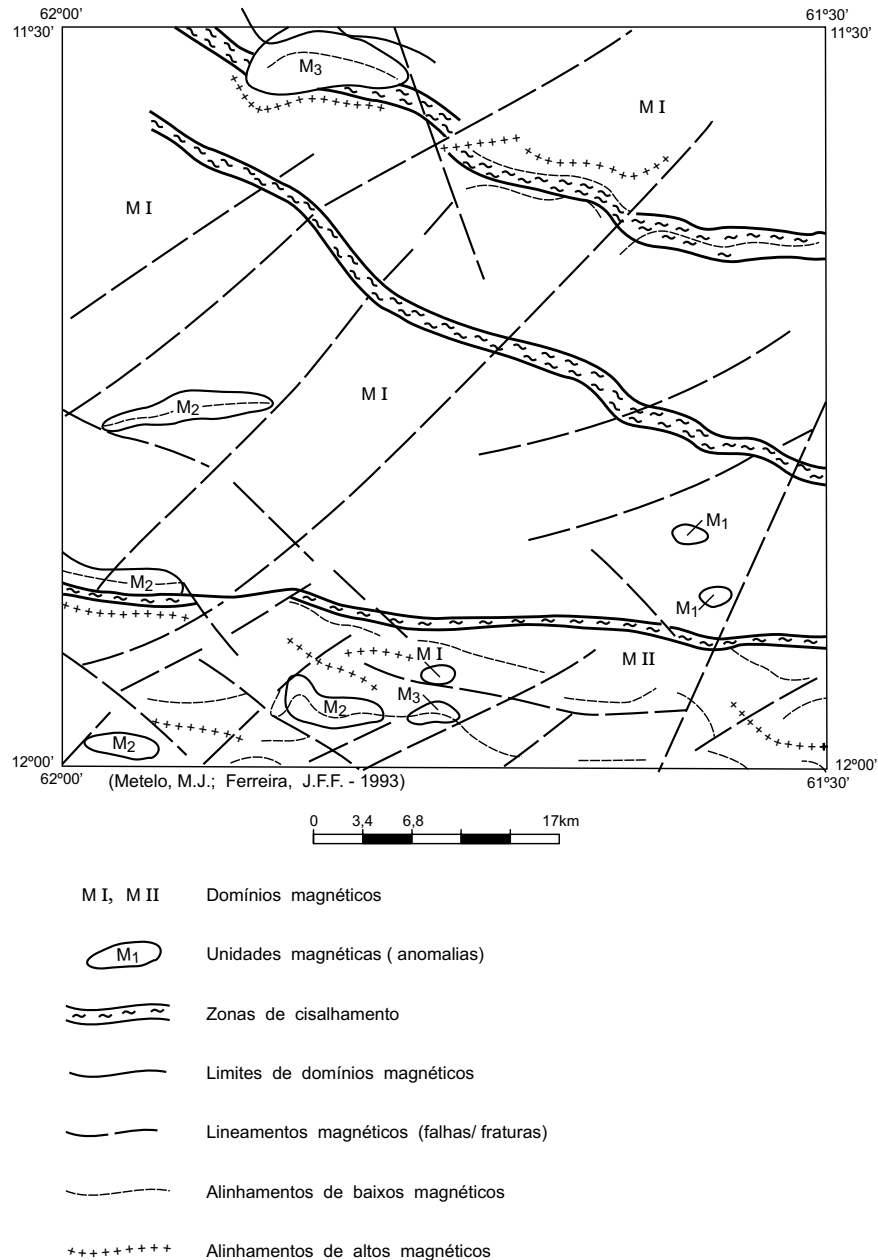


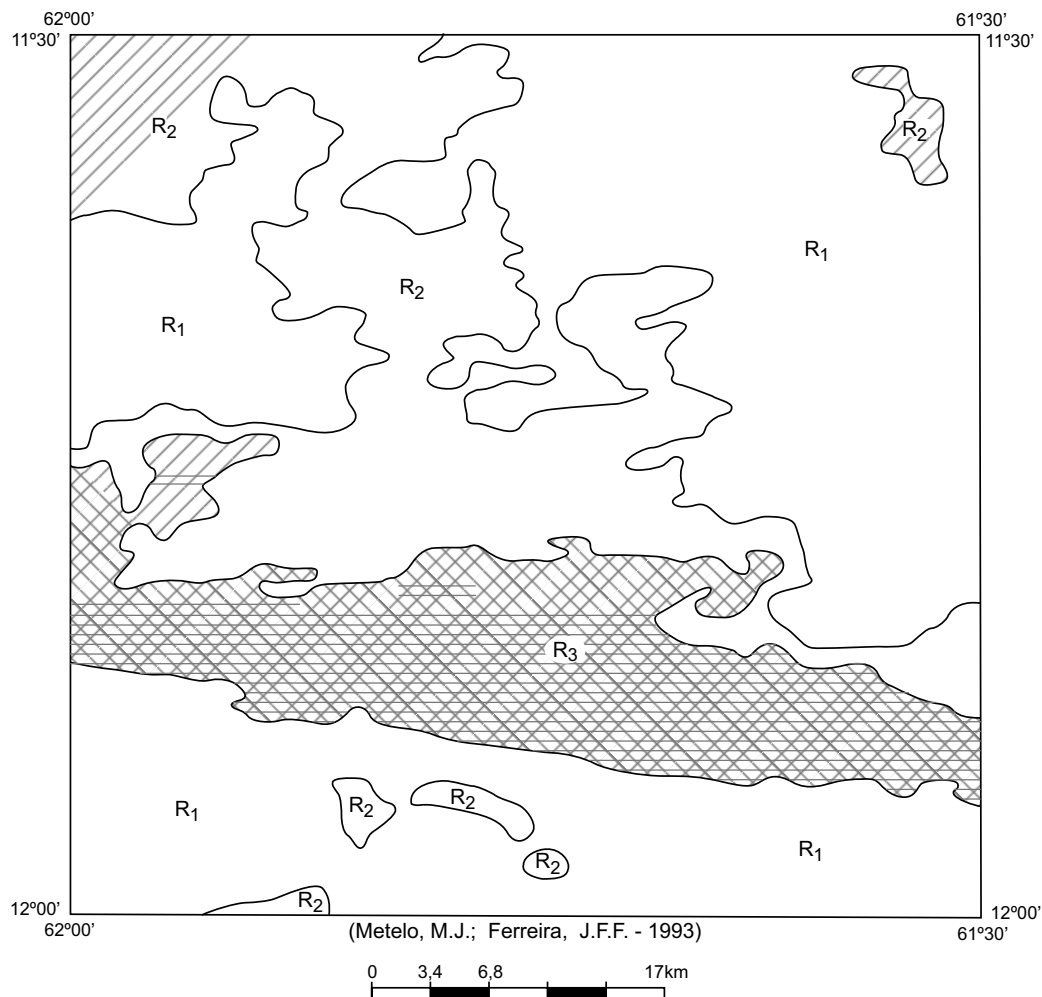
Figura 2.14 – Mapa de interpretação magnética.

## 2.2.2 Suíte Metamórfica São Felipe (Unidade 15)

### 2.2.2.1 Comentários Gerais

À semelhança do que ocorre com as rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia, as rochas desta unidade também eram posicionadas nos denominados complexos Xingu, Basal e Jamari. Entretanto, neste trabalho, devido à escala do

mapeamento, foi possível o reconhecimento dos *augen* gnaisses granodioríticos e ortognaisses tonalíticos cinzentos, como também sua individualização no embasamento indiscriminado. São ortognaisses com metamorfismo de grau médio, para os quais é proposta a designação formal de Suíte Metamórfica São Felipe. Os afloramentos-tipo ocorrem na linha N-S que passa pelo distrito de São Felipe, respectivamente 1km a N e 1,3km a S.



Unidades Radiométricas (C.Total)




- R<sub>1</sub> < 250cps
- R<sub>2</sub> 250 a 350cps
- R<sub>3</sub> 250 a 700cps
-  Áreas com maior concentração de tório (27-60cps)
-  Áreas com maior concentração de urânio (27-57cps)
-  Áreas com maior concentração de potássio (30-80cps)

Figura 2.15 – Mapa radiométrico integrado.

**2.2.2.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato**

Apresenta-se em corpos alongados e lenticularizados, com espessuras centimétricas a quilométricas, acompanhando o *trend* anastomótico do Cinturão de Cisalhamento Guaporé. Encontra-se intercala-

da de forma imbricada com os granulitos do Complexo Santa Luzia e com as rochas da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Apesar de apresentarem foliação concordante, as rochas da Suíte Granítica Rio Pardo mostram, em vários afloramentos, feições de relações intrusivas com as rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

### 2.2.2.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Duas fácies de ortognaisses são diferenciadas nesta unidade. A primeira, predominante, corresponde a um *augen* gnaisse de composição granodiorítica, leuco a mesocrático, granulação média a grossa, eventualmente com termos porfíricos. É caracterizado por forte anisotropia estrutural, e por texturas que variam de granoblástica com granulação média a *augen*, com matriz grosseira. A segunda fácies, corresponde a um gnaisse bandado de composição granodiorítica-tonalítica, de coloração cinza, com textura microporfiroclástica. O bandamento apresenta espessura centimétrica, representado por bandas claras constituídas por quartzo e feldspato; e escuras por biotita e hornblenda. Diferencia-se da primeira fácies pela ausência de megacristais de K-feldspato (*augen*), pelo forte bandamento e composição tonalítica. Ao microscópio apresenta uma composição a plagioclásio (An 30-50), microclínio, biotita, hornblenda e quartzo como minerais essenciais, enquanto que zircão, allanita, titanita, magnetita e, ocasionalmente grana-da, são os acessórios mais comuns encontrados. O plagioclásio ocorre como porfiroclastos, geralmente sericitizados, com efeitos visíveis de deformação e recristalização. Forma agregados granoblástico-poligonais ou granoblástico-alongados e, juntamente com microclínio e quartzo constituem a matriz. O quartzo raramente constitui porfiroclastos, mostra um forte achatamento, cuja extrema ductilidade favoreceu o desenvolvimento de cristais em forma de *ribbon*. A hornblenda e a biotita estão geralmente rotacionadas, recristalizadas e orientadas segundo a direção da foliação milonítica, ou contornando os porfiroclastos de quartzo e feldspato. A textura milonítica se torna evidente pela extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos, poligonização e novos grãos. São feições indicativas de que o desenvolvimento da foliação principal foi contemporâneo com o metamorfismo que gerou e recristalizou a nova paragênese representada por plagioclásio microclínio quartzo hornblenda biotita. A recristalização da hornblenda e biotita, sem mudanças significativas na coloração, sugere temperaturas próximas às temperaturas de cristalização magmática, ou seja, da fácies anfíbolito superior. Outra característica de alta temperatura da fácies anfíbolito, é a subgranulação e recuperação do plagioclásio neoformado, em agregados policristalinos. A granulação média da matriz, constituída por agregados granoblásti-

co-poligonais ou granoblástico-alongados de plagioclásio, intercalados com *ribbons* alongados de quartzo, bem como sombras de pressão assimétricas nos porfiroclastos, caracterizam um regime de deformacional não-coaxial ou cisalhamento simples.

### 2.2.2.4 Litogeoquímica e Petrogênese

Gnaisses tonalíticos: apesar de constituir o componente mais expressivo da suíte, os gnaisses tonalíticos estão representados por apenas duas análises (RB-43a e GR-349, tabela 2.3, além da amostra RB-81, da qual só foram analisados os ETR). Por esse motivo, a caracterização geoquímica e petrogenética foi bastante precária.

Inclui uma análise de tonalito de baixa sílica ( $\text{SiO}_2 = 62,4$ ), além de uma variedade leucocrática, altamente diferenciada, com afinidades trondhjemiticas ( $\text{SiO}_2 = 71,9$ ).

Do ponto de vista dos elementos maiores e traço, exibem evidências de pertecerem a uma associação calcialcalina de baixo-K (trondhjemitica), especialmente devido à depleção em LILEs (elementos litófilos de raio iônico grande):  $\text{K}_2\text{O}$ , entre 1,7 e 0,73%;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ ; Rb entre 32 e 10 e Ba, entre 400 e 110.

Por essas características geoquímicas, poderiam ser designados de gnaisses depletados e podem ser discriminados dos demais ortognaisses-K, de composição granítica (não-depletados).

Ortognaisses sódicos com características químicas similares (depletados) são os componentes mais comuns das raízes dos batólitos cordilheiranos e de arcos-de-ilhas maduros. Ou seja, constituem a maioria das associações pré a sincolisionais. Nesses ambientes ocorrem associadas rochas gabróicas e granitos mais potássicos, constituindo as séries calcialcalinas expandidas (Pitcher, 1983), características das orogenias modernas (fanerozóicas).

A gênese das séries cordilheiranas expandidas está em geral associada à subducção de crosta oceânica toleítica, com hidratação da cunha mantélica sobrejacente, gerando os líquidos que por diferenciação crustal dariam origem a este tipo de associação (e.g. Tarney & Saunders, 1979).

Gnaisses Graníticos – Ao contrário dos gnaisses depletados, os gnaisses potássicos mostram (tabela 2.3) acentuado enriquecimento nos LILEs:  $\text{K}_2\text{O}$ , entre 4,9 a 8,2%; Rb, de 216 a 466; Ba, de 480 a 1.600;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , de 1,5 a 5,0. Além disso, mostram enriquecimento em: Y (de 48 a 88); Zr (de 329 a 808).

*Tabela 2.3 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.*

Amostra	RB-43B	RB-87A	CR-104	RB-112	RB-81	RB-56B
VN #	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
J	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	68,50	79,00	71,90	72,50	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,21	0,31	0,31	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	10,40	13,20	13,20	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,20	1,30	1,80	0,00	0,00
FeO	1,80	0,47	0,67	0,95	0,00	0,00
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00
MgO	0,41	0,08	0,29	0,21	0,00	0,00
CaO	1,80	0,56	1,80	1,70	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,00	1,60	1,60	2,70	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	6,10	5,60	8,20	5,80	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,03	0,07	0,10	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,87	0,78	0,66	0,38	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,15	0,30	0,13	0,00	0,00
Total	100,20	100,10	100,40	99,80	1,00	1,00
Nb	56	10	0	0	0	0
Zr	365	492	0	0	0	0
Y	51	42	0	0	0	0
Sr	448	47	0	0	0	0
Rb	216	266	0	0	0	0
Cu	20	5	5	5	0	0
Pb	40	40	20	40	0	0
Co	5	5	5	5	0	0
Ni	5	5	5	5	0	0
Cr	50	50	50	50	0	0
Ba	1.600	280	1.050	670	0	0
Li	15	2	60	3	0	0
Sn	1	1	3	5	0	0
La	0,00	0,00	0,00	0,00	32,34	67,49
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	87,07	167,80
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	53,67	67,64
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	14,27	14,77
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	2,46	1,25
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	12,89	10,37
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	16,01	9,60
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	3,32	1,97
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	9,58	5,58
Yb	0,00	0,00	0,00	0,00	8,77	4,80
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	0,68
LaN/LuN	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86	10,29
LaN/SmN	0,00	0,00	0,00	0,00	1,43	2,88
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,29



Tabela 2.3 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suite Metamórfica São Felipe (continuação).

Amostra	068	GR-349	050	068A	RB-101	CR-056	RB-043A	RB-87
VN #	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	69,90	62,40	75,10	73,70	51,40	0,00	71,90	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,31	1,50	0,31	0,21	1,30	0,00	0,31	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	13,20	12,30	13,20	13,20	0,00	14,60	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	4,10	1,30	0,73	4,90	0,00	0,99	0,00
FeO	1,40	4,80	0,53	1,10	9,30	0,00	0,53	0,00
MnO	0,05	0,09	0,05	0,05	0,21	0,00	0,05	0,00
MgO	0,29	1,30	0,21	0,25	6,10	0,00	0,37	0,00
CaO	2,10	3,90	0,84	1,50	8,30	0,00	4,80	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,80	5,70	3,00	3,10	2,60	0,00	4,90	0,00
K <sub>2</sub> O	5,60	1,70	5,60	4,90	1,80	0,00	0,73	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,34	0,05	0,08	0,18	0,00	0,14	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,00	0,78	0,66	1,00	0,66	0,00	0,48	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,43	0,26	0,22	0,23	0,15	0,00	0,18	0,00
Total	100,20	100,10	100,20	100,10	100,10	1,00	100,00	1,00
Nb	10	10	16	10	10	16	10	10
Zr	419	1.000	447	329	187	637	508	808
Y	48	131	90	18	75	117	81	88
Sr	209	88	30	142	98	268	506	102
Rb	266	32	392	362	16	466	10	307
Cu	5	5	5	5	5	0	5	0
Pb	30	20	20	40	30	0	20	0
Co	5	15	5	5	40	0	5	0
Ni	5	5	5	5	45	0	5	0
Cr	0	0	0	0	125	0	50	0
Ba	800	400	480	540	250	0	110	0
Li	19	8	5	33	5	0	11	0
Sn	2	2	2	2	3	0	1	0

São todos valores acentuadamente superiores aos obtidos nos gnaisses tonalíticos do Complexo, ultrapassando todos os limites esperados para os granitóides das séries calcialcalinas normais (de baixo e médio-K).

Ao contrário dos elementos maiores, a distribuição dos ETR provenientes de uma análise de tonalito e outra do granito, não confirma a discriminação entre uma associação depletada e outra não-depletada (figura 2.16). Ambas as rochas (granito e tonalito) exibem espectro compatível de derivação de mesma fonte, especialmente devido ao:

I) padrão fraco a moderadamente fracionado (LaN/LuN 2,8 e 10,2);

II) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR;

III) forte enriquecimento em ETRL (La entre 32 a 67ppm);

IV) forte enriquecimento em ETRP (Lu entre 4,8 e 8,7);

V) anomalias negativas de Eu acentuadas (EuN/Eu\* = 0,55 a 0,29).

Esse padrão fracamente diferenciado e consideravelmente enriquecido em ETRP não é comum em granitos e em ortognaisses calcialcalinos de raízes de arco, como sugerido pela análise dos elementos

maiores e traço. Pode genericamente ser correlacionado aos granitos potássicos pós-arqueanos do “Grupo III”, resultantes de refusão crustal (Condie, 1981). Em termos nacionais, padrão similar foi definido para os ortognaisses potássicos do Complexo Jequié (BA) (Silva, 1991).

As fortes anomalias negativas de európio (Eu) são devidas à diferenciação em crosta continental, deixando para trás um resíduo rico em plagioclásio, potencial portador de anomalias positivas complementares.

O forte enriquecimento em ETRP deve ser creditado à presença de toleíitos intercalados nas rochas-fonte, possivelmente do tipo TTG.

As altas razões isotópicas iniciais obtidas nesses gnaisses ( $\text{Isr} + 0,721$ ) confirmaram sua natureza crustal e uma longa história evolutiva para essas rochas.

Para testar-se a consistência da origem colisional dos granitóides, foram também empregados diagramas de variação multielementais normalizados ao manto primordial (aranhogramas) onde misturou-se análises tanto dos tonalitos quanto dos granitos. Os resultados (figura 2.17), mostram assinaturas similares e, portanto, fontes e processos similares para ambos os tipos de rochas, confirmando os resultados sugeridos pelos espectros de ETR. Além disto, o

espectro mostra enriquecimento em K, Rb e Zr, denotando influência crustal. Mostra também uns fortes picos negativos no Sr e, mais importante, no titânio que, aliado à forte depleção em Nb, caracterizam magmas gerados em margens ativas (ambiente colisionais: e.g. Wilson, 1989).

Quando analisado exclusivamente do ponto de vista da química convencional, há uma nítida discriminação entre os gnaisses tonalíticos e graníticos do complexo. Entretanto, o emprego de ETR e de diagramas multielementais normalizados ao condrito, não confirma essa discriminação, sendo recomendável a execução de um maior número de análises para testar esses critérios. Ao menos para a associação granítica s.s. a forte influência crustal sugerida pela química convencional é confirmada pelas altas razões isotópicas iniciais de Sr. Os diagramas multielementais confirmam a natureza colisional do magmatismo precursor desses gnaisses.

Anfibolitos – A disponibilidade de apenas uma análise (RB-101) referente à seqüência básica intercalada nos gnaisses tonalíticos (tabela 2.3), não permite uma definição precisa da série magmática. O conteúdo baixo em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sugere derivação toleítica. O enriquecimento em K ( $\text{K}_2\text{O}=1,8$ ), caso não

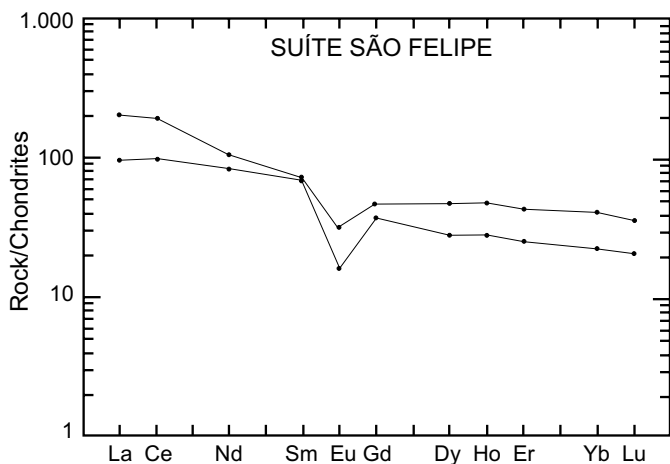


Figura 2.16 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

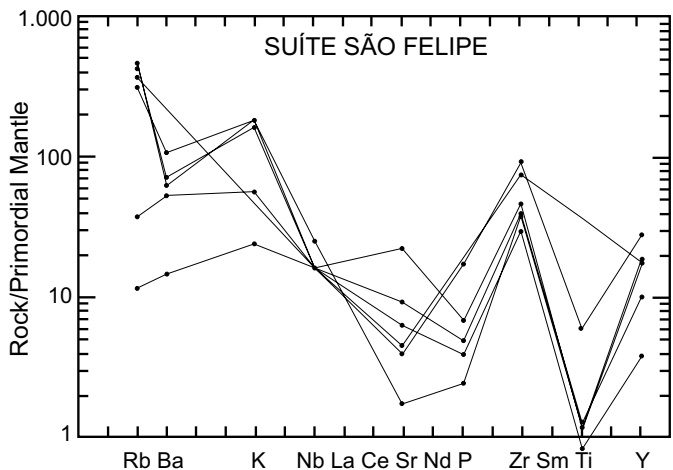


Figura 2.17 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

tenha origem em enriquecimento pós-magmático (metamórfico) pode sugerir uma natureza similar à dos toleítos da Seqüência Nova Brasilândia.

### 2.2.2.5 Assinatura Geofísica

Em imagens gamaespectrométricas, os litótipos desta unidade refletem sempre baixos níveis radiométricos, registrados constantemente abaixo de 250cps. A assinatura aeromagnetométrica não destaca estes corpos devido ao fato dos mesmos seguirem o *trend* geral da foliação.

### 2.2.2.6 Idade e Correlação

Os *augen* gnaisses e gnaisses bandados desta unidade têm sido correlacionáveis com os inclusos nos complexos Jamari, Basal e Xingu. Apresentam similaridades com o Complexo Metamórfico Alto Guaporé, de Menezes *et al.* (1991), os quais entretanto o posicionam no Arqueano/Proterozóico Inferior, fundamentados em valor isocrônico Rb/Sr de 1.971Ma (Carneiro, 1985) obtido nos gnaisses cinzentos da região de Jaurú (MT). Também são semelhantes ao Complexo Gnáissico Chiquitania da Bolívia, descritos por Litherland *et al.* (1986). Uma isócrona de Rb/Sr (obtida para esse projeto) de cinco amostras localizadas nas folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha, apontam o valor de 655Ma para os gnaisses do Complexo Metamórfico São Felipe. Essa idade é destituída de significado geológico, podendo ser reflexo do Evento Brasileiro do Cinturão Araguaia. Além disso, a elevada razão isotópica inicial do Sr (0,7204) indica que as rochas desta suíte são produtos de retrabalhamento crustal, sendo a idade de geração mais antiga que o valor obtido. Assim, com base nas observações de campo e correlações estratigráficas assinaladas acima, sugere-se o Proterozóico Médio para a idade de formação das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe. Seu caráter calcálico, bem como seus aspectos estruturais sugerem que a suíte possa representar o magmatismo pré a sincolisional do Cinturão Nova Brasilândia.

## 2.2.3 Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Unidades 11 a 14)

### 2.2.3.1 Comentários Gerais

Levantamentos geológicos sistemáticos efetuados na década de 70, revelaram a existência de rochas metamórficas relacionadas a uma provável

Seqüência Metavulcano-sedimentar da região sudeste do então Território Federal de Rondônia. No presente trabalho, a denominação formal de Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia é atribuída às rochas supracrustais de médio grau metamórfico, constituídas por micaxistos, biotita paragnaisses, anfíbolitos, gnaisses calcissilicáticos, quartzitos e, raramente *BIFs*. A seção-tipo encontra-se na Folha Paulo Saldanha, precisamente na linha N-S 130, nas proximidades da cidade de Nova Brasilândia, e na linha N-S 148, numa extensão de 25km para N a partir da linha E-W 40.

### 2.2.3.2 Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

A Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia possui uma ampla distribuição na Folha Rio Pardo, aparecendo principalmente na porção centro-sul da folha, sob a forma de uma faixa com direção NW, ocupando toda a extensão da mesma, com uma largura média de 8km, cobrindo uma área de aproximadamente 500km<sup>2</sup>. Morfologicamente apresenta dois domínios morfoestruturais distintos: o primeiro é o predominante, com um relevo levemente ondulado, com pequenos morrotes de topos abaulados, distribuídos aleatoriamente. O segundo domínio está relacionado a uma zona de cisalhamento transcorrente, a qual apresenta um relevo fortemente acidentado, com formações de serras com topos em forma de cristas, alongadas na direção E-W. Esta unidade mantém contatos de natureza tectônica e discordância erosiva, a norte, com os sedimentos da Formação Pimenta Bueno, e a sul através de zona de cisalhamento, com os complexos Santa Luzia e São Felipe. Em sua porção intermediária, encontra-se intrudida pela Suíte Granítica Rio Pardo, mas apresentam as mesmas feições deformacionais como: foliação, lineação mineral e de estiramento (figura 2.4).

### 2.2.3.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Esta seqüência é constituída por uma variedade de litótipos de natureza bastante diversificada, predominando rochas xistosas psamo-pelíticas e biotita paragnaisses, intercaladas com rochas químico-exalativas e vulcânicas, especialmente gnaisses calcissilicáticos maciços e anfíbolitos. Apresenta forte foliação tangencial ( $S_n$ ), transposta por foliação transcorrente ( $S_{n-1}$ ) (figura 2.18).

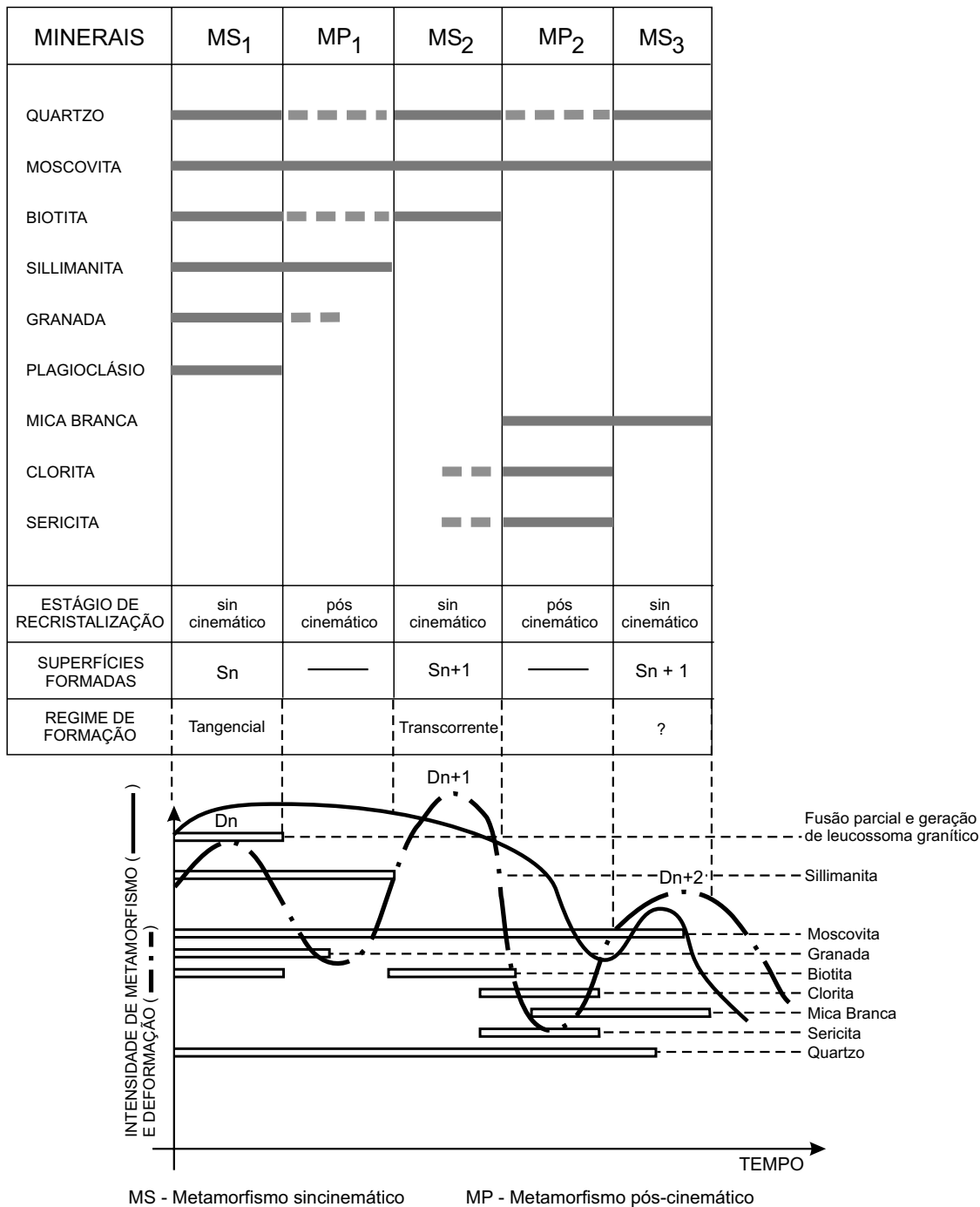


Figura 2.18 – Diagrama das relações entre formação mineral x deformação na Seqüência Metapsamo-pelítica. Xistos psamo-pelíticos.

### Xistos Psamo-Pelíticos

As rochas psamo-pelíticas incluem biotita-moscovita-quartzo xistos, sillimanita-quartzo xistos e biotita quartzitos. Em zonas localizadas, retrometamórficas, predominam sericita-quartzo xistos diafóreticos. São rochas de granulação média a grossa,

de coloração marrom-arroxeadada devida à liberação de óxidos de ferro dos minerais micáceos, mostrando no geral, uma fina e regular foliação (S<sub>n</sub>). A rigor, são quartzo xistos contendo quantidades variáveis de moscovita, biotita, além de granada e sillimanita. Os acessórios mais freqüentes são turmalina, zircão e opacos. Apresentam textura granolepidoblástica e

lepidoblástica. Nos termos mais finos, a cominuição e recristalização é bastante pronunciada, mostrando textura milonítica, com geração de microdobras e *mica fishes* assimétricos. O quartzo apresenta evidências de deformações intracristalinas do tipo extinção ondulante. Os grãos são ligeiramente alongados, com os contatos intracristalinos suturados. A moscovita está representada por cristais de mais de uma geração, onde os porfiroclastos assimétricos ( $MU_1$ ), raramente sigmoidais, estão envoltos por biotita quartzo moscovita ( $MU_2$ ), geralmente paralelizadas à superfície principal de foliação. Uma blastese localizada é evidenciada em algumas seções, onde porfiroblastos de moscovita ( $MU_3$ ) com freqüentes inclusões de quartzo, crescem discordantemente por sobre a foliação  $S_n$ . Às vezes, esses blastos apresentam forte *kinking*, evidenciando uma deformação posterior. Raramente é observado a transformação da moscovita ( $MU_1$ ) para mica branca fina ou sericita, em zonas de retrometamorfismo. A biotita ocorre sob a forma de finas palhetas idioblásticas, submilimétricas, fortemente orientadas (segundo  $S_n$ ) e raramente cloritizadas. A sillimanita disposta paralelamente à foliação principal ( $S_n$ ) ocorre como feixes de fibrolita ou como finas agulhas inclusas no quartzo. A granada, de ocorrência restrita, apresenta-se sob a forma de cristais globulares rotacionados, de natureza pré-tectônica, podendo ser substituída pseudomorficamente por limonita. A paragênese mais comumente observada nos xistos é representada por quartzo moscovita biotita sillimanita granada, indicativa da fácies anfibolito superior. Em escala de afloramento é comum a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico grosseiro a pegmatóide, concordante ou não com a foliação metamórfica regional, resultante da fusão anatética parcial do material pelítico, indicativo de condições de temperatura compatíveis com a denominada “segunda isógrada da sillimanita” (Yardley, 1989).

### **Biotita Paragneisses**

Os biotita paragneisses, de um modo geral, são de granulação fina (0,2 a 0,5mm), de coloração acinzentada, tendo como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. As texturas são do tipo granolepidoblástica e granoblástica-poligonal. Observa-se um conteúdo expressivo de plagioclásio (An 15-30) e quartzo, em proporções aproximadamente iguais, constituindo um mosaico regular. Eventualmente ocorre sob a forma de prismas alongados segundo a foliação. Biotita (marrom-avermelhada) enri-

quecida em  $TiO_2$ , ocorre em palhetas idioblásticas, constituindo uma superfície planar regular, embora descontínua. Feldspato alcalino, representado pelo microclínio, é raro e restrito a poucas seções. Hornblenda, moscovita e zircão são varietais que ocorrem esporadicamente. Os tipos diaforéticos, em zonas localizadas, desenvolveram clorita a partir da biotita. Em algumas amostras, a intercalação entre bandas quartzo-feldspáticas e máficas, imprimem um nítido bandamento composicional.

### **Anfibolitos**

A associação de rochas vulcanogênicas é constituída de anfibolitos, associados a prováveis metatufos. As rochas de natureza básica intercalam-se na seqüência em forma de corpos lenticulares de anfibolitos, de granulação fina a média, coloração cinza-escuro a negra, exibindo fraca a forte anisotropia estrutural, marcada por uma foliação  $S_n$ , definida pela disposição planar orientada dos cristais de anfibólio. A textura granonemato-blástica é representada pelos prismas subidio-blástico de hornblenda. Apresenta-se constituído de hornblenda, titanita e plagioclásio (An 40) em forma de cristais eqüigranulares e tabulares, quartzo, além da flogopita. Este último mineral substitui a hornblenda, podendo tratar-se de alteração hidrotermal. Eventualmente ocorre o clinopiroxênio que, juntamente com o plagioclásio e a hornblenda, indicam condições de fácies anfibolito superior. Os metatufos são de composição intermediária, alternados em escala centimétrica em bandas félsicas e máficas, geralmente de coloração avermelhada, preservando estruturas primárias do tipo “amígdalas”. A falta de lâminas petrográficas, devido ao alto grau de alteração dos afloramentos, não permite uma descrição mais consistente que alicerce a derivação vulcano-clástica e/ou extrusiva dessas rochas.

### **Calcissilicáticas**

A associação de rochas químico-exalativas é constituída de gnaisses calcissilicáticos sulfetados e maciços. As rochas calcissilicáticas constituem lentes e níveis descontínuos com dezenas a centenas de metros de espessura, intercalados no conjunto psamo-pelítico. Mesoscopicamente são gnaisses de coloração cinza-esverdeado, granulação fina, maciços e sulfetados. Ao microscópio

exibem uma textura granoblástica e granoblástica-poligonal, apresentando uma mineralogia variada composta de plagioclásio (An25-50), diopsídio, quartzo, tremolita/actinolita, epidoto, titanita, granada, carbonatos e apatitas, com raros hornblenda e microclínio. Variações locais nos componentes mineralógicos essenciais resultam em tipos de coloração esverdeada, sem contudo modificar o seu aspecto maciço e granulação predominantemente fina. As paragêneses calcissilicáticas não fornecem boas indicações termobarométricas das condições metamórficas atuantes, devido as pressões de CO<sub>2</sub> que passam a ter muita importância na estabilização das paragêneses. As paragêneses (as mais representativas) observadas foram as seguintes:

- Quartzo plagioclásio diopsídio actinolita microclínio
- Quartzo plagioclásio tremolita epidoto
- Quartzo plagioclásio granada actinolita
- Quartzo plagioclásio diopsídio epidoto

Na porção NW da área, ocorrem níveis de quartzito não cartografados, com espessura de dezenas de metros, apresentando-se como uma fácies mais silicosa das calcissilicáticas, onde predominam os actinolita e epidoto quartzitos. Apresentam uma coloração cinza-claro, granulação fina, maciços, denotando uma composição calcissilicática discernível em afloramento pela alteração marrom-amarelada. A composição mineral é dominada por quartzo (80%), acompanhado de epidoto, actinolita, titanita e eventualmente plagioclásio e clorita. A textura é granoblástica-alongada, definida por agregados orientados de actinolita.

#### 2.2.3.4 Litogeoquímica e Petrogênese

##### Biotita Paragneisses Finos

A composição química resumida na tabela 2.4 confirma as inferências petrográficas sobre a possível natureza epiclástica: SiO<sub>2</sub> entre 64 e 83,5%, parte considerável (>76%. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 7,6 e 14,7%) com baixos conteúdos (<10%) nas variedades mais maduras e mais ricas em quartzo (SiO<sub>2</sub> > 80%). O conteúdo elevado em sódio (Na<sub>2</sub>O entre 1,1 e 3%) e as baixas razões Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são indicativas de imaturidade química e sugerem discreto intemperismo na fonte e na bacia (clima seco). Empregando-se classificações mistas que levam em conta as proporções modais de quartzo (Qz) combina-

das com conteúdo de alguns elementos maiores (Crook, 1974), deduz-se que a maioria das análises correspondem a grauvas intermediárias (Qz 15-65%; SiO<sub>2</sub> 68-74%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O < 1). À esse grupo, o autor supracitado atribue deposição em ambiente orogênico com derivação de arco continental. Parte pode ser classificado como grauvas ricas em Qz (Qz > 65%; SiO<sub>2</sub> < 74%), cuja origem, segundo o mesmo autor (Crook, 1974) seria compatível com os arenitos de margem continental passiva (tipo atlântica). O espectro de distribuição dos ETR (figura 2.19) mostra um padrão moderadamente fracionado (LaN/LuN 13,5 e 17,6), com forte enriquecimento em ETRL (LaN > 100 X o condrito) e considerável depleção em Eu (EuN/Eu\* 0,4 e 0,57). Trata-se do padrão "calcicalcino" supostamente representativo da sedimentação pós-arqueana, derivada de erosão de fonte granítica, calcicalcina "normal", potássica (não-depletada) (e/ou vulcanogênica), que se constituiria na mais importante e provável fonte de toda a sedimentação pós-arqueana (Taylor & Maclennann, 1985). Para fins comparativos, a figura 2.19 exibe a curva do fracionamento, representativa da média dos folhelhos fanerozóicos da América do Norte – NASC (*North American Shale Composite*). O estudo comparativo mostra uma boa correlação entre os espectros da seqüência e o padrão NASC. A similaridade é muito boa com relação à curva dos ETRL. Nota-se uma variação mais acentuada nos ETRP: uma análise mais enriquecida e outra mais empobrecida nesses elementos. Além disto, a depleção em Eu no padrão é algo mais acentuada que os obtidos. Porém a similaridade dos padrões como um todo, guardados os demais parâmetros químicos, implica em similaridade de fonte e processos. Os diagramas multielementais normalizados ao manto primordial mostram uma distribuição com marcantes similaridades com os de magmas (possíveis fontes) gerados em ambientes de arcos, magmatismo sincolisional (figura 2.20). Os resultados mostram enriquecimento em K, Rb e Zr. Mostram também fortes picos negativos no Sr e, mais importante, no titânio que, aliados à forte depleção em Nb, caracterizam sedimentos derivados de fontes magmáticas geradas em margens ativas (ambientes colisionais: e.g. Wilson, 1989). A comparação da figura 2.20 com a figura 2.17, referente à distribuição dos elementos dos gnaisses São Felipe, mostra que esses, especialmente os tipos mais sódicos (tonalitos) seriam bons candidatos à fonte dos biotita paragneisses. Entretanto, fontes vulcânicas de igual composição (dacítica-andesítica), como os

*Tabela 2.4 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos biotitagnisses da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.*

Amostra	206B	048	GR-095	JS-25A	JS-64	JS-69A	JS-73A	JS-85
VN #	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	0	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	64,00	70,90	83,50	82,20	72,50	73,70	76,50	67,50
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,63	0,52	0,42	1,30	0,63	0,21	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	13,20	7,60	9,40	11,30	11,30	12,30	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	2,10	0,57	0,79	1,70	1,90	0,94	2,30
FeO	6,10	3,50	1,50	0,58	3,70	2,60	0,90	3,20
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05
MgO	3,30	1,70	0,70	0,41	1,10	0,91	0,29	1,90
CaO	0,42	1,20	1,40	1,00	1,40	0,35	0,45	1,80
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,70	1,90	3,50	2,00	1,10	1,60	3,00
K <sub>2</sub> O	3,40	2,40	0,84	0,30	3,40	4,60	4,80	3,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,13	0,14	0,27	0,11	0,17	0,19
H <sub>2</sub> O	2,10	1,30	0,84	0,94	0,22	2,60	1,70	1,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,25	0,19	0,33	0,22	1,00	0,38	0,31
Total	100,50	100,10	99,70	100,10	99,20	100,80	100,30	100,10
Nb	0	0	0	0	11	0	0	0
Zr	301	334	611	456	1.000	480	245	377
Y	40	44	55	83	90	36	31	59
Sr	66	90	100	100	94	64	82	185
Rb	124	141	141	15	166	199	325	199
Cu	25	15	0	0	0	30	5	0
Pb	20	20	20	40	30	20	20	20
Co	15	10	0	5	10	5	0	10
Ni	25	10	5	5	5	15	5	20
Ba	330	315	285	155	490	1.150	340	500
Li	9	4	32	9	15	18	19	12
Sn	2	1	1	1	1	3	6	1

*Tabela 2.4 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos biotitagnaises da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Continuação).*

Amostra	JS-99	JS-128A	JS-131A	RB-22	NA-SC
VN #	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0
J	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	82,90	0,00	0,00	77,50	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,00	0,00	0,42	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,60	0,00	0,00	11,30	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,00	0,00	1,40	0,00
FeO	1,50	0,00	0,00	1,20	0,00
MnO	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	0,91	0,00	0,00	0,50	0,00
CaO	0,91	0,00	0,00	2,20	0,00
Na <sub>2</sub> O	2,20	0,00	0,00	2,80	0,00
K <sub>2</sub> O	1,30	0,00	0,00	0,85	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,00	0,00	0,13	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	0,00	0,00	1,10	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,33	0,00	0,00	0,27	0,00
Total	100,20	1,10	1,10	9,70	1,10
Nb	10	0	0	0	0
Zr	469	0	0	0	0
Y	74	0	0	0	0
Sr	52	0	0	0	0
Rb	99	0	0	0	0
Cu	10	0	0	0	0
Pb	30	0	0	0	0
Co	5	0	0	0	0
Ni	5	0	0	0	0
Cr	50	0	0	0	0
Ba	160	0	0	0	0
Li	4	0	0	0	0
Mo	5	0	0	0	0
Sn	1	0	0	0	0
La	0,00	27,02	32,89	0,00	32,00
Ce	0,00	62,02	79,51	0,00	73,00
Nd	0,00	24,51	33,78	0,00	33,00
Sm	0,00	5,23	7,08	0,00	5,70
Eu	0,00	0,85	0,81	0,00	1,24
Gd	0,00	3,45	4,82	0,00	5,20
Dy	0,00	2,73	4,33	0,00	5,80
Ho	0,00	0,51	0,82	0,00	1,04
Er	0,00	1,19	2,01	0,00	3,40
Yb	0,00	1,02	1,72	0,00	3,10
Lu	0,00	0,16	0,25	0,00	0,48
LaN/LuN	0,00	17,64	13,55	0,00	0,00
LaN/SmN	0,00	3,26	2,93	0,00	0,00
EuN/Eu*	0,00	0,57	0,40	0,00	0,70



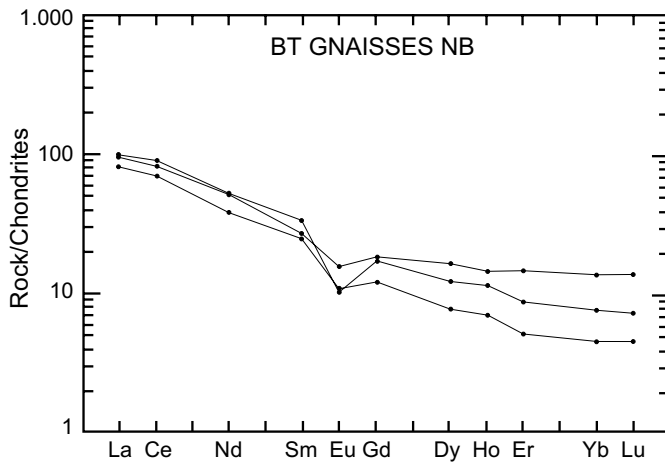


Figura 2.19 – Diagrama de distribuição comparativa dos ETR normalizados aos condritos, dos biotita gnaisses e folhelhos fanerozóicos da América do Norte – NASC.

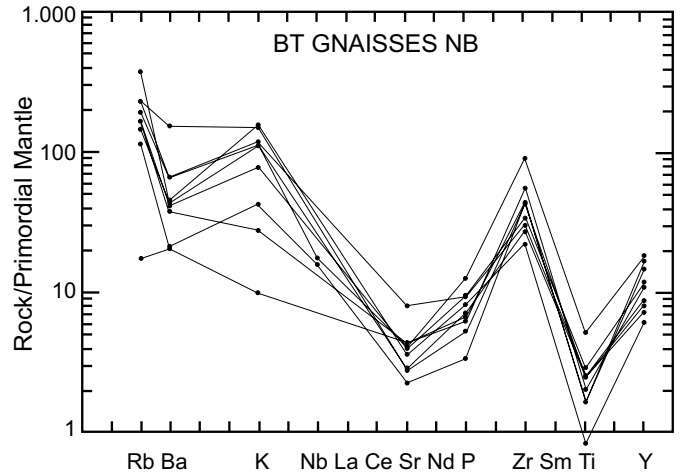


Figura 2.20 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial dos biotita gnaisses da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

metadacitos descritos em outro item, não podem ser descartadas. Nesse caso, a designação de tufitos, seria a mais indicada para a associação. Os caminhos para a solução deste problema não passam exclusivamente pela litogeoquímica que no máximo, pode sinalizar para o ambiente tectônico da fonte (no caso ligada a arco ativo). Somente a observação de evidências diretas (campo e microscópio), bem como a remontagem de uma paleogeografia mais precisa, poderão apontar para uma fonte plutônica ou supracrustal. Os biotita paragneisses finos (quartzo arenitos) intercalados na Seqüência Nova Brasilândia exibem padrões geoquímico compatíveis com os adquiridos de fonte calcialcalina de margens ativas, conforme indicação do tratamento em diagramas multielementais normalizados ao manto primordial. Se a fonte principal for plutônica, os gnaisses tonalíticos do Complexo São Felipe seriam bons candidatos a fonte. Se supracrustal, estaria caracterizado um arco vulcânico no cinturão e os biotita paragneisses poderiam receber a classificação de tufitos. Somente a obtenção de evidências diretas mais conclusivas poderá minimizar essas indefinições. Para ambas as possibilidades, há fortes indícios de atuação de clima suficientemente seco e da rapidez nos processos erosivos e deposicionais para preservação das características petrográficas sódicas (imaturas), tanto na fonte quanto na bacia.

## Anfibolitos

A tabela 2.5 mostra a variação composicional do grupo:  $\text{SiO}_2$  variando em intervalo bastante estreito, entre 47,7 a 49,8, refletida no *plot* homogêneo no campo dos basaltos (diagrama normativo CI-AN e no álcalis x sílica, figura 2.21). O  $\text{TiO}_2$  varia entre 1,5 e 2,1%. O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  é baixo, freqüentemente abaixo de 15%, permitindo sua pronta discriminação no campo dos toleítos, quando plotados em diagramas  $\text{Al}_2\text{O}_3$  X AN (figura 2.22). Os teores de Fe são altos e responsáveis pelo *trend* toleítico no diagrama AFM (figura 2.23). Os teores de MgO entre 6 e 8,1 são normais para toleítos. O potássico variando entre 0,05 e 1,3% apresenta alguns valores elevados, especialmente nas amostras onde foi caracterizada flogopitização secundária em lâmina delgada. O caráter subcalino pode ser visualizado em diagramas álcalis x sílica e Ne'-Ol'-Q' (figura 2.24). O padrão de distribuição de ETR (figura 2.26) mostra um espectro caracterizado por: 1) moderado fracionamento ( $\text{LaN/LuN} = 5,38$  e  $5,52$ ); 2) anomalias negativas de Eu moderadas ( $\text{EuN/Eu}^* = 0,74$  e  $0,77$ ); 3) baixos teores e horizontalização dos ETRP (YbN entre 9 e 13). Esse espectro assemelha-se ao denominado padrão dos toleítos arqueanos  $\text{TH}_1/\text{Dat}$  (Condie, 1981) e de seus homólogos modernos os N-MORB, excetuando-se pela discre-

*Tabela 2.5 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.*

Amostra	RB-83B	JS-59A	JS-42	JS-97	JS-126B	GR-139	GR-56C	GR-257	CR-50	JS-126B	RB-101
VN #	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	8,0	9,0	10,0	11,0	12,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	0	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	0	40
SiO <sub>2</sub>	48,40	49,80	49,60	47,70	48,60	51,40	49,20	48,90	0,00	0,00	51,40
TiO <sub>2</sub>	1,50	2,10	1,70	2,10	2,10	1,70	1,70	1,70	0,00	0,00	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	14,20	16,10	13,20	14,20	14,20	14,20	15,10	0,00	0,00	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	3,90	2,70	5,00	2,80	4,00	4,50	2,90	0,00	0,00	4,90
FeO	8,90	9,80	7,00	10,60	9,80	9,30	7,80	9,80	0,00	0,00	9,30
MnO	0,23	0,19	0,15	0,22	0,17	0,17	0,18	0,21	0,00	0,00	0,21
MgO	8,10	6,70	7,20	6,50	7,20	5,10	6,00	7,20	0,00	0,00	6,10
CaO	10,40	10,40	9,70	11,10	10,80	8,40	13,00	12,10	0,00	0,00	8,30
Na <sub>2</sub> O	1,20	1,20	3,00	1,10	2,30	3,80	1,40	0,96	0,00	0,00	2,60
K <sub>2</sub> O	1,30	0,48	1,10	0,85	0,36	0,21	0,31	0,05	0,00	0,00	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,23	0,28	0,28	0,24	0,26	0,25	0,26	0,00	0,00	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,40	0,88	1,50	1,30	1,20	0,98	0,98	0,64	0,00	0,00	0,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	0,15	0,21	0,19	0,23	0,18	0,15	0,19	0,00	0,00	0,15
Total	100,30	100,00	100,20	100,10	100,00	99,70	99,70	100,00	1,00	1,00	100,10
Nb	0	10	29	0	0	0	0	0	0	0	10
Zr	162	118	121	211	132	306	161	161	0	0	187
Y	31	29	25	51	45	87	59	40	0	0	75
Sr	76	139	509	45	146	100	130	100	0	0	98
Rb	57	15	24	15	10	10	10	10	0	0	16
Cu	55	10	40	40	80	65	110	30	0	0	5
Pb	20	20	20	20	20	20	20	20	0	0	30
Co	40	45	40	45	45	40	40	45	0	0	40
Cr	225	100	175	150	175	75	200	200	0	0	125
Ba	215	70	195	105	120	110	75	50	0	0	250
La	0,00	0,00	0,00	0,00	11,67	0,00	0,00	0,00	11,13	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	32,38	0,00	0,00	0,00	37,81	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	17,20	0,00	0,00	0,00	18,66	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	5,08	0,00	0,00	0,00	4,57	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	0,00	0,00	0,00	1,06	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	4,37	0,00	0,00	0,00	3,93	0,00	0,00
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	4,62	0,00	0,00	0,00	4,41	0,00	0,00
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	0,00	0,00
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	2,21	0,00	0,00	0,00	2,49	0,00	0,00
Yb	0,00	0,00	0,00	0,00	1,64	0,00	0,00	0,00	2,16	0,00	0,00
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
LaN/LuN	0,00	0,00	0,00	0,00	5,34	0,00	0,00	0,00	5,38	0,00	0,00
LaN/SmN	0,00	0,00	0,00	0,00	1,44	0,00	0,00	0,00	1,45	0,00	0,00
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00
%AN	75	76	52	75	58	40	73	82	0	0	46
Q	1	8	0	4	0	2	5	6	0	0	0
or	8	3	7	5	2	1	2	0	0	0	11
ab	10	10	25	9	19	32	12	8	0	0	22
an	31	32	27	29	27	21	32	37	0	0	19
di	16	15	15	20	20	16	26	18	0	0	17
hy	26	22	10	22	21	18	14	22	0	0	23
ol	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	4	5	4	5	4	5	5	4	0	0	4
il	3	4	3	4	4	3	3	3	0	0	2
ap	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0

ta elevação na curva ETRL. O paralelismo entre as curvas sugere uma origem primária para a distribuição, apesar dos processos de alteração hidrotermal – especialmente a flogopitização – que pode ter afetado (elevado) os teores dos elementos incompatíveis (ver figura 2.24). A relativa horizontalização nos diagramas multielementais normalizados ao condrito (figura 2.25), ausência de anomalias negativas TNT (Ti-Nb-Ta) e o discreto enri-

quecimento nos elementos incompatíveis Zr-Rb-Ba, não contradizem uma origem semelhante à dos modernos MORBs, submetidos a processos de alteração pós-magmática. Nos diagramas discriminantes ordinários tipo Pearce & Cann (1973) algumas análises são desviadas do campo C correspondente a padrões de fundo oceânico, o que é esperado em rochas transformadas: não devendo os mesmos serem utilizados isoladamente

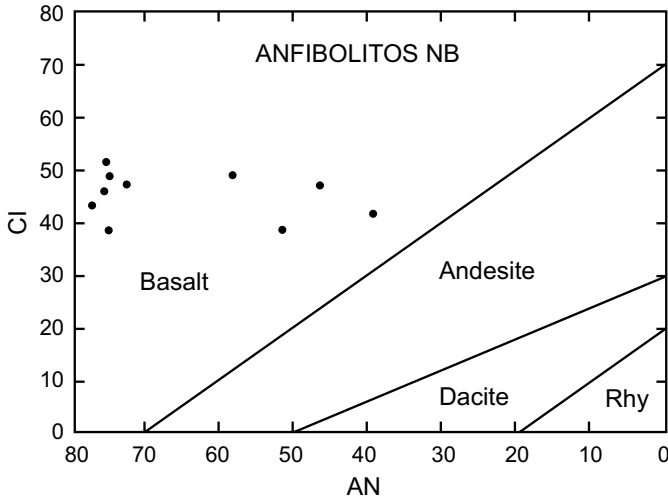


Figura 2.21 – Diagrama CI-AN dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

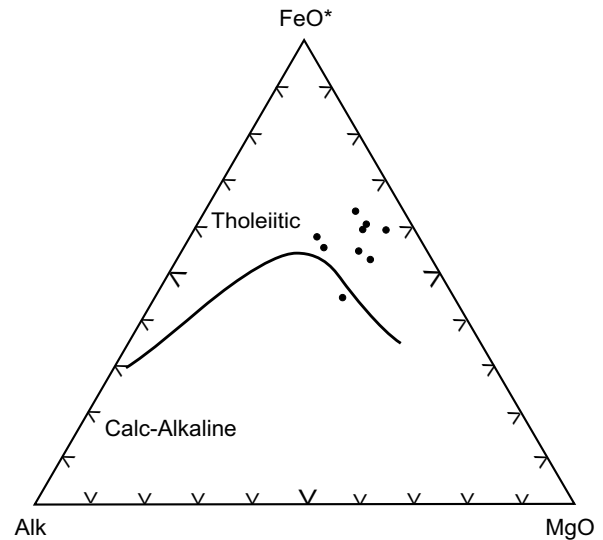


Figura 2.22 – Diagrama normativo  $Al_2O_3$ -AN dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

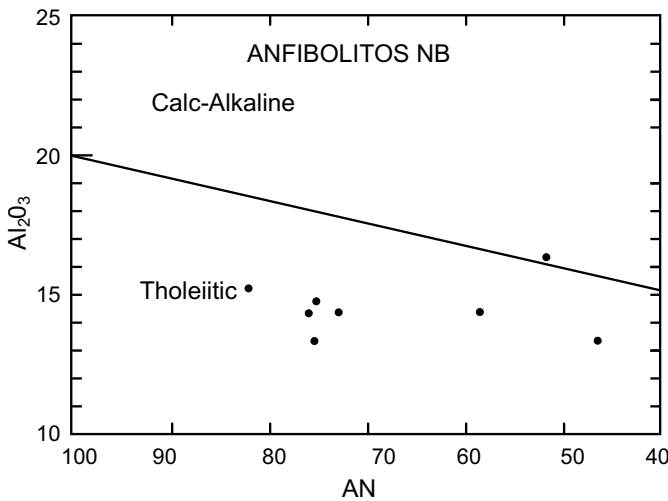


Figura 2.23 – Diagrama AFM dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

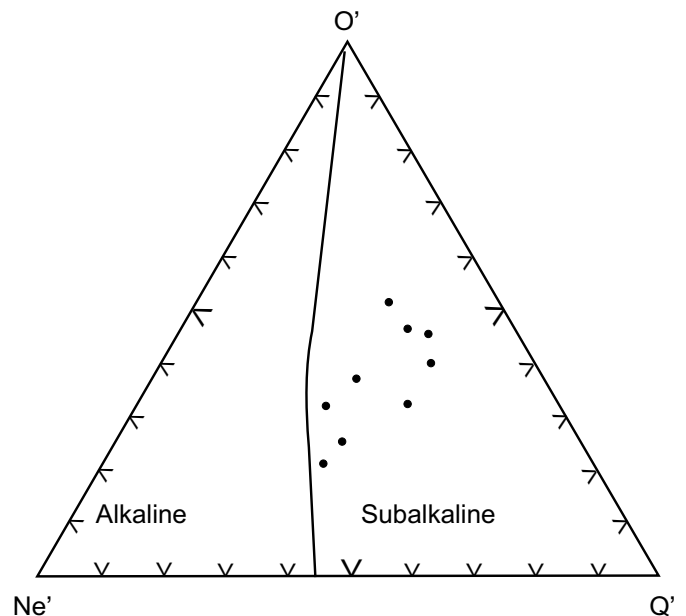


Figura 2.24 – Diagrama  $OI'$  -  $Ne'$  -  $Q'$  dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

para as discriminações tectônicas. Os teores de Cr entre 75 e 225, situam-se, no entanto, algo abaixo do esperado para os típicos basaltos de fundo oceânico. Isto, associado aos baixos teores de MgO, indica não tratar-se de magmas primários, porém de diferenciados sob regimes de baixa P a partir de Mg-toleíitos mantélicos. O reconhecimento de toleíitos oceânicos com padrões químicos compatíveis com o dos N-MORB, nesta seqüência vulcano-sedimentar, reveste-se de grande significado tectônico. Sua presença poderia estar relacio-

onada a remanescentes de um primitivo assoalho oceânico, localmente obductado e preservado do evento colisional que afetou a mesma. Por outro lado, identificação de metavulcânicas félsicas (metadacitos) em estreita associação com os anfibolitos, caracteriza o vulcanismo como bimodal e lhe confere afinidade com o vulcanismo de *riffts* intracontinentais, nos quais o componente toleítico pode ter até constituído um discreto assoalho oceânico. Os dados obtidos nesta fase, não foram suficientes para uma melhor definição paleoambiental.

### Metadacitos (Metatufos)

Apenas uma amostra correspondente à seqüência félsica foi analisada (tabela 2.6). Trata-se de um hornblenda-plagioclásio-quartzo xisto, finamente laminado, com textura nematoblástica bem desenvolvida devido à abundância de hornblenda. Corresponde a uma rocha félsica (ácida) com 65,9% de SiO<sub>2</sub>, 14,2% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2% de MgO e 2,6% de CaO. Na ausência de um número representativo de análises, não é possível identificar-se a série a que pertence a amostra. Nos diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (figura 2.27), exibe forte depleção em Ti, fato que a aproximaria da série calcialcalina. Porém o padrão horizontalizado do setor esquerdo da curva, referente aos elementos incompatíveis, sugere tratar-se de magma diferenciado a partir da associação toleítica, cuja associação com basaltos toleíticos fornece à Seqüência Nova Brasilândia, conotações bimodais. É necessário, entretanto, a execução de um maior número de análises para confirmar essas especulações.

### 2.2.3.5 Assinatura Geofísica

O levantamento aerogeofísico revela uma unidade, via de regra com baixo relevo magnético, indicando a ausência de minerais ferromagnéticos e baixos níveis radiométricos na unidade, em razão da inexistência de rochas ricas em K-feldspato.

### 2.2.3.6 Idade e Correlação

Esta seqüência pode ser correlacionada com o Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda (MT), ao Grupo San Ignácio (Bolívia) e em parte com os epimetamorfitos do Comemoração. No presente trabalho, foi obtida (pelo CPG-IGUSP) uma isócrona Rb/Sr com valores de 1.177 ± 33Ma e

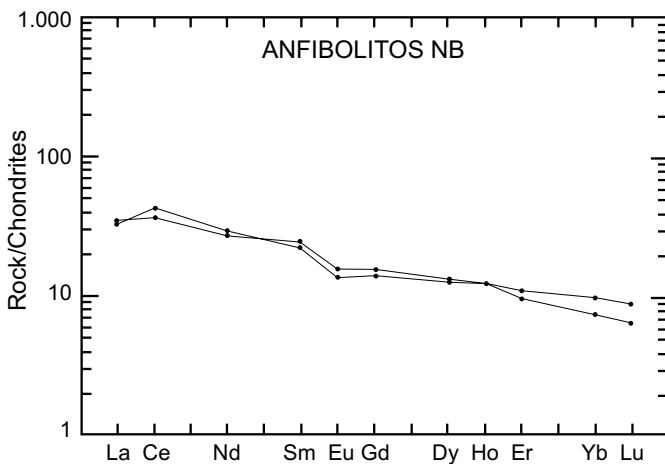


Figura 2.25 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

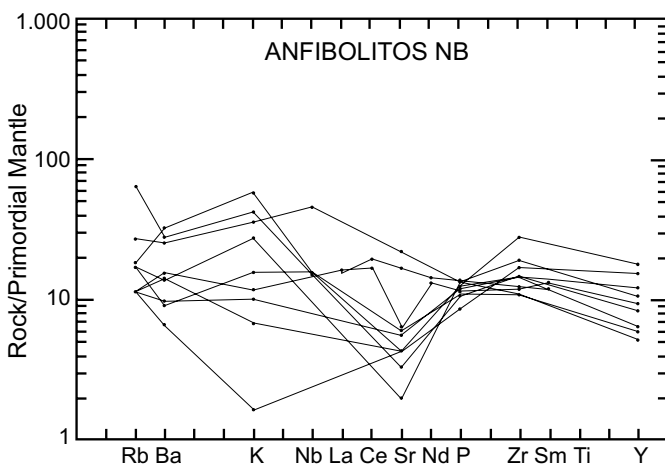


Figura 2.26 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

Tabela 2.6 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos metadacitos da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

Amostra	GR-67
VN #	9,0
J	1
K	4
L	40
SiO <sub>2</sub>	65,90
TiO <sub>2</sub>	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00
FeO	4,50
MnO	0,09
MgO	2,00
CaO	6,20
Na <sub>2</sub> O	2,60
K <sub>2</sub> O	0,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19
Total	99,3
Nb	10
Zr	402
Y	66
Sr	366
Rb	10
Cu	70
Pb	20
Co	15
Cr	50
Ba	70

com razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial de 0,7130, cujo significado é altamente duvidoso em vista dos aspectos deformacionais e do *overprint* metamórfico, já discutidos. Assim, alguns avanços no conhecimento da unidade serão necessários para a sua melhor caracterização cronológica. No entanto, de uma maneira geral, sua idade deve preceder ao processo de reativação das estruturas, superposto pela Orogenia Sunsas, definida no oriente boliviano por Litherland (1986) que ocorreu no intervalo de 1.280 a 950Ma.

## 2.2.4 Suíte Granítica Rio Pardo (Unidades 7 a 10)

### 2.2.4.1 Comentários Gerais

Em projetos anteriores, os corpos graníticos aqui designados de Suíte Granítica Rio Pardo, foram considerados como produtos de anatexia, associados a gnaisses e migmatitos do Complexo Basal.

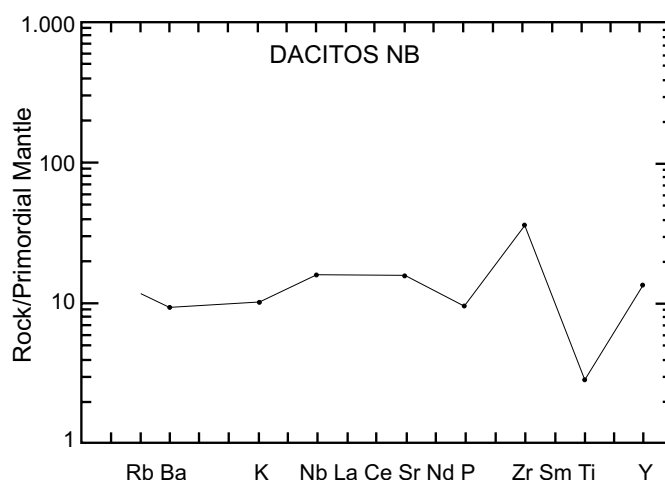


Figura 2.27 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial dos metadacitos da Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

No domínio do Cinturão Rondoniano (Cordani, 1979), havia sido detectada a presença de corpos granitoides estratoides intimamente relacionados ao Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978) e Complexo Xingu (Leal *et al.*, 1978). Tais registros, no entanto, tinham um enfoque interpretativo, segundo o qual esses corpos teriam sua origem relacionada à fusão parcial *in situ* de rochas preexistentes, constituindo “migmatitos”, sem avanços no entendimento do posicionamento estrutural e morfologia particular dos mesmos. Neste trabalho, considerando as marcantes particularidades composicionais e morfológicas desses corpos, propõe-se a adoção da unidade litoestrutural Suíte Granítica Rio Pardo, com a qual esses corpos estratoides ficarão mais precisamente caracterizados e individualizados, tanto por sua composição alcalina, como por suas feições morfoestruturais sugestivas de geração e colocação tardi a pós-tangencial. No ano de 1978, a equipe do Projeto RADAMBRASIL, por ocasião do mapeamento da Folha SC.20-Porto Velho, incluíram as rochas polimetamórficas, inclusive os supostos granitos de anatexia, no Complexo Xingu, definido por Silva (1975) na bacia do rio homônimo, região sul do Pará. Neste trabalho, será considerada a denominação de Suíte Granítica Rio Pardo, para definir os corpos graníticos intrusivos tardi a pós-tangenciais, de natureza alcalina, de granulação fina a grossa, eventualmente subvulcânicos, tendo como acessório característico a biotita. A composição varia de sienogranitos à tonalitos, com predominância dos monzogranitos. As áreas-tipo, de exposição destes biotita

granitos, encontram-se nas linhas N-S 176, 180, 184 (entre os km 12 e 17 a sul da linha E-W 25) e 204 e 208 (entre os km 14 e 20 a sul da linha 25). Foi possível cartografar duas fácies predominantes: a Fácies Rio Pardo (biotita granito) e a Fácies São Pedro (hornblenda granito).

## **A – Fácies Rio Pardo (Unidades 7 a 9)**

### **2.2.4.2 Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato**

A Fácies Rio Pardo da Suíte Granítica Rio Pardo tem ampla distribuição na folha homônima, compondo uma faixa intermediária na direção E-W, cobrindo toda a extensão da folha, com 55km de extensão e 8km de largura, abrangendo uma área de aproximadamente 400km<sup>2</sup>. A morfologia no domínio desta unidade é caracterizada em geral por um relevo levemente ondulado, com morrotes de topos abaulados, distribuídos erráticamente. Ocorrem sob a forma de campos de matacões, com blocos de dimensões métricas. A Fácies Rio Pardo mantém relações de contato de natureza tectônica, na porção intermediária da folha, com a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (borda norte e parte da borda sul), e com o Complexo Granulítico Santa Luzia e alguns corpos da Suíte Metamórfica São Felipe, em parte da borda sul, através de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral. Apesar de manter concordância estrutural com as encaixantes, pode-se observar em alguns afloramentos, relações de intrusão do Granito Rio Pardo nos metamorfitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e Suíte Metamórfica São Felipe.

### **2.2.4.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação**

Com base nas observações de campo, análises mesoscópicas e microscópicas desta subunidade, nota-se que os termos variam desde sienogranitos até granodioritos, com acentuada predominância de monzogranitos e granodioritos. Mostram fraca anisotropia, com grande variabilidade em suas características petrográficas e composições mineralógicas. São rochas leucocráticas, eventualmente mesocráticas, com granulação variando de fina a média, com textura porfiróide localizada. Estruturalmente são caracterizadas por uma trama planar dada pelo alinhamento de lamelas de biotita e pris-

mas de quartzo e feldspato. De um modo geral foi possível diferenciar três subfácies, levando-se em conta características mesoscópicas como: cor, granulação e predominância do mesmo tipo da região (figura 2.28). A primeira subfácies é inequigranular de coloração cinza, com granulação fina a média, com predominância dos termos granodioríticos a monzograníticos. Ocorre na porção oeste da Suíte. A segunda subfácies é inequigranular de coloração amarelada, com granulação média e predominância dos termos monzograníticos, ocorrendo na porção central do corpo granítico. A última subfácies é inequigranular de coloração rósea, com granulação fina a média e predominância dos monzogranitos. Ocorrem principalmente na porção leste, e, em pequenas apófises, na Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e no Complexo Granulítico Santa Luzia. Apresentam texturas primárias bem preservadas do tipo granular-hipidiomórfica e com texturas orientadas superpostas do tipo granoblástica-alongada. Esta trama não é acompanhada de deformação intracristalina importante, sugerindo deformação ainda no estado magmático ou submagmático. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (An 10-30), microclínio, quartzo. A biotita e, raramente a hornblenda, são os principais acessórios. Titanita, apatita, allanita, zircão, epidoto e opacos são acessórios menores. O plagioclásio ocorre geralmente como cristais hipidiomórficos, freqüentemente alterados no seu núcleo para sericita e epidoto. O microclínio exibe macla albita/periclínio, em grãos hipidiomórficos comumente pertitizados, com incipiente processo de argilização. A biotita marrom ocorre como cristais hipidiomórficos dispersos por toda a rocha, por vezes cloritizada, com inclusões de zircão e allanita, e circunstancialmente como palhetas xenomórficas de localização intersticial e de cristalização magmática tardia. O quartzo aparece sob a forma xenomórfica, pouco deformado, e freqüentemente intercrescido com plagioclásio formando mirmequitos. Eventualmente, em algumas amostras ocorre uma pequena quantidade de granada almandina, localizadas na borda do corpo granítico, que possivelmente são originadas pela assimilação das encaixantes pelíticas no momento da ascensão do magma granítico.

### **2.2.4.4 Assinatura Geofísica**

Os litótipos dominantes na fácies biotita granito da Suíte Granítica Rio Pardo são essencialmente de

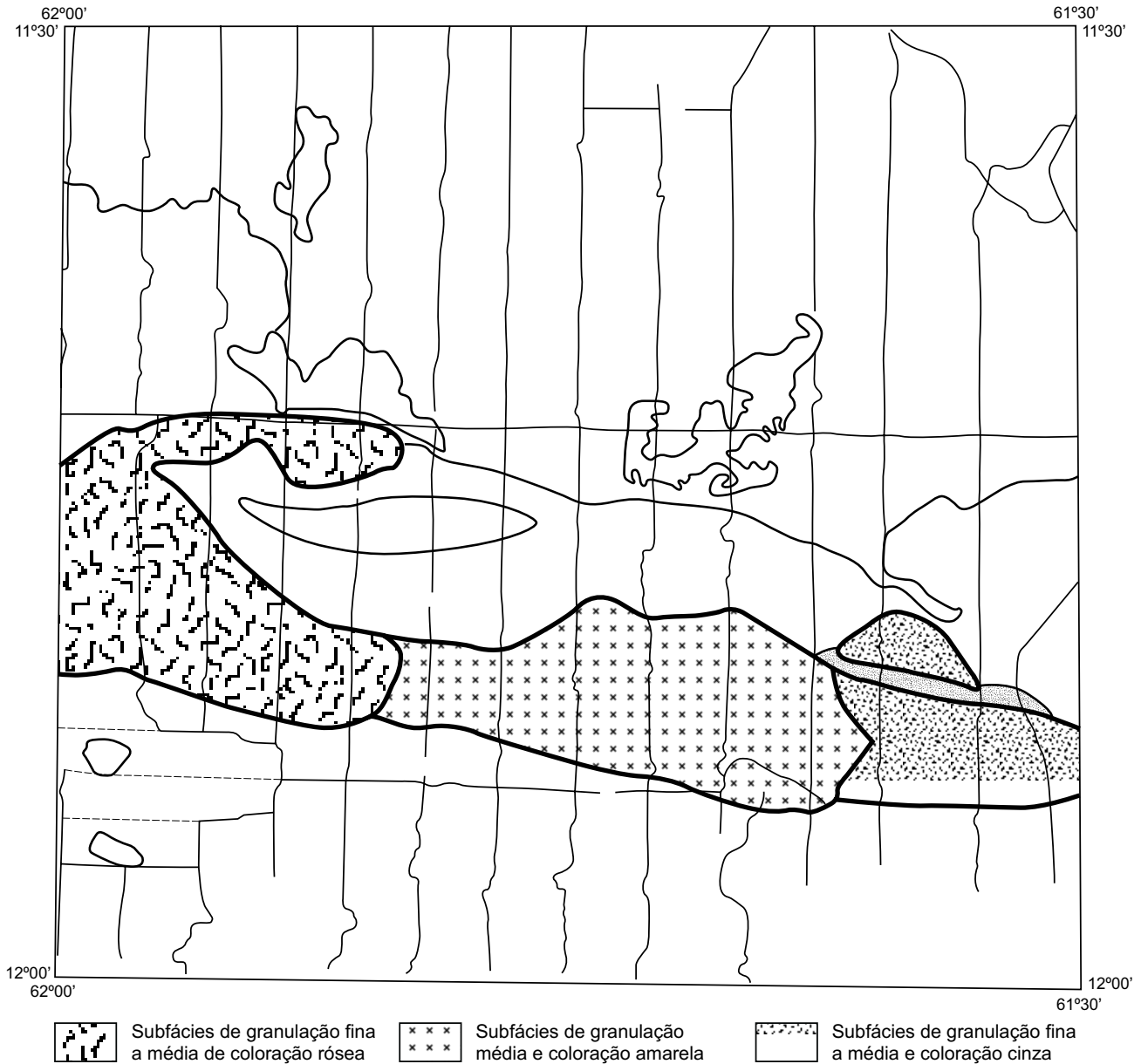


Figura 2.28 – Domínio da Fácies Rio Pardo.

composição potássica, com pouca magnetita, mostrando um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade e assinatura aerogamaespectrométrica anômala no canal do potássio (30-80cps) – figura 2.29, assim como no canal de contagem total oscilam entre 260 a 350cps.

#### 2.2.4.5 Idade e Correlação

O posicionamento estratigráfico dos corpos graníticos no Cráton Amazônico enfrenta inúmeras indefinições devidas à escassez de datações radiométricas,

embora referências tenham sido feitas sobre este conjunto de rochas desde os primeiros trabalhos. Teixeira & Tassinari (1984) baseados em dados até então obtidos, consideram a idade de 1.400Ma., como a mais provável idade de formação dos granitóides, outrora considerados como rochas do Complexo Xingu, e que os autores acreditam terem se originado por fusão de material diferenciado do manto. Ainda, associam as idades K/Ar mais jovens (1.340-1.100Ma e 1.000-900Ma) a possíveis períodos de aquecimento e resfriamento da Província Rondoniana, que se estabilizaria no último intervalo. A idade

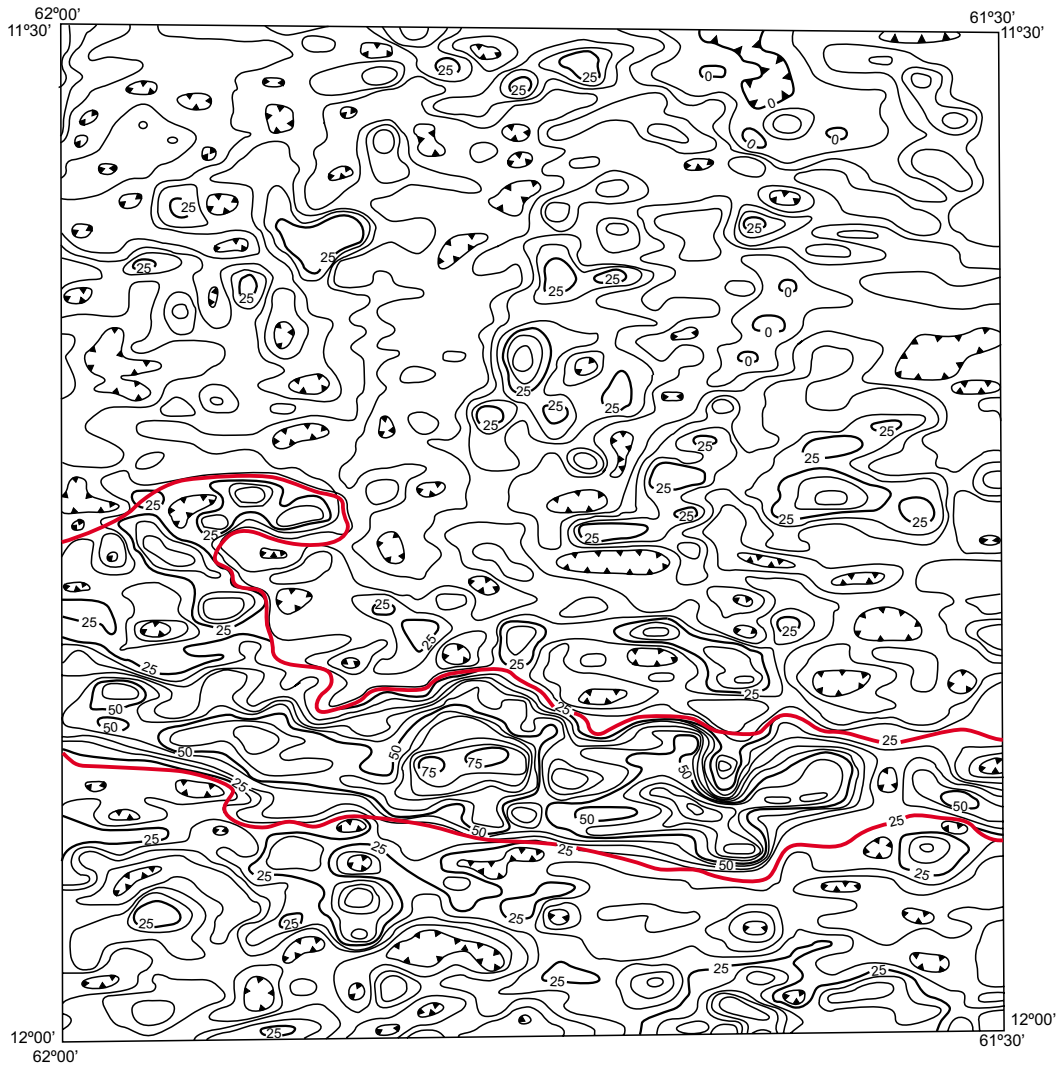


Figura 2.29 – Feição radiométrica do canal de potássio da Suíte Granítica Rio Pardo.

isocrônica obtida neste trabalho (pelo Prof. C.C.G. Tassinari) em cinco amostras de rocha granítica da Suíte Granítica Rio Pardo, utilizando o método Rb/Sr, foi de 1.016 ± 30Ma, com razão inicial de Sr de 0,704. Esse valor é interpretado como idade de geração e colocação dos granitóides, possivelmente nos seus estágios finais de um evento magmático de acreção do Proterozóico Médio, propiciado pelo “Cinturão Móvel Rondoniano” de Cordani *et al.* (1979), de idade (1.400-1.100Ma), correspondendo à Orogenia Sunsas, na Bolívia (Bloomfield & Litherland, 1979). A idade isocrônica obtida na fácies hornblenda granitos (São Pedro) pelo Prof. C.C.G. Tassinari, comprova a natureza comagmática dessas duas fácies, bem como similaridade de suas fontes (1983 ± 31Ma e R.I. 0,7044). A Suíte Granítica Rio

Pardo pode ser assim, correlacionada com os denominados *Younger Granites* de Rondônia, no trabalho de Bettencourt & Dall’Agnol (1987).

## B – Fácies São Pedro (Unidade 10)

### 2.2.4.6 Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

Os afloramentos mais característicos situam-se no sul da área (pontos CR-108 e 109 porção SE da Folha), e no afloramento RB-104 (porção SW da Folha). A fácies hornblenda granito (São Pedro) tem distribuição generalizada na porção sul da Folha Rio Pardo, ocorrendo encai-



xada concordantemente nos enderbitos e gnaisses calcissilicáticos do Complexo Granítico Santa Luzia. A unidade é representada por corpos alongados e lenticularizados, de comprimento de até 6km e larguras variáveis. Via de regra, as maiores dimensões dos mesmos estão acompanhando o comportamento anastomótico dos lineamentos do Cinturão de Cisalhamento Guaporé. No que se refere à morfologia, os corpos individualizados apresentam no geral texturas com pequeno contraste nas fotografias aéreas e imagens de satélite, dificultando sua cartografia e sua separação das demais unidades que compõem o cinturão. Os granitos da Fácies São Pedro mantêm relações de contato de natureza intrusiva com os gnaisses calcissilicáticos. Com os granulitos do Complexo Santa Luzia não foram observadas relações de contato, entretanto, apresentam concordância com as feições estruturais das encaixantes.

#### 2.2.4.7 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

A Fácies São Pedro está representada litologicamente por tipos de composição essencialmente granítica, plotados nos campos 3a e 3b do diagrama QAP (Streckeisen, 1976) de sienogranito a monzogranito, com variação na intensidade anisotrópica, estrutural, identificada por fácies pouco foliada até variedades com forte foliação milonítica. São rochas leucocráticas, de coloração rósea a avermelhada, com fácies equigranular e inequigranular média. Apresentam discreta trama planar de máficos e feldspatos, com o achatamento mineral correspondente, tratando-se de foliações desenvolvidas nos estados magmáticos e submagmáticos. Localmente aparecem foliações desenvolvidas no estado *solidus*, principalmente nas bordas do corpo, em função do seu emplacamento sintectônico ao evento transcorrente. Ao microscópio, os granitos apresentam texturas magmáticas do tipo granular-hipidiomórfica dominantes, embora texturas porfiríticas não sejam raras. Os constituintes minerais estão representados por microclínio, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, tendo allanita, zircão, apatita e opacos como acessórios. O microclínio ocorre comumente com intercrescimento pertítico, subidioblásticos, sendo que nas zonas de alta taxa deformacional apresentam porfiroclastos oclares exibindo os efeitos de deformação como subgranulação e recris-

talização já no estado sólido. O plagioclásio (An 10-30) desenvolve freqüentemente mirmequitos cuja origem é atribuída à deformação no estado sólido, e precede à subgranulação periférica e lenticularização dos clastos. O quartzo apresenta-se extremamente variável quanto à granulação, efeitos deformacionais e grau de recristalização. Extinção ondulante, formação de subgrãos, agregados policristalinos ribonados, são os efeitos mais marcantes nas variedades com alta taxa deformacional. A hornblenda e biotita rotacionadas e recristalizadas representam uma superfície planar anastomosada contornando os porfiroclastos de microclínio, plagioclásio e mais raramente o quartzo. O processo de cristalização-recristalização imprime à rocha texturas protomiloníticas e miloníticas. Foi constatado um acréscimo na intensidade de deformação em direção às bordas do corpo. A associação mineral: FK PG QZ HB BT é indicativa de cristalização sob altas temperaturas, porém, a presença de cavidades miarolíticas, observadas na Fácies São Luís, na Folha Paulo Saldanha, indicam condições de resfriamento em níveis crustais rasos. As características texturais e estruturais, sugerem um ambiente magmactônico tardi-cinemático.

#### 2.2.4.8 Assinatura Geofísica

Essa unidade é constituída por rochas graníticas ricas em potássio, portanto com anomalias bem conspícuas no canal do potássio. Já a cobertura aeromagnética, no local da ocorrência dessas rochas, apresenta anomalias devidas à intercalação de rochas básicas, mascarando assim a resposta das rochas graníticas ao módulo magnético.

#### 2.2.4.9 Idade e Correlação

A fácies hornblenda granito (São Pedro) da Suíte Granítica Rio Pardo mostrou um padrão isocrônico coerente. A análise de Rb/Sr de três amostras deste granito (executada por Tassinari, C.C.G. IG-USP, 1993), indicaram a idade de  $982 \pm 31$  Ma e R.I.  $0,7044 \pm 0,0005$  para o episódio de formação e colocação dos corpos. Com base nos conhecimentos atuais, onde as deformações atuaram no estágio submagmático, passando a atuar também no estado sólido (cisalhamento dúctil), é provável que esses *sheets* graníticos tenham sido gerados e intrudidos no Proterozóico Médio, nos eventos tardios da Orogenia Sunsas (Bloomfield & Litherland, 1979).

#### 2.2.4.10 Litogeoquímica e Petrogênese das Fácies Rio Pardo e São Pedro

Além das características petrográficas que evidenciam a natureza alcalina e mesmo peralcalina nas variedades portadoras de anfibólios e piroxênios sódicos, a assinatura litogeoquímica (25 análises), é diagnóstica: 1) teores muito elevados de  $\text{SiO}_2$  - a maior parte com mais de 70%; 2) teores de álcalis ( $\text{K}_2\text{O}$   $\text{Na}_2\text{O}$ ) muito elevados, entre 8,2 e 13,3 (apenas três exceções); 3) valores baixos de  $\text{CaO}$  (<1,70%; freqüentemente <1%); 4) valores baixos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 10 e 14% (tabelas 2.7). Com base nessas características, corresponde a uma associação tipo "A" (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987). O padrão de distribuição dos ETR (figura 2.30) é caracterizado por: 1) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR, exceto o Eu; 2) equilíbrio relativo (baixas razões  $\text{La}/\text{Yb}$ ) entre níveis de ETRL e ETRP; 3) acentuada anomalia negativa de Eu. Esse padrão do tipo *bird-wing*, ou *grand-canyon* possibilita uma correlação com os denominados granitos tipo "A", bem caracterizados no Proterozóico da Austrália (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987); Arábia Saudita (Le Bel *et al.*, 1984); Nigéria (Black *et al.*, 1985), entre outros. Também na região setentrional do Brasil foram descritas diversas suítes proterozóicas do tipo "A", apresentando padrão de distribuição de ETR similar: os granitos estaníferos tipo Madeira na Província Amazônica Central (Macambira *et al.*, 1987) e o Granito-Gnaiss Santa Helena, na região de Pontes e Lacerda, em Mato Grosso (Silva *et al.*, 1991), entre outros. A discreta trama, desenvolvida em condições submagmáticas, mas localmente já no estado sólido, também aponta para uma origem "não-anorogênica", por assim dizer, possivelmente desenvolvida em período tardi-tectônico, conforme também indicado pelas formas lenticularizadas e paralelizadas à trama das encaixantes regionais, dos numerosos *sheets* cartografados. Portanto, neste caso, a natureza tardi-tectônica e, uma possível ligação com um episódio colisional pretérito, não pode ser descartada. Além das evidências estruturais, algumas razões elementais apontam nessa direção, especialmente as altas razões  $\text{Rb}/\text{Nb}$  e  $\text{Y}/\text{Nb}$  que distinguem os granitos A-2, ligados a ambientes orogênicos, dos granitos anorogênicos A-1 na classificação de Eby (1992). Nesse caso, duas possíveis linhas evolutivas podem ser exploradas: 1) fusão parcial da crosta inferior granulítica, (TTG), desidratada pela extração prévia de um fundido granítico "normal", orogênico (Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*,

1987). Colisão, *overthrusting* e duplicação da crosta continental, associada a *underplating* na base da crosta, poderiam ser os mecanismos responsáveis pela geração desses magmas; 2) derivação direta de fonte mantélica metassomatizada pela subdução prévia de uma pretérita crosta oceânica (e.g. Bonin, 1987). Embora a primeira possibilidade tenha sido defendida em trabalhos de síntese sobre o magmatismo tipo "A", na Amazônia (Dall'Agnol *et al.*, 1987), em nossa opinião, a segunda hipótese explica melhor o quadro geológico regional. Em especial, a presença de uma associação vulcano-sedimentar submarina – Seqüência Nova Brasilândia – portadora de metatoleiítos, ótimos candidatos a representantes de fragmentos de um pretérito assoalho oceânico, dissipado no evento colisional que afetou a região. Da mesma maneira, a presença de uma associação magmática calcialcalina sincolisional (Suíte Metamórfica São Felipe), poderia também estar relacionada com o consumo de um assoalho oceânico em período antecedente à geração do magmatismo alcalino, além de evidências mais diretas como magma *mixing* na suíte e, finalmente, os dados isotópicos  $\text{Rb}/\text{Sr}$ . Especialmente, as baixas razões isotópicas iniciais  $\text{I Sr} = 0,704$ , reforçam a possibilidade de uma origem mantélica em período tardi a pós-tectônico para a suíte. A natureza não-anorogênica, ou seja, sua possível evolução em margem cordilheirana, pode ser igualmente deduzida do diagrama multielemental, normalizado ao manto primitivo (figura 2.31). Nele observa-se que – ao contrário do espectro dos típicos granitos alcalinos intraplaca – a suíte não representa o característico enriquecimento nos elementos HFS (Ti-Nb-Zr-P). Ao contrário, exibido pelos granitóides do tipo I-cordilheiranos, mostra acentuado pico negativo de Ti, e não apresenta o diagnóstico pico positivo do Nb. O acentuado enriquecimento em K, também não é característico de granitos intraplaca, mas sim de granitos alcalinos dos estágios orogenéticos tardios, desenvolvidos em crosta continental previamente espessada. A forte depleção em Sr, pode ter relação com a prévia separação de cumulados sieníticos, faltando entretanto maiores evidências. Independente de um aprofundamento das discussões genéticas, é importante salientar que por suas características químicas e seu contexto evolutivo ligado aos Granitos Jovens Rondonianos, a suíte apresenta uma alta especialização metalogenética. Além disso, suas fácies hidrotermalmente alteradas, constituem alvos exploratórios potenciais, em relação a mineralizações de Sn, além de outros elementos granitófilos (W, Mo, Nb, Ta, U, Fl, Zr, Au e ETR).

Tabela 2.7 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suíte Granítica Rio Pardo (Fácies Rio Pardo e São Luís).

Amostra	FÁCIES RIO PARDO														FÁCIES SÃO LUÍS										
	NA-89	NA-95	GR-96	GR-99B	CR-09	CR-28	CR-101	NA-29	NA-30	NA-47	NA-65	NA-66	NA-69	NA-84	NA-87	GR-388	GR-186	GR-303	PC-05	RB-150	RB-150A	RB-151	GR-185 C	GR-185 A	
VN#	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	250	110	110	110	110	110	110	110	110	110
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO <sub>2</sub>	71,60	74,40	74,30	75,20	0,00	0,00	0,00	75,00	64,30	73,10	70,00	71,30	70,40	72,20	71,30	-	72,90	63,40	63,60	63,80	55,70	0,00	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,21	0,05	0,52	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,21	0,42	0,31	0,42	0,31	0,31	-	0,21	0,42	0,83	0,73	1,50	0,00	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	13,20	14,20	11,30	0,00	0,00	0,00	13,20	13,20	14,20	14,20	14,20	15,10	14,20	14,20	-	13,20	18,00	18,00	17,00	15,10	0,00	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	0,90	0,67	2,00	0,00	0,00	0,69	0,69	0,80	2,10	0,96	0,94	0,86	1,10	-	-	1,10	1,70	2,60	2,20	5,00	0,00	-	-	-
FeO	1,50	0,47	0,33	2,10	0,00	0,00	0,67	0,62	0,95	2,50	1,20	1,30	1,30	1,30	-	-	0,28	0,53	0,65	0,62	2,50	0,00	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	-	0,05	0,05	0,05	0,12	0,00	-	-	-	-
MgO	0,29	0,17	0,12	0,10	0,00	0,00	0,12	0,12	0,21	0,41	0,36	0,36	0,29	0,41	-	-	0,17	0,17	1,10	0,41	4,00	0,00	-	-	-
CaO	1,30	0,98	0,70	1,20	0,00	0,00	0,91	1,10	1,20	1,00	1,20	1,40	1,30	1,50	-	-	0,91	1,40	1,40	1,70	4,60	0,00	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,20	3,00	2,00	0,00	0,00	3,50	3,40	3,20	3,00	3,20	3,20	3,20	3,50	-	-	4,10	5,10	4,20	3,80	3,90	0,00	-	-	-
K <sub>2</sub> O	5,10	5,30	5,60	3,60	0,00	0,00	4,80	5,20	5,00	4,80	5,60	5,30	5,10	5,10	-	-	5,80	7,70	5,80	8,20	5,10	0,00	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,07	0,16	0,16	0,00	0,00	0,05	0,05	0,08	0,15	0,10	0,10	0,09	0,09	-	-	0,06	0,05	0,12	0,14	0,85	0,00	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>*</sup>	1,10	1,10	0,92	0,80	0,00	0,00	0,91	0,90	0,88	1,10	1,30	1,40	1,00	1,10	-	-	0,92	0,98	1,00	0,88	1,00	0,00	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,21	0,30	0,22	0,17	0,00	0,00	0,37	0,37	0,15	0,34	0,30	0,39	0,25	0,14	-	-	0,40	0,40	0,22	0,21	0,27	0,00	-	-	-
Total	100,00	100,40	100,30	100,20	1,00	1,00	100,40	90,10	100,00	100,10	100,00	100,40	100,40	100,10	100,10	1,0	100,10	99,0	99,6	99,7	99,6	1,0	1,0	1,0	1,0
Nb	10	10	10	10	0	0	11	10	10	10	27	17	10	19	10	-	10	23	11	22	30	10	-	-	-
Zr	434	246	132	428	0	0	269	274	326	560	409	431	397	379	10	-	406	1.000	1.000	983	421	-	-	-	-
Y	10	10	10	40	0	0	17	10	10	10	10	10	10	10	10	-	10	27	80	83	55	34	-	-	-
Sr	100	95	45	154	0	0	60	65	80	115	105	125	105	120	10	-	368	197	0	1.000	1.000	1.000	-	-	-
Rb	338	304	350	174	0	0	409	369	404	289	286	297	340	335	10	-	275	199	258	311	233	154	-	-	-
Cu	0	0	5	5	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	5	0	5	5	0	-	-	-
Pb	0	0	20	30	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70	60	0	50	30	0	-	-	-
Co	0	0	5	10	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	5	0	5	15	0	-	-	-
Ni	0	0	5	15	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	5	0	5	60	0	-	-	-
Cr	0	0	50	50	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	0	0	50	100	0	-	-	-
Ba	720	720	190	450	0	0	345	390	570	930	760	950	630	830	10	-	380	180	0	1.125	2.000	0	-	-	-
Li	0	0	15	20	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	3	0	9	23	0	-	-	-
Mo	0	0	5	5	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	5	0	1	1	0	-	-	-
Sn	0	0	6	2	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	0	2	4	0	-	-	-
La	0,00	0,00	9,70	27,32	57,25	142,20	32,88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	56,93	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	0,00	0,00	23,37	63,50	148,60	310,90	78,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	38,00	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	0,00	0,00	8,85	29,02	44,34	107,30	30,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60,54	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	0,00	0,00	2,44	6,19	9,41	22,44	8,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,29	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0,00	0,00	0,30	0,81	0,81	1,55	0,72	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,61	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	0,00	0,00	2,07	4,04	5,70	14,14	6,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,34	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0,00	0,00	3,11	3,10	2,99	8,28	4,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,85	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0,00	0,00	0,63	0,59	0,64	1,63	1,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,73	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0,00	0,00	1,79	1,42	1,55	4,24	3,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,45	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,00	0,00	2,09	1,23	1,60	2,02	1,79	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,51	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0,00	0,00	0,29	0,17	0,23	0,44	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-
LaN/LuN	0,00	0,00	3,45	16,20	25,95	33,70	8,82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,76	-	-	-	-	-	-	-	-
LaN/SmN	0,00	0,00	2,50	2,78	3,83	3,99	2,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,70	-	-	-	-	-	-	-	-
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,40	0,47	0,31	0,25	0,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,42	-	-	-	-	-	-	-	-

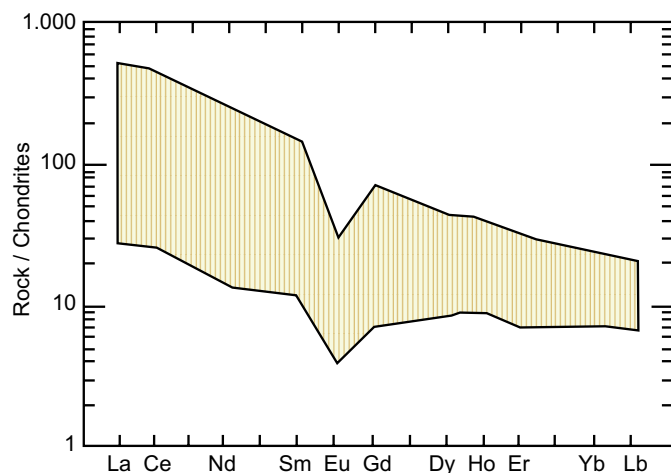


Figura 2.30 – Diagrama mostrando o “envelope” de distribuição dos ETR normalizados dos condritos das rochas graníticas das três fácies que constituem a Suíte Granítica Rio Pardo (Rio Pardo, São Luís e São Pedro).

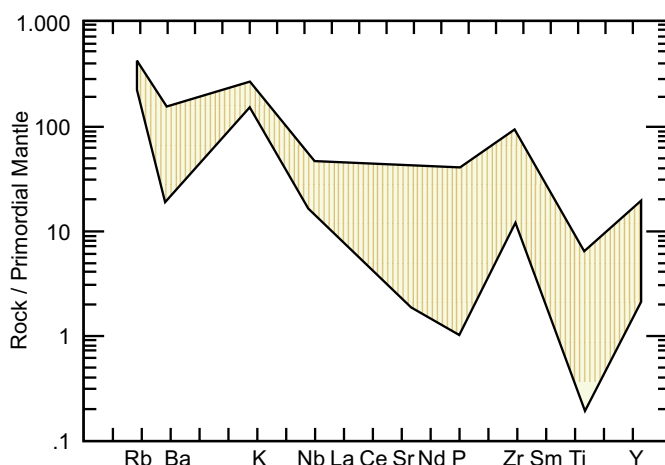


Figura 2.31 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Granítica Rio Pardo (“envelope” contendo curvas das três fácies).

## 2.2.5 Formação Pimenta Bueno (Unidades 4 a 6)

### 2.2.5.1 Comentários Gerais

Oliveira (1915/1918) considerou que os folhelhos do rio Comemoração constituíam uma seqüência sedimentar epimetamorfizada, classificando-os como filitos de idade pré-devoniana. Dequech (1943) observou afloramentos de folhelhos e conglomerados sem qualquer grau de seleção, num trecho do rio Pimenta Bueno, associando-os aos folhelhos de Sepotuba. Lobato *et al.* (1966) descrevem a intercalação de folhelhos com arenitos da Formação Parecis na localidade de Pimenta Bueno. Pinto Filho (1977) designa de Unidade Permo-Carbonífera I, os folhelhos e arenitos que afloram no rio Pimenta Bueno e ao longo da rodovia BR-364, do km 418 ao km 548 e, foi o primeiro a caracterizar esta unidade como resultante da deposição em uma bacia intracratônica do tipo *graben*. Designou também de Unidade Permo-Carbonífera II, os depósitos glaciais representados pelos tilitos. Leal *et al.* (1978) formalizaram a designação de Formação Pimenta Bueno, para a seqüência composta de ruditos, arenitos e lutitos, com carbonatos e lentes de carvão da forma subordinada, confinado ao *Graben* Pimenta Bueno. No presente trabalho, utiliza-se a denominação de Formação Pimenta Bueno para os arenitos arcossianos, folhelhos marinhos e sedimentos de origem glacial que preenchem o *graben* homônimo.

### 2.2.5.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Formação Pimenta Bueno aflora em toda a porção norte da folha, cobrindo aproximadamente 45% da mesma, na região de domínio do *Graben* Pimenta Bueno, tendo como seção-tipo, a linha 184, a norte de Pimenta Bueno. Repousa discordantemente sobre as rochas do embasamento cristalino (Complexo Granítico Santa Luzia) e Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Seu contexto deposicional mostra um arcabouço relativamente simples, com relevo plano, no qual agrupam-se litofácies de origens marinhas e continentais (figura 2.32).

### 2.2.5.3 Descrição das Litofácies

#### Litofácies Marinha (Folhelho Marrom-Chocolate)

Os folhelhos ocupam cerca de 30% da área de domínio da bacia, aparecendo em forma de manchas, definidas principalmente através das fotografias aéreas, geralmente em zonas onde a erosão foi mais atuante. Esta unidade repousa discordantemente sobre o Complexo Granítico Santa Luzia e Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, no interior do *Graben* Pimenta Bueno. Os pontos visitados dessa unidade correspondem

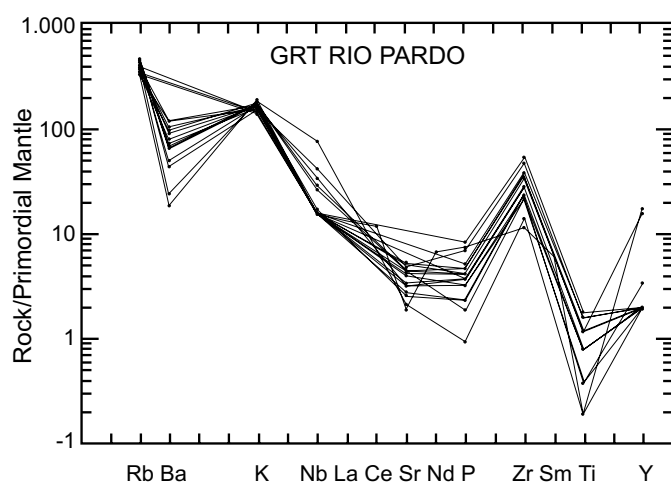


Figura 2.32 – Diagrama multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Granítica Rio Pardo (“envelope” contendo curvas das três fácies).

normalmente a cortes de estradas, onde observa-se uma rocha bastante alterada, de coloração marrom-chocolate, físsil e laminada, bastante micácea. Em alguns pontos intercala-se com siltito da mesma coloração, em outros com um arenito creme com partes esverdeadas. A mineralogia é composta por caulinita, clorita, montmorilonita, óxido de ferro, quartzo e opacos pulverulentos. Ocasionalmente, o carbonato ocorre em finos veios entre os planos de laminação e/ou preenchendo fraturas.

### Litofácies Continental (Arenitos Arcosianos)

Os arenitos arcosianos ocupam praticamente o restante do domínio da bacia, ocorrendo em forma de lajedos, blocos e matacões subarredondados, com diâmetros chegando a atingir 4m. A coloração é marrom com partes esbranquiçadas, bastante alterados; sendo porém, ainda possível observar estratificações plano-paralelas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas. Petrograficamente correspondem a arenitos arcosianos, de granulometria média a grossa, com matriz argilosa, bastante micáceos, compostos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, moscovita e opacos. Os feldspatos, frequentemente ocorrem alterados para sericita e argilas. A moscovita ocorre em finas palhetas nos espaços intersticiais do material quartzo-feldspático. Esta unidade ocorre interdigitada com os folhelhos marrom-chocolate.

### Litofácies Glaciocontinental (Tilitos)

Os tilitos ocupam pequenas porções da área, ocorrendo geralmente nas bordas do *Graben* Pimenta Bueno, ou formando bolsões no interior da bacia, ultrapassando os limites da folha. Foram observadas exposições dos diamictitos nas linhas 160, 172 e 176, onde a rocha se apresenta com uma coloração amarelada, maciça, bastante intemperizada, com matriz areno-argilosa, sem estratificação, mal selecionada, na qual estão dispersos de forma desorganizada, seixos e matacões. Estes grânulos são de composições variadas, mal selecionados, subarredondados (granitos, gnaisses, metabásicas) e angulosos (xistos e quartzitos), com diâmetro máximo chegando a atingir até 40cm. A distribuição destes grânulos não possibilita a determinação do sentido do fluxo da corrente. Alguns deles estão polidos, estriados e facetados, às vezes em forma de “ferro-de-engomar”. Esta unidade repousa discordantemente na linha 160, sobre a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, e da mesma maneira nas linhas 172 e 176, sobre os arenitos arcosianos e folhelho marrom-chocolate.

### Litofácies Glaciomarinha (Unidade *Dropstone*)

Esta unidade ocorre associada aos diamictitos, aparecendo tipicamente, na linha 160, no extremo-oeste da Folha Rio Pardo, fazendo limite com a Folha Paulo Saldanha. Os pontos observados consistem principalmente em cortes de estradas, nos quais se observem pelitos laminados, de coloração creme, com grãos de areia dispersos, resultantes de processos de transporte por suspensão. Ocorrem também seixos “pingados” deformando a laminação preexistente. São grânulos, principalmente de quartzo, granito e gnaisses, arredondados a subangulosos, com diâmetro de até 20cm, derivados do embasamento cristalino e transportados através de *icebergs* fragmentados das porções frontais das galerias.

#### 2.2.5.4 Discussões e Interpretações do Sistema Depositional

A gênese glacial para os diamictitos presentes na Formação Pimenta Bueno, na região sudeste do estado de Rondônia, inicialmente sugerida por Nahass *et al.* (1974) é contestada por Leal *et al.*

(1978). Posteriormente Pedreira & Bahia (1992) observaram um conjunto de evidências indicativas do sistema glacial, tais como: ocorrência de diamictitos associados com a Unidade *Dropstone*, blocos e matacões erráticos de composição litológica variável, clastos estriados e facetados em forma de “ferro-de-engomar”, de tal forma, que a natureza glacial para os sedimentos da porção superior da Formação Pimenta Bueno foi caracterizada com segurança. Neste trabalho procurou-se, de maneira ainda preliminar, interpretar a gênese de um conjunto de fácies sedimentares da Formação Pimenta Bueno, procurando associá-las a processos comuns no contexto de um sistema glacial. A elaboração de um modelo deposicional mais complexo se torna difícil, devido à falta de continuidade dos afloramentos e conseqüentemente de correlações laterais. A Formação Pimenta Bueno está representada, da base para o topo, por um pacote de folhelho marrom-chocolate que aumenta de espessura no centro da bacia, conforme comprovado em testemunhos de sondagens do Projeto Presidente Hermes (Freitas, 1978). Esses folhelhos parecem representar a parte mais distal de fluxo de gravidade, evidenciados pela inexistência de estruturas de águas rasas. Porém, em Siqueira (1989), está registrado a presença de acritarcas do gênero *Sunsphaeridium*, indicativos de ambiente marinho de águas rasas. Infere-se neste caso um ambiente marinho abaixo das ondas de bom tempo. Na porção superior do pacote, o folhelho intercala-se com um siltito marrom-micáceo, representando uma zona mais proximal de deposição. Esta intercalação observada encontra-se em avançado estágio de intemperismo, não permitindo o reconhecimento de estruturas indicativas de ambiente deposicional. Recobrimo a seqüência de pelitos, já em ambiente fluvial, aparecem os arenitos arcossianos, com estratificações plano-paralela de baixo ângulo e cruzadas acanaladas, refletindo um progressivo avanço nas condições de deposição fluvial, através de progradação. Porém, sua imaturidade sugere rápido soterramento e proximidade da área-fonte, indicativos de leques aluviais que avançariam mar adentro, recobrimo os sedimentos marinhos (folhelho marrom-chocolate). A influência glacial está registrada pela presença de diamictitos associados com a Unidade *Dropstone*. Esta associação coincide com a proposta de Mial (1984) para a Formação Gowganda no Canadá, a qual compreende diamictitos, arenitos e material pelítico. Os diamictitos encontrados na Formação Pimenta Bueno, pela sua estrutura suportada pela matriz maciça,

na qual estão dispersos blocos e matacões erráticos, clastos facetados e estriados, de várias composições litológicas (constituindo feições típicas de fluxo de detritos (Rust, 1984), podem representar deposição junto à região basal de uma geleira, consistindo em fácies subglacial. A Unidade *Dropstone* constituída de ritmitos siltico-argilosos, finamente laminados, depositados por suspensão nas partes mais distais das geleiras, onde são comuns a presença de seixos “pingados” deformando a laminação preexistente, representa ambiente glaciomarinho ou lacustrino. São necessários estudos paleontológicos mais detalhados para uma definição mais precisa do ambiente específico. O contato da fácies proximal (diamictito) com fácies mais distal (Unidade *Dropstone*) pode ser interpretado como avanço e recuo de lobos glaciais. A partir destes, destacam-se os *icebergs* cuja descarga é evidenciada pelos seixos “pingados” encontrados nas litofácies de granulação fina, devidos à fusão da massa de gelo. Portanto, a presença de material glacial em um ambiente deposicional ameno (marinho raso), pode ser explicada pelo soerguimento tectônico das áreas-fonte, dando origem à glaciação de altitude, gerando detritos glacioclasticos e, localmente, lobos glaciais que desceram até o nível do mar, depositando intercalações glaciais semelhantes à seqüência deltaica com carbonatos (Schermerhorn, 1983, *in*: Pedreira & Guimarães, 1990). Finalmente é possível que a Formação Pimenta Bueno tenha sido depositada inicialmente em ambiente marinho (folhelho marrom-chocolate); passando através de uma progradação para um ambiente fluvial (arenito arcossiano); e finalizando com depósitos glaciogênicos, já em ambiente continental, com partes das geleiras avançando no ambiente marinho (Unidade *Dropstone*). Sugere-se que, no futuro, estudos mais abrangentes, incorporando informações de outras áreas, possam ampliar os conhecimentos relativos aos sedimentos glaciais da Formação Pimenta Bueno, bem como de toda a Bacia dos Parecis.

#### 2.2.5.5 Assinatura Geofísica

A assinatura aerogamaespectrométrica revela baixos níveis de radiação, tendo uma melhor resposta radiométrica onde predominam os folhelhos (unidade radiométrica  $R_2$ ), devido a uma concentração maior de potássio. No levantamento magnetométrico, estes litótipos não apresentam assinatura geofísica característica.

### 2.2.5.6 Idade e Correlação

Apesar de se ter obtido um grande avanço no entendimento da Formação Pimenta Bueno, persistem algumas dúvidas quanto a sua idade. Oliveira (1915-1918), considerou de idade pré-devoniana e pertencentes à Série Cuiabá, os filitos aflorantes no leito do rio Pimenta Bueno. Dequech (1943) propõe a idade permiana, pela forte semelhança litológica com os folhelhos de Sepotuba, considerados permianos (Oliveira, 1915-1918). Pinto Filho *et al.* (1977) consideram a formação como sendo de idade permo-carbonífera, baseados no conteúdo fossilífero representado por palinomorfos dos grupos *Pteridophyta* e *Lycopodophyta* reconhecidos em arenitos da Unidade Permocarbonífera I. Da mesma maneira, os filitos da Unidade Permocarbonífera II, mostraram assembléia fossilífera vegetal de idade carbonífera-permiana. Associados a essa assembléia foram encontrados restos de *Amazonites cruzi* por Sommer & Costa (1972) em arenitos próximos ao rio Roosevelt, os quais admitiram um intervalo deposicional do Pré-Cambriano Superior ao Eo-Paleozóico. Leal *et al.* (1978) admitiram para a formação uma evolução geotectônica do Pré-Cambriano Superior ao Eo-Paleozóico, ligada ao fechamento do Ciclo Brasileiro. Cruz (1980) sugeriu o intervalo do Siluriano ao Eo-Devoniano para os folhelhos escuros carbonosos da Unidade PCI, baseado nos fósseis do gênero *synsphaeridium*. Diante do exposto, a idade permo-carbonífera é melhor fundamentada nos estudos fossilíferos e adotada neste trabalho.

### 2.2.6 Coberturas Cenozóicas (Unidades 1 a 3)

#### Fanglomerados

Os fanglomerados são representados basicamente por material oriundo das unidades subjacentes, localizado nos sopés das elevações do terreno, tendo sua gênese controlada por falhamentos. Suas melhores exposições encontram-se na linha 208, mais precisamente no ponto CR-98. São depósitos inconsolidados, constituídos de clastos angulosos e mal selecionados de xistos, sílex, quartzito, biotita paragnaisse, arenitos e folhelhos; sustentados por matriz areno-argilosa de coloração avermelhada.

#### Lateritos

Os lateritos, de acordo com a abordagem moderna, devem ser descritos como um importante

grupo de rochas, pois apresentam características próprias, tais como: cor, textura, estruturas e composição química e mineralógica. Na Região Amazônica, os lateritos mais jovens ou menos evoluídos começaram a se formar no Terciário, atingindo provavelmente maior desenvolvimento no Pleistoceno e Holoceno (Costa, 1984, 1986 e 1988). A partir do Holoceno estabeleceu-se o clima atual quente e úmido, com intensa cobertura vegetal, provocando o intemperismo químico e a erosão física dos lateritos, levando à formação de solos e colúvios. Atualmente a região está sendo dissecada, mas em período de tempo insuficiente para a formação de platôs típicos. Na área mapeada, a cobertura laterítica ocorre de forma irregular, principalmente na porção da folha, região de domínio dos sedimentos do *Graben* Pimenta Bueno. A discriminação dessa litologia só foi possível através das fotografias aéreas do quadrante nordeste. São lateritos imaturos ou de baixo grau evolutivo, ocorrendo em forma de blocos de concreções ferruginosas, configurando a parte mais elevada do relevo moderadamente ondulado, com tendência à formação de platôs. Os lateritos imaturos apresentam um perfil geológico simples, sendo observados apenas os horizontes concrecionários ou petroplintitos, na porção superior, e o mosqueado ou plintito na porção inferior do perfil. O horizonte concrecionário é de coloração amarelada, constituído essencialmente de nódulos esféricos e irregulares de oxi-hidróxidos de ferro, com 1 a 2cm de diâmetro, imersos em matriz argilosa. A espessura do horizonte é, em geral, superior a 2m. O horizonte mosqueado encontra-se abaixo do concrecionário, em contato gradacional com este e, possivelmente, com a rocha-mãe. Este horizonte foi observado principalmente nos cortes de estradas ou em voçorocas abertas pelas chuvas. Trata-se de uma estruturação singenética na qual o nível argilo-arenoso é caracterizado pela distribuição aleatória de manchas de óxido de ferro pulverulento, colorindo irregularmente o horizonte. O processo de laterização afetou todas as rochas aflorantes, principalmente as litologias da Formação Pimenta Bueno, mascarando ou obliterando as estruturas primárias da rocha-mãe.

#### Depósitos Aluvionares

São cascalhos, areias, siltes e argilas, holocênicos, inconsolidados, condicionados às calhas dos rios e igarapés atuais. Repousam discordantemente sobre as rochas do embasamento crista-

lino, ou recortam terrenos sedimentares mais antigos. Os sedimentos aluvionares estão relacionados principalmente aos cursos d'água dos rios Pardo, Palha, São Pedro e Branco. Aparecem com maior expressão nos canais meandantes, de baixo gradiente, fluxos contínuos e irregulares de corrente, sujeitos a transbordamento no período

das chuvas. No caso do rio Branco, as aluviões estão praticamente ausentes nos trechos retilíneos, onde as estruturas tectônicas favorecem o encaixamento pronunciado. Sendo mais expressivos nos trechos meandantes, favorecendo a formação de depósitos de acresções vertical e lateral.



# 4

---

## GEOLOGIA ECONÔMICA/METALOGENIA

### 4.1 Panorama Mineral

Na Folha Rio Pardo foram cadastrados apenas dois locais onde ocorreram lavras de ametista e água-marinha através de garimpagem, e uma ocorrência de magnetita. O garimpo de ametista denominado de Garimpo da Viúva localiza-se a 13,5km a sul da linha 25, entre as linhas 196 e 200. O local apresenta duas cavas com dimensões aproximadas de 30m x 20m x 3m, totalmente alagados e, assim, não possibilitando o acesso a uma melhor descrição. Entretanto a rocha encaixante é constituída por rocha granítica já em estágio avançado de alteração, com granulação média e coloração rosada, provavelmente um monzogranito. Pelas observações, a ametista, que ocorre em pegmatitos com dimensões métricas, apresenta-se com dimensões decimétricas, hábito bipiramidal e coloração violeta. Segundo moradores locais, o garimpo paralisou em 1988 e foram lavrados mais de 100t de ametista. O garimpo de água-marinha, localiza-se 3,5km a S da linha 25, entre as linhas 184 e 188, foi explorado em 1989 e desde então encontra-se abandonado. A água-marinha, de dimensões centimétricas, ocorre associada com columbita-tantalita e berilo, em um veio de quartzo de coloração clara, com espessura de 1m, subhorizontalizado, com leve mer-

gulho para sul. Encontra-se encaixado em monzogranito de coloração rósea e granulação média. A magnetita ocorre na linha 188, a 17km ao N da linha 25. Apresenta-se com dimensões decimétricas e hábito cúbico, dispersa numa área de 30m x 50m, de forma aleatória, no terreno com cultura de milho. A rocha encontrada nas proximidades é um gabro granulitizado de coloração cinza-esverdeado e granulação média. Argila para uso em cerâmica vermelha é explorada em pequena escala, a partir de solos produzidos pela alteração de granulitos básicos, em Santa Luzia, e de solos produzidos a partir da alteração de folhelhos da Formação Pimenta Bueno, em Rolim de Moura. Areia para a construção civil, utilizada também em pequena escala, é explotada em leitos e margens dos rios Palha, Branco, Pardo e São Pedro.

### 4.2 Metalogenia Previsional

A integração da base geológica com as informações geoquímicas, geofísicas e petrológicas, aliadas aos dados de mineralizações conhecidas na região, permitiu caracterizar metalotectos estruturais e litológicos, os quais permitiram a delimitação de oito áreas de interesse para a prospecção mine-

ral. A Área I situa-se na ZTRB, a qual ocorre na porção SW da folha, em forma de cunha e direção WNW. Apresenta-se predominantemente por rochas xistosas psamo-pelíticas, quartzitos e calcissilicáticas maciças da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, e granitos da Suíte Rio Pardo. O potencial para ouro é justificado primeiramente pela ocorrência de garimpos desse minério na Folha Paulo Saldanha, imediatamente a W, e pela presença de anomalias de As em sedimentos de corrente; em drenagem que corta a zona de transcorrência. A caracterização de uma seqüência metavulcano-sedimentar, com remanescentes do vulcanismo toleítico submarino, fornece à área grande importância do ponto de vista exploratório, não somente com relação a depósitos auríferos, como em relação a depósitos de sulfetos polimetálicos. A Área IIa apresenta potencialidade para estanho e wolfrâmio, conforme sugerido por anomalias de sedimento de corrente destes elementos em drenagens que cortam a Suíte Granítica Rio Pardo, com características químicas alcalinas (granito tipo "A"). A Área IIb apresenta, igualmente, potencial para estanho e wolfrâmio, indicado por anomalias em sedimento de corrente, em drenagens que cortam a Suíte São Pedro, também com características alcalinas (granito tipo "A"). A Área III apresenta potencialidade para Au e sulfetos polimetálicos, sugerida por anomalias de As, Cu, Pb e Zn, em sedimento de corrente em drenagens que cortam a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, localmente constituída por xistos psamo-pelíticos com intercalações de anfíbolitos e calcissilicáticas maciças, estas com pirita disseminada. A Área IV apresenta potencial para Au, dado por anomalias de As e Pb em sedimento de corrente, em drenagem que corta os litótipos da Formação Pimenta Bueno. Grosseiramente acompanhando a bacia anômala, ocorre um nível de laterita de espessura métrica, distribuído numa área de cerca de 20km<sup>2</sup>, originado por processos pedogenéticos desenvolvidos no Terciário-Quaternário, os quais podem ter favorecido a concentração dos elemen-

tos assinalados acima. A Área V apresenta potencialidade para Pt, Au e sulfetos polimetálicos, dada por anomalias de Co, Cr, Ni e Cu em sedimento de corrente, em drenagens que cortam granulitos básicos do Complexo Santa Luzia, os quais ocorrem na porção sul da Folha Rio Pardo. Além dos valores anômalos dos elementos-guias relatados acima, na área da Folha Paulo Saldanha detectou-se Pt e Au, provavelmente associados a sulfetos de Fe, Cu e Ni, em rochas similares aos granulitos básicos descritos acima. A Área VI apresenta potencialidade para diamante, dada pelas ocorrências deste bem mineral nas aluviões recentes do rio São Pedro, bem como pela conhecida vocação da região adjacente à área em estudo, em ambientes secundários (aluviões do rio Machado) e primário (kimberlitos). A Área VII apresenta potencialidade para brita e para rochas ornamentais. As áreas foram delimitadas em função da ocorrência de campo de matações de granitóides da Suíte Granítica Rio Pardo, onde os blocos alcançam cerca de 5m de diâmetro. São granitos com granulação média a grossa, coloração rósea a cinza, com menos de 10% de minerais máficos e baixa freqüência de fraturas. A Área VIII apresenta potencialidade para rochas ornamentais, dada pelos gnaisses calcissilicáticos, com característico bandamento milicentimétrico constituído por lâminas claras (quartzo e feldspato) e esverdeadas (diopsídio). A coloração em geral mostra-se esverdeada, granulação fina a média, com alta freqüência de fraturas, o que dificulta a exploração de blocos maiores que 1m<sup>3</sup>. Finalmente, após a análise das inúmeras ocorrências de ouro de âmbito regional, verifica-se que as mesmas encontram-se no contexto do Cinturão de Cisalhamento Guaporé e, este, está em parte agindo como condicionador de concentração aurífera. A referida região, desde Pontes e Lacerda, em Mato Grosso, passando por Nova Brasilândia e Rolim de Moura, até a região de Ariquemes, em Rondônia, pode ser considerada como uma província metalogenética, doravante denominada de "Província Aurífera Guaporé".

# 3

---

## GEOLOGIA ESTRUTURAL/GEOTECTÔNICA

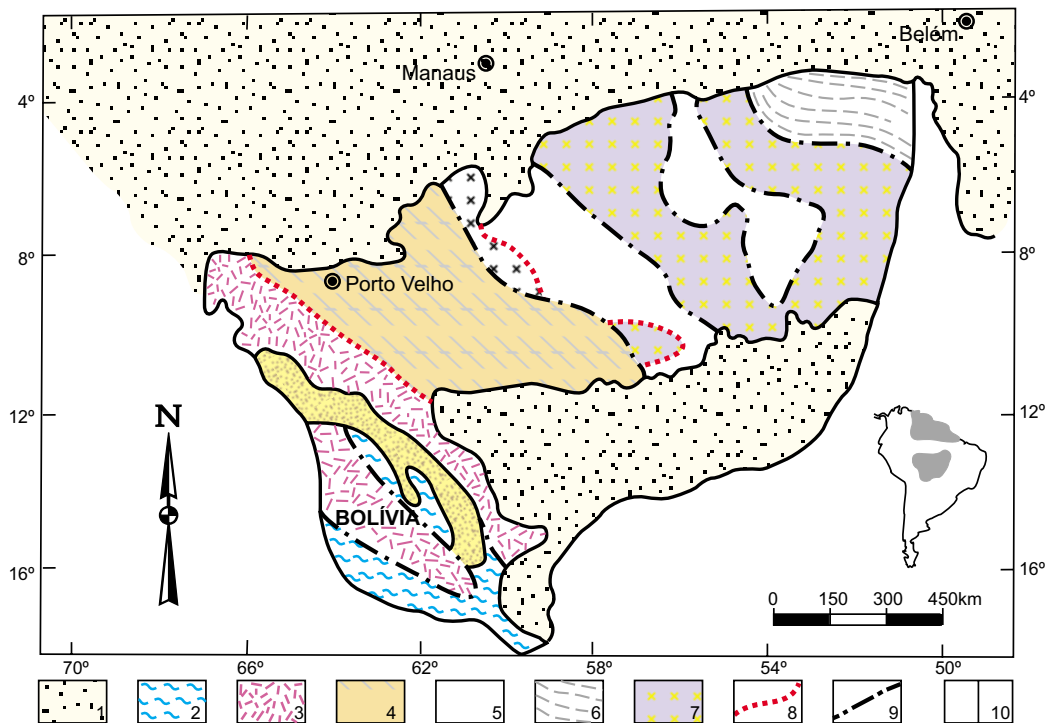
### 3.1 Considerações Gerais

A área mapeada está inserida no contexto do chamado Cinturão Móvel Rondoniano, definido por Cordani *et al.* em 1979 que, fundamentados principalmente em dados geocronológicos, propõem um modelo de desenvolvimento geodinâmico para a região, segundo processos característicos de faixas móveis (figura 3.1). Hasui *et al.* (1984), com base em elementos geofísicos, relacionam anomalias designadas tipo I, identificadas na região, com a existência de um cinturão de direção NW, designado de Cinturão de Alto Grau Guaporé. Recentemente Santarém *et al.* (1992), correlacionaram os elementos litoestruturais das Folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo com os elementos da região de Pontes e Lacerda, definindo uma estrutura que se estenderia de Rondônia a Mato Grosso, denominando-a de Cinturão de Cisalhamento Guaporé, o qual é aqui denominado Cinturão Guaporé-Nova Brasilândia, uma vez que na área o cinturão apresenta elementos que permitem reconhecê-lo como um cinturão móvel e não como um simples “cinturão de cisalhamento” (figura 3.2). O Cinturão Guaporé mostra-se, na região, estruturado segundo uma direção geral WNW-ESE, apresentando um arranjo interno que configura uma geometria definida

por “feixes” de zonas de cisalhamento, com subsistemas imbricados de cavalgamentos em condições dúcteis com movimentação frontal e oblíqua, e “feixes” transcorrentes posteriores que seccionam tais subsistemas. A análise conjunta das associações petrográficas, com os dados estruturais, permitiu a elaboração de um quadro tectono-estratigráfico (figura 3.3) onde se destacam dois blocos estruturais distintos. Ao sul, movimentações prováveis da ordem de dezenas de quilômetros, nas zonas de cavalgamento frontais, promoveram o alçamento de rochas granulíticas da crosta inferior para níveis rasos, causando consequentemente adelgaçamento crustal ao longo de faixas; na porção centro-norte a movimentação foi do tipo transpressiva, promovendo um arranjo dos litótipos da Seqüência Metavulcano-sedimentar, segundo uma geometria que mostra clara transposição tectônica, com relações de paralelismo entre xistosidade, bandamento composicional e lenticularização dos conjuntos rochosos.

### 3.2 Estruturas de Raegime Compressivo

O Cinturão Guaporé-Nova Brasilândia apresenta-se na área de trabalho constituído por estruturas



1- Sedimentos Fanerozóicos; 2- Cinturão Móvel Sunsas (1,1 - 0,9Ga); 3- Cinturão Móvel Rondoniano (1,45 - 1,25Ga); 4- Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena (1,75 - 1,5Ga); 5- Cobertura Plataformar Proterozóica (1,9 -1,5Ga); 6- Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas (2,25 - 1,9Ga); 7- Província Amazônia Central (<2,5Ga); 8- Zona de Transição entre oscinturões; 9- Contato Aproximado entre os cinturões; 10- Folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo.

Figura 3.1 – Divisão geotectônica da parte sul do Cráton Amazônico, seg. Cordani et al. (1979) e Teixeira et al. (1988).

de regime compressivo, denominado Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha-Rio Pardo, o qual é caracterizado por três conjuntos: o subsistema frontal, o subsistema oblíquo e o subsistema direcional, denominado Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco (ZTRB), além de estruturas distensivas em segmentos localizados (figuras 3.4 e 3.5).

– Subsistema Imbricado Frontal (“A”): esse domínio, ligado a uma cinemática essencialmente compressiva, ocupa a parte sul da folha. Está representado por estruturas imbricadas de cavalgamentos frontais (possivelmente um leque imbricado), sob a forma de lanços lístricos que proporcionaram a ascensão de rochas da infra-estrutura, ocasionando um adelgaçamento crustal. O mapa de isoanômalas *Bouguer* (figura 3.6) consubstancia esta afirmação e mostra anomalias de massa positiva de amplitudes consideráveis (20mgal), caracterizando a elevação tectônica de porções intracrustais e marcando uma importante descontinuidade crustal na área. A análise de alguns critérios cinemáticos como bandas de cisalhamento, rotação de porfiro-

clastos de feldspato, dobras intrafoliais assimétricas, indicam que o transporte de massa neste bloco desenvolveu-se predominantemente de NNW para SSE na Folha Rio Pardo. Entretanto no canto SW da folha, a sul do rio Branco, em concordância com o que ocorre na Folha Paulo Saldanha, ocorre uma inversão no sentido do deslocamento de massa, com a movimentação ocorrendo de SSW para NNE. Esses dois blocos estão separados por uma zona de cisalhamento transcorrente, de direção NW-SE, instalada a partir de um evento deformacional posterior, que corresponde a uma ramificação da ZTRB. A foliação milonítica  $S_n$ , no bloco SW, apresenta direções variando de N70 -80 W, com mergulhos de 50 a 70 SW, enquanto que na porção SE a direção varia de N30 -45 W e mergulhos de 30 NE até N30 -45 E com mergulhos de 25 a 80 NW, caracterizando um padrão anostomosado nos “feixes” imbricados do subsistema. As associações minerais, micro e mesoestruturas relacionadas à deformação tangencial indicam que as rochas constituintes deste bloco foram transformadas em condições de fácies granulito.

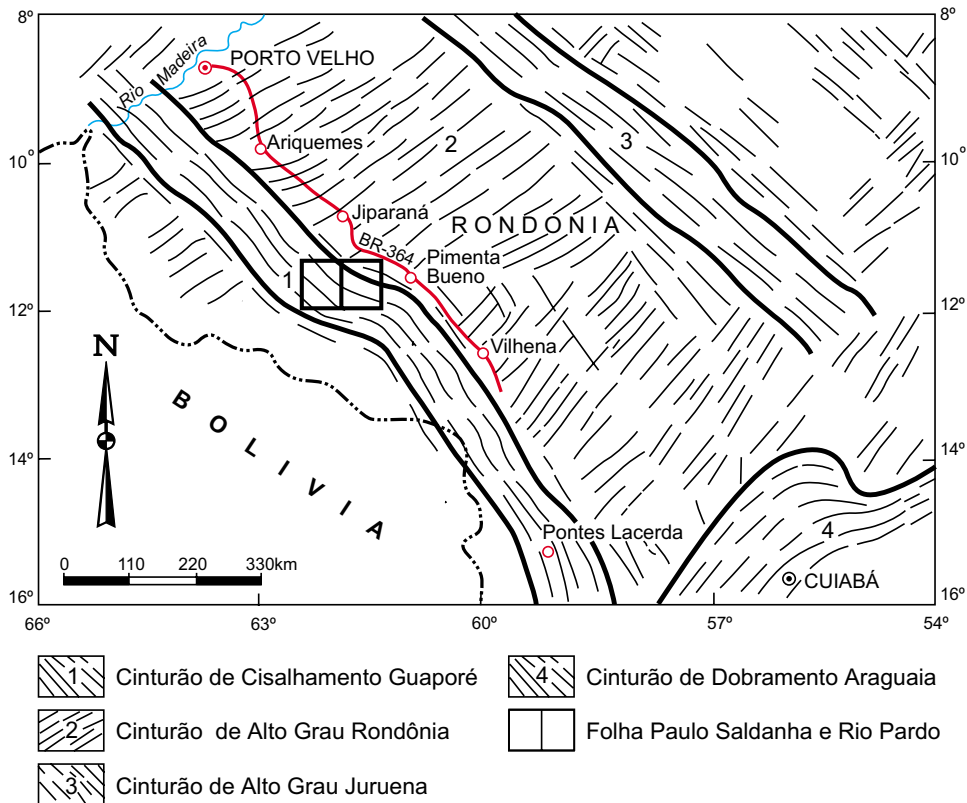


Figura 3.2 – Contexto geotectônico regional adaptado de Hasui et al. (1984) e Santarém et al. (1992).

– Subsistema Imbricado Oblíquo (“B”): localizado na porção centro-norte da folha (figuras 3.4 e 3.5) apresenta-se numa faixa cobrindo toda a extensão da mesma. É caracterizado por unidades que têm uma disposição condicionada por uma cinemática compressiva, desenhando um padrão segundo faixas subparalelas e alongadas na direção WNW-ESE, formando uma geometria anostomática imposta por um evento de cisalhamento dúctil de caráter oblíquo de baixo a médio ângulo. Tal distribuição define, em macroescala, um megabandamento composicional inclinado em torno de 40 -70 NE, composto por megalentes de supracrustais envolvendo granitóides. As frações de rochas lenticularizadas, ou sob a forma de camadas, apresentam diferentes taxas de deformação, evidenciando a natureza heterogênea da deformação, sendo comuns também neste contexto, frações isentas de deformação. A foliação  $S_n$  corresponde ao principal registro deformacional reconhecido ao longo deste segmento do cinturão, e tem sua posição espacial relacionada aos planos de movimentação de massa durante esta importante fase compressiva. Assim, duplexes oblíquos, cuja componente direcional é dextral e a de cavalgamento mostra sentido de transporte de NNW para

SSE (os principais indicadores cinemáticos foram os pares S x C, rotação de fenoclastos, assimetria de dobras intrafoliais, assimetria de caudas de cristais), no segmento centro-norte da área, imprimiram uma foliação ( $S_n$ ) com direções variando de N40 -80 W, mergulhos de 40 a 75 NE. Essa foliação é paralela ao bandamento composicional e aos contatos litológicos, caracterizando-se por superfícies de xistosidade, gnaissificação, achatamento, lenticularização e fluxo. As lineações de estiramento e mineral orientam-se preferencialmente segundo direções N10 a 50 W, com inclinações em torno de 30 -70 NW. Considerando suas posições espaciais juntamente com os indicadores cinemáticos, confirma-se o movimento de massas NNW para SSE. As dobras relacionadas a esta fase de deformação são raras, e quando estão presentes nos xistos e gnaisses, geralmente são assimétricas, intrafoliais com flancos estriccionados, eixos paralelos às lineações, e também pitigmáticas. As associações minerais, micro e mesoestruturais, indicam que neste bloco a deformação  $D_n$ , aconteceu em condições de fácies anfíbolito médio a superior. Na porção sul da folha, no domínio do Complexo Granulítico Santa Luzia, destacam-se ondulações de amplitude regional das frentes de cavalgamento e

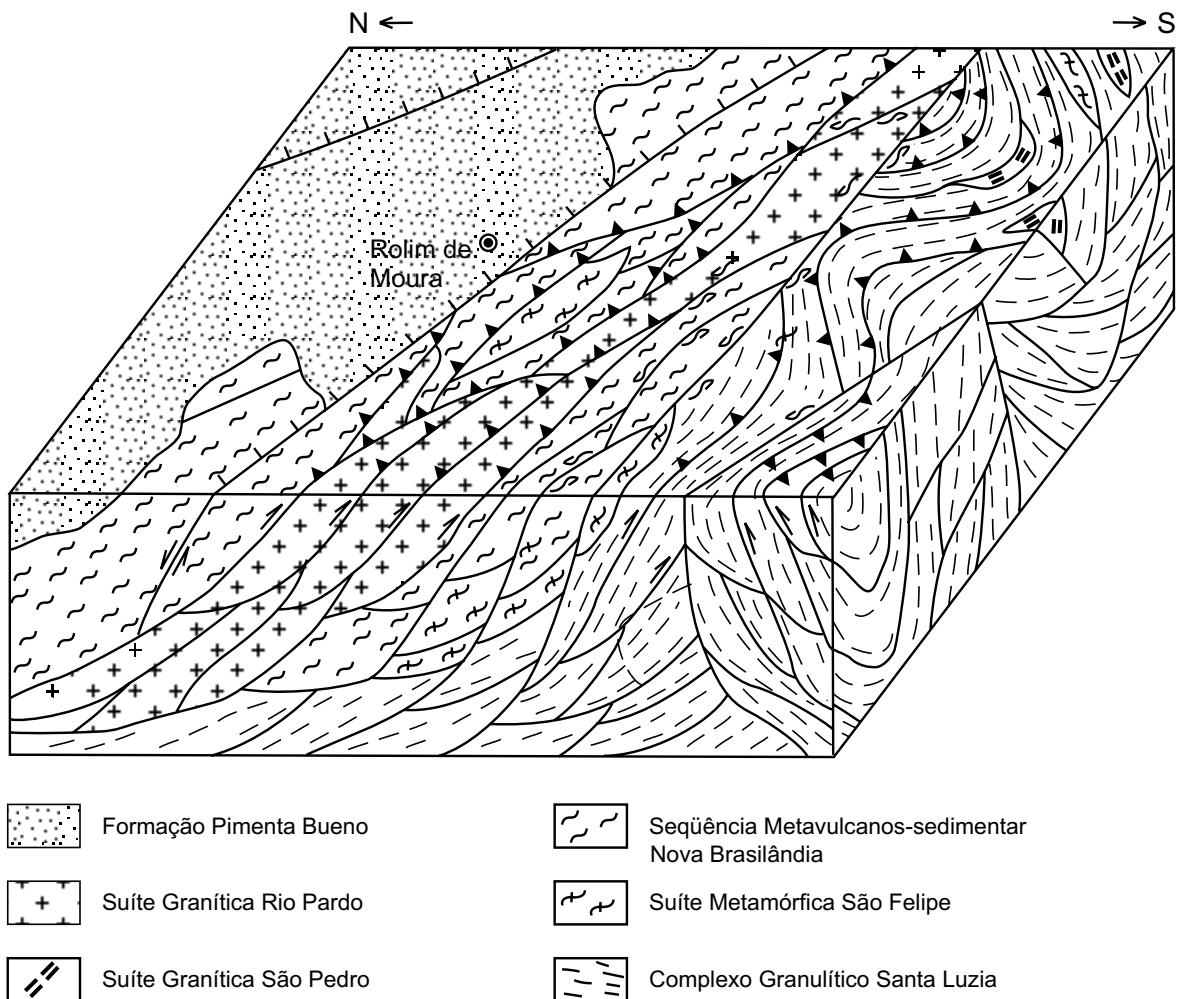


Figura 3.3 – Relações tectono-estratigráficas da Folha Rio Pardo.

foliações, provavelmente originadas a partir da ZTRB e a partir de uma outra zona de transcorrência, identificada fora do limite meridional da área, e que volta a separar rochas da infra-estrutura das infracrustais.

– Subsistema Direcional (“C”): No contexto da região trabalhada, este domínio é formado principalmente pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco, que separa os dois subsistemas imbricados (“A” e “B”) anteriormente descritos (figuras 3.4 e 3.5). A ZTRB desenvolveu-se no contato entre a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e a Suíte Granítica Rio Pardo, com o Complexo Granulítico Santa Luzia, tendo sua organização estrutural interna marcada por planos retilíneos anostomosados, de alto ângulo, com direção geral E-W e largura de 2 a 7km. Estes lineamentos correspondem a zonas de deformações máximas de transcorrência que produziram uma nova foliação

milonítica ( $S_{n+1}$ ), com mergulhos variando de 60 a 90°, e que superpõem-se às estruturas tangenciais dos cavalgamentos já descritos, seccionando-as e infletindo-as, culminando com sua transposição. O mapa de interpretação aeromagnetométrica (figura 2.14) ressalta esta zona de cisalhamento, definindo-a como parte integrante dos principais alinhamentos magnéticos da área, os quais separam os domínios magnéticos I e II das supracrustais e da infra-estrutura. As lineações de estiramento ou recristalização mineral associadas à foliação milonítica  $S_{n+1}$ , bem como as de interseção  $S_n/S_{n-1}$ , mergulham de 0 a 15° para E ou W. Considerando a natureza e a orientação dos planos de cisalhamento, as posições espaciais das lineações de estiramento e as rotações, sinistral e dextral, com predominância da primeira, associadas ao desenvolvimento dos planos de movimentação, deduz-se que a ZTRB tem sua evolução ligada a um binário sinis-

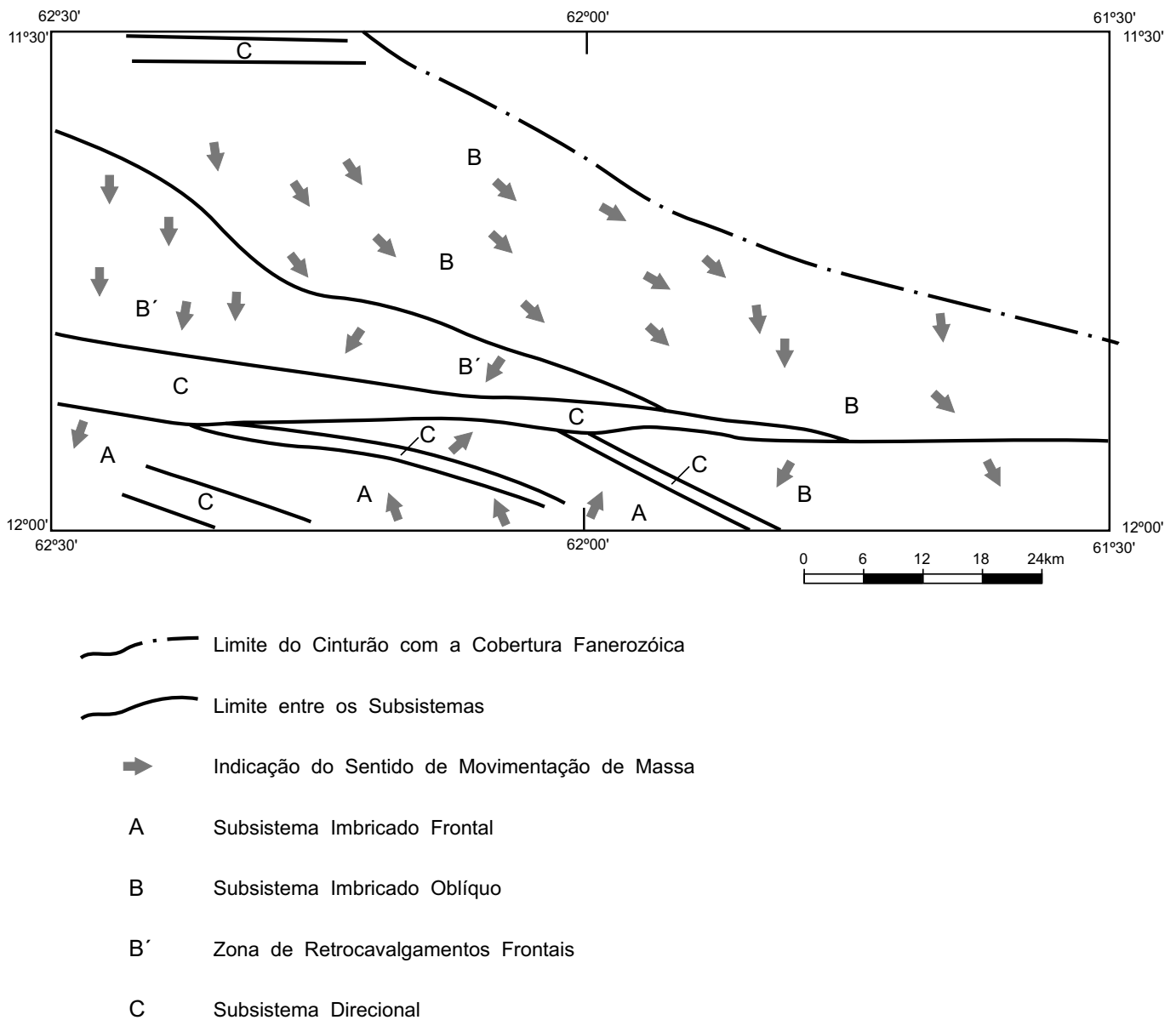
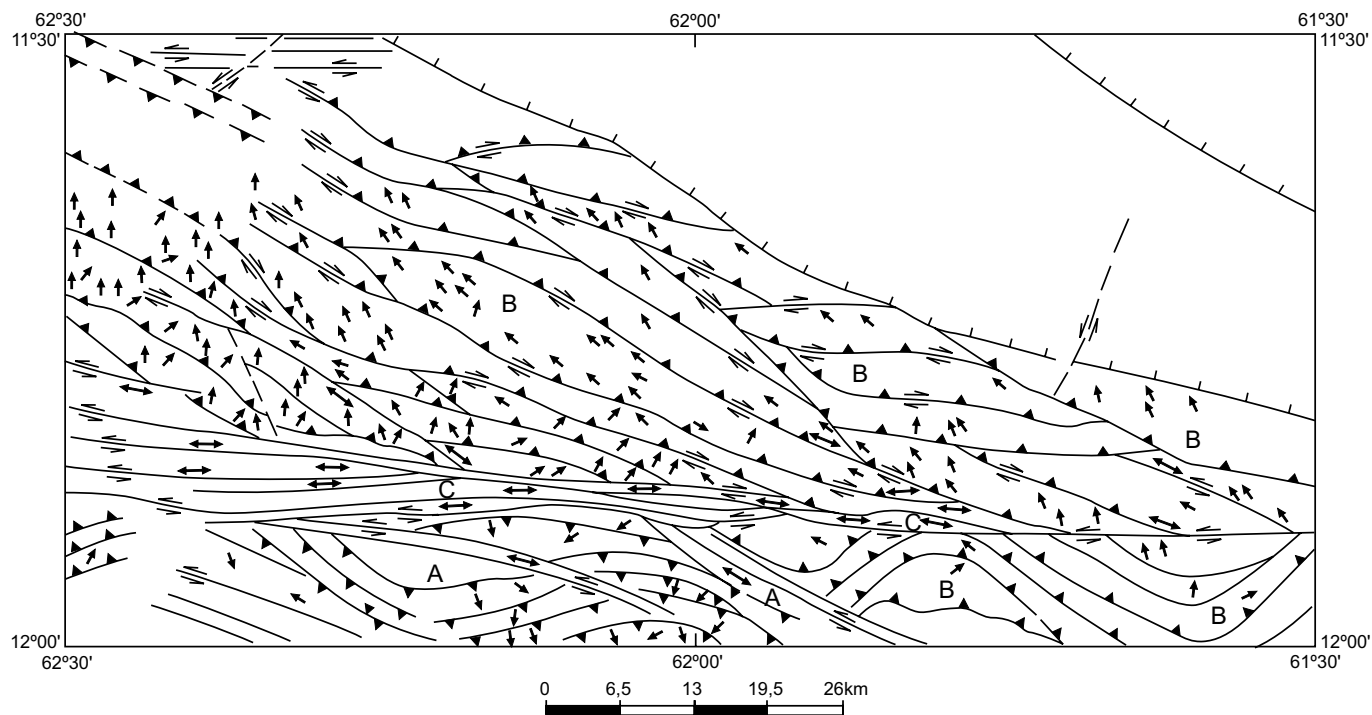


Figura 3.4 – Relação geométrica entre os subistemas de cisalhamento das folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo.

tral E-W. Mudanças na direção da lineação de estiramento para NE, SW e SE, observadas neste subistema, podem ser produtos de rotações internas na progressão da deformação, de variações na natureza da movimentação ou da preservação de segmentos rochosos entre os planos de movimentação. As porções rochosas situadas em posições mais distais em relação ao eixo da transcorrência principal, apresentam-se progressivamente menos transformadas por esta deformação, se ajustando à imbricação no quadro regional. Merece destaque,

também, uma zona de cisalhamento transcorrente com 500m de largura, localizada na porção SW da folha, representando uma ramificação da zona principal, com direção NW-SE, a qual separa dois blocos do Complexo Santa Luzia, com mergulhos opostos para SW e NE. As demais zonas transcorrentes registradas na folha, são consideradas como planos de movimentação discretos, imprimindo uma reorganização parcial nos arranjos planares e lineares das rochas preexistentes, acompanhada de retrometamorfismo.



ELEMENTOS ESTRUTURAIS

- Lineação de estiramento e/ou mineral com caimento
- ↔ Lineação de estiramento e/ou mineral horizontal
- ≡ Zona de cisalhamento transcorrente com sentido indicado
- ≡≡ Zona de cisalhamento com cavalgamento oblíquo com sentido indicado
- ▼ Zona de cisalhamento com cavalgamento frontal
- Zona de cisalhamento com cavalgamento indiscriminada
- ▼▼ Falha de empurrão
- — Falha indiscriminada
- ≡ — Falha transcorrente com sentido de movimentação indicado
- | — Falha extensional

SUBSISTEMAS ESTRUTURAIS

- A - Frontal
- B - Oblíquo
- C - Direcional

Figura 3.5 – Elementos do Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha - Rio Parto.



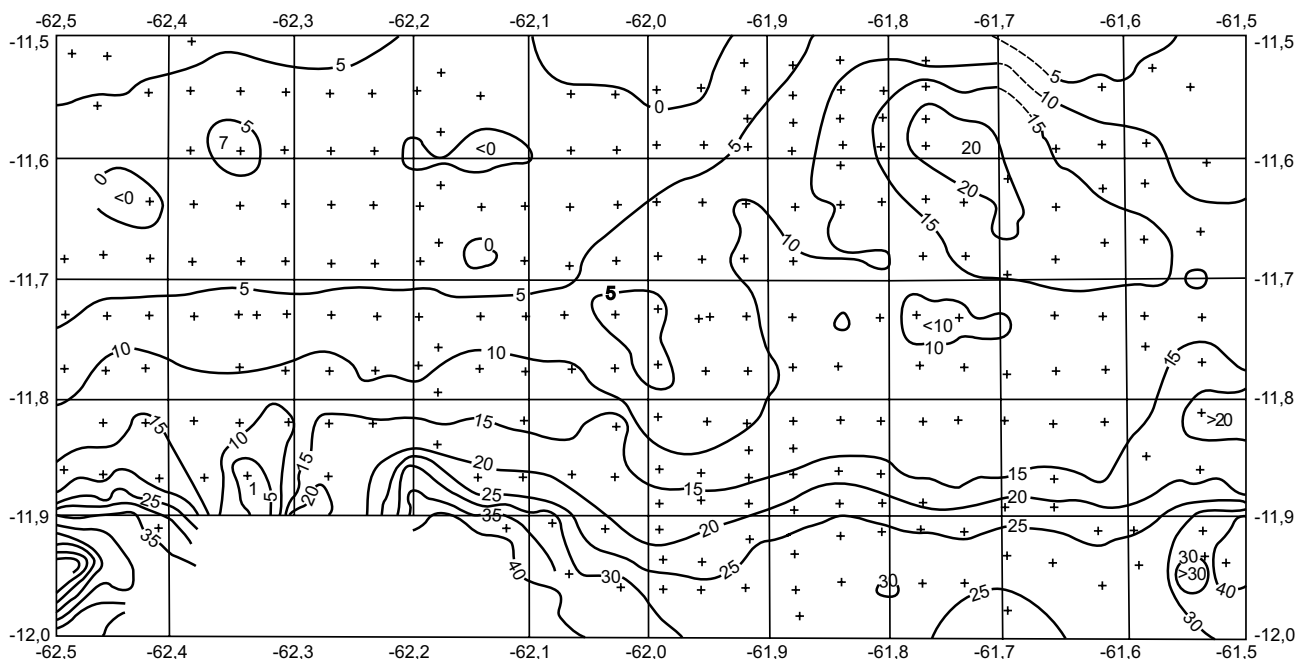


Figura 3.6 – Mapa de isonômalas Bourguer, abrangendo as folhas Paulo Saldanha e Rio Pardo, mostrando concentração de anomalias de massa positivas do sul das áreas.

### 3.3 Estruturas Distensivas

Provavelmente no Eo-Paleozóico, com o relaxamento da crosta, após a colisão e suturação dos crátons Paraguá e Amazônico, ocorre um regime distensivo propiciando o desenvolvimento de estruturas do tipo *graben*. Estas estruturas se instalaram segundo um *trend* de lineamentos antigos, através de falhas normais e de transferência. Nestas estruturas processou-se a sedimentação da Formação Pimenta Bueno. Estruturas predominantemente rúpteis com direção NE e NW, configuram as evidências de um expressivo quadro produzido por movimentações relacionadas à neotectônica. São estruturas do tipo juntas e falhas, com pequenos deslocamentos, evidenciados principalmente pelo traçado retilíneo e encaixado de alguns rios e igarapés da rede de drenagem atual.

### 3.4 Geotectônica e Evolução Geológica

Diversos autores apresentaram considerações e modelos sobre a evolução tectônica pré-cambriana da chamada Plataforma Amazônica ou Cráton Amazônico, bem como apresentaram modelos de evolução geral para a região. Abaixo destacamos os principais autores e suas concepções (Almeida, 1974, 1977; Amaral, 1974; Cordani *et al.*, 1979;

Montalvão & Bezerra, 1980; Cordani & Brito Neves, 1982; Lima, 1984; Hasui, 1984; Litherland *et al.*, 1986, entre outros). Teixeira *et al.* (1988) produziram uma revisão sobre a geocronologia do Cráton Amazônico e uma síntese reinterpretaiva dos dados isotópicos e da evolução geotectônica da área, subdividindo-a em cinco províncias geocronológicas: Amazônia Central (2.500Ma), Maroni-Itacaiúnas (2.500-1.900Ma), Rio Negro-Juruena (1.700-1.500Ma), Rondoniana (1.450-1.250Ma) e Sunsas (1.100-900Ma). Todas elas mostram registros geológicos distintos preservados em seus embasamentos, seqüências supracrustais metamorfiizadas, coberturas vulcano-sedimentares de plataforma, granitos e intrusões básicas e alcalinas. Costa & Hasui (1991) fazem menção a anomalias por eles denominadas como do “tipo I” no Cráton Amazônico, relacionando-as com zonas de articulações de blocos crustais de idades arqueanas, correspondendo a cinturões orogênicos marcados por cavalgamentos e transcorrências tardias, associadas a movimentos em rampas frontais, oblíquas e laterais do tipo dúctil. Esses movimentos seriam acompanhados de recristalização metamórfica ocorrida sob condições termais de fácies anfibólito, arrefecendo para as de fácies xisto-verde. Estes autores avançam sua interpretação, afirmando que esta estruturação fundamental de blocos justapostos através de cinturões orogênicos,

é vista em termos de colisões continentais, envolvendo subducção com uma suposta placa caracterizada pelo baixo gravimétrico e zona de espessamento crustal; o outro bloco, onde se localiza o alto gravimétrico, representaria a placa superior. As descontinuidades separando os blocos, representariam suturas colisionais de zonas de subducção do tipo "A", arranjando-se em junções tríplices. Comparando os modelos tectônicos propostos, fica claro que eles mostram diferenças significativas, não somente na concepção dos autores, como também na limitação da avaliação dos dados. Os limites das províncias tectônicas são estimados com base nas escassas informações geológicas, imagens de satélite e radar, datações Rb/Sr e K/Ar (raras U/Pb). Uma das razões que impedem a melhor definição e interpretação dessas províncias tectônicas é o conhecimento muito limitado dos complexos granito-gnáissicos que constituem o embasamento do cráton. A outra é que, em muitos casos, os estudos geocronológicos não foram acompanhados por detalhamento petrográfico e observações de campo mais completas, obtendo-se idades consideradas não claramente compreensíveis. Contudo, mesmo com a cautela requerida no tratamento dessas províncias tectônicas, os modelos são muito importantes, porque mostram o contraste na evolução tectônica das diferentes regiões do cráton e permitem tentar estabelecer relações entre a granitogênese e a compartimentação tectônica. A borda sudeste do Cráton Amazônico, onde estão localizadas as áreas mapeadas, é tipicamente um terreno polifásico, cuja origem é extremamente controversa. É muito difícil determinar a natureza da crosta inicial. Dois modelos alternativos são propostos para explicar a formação do embasamento de alto grau. As opiniões se dividem entre a possibilidade de que eles representem produtos de acreção, relacionados aos cinturões móveis proterozóicos, ou signifiquem uma protoplataforma arqueana reativada durante o Proterozóico. Com relação à região abrangida pelo Projeto, o conhecimento geológico e geofísico, em termos qualitativos e quantitativos, ainda não é completo, dificultando opções decisivas entre modelos orogenéticos. Contudo, as observações obtidas no presente trabalho, permitem avanços significativos e uma proposta de modelo geotectônico. O mapa *Bouguer* das áreas, mostra a existência de uma descontinuidade marcando a separação de domínios de altos e baixos gravimétricos justapostos (figura 3.6). Este último representa uma zona de aparente espessamento crustal. Esta descontinuidade cor-

responde ao limite entre um cinturão de rochas de alto grau metamórfico (Complexo Granulítico Santa Luzia) de um lado, e um conjunto metavulcano-sedimentar (Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia) de outro. A anomalia de massa positiva reconhecida ao sul das áreas, com direção WNW-ESE, coincide com uma grande anomalia magnética, feições estas que ultrapassam consideravelmente os limites das folhas, alcançando expressão regional. A anomalia gravimétrica é interpretada pela existência de rochas de alta densidade, aflorantes e em subsuperfície. A questão básica é saber se houve adelgaçamento crustal na área com a Descontinuidade Mohorovicic mais próxima da superfície, ou se o alto é devido tão somente à presença de rochas densas mais superficiais, e a descontinuidade estaria mais profunda, por conseguinte, com espessamento da parte superior da crosta. Alguns indícios para a elaboração de um modelo surgem, quando do confronto destas anomalias com os perfis geofísicos das suturas proterozóicas que ligam algumas províncias estruturais em outras regiões do mundo, suturas estas que seriam os resultados de eventos colisionais. O alto gravimétrico, devido à presença superficial de rochas de alta densidade (Complexo Granulítico Santa Luzia), poderia representar a frente de colisão, ou porções infracrustais elevadas tectonicamente por processos de cavalgamento, sob a forma de "cunhas de delaminação". Isto, durante o segundo estágio da fase colisional quando a crosta, na zona de colisão, é comprimida, encurtada e espessada. A sutura original pode ser dobrada e estreitada, e um cinturão orogênico com cavalgamento pode se desenvolver. No caso das rochas básicas do Cinturão Granulítico Santa Luzia, acreditamos tratar-se (em função de suas características petroquímicas e estruturais) de restos obducados de uma placa oceânica, consumida durante a fase colisional e posteriormente alojada tectonicamente, em níveis mais rasos quando da instalação do Cinturão de Cisalhamento Guaporé. Outro indício importante para o reconhecimento de processo colisional, é dado pelo padrão-magnético obtido pelos Projetos Aerogeofísicos Pacaás Novos e Serra dos Parecis (GEOFOTO, 1980), na escala 1:250.000. Neles se destacam unidades de relevo magnético acidentado, dispostas ao longo de uma faixa que acompanha os altos *Bouguer* referidos. Com base nos dados obtidos com suporte em análises petrográficas e geoquímicas, além dos estudos geofísicos, foi possível elaborar uma proposta de evolução para a área, com base em uma

história tectono-termal policíclica, cujos registros apontam para os seguintes eventos:

### **Possível Evolução Geotectônica Regional**

– Arqueano? - Possível geração de crosta continental tipo TTG (ainda não comprovada na região);

– 2.250-1.900Ma (Transamazônico) - deformação e fusão intracrustal da suposta crosta primitiva (TTG), com geração anatéxica do magmatismo precursor dos ortognaisses enderbíticos do Complexo Granulítico Santa Luzia (CGSL) e ortogneisse da Suíte Metamórfica São Felipe (SMSF).

– 1.750-1.500Ma (Rio Negro-Juruena) - Fase Distensional (*upwelling* mantélico) - rifteamento profundo e atenuação da crosta enderbítica (CGSL). Desenvolvimento incipiente de assoalho oceânico (toleíitos Nova Brasilândia) e deposição da pilha vulcano-sedimentar associada.

– 1.100-900Ma (Sunsas) - Cinturão de Cisalhamento Guaporé-Nova Brasilândia: (a) Fase Compressional (*downwelling*) – convergência (colisão oblíqua diacrônica) segundo o eixo compressional NE-SE: 1) deformação e metamorfismo da pilha vulcano-sedimentar, com transposição das estruturas primárias em regime dúctil, tangencial. A deformação ocorreu em níveis crustais intermediários ( fácies anfíbolito) conforme indicado pela fusão parcial localizada dos metapelitos; 2) desenvolvimento de escamas de empurrão em rampas frontais, causando *overthrusting* das supracrustais sobre a placa cavalgada (antepaís) representada pelo CGSL; subduc-

ção da (proto) crosta oceânica provocando fusão parcial da cunha mantélica sobrejacente. (b) Fase Distensional – 1) espessamento do arco continental com geração de granitóides peralcalinos tardi-tectônicos (Suíte Rio Pardo) e gabros alcalinos (Suíte Novo Mundo - Folha Paulo Saldanha); 2) abertura e preenchimento da bacia *pull-apart* (formações São Lourenço e Palmeiral - Folha Paulo Saldanha), com incipiente deformação e metamorfismo durante as últimas manifestações tectônicas (arrefecimento) do cinturão móvel.

– 360-250Ma (Permo-Carbonífero) - novo episódio de *upwelling* mantélico com atenuação da crosta proterozóica, abertura e preenchimento do *rift* Pimenta Bueno.

– Cenozóico - caracteriza-se por estruturas essencialmente rúpteis; falhas diversas foram reativadas e muitas outras se desenvolveram; abatimento de blocos deu origem às regiões baixas da Planície do Guaporé no Terciário, onde os processos erosivos e sedimentares formaram terraços e pediplanos constituídos por sedimentos colúvio-aluviais; o traçado da drenagem atual se deve, em grande parte, ao desenvolvimento dessas falhas; o início do Quaternário caracterizou-se por relativa instabilidade ambiental, com acentuadas variações climáticas entre as épocas glaciais e interglaciais; alternância de climas úmidos (intemperismo químico) e semi-áridos (intemperismo mecânico); desenvolvimento de extensas superfícies de lateritos imaturos; e a partir do Holoceno, estabeleceu-se o clima quente e úmido atual, com densa cobertura vegetal, levando ao intemperismo químico, formação de solos e colúvios.

# 5

---

## GEOLOGIA E MEIO AMBIENTE

### 5.1 Aptidão Agrícola dos Solos e Susceptibilidade à Erosão

Com base no mapa geológico, perfis pedológicos descritos pela EMBRAPA e análises de fertilidade do solo, realizadas pela EMATER na Folha Rio Pardo, foi possível a identificação de sete tipos de solos (conforme classificação pedológica padronizada, do SNLCS/Embrapa), distribuídos em porções variadas por toda a extensão da folha. Uma das associações de melhor qualidade para uso agrícola é a PEe5, caracterizada como, podzólico vermelho-escuro eutrófico, textura média com cascalho/argilosa cascalhenta, relevo ondulado a montanhoso, Tb, a moderado, fase floresta tropical aberta ou densa solo litólico eutrófico, Tb. Os tipos de solos presentes nessa associação são adequados para os níveis de manejo AB(c). Essa associação ocorre, principalmente ao longo da porção central da área, em pequenas faixas alongadas, da ordem de 3kmx1km, e também no extremo-sul da área, em faixas de maior dimensão, conforme pode ser melhor visualizado na Carta de Capacidade do Uso da Terra (figura 5.1). São solos adequados para lavoura, com alta fertilidade, merecendo cuidados com a erosão em áreas montanhosas, que limitam a mecanização. São solos adequados para o

cultivo de café, milho, banana, feijão, arroz, cana-de-açúcar, mandioca e cacau. A segunda associação é de Pve7 - podzólico vermelho-amarelo eutrófico, textura arenosa com cascalho/média cascalhenta, relevo ondulado a fortemente ondulado, Tb, a moderado, fase floresta tropical aberta ou densa podzólico vermelho-amarelo distrófico, Tb cambissolo eutrófico, Tb. São solos adequados para níveis de manejo aBc, bons a regulares para lavoura, com boa fertilidade, recomendando-se cuidados com a erosão em áreas de relevo ondulado a fortemente ondulado. São adequados para cultivo de café, milho, cacau, arroz, mandioca e feijão. Esse tipo de associação de solos ocorre em extensa faixa na porção extremo-sul da folha. A associação Pvd4 - podzólico vermelho-amarelo, distrófico, textura média/argilosa, relevo ondulado e suave ondulado, Tb, a moderado, fase floresta tropical, aberta ou densa solo litólico, álico, Tb areia quartzosa, álica, Tb, apresenta os níveis de manejo (a)bc, como os mais indicados. São solos regulares para lavoura, recomendando-se cuidados com a erosão em áreas de relevo ondulado; é necessário que se faça adubagem e correção, podendo-se cultivar café, milho, cacau, arroz, mandioca e feijão. Sua ocorrência na área dá-se, principalmente, na região central, em faixa

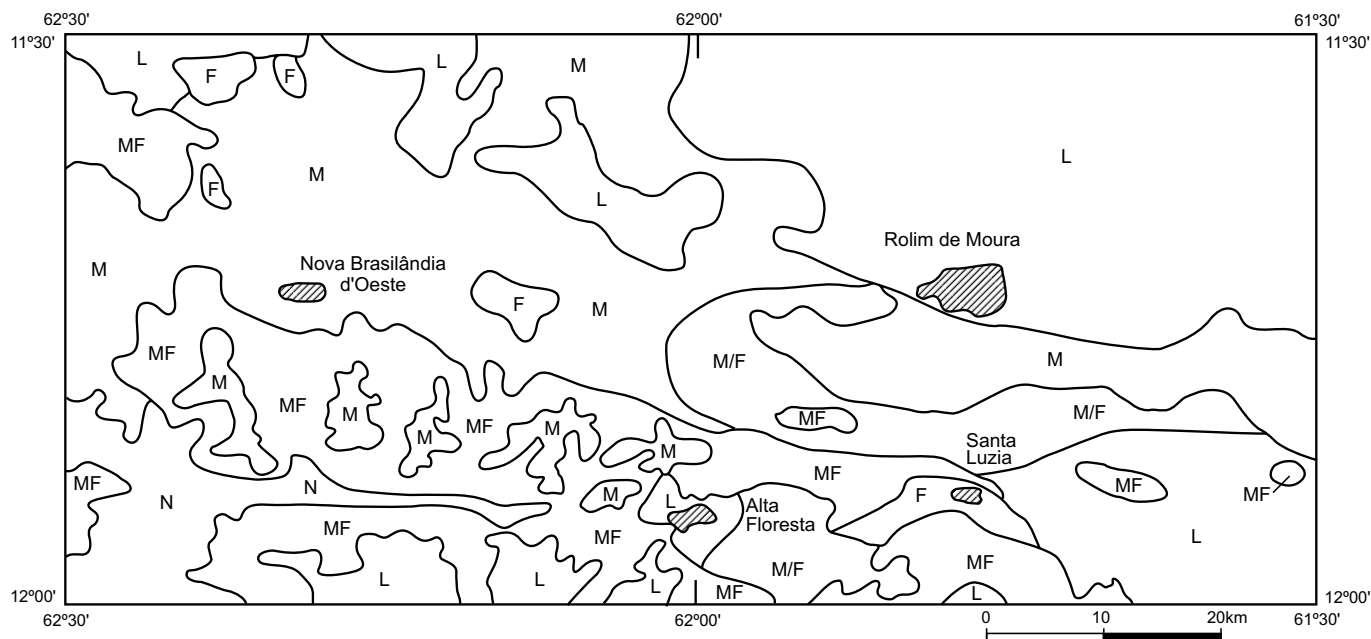


alongada de direção aproximada EW, prolongando-se para parte do setor NW, também em faixas alongadas, nas proximidades da porção sul da folha. Estima-se que deva ocupar uma extensão da ordem de 20% do total da área. Um outro tipo de solo presente na área é o Pvd1, caracterizado como, podzólico vermelho-amarelo distrófico, textura média com cascalho/argilosa cascalhenta moderadamente rochosa, relevo ondulado, Tb, a moderado, fase floresta tropical aberta ou densa. É indicado para os níveis de manejo ab(c). É considerado como de qualidade regular para lavoura, recomendando-se cuidados com a erosão em área de relevo ondulado. Frequentemente ocorrem matacões que limitam a mecanização. Fazendo-se adubagem e correção, pode ser cultivado para milho, cacau, arroz, mandioca e feijão. Ocorre principalmente no setor extremo-sudeste da área, na forma de faixas alongadas, de dimensões aproximadas 4kmx1km, e também numa extensa faixa de cerca de 55km e 5km, cortando a área na direção E-W. Estima-se que esse tipo de solo ocupe cerca de 10% a 15% da área. A associação Lva15, é caracterizada como: latossolo vermelho-amarelo, álico, textura média a moderada, fase floresta tropical densa ou semidecidual, relevo plano e suave ondulado areia quartzosa álica. Trata-se de solos adequados para os níveis de manejo C ou em pastagem plantada. São solos que apresentam baixa fertilidade, exigem investimentos com adubagem e correção de acidez para o cultivo de lavoura, sendo adequados para a citricultura, pastagem e silvicultura. Essa associação ocorre quase que totalmente na porção norte da área, ocupando aproximadamente 30% a 40% da área total da Folha Rio Pardo. A associação seguinte é a Pva23, caracterizada como podzólico vermelho-amarelo álico, folhelho marrom-chocolate, Tb, plíntico, textura média, relevo suave ondulado areia quartzosa álica e planossolo eutrófico, Ta, gleizado. Esses solos são adequados para os níveis de manejo C ou em pastagem plantada. Apresentam baixa fertilidade, exigem investimentos com adubagem e correção de acidez para o cultivo de lavoura, adequados para a citricultura, pastagem e silvicultura. Ocorrem na porção norte da área, intercalados como manchas dispersas e irregulares no Lva15, ocupando cerca de 10%. Por último ocorre a associação Ad1, que são solos aluviais distróficos, Tb, a moderado, fase floresta tropical densa de várzea, relevo plano de várzea, sendo adequados para os níveis de manejo B ou em pastagem natural. São solos destinados à preservação da flora, fauna, e ma-

nanciais de água, podendo ser utilizados para cultivo de subsistência e pastagem natural. Ocorrem nas planícies de inundação dos rios de maior porte da região. Finalmente, deve-se fazer a ressalva que, apesar de em algumas porções ter-se a ocorrência de solos bons para cultivo agrícola, esses podem não ser recomendados para tal uso, devido à presença de relevo acidentado, que pode causar uma maior susceptibilidade à erosão. Nesse caso, prestar-se-iam melhor como áreas de preservação de flora, fauna e mananciais. Quanto à erodibilidade natural, a área (figura 5.2), apresenta grande parte de sua extensão, cerca de 60% a 70%, com graus de moderado a ligeiro e, em outras porções passando de moderado a forte, ou muito forte em áreas bem restritas. Na região central da folha predomina um grau moderado de erodibilidade natural em toda a sua extensão. Prosseguindo para norte tem-se um grau ligeiro, definido principalmente pelo relevo plano ondulado dessa porção da área. Na região extremo-sul da área aparecem os graus moderado a forte, forte e muito forte, ocupando aproximadamente 20%, com o restante, cerca de 10% a 15%, sendo ocupado por uma parte com um grau ligeiro de erodibilidade natural. As áreas com um grau muito forte de erodibilidade natural, não são recomendadas para uso agrícola, devendo-se preservar sua cobertura vegetal para que se evite perda. Nas de grau forte o relevo é fortemente ondulado, com declives de 20% a 45%, sendo de difícil controle a erosão. As que têm um grau de moderado a forte, ocorrem em relevo ondulado a fortemente ondulado, com grande incidência de matacões, declividade variando de 10% a 30%, requerendo um controle efetivo da erosão quando utilizadas para fins agrícolas. As áreas que apresentam um grau moderado de erodibilidade natural ocorrem em relevo ondulado, com declives de 8% a 20%, com a necessidade também, de controle da erosão, quando utilizadas para fins agrícolas. O grau ligeiro de erodibilidade aparece em terrenos suavemente ondulados a quase planos, com boa permeabilidade, requerendo práticas simples de manejo para o controle da erosão.

## 5.2 Áreas Degradadas pela Ação Antrópica

Os principais problemas ambientais relacionados à pressão antrópica nas áreas das folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha são, ou foram: extrativismo mineral, vegetal e animal, poluição e assoreamento das águas superficiais, desmatamento para



- |   |
|---|
| N |
|---|

Nula - Terras não susceptíveis à erosão. Ocorrem em relevo plano, em parte sujeito à inundação; com boa permeabilidade. Ao ser cultivada por dez a vinte anos podem apresentar ligeira erosão, podendo ser controlada com práticas simples de manejo.
- |   |
|---|
| L |
|---|

Ligeira - Solos que apresentam pouca susceptibilidade   erosão; o relevo   suavemente ondulado a quase plano, com boa permeabilidade. Após o cultivo por mais de dez anos podem apresentar erosão ligeira, que pode ser controlada com práticas simples de manejo.
- |   |
|---|
| M |
|---|

Moderada - Solos que apresentam moderada susceptibilidade   erosão, relevo é com declives 8 a 20% devem ser utilizados com adoção de princípios conservacionistas, caso contrário apresentam sulcos a voçorocas, requerendo práticas de controle   erosão, desde o início de sua utilização agrícola.
- |     |
|-----|
| M/F |
|-----|

Moderada/forte - Apresentam-se susceptíveis   erosão. Ocorrem em relevo ondulado a fortemente ondulado com grande incidência de matacões, declividade de 10 a 30%. Estes solos podem apresentar sulco a voçoroca requerendo práticas intensivas de controle   erosão quando da sua utilização para os fins agrícolas.
- |   |
|---|
| F |
|---|

Forte - Apresenta grande susceptibilidade   erosão, relevo fortemente ondulado, com declives normalmente de 20 a 45%. Caso utilizado para fins agrícolas, a prevenção a erosão   difícil e dispendiosa, podendo ser antieconômica.
- |    |
|----|
| MF |
|----|

Muito forte - Terras com severa susceptibilidade   erosão. Não sendo recomendável para o uso agrícola, sob pena de serem totalmente erodidas em poucos anos. Apresentam declividades superiores a 45%, nas quais deve-se preservar a cobertura vegetal para que se evite o seu arrasamento.

Figura 5.2 – Carta de susceptibilidade   erosão.

uso agropecuário, degradação do solo pela erosão e inexistência de áreas legais destinadas à preservação. Pode-se sugerir aos municípios de maior extensão territorial que destinem áreas, mesmo que pequenas, para a preservação da vegetação natural de suas regiões. A potencialidade florística/faunística é demonstrada fazendo-se a extração de madeira, frutos, óleos, essências e palmito, além da caça de animais silvestres e a pesca. As referidas regiões começaram a ser ocupadas para fins de assentamento de colonização agrícola no final da década de 70, quando então surgiram os primeiros povoados: Nova Brasilândia e Rolim de Moura. Conforme se observa pelo o uso e ocupação da terra (baseado em imagens de agosto/90, cartas interpretativas e trabalhos de campo em agosto/92), ainda se dispunha de pelo menos 40% a 50% da cobertura vegetal natural, com a outra metade tendo sido totalmente desma-

tada e dividindo-se em: 30% para áreas de cultivo agrícola e de 20% a 30% de áreas de pastagens e capoeira; tais resultados puderam, aliados a outros parâmetros como tipo de solos, fertilidade e susceptibilidade à erosão, sugerir usos potenciais adequados para essas regiões, fundamentados na potencialidade e suporte natural do meio físico. Os efeitos degradantes provocados pela mineração e garimpagem, apresentam-se em áreas bastante reduzidas, limitadas a microbacias de drenagem, tendo porém causado o desmonte dos barrancos e conseqüente assoreamento e poluição das águas superficiais dessas bacias. As áreas de uso agropecuário, pela própria necessidade de ocupação de extensões territoriais muito maiores, têm provocado efeitos danosos mais abrangentes, principalmente quanto ao desmatamento da vegetação natural, erosão, assoreamento e poluição das águas superficiais.



# 6

---

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O mapeamento sistemático, juntamente com o levantamento geoquímico-geofísico; análises petrográficas, petrogenéticas e estruturais, geraram informações que contribuíram significativamente para o entendimento da geologia da região. Destacou também a potencialidade de várias áreas de interesse econômico. Individualizou unidades litológicas que se encontravam indiscriminadas em grandes complexos do embasamento cristalino. Definiu e organizou as fases deformacionais e possibilitou a caracterização de um cinturão de cisalhamento, de dimensões continentais, que, provavelmente auxiliará no melhor conhecimento da geologia e geotectônica da Amazônia. As rochas da região mapeada encontram-se distribuídas em três grandes domínios geotectônicos: o primeiro faz parte do denominado Cinturão de Cisalhamento Guaporé, e apresenta-se constituído pelo Complexo Granulítico Santa Luzia, do Proterozóico Inferior. É representado por granulitos básicos (gabros e noritos), enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones; Suíte Metamórfica São Felipe, do Proterozóico Médio, com metamorfismo da fácies anfibolito, composta por *augen* gnaisses granodioríticos e gnaisses bandados tonalíticos; Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, do Proterozóico Médio, com metamorfismo de grau médio,

representada por xistos psamo-pelíticos e biotita paragneisses, com intercalações de anfibolitos e calcissilicáticas maciças; Suíte Granítica Rio Pardo, do Proterozóico Médio, de caráter alcalino (granito tipo "A"), que ainda sofreu as últimas manifestações do Cinturão de Cisalhamento Guaporé, apresentando composições de sienogranitos a granodioritos. O segundo domínio está representado pelos sedimentos paleozóicos indeformados da Formação Pimenta Bueno, constituída por folhelhos, arenitos arcósianos, diamictitos (tilitos) e Unidade *Dropstone*. O último domínio apresenta-se constituído por lateritos, de ocorrência restrita na área, e pelas coberturas aluviais recentes. Com base nos aspectos geométricos de meso e macroescala e nos indicadores cinemáticos, foi possível definir e compartimentar o Cinturão de Cisalhamento Guaporé - Nova Brasilândia, configurando o Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha-Rio Pardo, de acordo com três subsistemas. Os denominados subsistemas frontal (A), oblíquo (B) e direcional (C), se desenvolveram em regime compressivo de caráter dúctil, provavelmente no Proterozóico Médio. Com base nos dados obtidos neste projeto, juntamente com a análise da bibliografia disponível, sugere-se um modelo de evolução geológica para a região, segundo o qual o evento principal consistiu num pro-

cesso colisional oblíquo de magnitude considerável, envolvendo massas continentais. O ciclo evolutivo iniciou-se com a fragmentação da crosta arqueana, seguida por processos convergentes de subducção de placa oceânica sob placa oceânica no Proterozóico Inferior, culminando com a colisão no Proterozóico Médio, e a estabilização da zona de sutura no Proterozóico Superior. Após a referida colisão, e ainda no final do Proterozóico Médio, ocorre reativação de antigos lineamentos em regime distensivo de caráter dúctil-rúptil, ocasionando a instalação de bacias extensionais, onde se processou a deposição dos sedimentos das formações São Lourenço e Palmeiral. Na continuação do processo distensivo, agora de caráter rúptil, no Eo-Paleozóico, com o desenvolvimento de falhas distensionais e transformantes, instala-se, finalmente, o *Graben* de Pimenta Bueno. A análise metalogenética previsional efetuada na Folha Rio Pardo, proporcionou delimitar oito áreas de interesse para a prospecção mineral. A Área I mostra-se no contexto da Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco, com potencial para ouro e sulfetos polimetálicos. As áreas II a e b foram delimitadas sobre os granitos alcalinos do tipo "A" e apresentam potencial para abrigar mineralizações de estanho e wolfrâmio. A Área III apresenta potencialidade para ouro e sulfetos polimetálicos no âmbito das rochas metavulcano-sedimentares Nova Brasilândia. A Área IV situa-se no contexto de rochas lateríticas e apresenta potencialidade para mineralizações auríferas. A Área V apresenta potencialidade para platina, ouro e sulfetos polimetálicos no contexto das rochas granulíticas básicas. A Área VI, no contexto das aluviões do rio São Pedro, mostra potencial para abrigar mineralização de diamante. As áreas VII e VIII apresentam potencialidade para brita e rocha ornamental nos corpos graníticos da Suíte Rio Pardo e nos gnaisses calcissilicáticos laminados que ocorrem no Complexo Granulítico Santa Luzia. O estudo efetuado sobre a aptidão agrícola do solo da Folha Rio Pardo mostrou que da linha E-W 45, que passa pela cidade de Santa Luzia, para norte, ocorrem terrenos de média/baixa fertilidade natural até a linha 25, grosseiramente. A partir desta, seguindo para norte, os terrenos, com exceção das linhas 160, 164 e 168, apresentam baixa fertilidade natural. Na faixa de média/baixa fertilidade, ocorre uma dezena de faixas da ordem de centenas de metros de largura e poucos quilômetros de comprimento, que apresentam boa fertilidade. Na porção a sul da linha E-W 45, o solo apresenta boa/alta fertilidade natural. Quanto à erodibilidade

natural da área, esta apresenta grande parte de sua extensão (de 60% a 70%), precisamente a porção central e norte, com grau de moderado a ligeiro. Grosseiramente acompanhando a linha E-W 45, há uma faixa que corta toda a área, com largura variando de 2 a 8km, onde a erodibilidade natural é muito forte. A sul da linha 45, a sul e oeste de Santa Luzia, ocupando aproximadamente 20% da área total, a erodibilidade é moderada, forte e muito forte; o restante a E de Santa Luzia, cerca de 10%, apresenta grau ligeiro de erodibilidade. Nenhum município dispõe de áreas destinadas à proteção dos mananciais que abastecem de água as cidades. Não existem cuidados de proteção no próprio local de captação de água, assim como a montante. A análise efetuada em imagens de satélite, de agosto de 1990, mostra a preservação, àquela época, de aproximadamente 40% de cobertura vegetal natural. Do restante, 30% constituía-se em áreas de cultivo agrícola, 25% em áreas de pastagens e 5% em capoeira. Algumas questões merecem estudos mais aprofundados e atenção de órgãos governamentais e, assim, relacionam-se as recomendações abaixo:

a) Desenvolvimento de estudos mais aprofundados do mapa *Bouguer*, para melhor definição da descontinuidade que separa os domínios de altos e baixos gravimétricos justapostos, com aparente espessamento crustal do último;

b) Efetuar execução de estudos petrológicos, petrográficos e químicos complementares na Suíte Granítica Rio Pardo, para melhor caracterizar a sua potencialidade metalogenética, relativamente a depósitos hidrotermais de Sn e W;

c) Aplicação de um programa de datações geocronológicas adequadas no Cinturão de Cisalhamento Guaporé - Nova Brasilândia, com o objetivo de melhor posicioná-lo cronoestratigraficamente, utilizando-se especialmente o método U/Pb;

d) Execução de perfis geológicos regionais para promover uma integração com os dados geológicos já disponíveis, e melhor embasar a proposta de modelo evolutivo apresentada;

e) Execução de um programa exploratório nas áreas I, II, III, IV, V e VI, delimitadas no mapa metalogenético/previsional, que apresentam potencialidade para Au, Pt, Sn, W e Diamante;

f) Para os corpos apontados com potencial para rochas ornamentais, áreas VII e VIII, sugere-se a execução de ensaios tecnológicos como serragem e polimento, para verificação de sua beleza natural e caracterização mecânica (índi-

ces físicos, desgaste, resistência à compressão e resistência à flexão) para conhecer a sua qualidade e durabilidade;

g) Sugere-se a prospecção para ouro em toda a extensão do Cinturão de Cisalhamento, denominada Província Aurífera da Guaporé, a qual já apresenta várias ocorrências, garimpos e minas, de Mato Grosso até Rondônia, com excelente potencial exploratório;

h) Após análise da erodibilidade e fertilidade natural dos solos que ocorrem na Folha Rio Pardo

conclui-se, de forma generalizada, que a região não apresenta favorabilidade para agricultura extensiva e, assim, sugere-se o desenvolvimento da pecuária como a principal atividade econômica da região;

i) Sugere-se aos administradores e legisladores municipais que delimitem as áreas e promovam leis que possam salvaguardar os mananciais de água que abastecem as cidades. É também urgente a proteção das matas ciliares nas barrancas dos rios, para evitar o assoreamento dos mesmos.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. Geologia da Região Porto Velho-Abunã. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1990. 273 p. il. Convênio DNPM/CPRM.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Evolução tectônica do cráton do Guaporé comparada com a do estudo Báltico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 4, n. 3, p. 191-204, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-367, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The upper precambrian of South America, *Boletim IG-USP*, v. 7, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. de & NOGUEIRA FILHO, J. do V. Reconhecimento Geológico do Rio Aripuanã. Rio de Janeiro: DNPM, 1959. (DNPM/DGM, Bol., 199).
- AMARAL, G. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP, 1974. 212 p.
- AMARAL, G. Províncias Tapajós e Rio Branco. *In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378 p. il. cap. 2. p. 6-35.
- ANJOS, I.L.S. dos & ANDRADE, J.B.F. Projeto Serra dos Pacaás Novos. Relatório de Levantamento da Área. Rio de Janeiro: CPRM, 1978. 2 v. Convênio DNPM/CPRM.
- ANJOS, I.L.S. & MOURÃO, L.M.F. Projeto Pacaás Novos. Relatório Final. Rio de Janeiro: CPRM, 1983. v. 2. Convênio DNPM/CPRM.
- ARAÚJO, H.J.T.; RODARTE, J.B.M.; DEL'ARCO, J.O.; SANTOS, D.B. dos; BARROS, A.M.; TASSINARI, C.C.G.; LIMA, M.I.C. de; ABREU, A.S.; FERNANDES, C.A.C. Geologia. *In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20-Purus*. Rio de Janeiro, 1978. 561 p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 17) p. 19-100.
- BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 1987. Salvador. Excursion Field Guide. Salvador: SME-BA, 1987. 144 p. p. 49-87.
- BLOOMFIELD, K. & LITHERLAND, M. Summary of the geology and mineral potential of the Project área, Southern Zone Eastern Bolívia Min. Expl. Project "Proyel Precambriano" Plase I: 1976-1979. Rept. n 1, 53.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; CORDANI, V.G.; THOMAZ, F. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal Geodynamics*, v. 1, p. 495-510, 1984.
- CORDANI, U.G., TASSINARI, 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. Actas. Arica, 1979. v. 4. p. 137-148.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. The geologic evolution of South America during the archaean and early proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1/3, 1982.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. *In: SIMPÓSIO NA-*

- CIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991. Rio Claro-SP. Boletim de Resumos Estendidos e Roteiros das Excursões. Rio Claro-SP.: UNESP/SBG., 1991. 230 p. il. p. 142-145.
- COSTA, M.L. da, A dinâmica de formação de lateritos: o exemplo do NE do Pará e do NW do Maranhão. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG., 1984. v. 10. p. 4823-4837.
- COSTA, M.L. da, Os lateritos de Rondônia. CPRM. Publicação Técnica, v. 1, n.º 1, p. 1-119, 1985.
- COSTA, M.L. da. Mineralizações do tipo supergênico em ambientes lateríticos. Belém, s.ed., 1987.
- CRUZ, N.M.C. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Territorial Federal de Rondônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980. Balneário de Camboriú. *Anais...* Balneário de Camboriú: SBG., 1980. v. 5. p. 3041-3048.
- DEQUECH, V. Ouro no Território do Guaporé. Rio de Janeiro: DNPM, 1943. (DNPM/DFPM, Bol., 75).
- DREHER, A.M. & ARAÚJO, J.F.V. Petrografia da Folha SC.20-Porto Velho. Projeto RADAMBRASIL, 1977.
- FERREIRA, J.C.G.; CRÓSTA, A.P.; BICHO, C.P.; AMARAL, G.; VASCONCELLOS, R.M.; METELO; M.J., FERREIRA, J.C.G. Interpretação preliminar da geologia da Folha Presidente Médice (SC.20-Z-C) Rondônia, com base no processamento de imagens aerogamaespectrométricas e aeromagnetométricas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1992. v. 2. p. 157-158.
- FIGUEIREDO, A.J.A.; BARROS, A.M.; EULALIO FILHO, A.; RODRIGUES, A.P.; BARRETO, B. de F.; PIMENTEL, G. de B.; COUTO, J.G.P.; REISCHI, J.L.; COSTA, S.A. de G.; RESENDE FILHO, S.T. de; PASTORE JUNIOR, W.P.; RIBEIRO FILHO, W.R. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1974. v. 1. Convênio DNPM/CPRM.
- FREITAS, A.F. de, Sobre a sedimentação da bacia de Pimenta Bueno; uma tentativa de interpretação. Porto Velho: CPRM, 1980. (inédito).
- GEOFOTO. Projeto Serra dos Parecis. Levantamento aerogeofísico, magnetometria e gamaespectrometria. Relatório Final. Rio de Janeiro: GEOFOTO, 1980. v. 1. Convênio DNPM/CPRM.
- GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Utinga Folha SD.24-V-A-II. Estado da Bahia. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM, 1990. 141 p. (Executado pela CPRM/SUREG-SA).
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. Belém: UFPA., 1988. 86 p. il. (Curso promovido durante o 35º Congresso Brasileiro de Geologia, realizado em Belém em nov./88).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. *In*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984. Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM, 1984. 518 p. il. p. 129-147.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J.L. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1978. 12 v. il. Convênio DNPM/CPRM.
- KATO, H.T.; COSTA, E.G. da; SOUSA, R. da S. Projeto Centro-Leste de Rondônia. Relatório da 1ª Fase. Folha SC.20-Z-A-Rondônia. Escala 1:250.000. Porto Velho: CPRM, 1983. Convênio DNPM/CPRM.
- KATO, H.T. & FERREIRA, A.D. Projeto Guajará-Mirim. Relatório da 1ª Fase de Prospecção Preliminar. Porto Velho; CPRM, 1982. 30 p. il.
- KLOOSTERMAN, J.B. Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in Southern Amazônia. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, v. 44, n.º 262, p. 169-171, out. 1966.
- KLOOSTERMAN, J.B. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, v. 47, n.º 278, p. 59-64, fev. 1968.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.F.; SANTOS, D.B. dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A. do C. Geologia. *In*: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20-Porto Velho. Rio de Janeiro, 1978. 663 p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 16). p. 17-184.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; ABREU, A.S.; LIMA, M.I.C. de, Granito Serra da Providência. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976. Ouro Preto. *Anais*. Ouro Preto: SBG., 1976. 4 v. il. v. 4. p. 59-74.
- LIMA, J.A.D.; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S.; CARNEIRO, J.M.; BARROS, R.J.L.; KATO, H.T.; ISOTTA, C.A.L. Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1976. 2 v. il. Convênio DNPM/CPRM.
- LIMA, M.I.C. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. *In*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984. Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM: 1984. 518 p. il. p. 09-23.

- LIMA, M.I.C.; SANTOS, J.O.S.; SIGA Jr., O. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986. Goiânia. *Anais*. Goiânia: SBG., 1986. v. 2. p. 751-765.
- LITHERLAND, M.; ANNELIS, R.N.; APPLETON, J.D.; BERRANGÉ, J.P.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. London: British Geological Survey, 1986. 153 p. il.
- LOBATO, F.P.N.S.; APPEL, L.E.; GODOY, M.C.F.T. de; RITTER, J.E. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório Final. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 209 p. il. (DNPM/DFPM, Bol., 125).
- MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES, 1971. 123 p. il.
- MENEZES, R.G.; SILVA, P.C.S.; SILVA, L.C.; LOPES Jr., I.; BEZERRA, J. de R.L.; TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G. Geologia arqueano-proterozóica da Folha Pontes e Lacerda - Estado de Mato Grosso (SD.21-Y-C-II). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991. Cuiabá. *Anais do...* Cuiabá: SBG, 1991. p. 131-143.
- MIAL, A.D. Principles of sedimentary basin analysis. New YORK: Springer-Verlag, 1984. 490 p. il.
- MONTALVÃO, R.G.M. de & BEZERRA, P.E.L. Geologia e tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (parte da Amazônia Legal Brasileira). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, nº 1, p. 1-27, 1980.
- NAHASS, S. (coord.). Programa de reuniões para integração geológica regional-2a reunião. Integração dos Projetos Alto Guaporé, Centro Oeste de Mato Grosso, Sudeste de Rondônia, Noroeste de Rondônia, Norte da Amazônia (Domínio Baixo Rio Negro). Cuiabá-Porto Velho-Manaus, 1974. 44 p.
- OLIVEIRA, E.P. de, Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. *In*: EXPEDIÇÃO CIÊNTÍFICA ROOSEVELT RONDON. Comissão de Linhas Telegráficas do Mato Grosso, nº 50. Rio de Janeiro, 1915-1918. p. 58-78.
- PAIVA, G. de, Vale do Rio Negro (physiografia e geologia). Rio de Janeiro: DNPM, 1929. 45 p. (DNPM/SGM, Bol., 40).
- PEDREIRA, A.J. & BAHIA, R.B.C. Depósitos glácio-gênicos da Região de Rolim de Moura. Porto Velho: CPRM, 1992. (no prelo).
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F. de; MELO, C.F. de; ROMANINI, S.J. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1977. 4 v. il. Convênio DNPM/CPRM.
- RUST, B.R. Coarse alluvial deposits. *In*: WALKER, R.G. (ed.). Fácies models. Toronto: Geological Association of Canada, 1984. 317. p. il. p. 53-69.
- SANTARÉM, P.C.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R. da; MENEZES, R.G. de, O cinturão de Cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, 1992. v. 1. p. 321-322.
- SANTOS, J.O.S. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica. *In*: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982. Argentina. Actas. Argentina, 1982. p. 97-112.
- SANTOS, J.O.S. & OLIVEIRA, J.R. Principais associações máficas não-metamórficas da Plataforma Amazônica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980. Balneário de Camboriú. *Anais*. Balneário do Camburiú: SBG., 1980. v. 4. p. 2253-2263.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. Salvador. *Anais do ...* Salvador: SBG, 1982. v. 1. p. 339-349.
- SILVA, C.R. da; SILVA FILHO, E.P.; PEREIRA, L.A. A influência do substrato rochoso na capacidade do uso da terra. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, 1994, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG - Núcleo Norte, 1994. 396 p. il. p. 281 - 284.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. Geologia. *In*: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e parte de SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, 1974. 455 p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 4). p. 1-143.
- SILVA, L.M.; VAZ PARENTE, C.; BRANDÃO, R. de L.; ARAÚJO, R.V. de; ROMANINI, S.J. Projeto Guajará Mirim. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1980. 5 v. il. Convênio DNPM/CPRM.

- SIQUEIRA, L.P. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 3, n. 1-2, p. 3-16, 1989.
- SOEIRO, R.S. Projeto Prospecção de Carvão Energético em Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1981. 268 p. il. Convênio DNPM/CPRM.
- SOMMER, F.W. & COSTA, N.M.M. da, Uma nova espécie de alga fóssil do Estado do Amazonas. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 44, n. 3/4, p. 435-440, 1972.
- SOUZA, E.C.; MELO, A.F.F. de; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S.; DALEIRO, V. Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1975. 12 v. il. Convênio DNPM/CPRM.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, n. 12, p. 1-33, 1976.
- TASSINARI, C.C.G. Evolução da província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências-USP., 1981. 99 p. il.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogêneses do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. *Anais do ...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 6. p. 2963-2977.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C. de; DALL'AGNOL, R. Petrologia dos micaxistos feldspáticos da Formação Xambicá (Faixa Araguaia, GO): controle composicional em paragenese de micaxistos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, nº 2, p. 109-121, jun. 1988.
- TEIXEIRA, W. Significação tectônica do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico e alcalino na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978. Recife. *Anais do ...* Recife: SBG, 1978. v. 1. p. 491-505.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984. Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM, 1984. 518 p. il. p. 87-102.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. Estudo geocronológico Rb/Sr e K/Ar da Folha SC.20-Porto Velho. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 32 p. Relatório Interno, 127-G.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A Review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, nº42, p. 213-227, 1989.
- YARDLEY, B.W.D. An introduction to metamorphic petrology. Longman: New York, 1989. 248 p. il. (Longman Earth Science Séries).

# Súmula de Dados de Produção

---

Os levantamentos realizados propiciaram a obtenção dos dados listados a seguir, que se encontram disponíveis neste relatório e nos escritórios da CPRM/RJ e Superintendência Regional de Manaus.

## Dados Físicos de Produção

Área mapeada (km <sup>2</sup> ) . . . . .	52.300
Afloramentos descritos. . . . .	1.125
Análises petrográficas. . . . .	896
Amostras de rocha . . . . .	1.656

## Prospecção Geoquímica

Sedimento de corrente. . . . .	37
Concentrado de bateia . . . . .	91
Solo. . . . .	79

## Determinações Analíticas

Elementos maiores e menores. . . . .	259
Elementos-traço . . . . .	418
Terras-Raras. . . . .	217
Geocronologia . . . . .	06

## Documentos Produzidos Inseridos no Texto do Relatório

Fotografias de afloramentos . . . . .	43
Fotomicrografias.. . . . .	20
Figuras e gráficos. . . . .	132
Tabelas. . . . .	36



## **Documentos Anexos ao Relatório**

Carta Geológica - Escala de 1:500.000  
Carta Metalogenética/Previsional - Escala de 1:500.000

## **Documentos Disponíveis em Arquivos Eletrônicos**

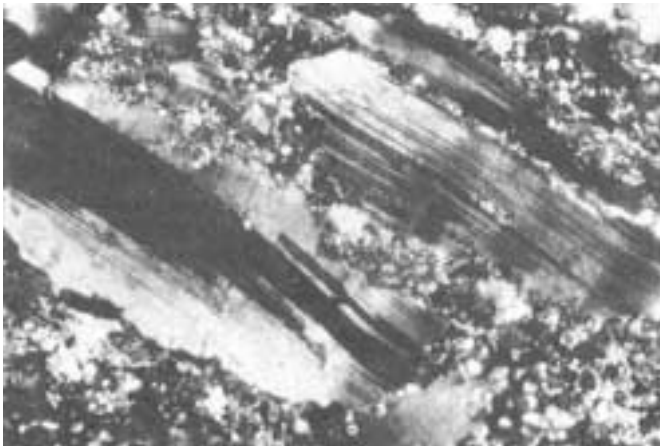
Cadastro geoquímico com dados de campo e analítico de todas as amostras submetidas à análise química  
Fichas de afloramentos (base AFLO)  
Fichas de análises petrográficas (base PETRO)  
Fichas de cadastramento de recursos minerais (base META)  
Relatório de Geoquímica  
Relatório de Geofísica

## **Documentos Disponíveis na Superintendência Regional de Manaus na escala de 1:250.000**

Carta de afloramentos  
Carta de pontos de amostragem de sedimentos de corrente, concentrados de bateia, solo e rocha  
Carta aerogeofísica

## **Listagem de Jazimentos Minerais**

Ocorrências cadastradas . . . . . 30



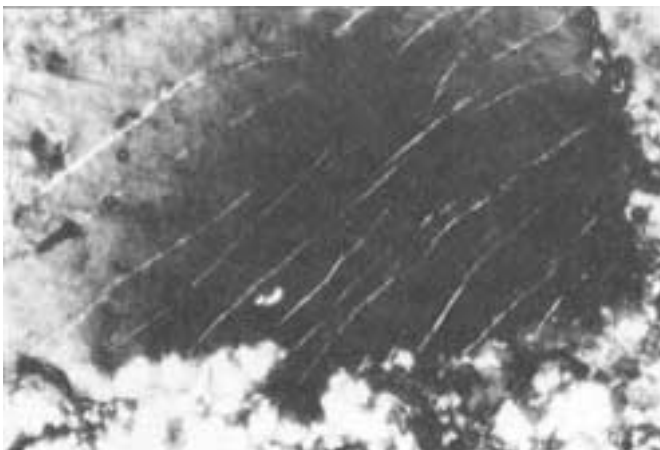
### Fotomicrografia 1

(GR-21B - LP) – Aspecto parcial dos granulitos básicos do Complexo Granulítico Santa Luzia, mostrando altas taxas de deformação em regime de cisalhamento dúctil, atingindo estágio milonítico. Destacam-se os clastos de plagioclásio com maclas encurvadas, bordas subgranuladas, em contraste com a matriz de forte redução granulométrica associada com recristalização dinâmica do plagioclásio (PG), ortopiroxênio (OPX) e hornblenda (HB) são também assinaladas. Folha Paulo Saldanha.



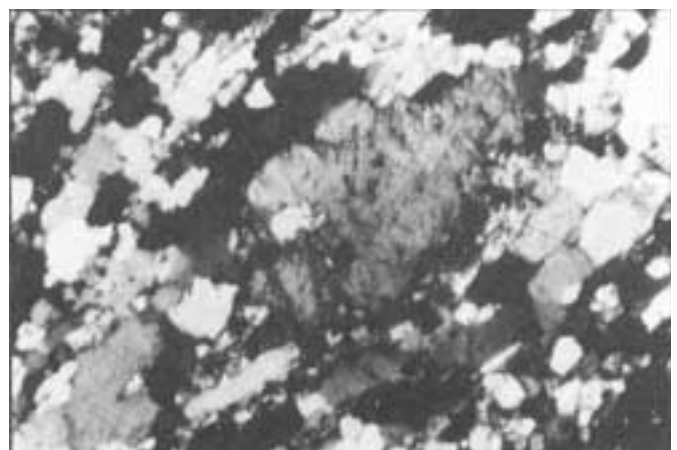
### Fotomicrografia 2

(GR-295 - LP) – Detalhe de um porfiroclasto de ortopiroxênio rotacionado, intensamente fraturado, com extinção ondulante ou setorizada, mostrando o efeito da deformação em estágio dúctil. A matriz é de granulação mais fina, granoblástica, constituída por plagioclásio (PG), clinopiroxênio (CPX) e hornblenda (HB). Granulito básico. Folha Paulo Saldanha.



### Fotomicrografia 3

(GR-318 - LP) – Detalhe de um porfiroclasto de plagioclásio (PG) com borda subgranulada e recuperada e extinção setorizada. A proporção entre os clastos remanescentes e a matriz, constituída por plagioclásio (PG), clinopiroxênio (CPX) e ortopiroxênio (OPX), indicam tratar-se de protomilonitos cuja alta taxa de recristalização, tanto dos clastos como da matriz, é indicativa de natureza blastomilonítica. Enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia. Folha Paulo Saldanha.



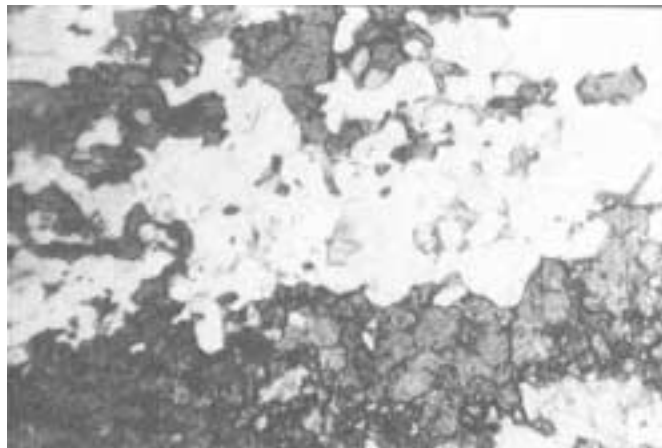
### Fotomicrografia 4

(GR-389 - LP) – Estágio deformacional milonítico dos trondhjemitos do Complexo Granulítico Santa Luzia. Observa-se um porfiroclasto de plagioclásio (PG) com bordas recristalizadas envolto por esteira de grãos policristalinos de quartzo ribbonado (QZ) em recristalização sincinemática. Folha Paulo Saldanha.



#### **Fotomicrografia 5**

*(GR-297 - LP) – Granulito básico: Porfiroclasto de ortopiroxênio (OPX) em intercrescimento com espinélio cromífero. A evidência do retrometamorfismo é notada na borda do cristal com o surgimento de clinopiroxênio (CPX) e hornblenda (HB), em matriz granoblástica de plagioclásio (PG). Folha Paulo Saldanha.*



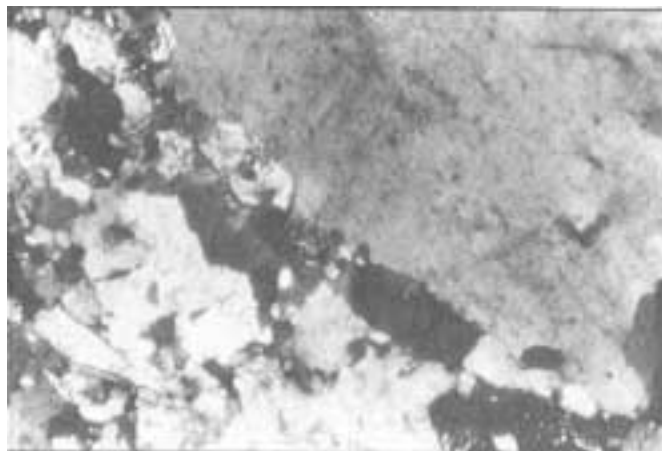
#### **Fotomicrografia 6**

*(JS-30 - LN) – Aspecto parcial do gnaiss calcissilicático do Complexo Granulítico Santa Luzia. Observa-se o bandamento composicional formado por bandas máficas de diopsídio (CPX), granada (GD), titanita (TI) e bandas félsicas de quartzo (QZ) e plagioclásio (PG). A textura é granoblástica-poligonal. Folha Paulo Saldanha.*



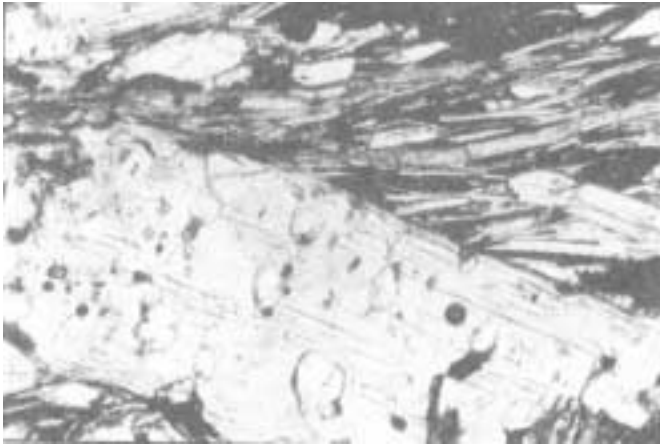
#### **Fotomicrografia 7**

*(RB-81 - LP) – Gnaiss tonalítico da Suíte Metamórfica São Felipe, orientação dos máficos (HB) e estiramento dos minerais quartzo-feldspático (QZ-PG). O arranjo granolepidoblástico é característico da unidade. Folha Rio Pardo. Estação PM-120.*



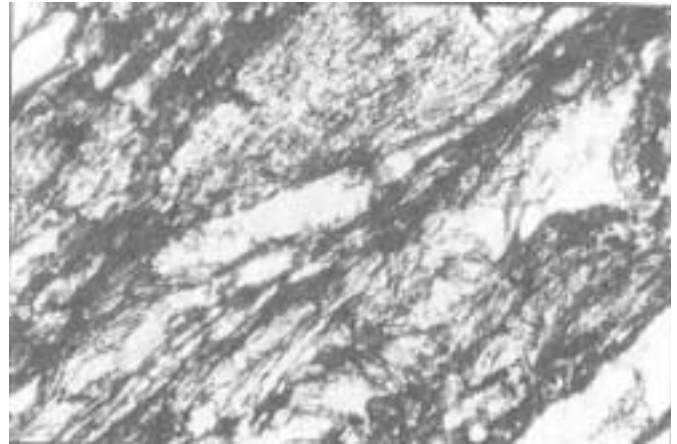
#### **Fotomicrografia 8**

*(RB-100 - LP) – Ortognaiss granodiorítico da Suíte Metamórfica São Felipe. Porfiroclasto de plagioclásio (PG) em estágio inicial de subgranulação periférica. Nota-se a formação de mirmequitos na borda do cristal (MIR), geralmente relacionados a este estágio. A biotita (BT) é o principal acessório, o K-feldspato (FK) ocorre como pequenos cristais na matriz recristalizada. Folha Rio Pardo.*



#### **Fotomicrografia 9**

*(JS-120 - LP) – Aspecto parcial dos quartzo-micaxistos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. No detalhe, observa-se um porfiroclasto de moscovita ( $MU_3$ ) com inclusões de quartzo (QZ), crescendo sobre a foliação ( $S_{n+1}$ ). Folha Paulo Saldanha.*



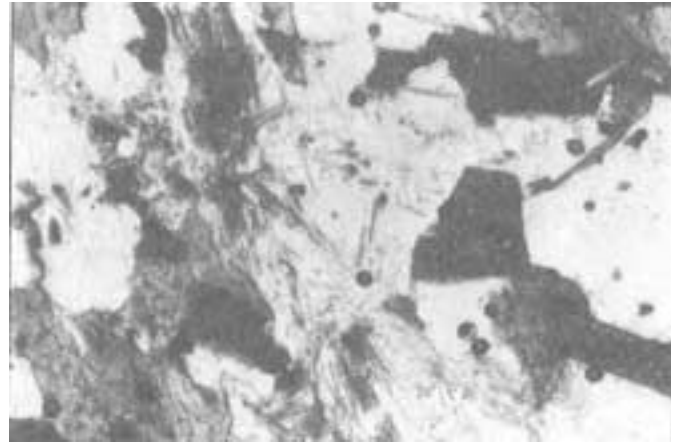
#### **Fotomicrografia 10**

*(GR-364 - LN) – Aspecto textural do muscovita-quartzo-clorita xisto mostrando o efeito retrometamórfico ao fácies xisto-verde, caracterizado pelo desenvolvimento de clorita (CL) sobre os cristais de muscovita, efeito este produzido pela Zona de Cisalhamento Transcorrente. Folha Paulo Saldanha.*



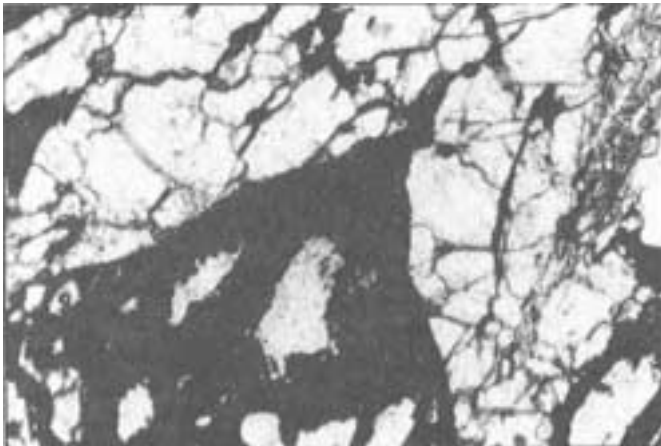
#### **Fotomicrografia 11**

*(JS-99 - LP) – Aspecto textural dos biotita paragneisses da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Nota-se o arranjo granoblástico-alongado dos cristais quartzo-feldspáticos (QZ-PG) e o alinhamento das biotitas (BT). Esta característica textural é marcante nos litótipos da unidade. Folha Paulo Saldanha.*



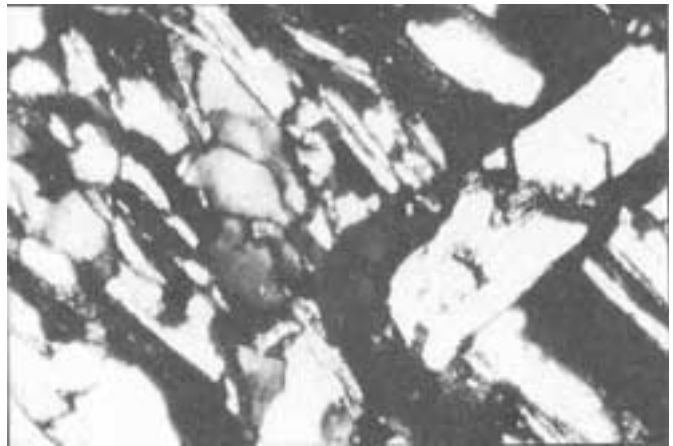
#### **Fotomicrografia 12**

*(GR-206B - LN) – Feixes da fibrolita (SL) relativamente freqüentes nos biotita paragneisses da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, em associação com plagioclásio (PG), quartzo (QZ) e biotita titanífera (BT), marcando a fácies anfíbolito superior. Folha Paulo Saldanha.*



#### **Fotomicrografia 13**

(GR-107C - LN) – Silimanita-granada-quartzo xisto da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Detalhe de pseudomorfos de granada (GD), substituída por limonita (LM), em matriz granoblástica de quartzo (QZ) e cristais aciculares de sillimanita (SL).  
Folha Paulo Saldanha.



#### **Fotomicrografia 14**

(GR-70 - LP) – No detalhe, porfiroblasto de moscovita (MU) truncando a foliação ( $S_{n+1}$ ) e com dobramento em "kink" evidenciando uma deformação posterior ( $D_{n+2}$ ). Biotita (BT)-moscovita (MU)-quartzo xisto (QZ).  
Folha Paulo Saldanha.



#### **Fotomicrografia 15**

(RB-85 - LP) – Quartzo (QZ), plagioclásio (PG), microclínio (MC) e biotita (BT) constituem a assembléia mineral dominante que caracteriza os monzogranitos da Suíte Granítica Rio Pardo. Observa-se a intensa saussuritização do plagioclásio, destruindo quase por completo os seus planos de macla. Folha Rio Pardo.



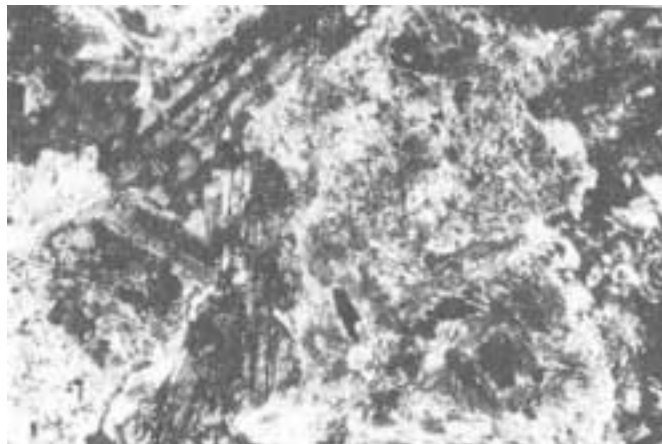
#### **Fotomicrografia 16**

(RB-18B - LP) – Aspecto parcial do biotita granodiorito da Suíte Granítica Rio Pardo, mostrando o arranjo mútuo dos grãos minerais em padrão predominantemente hipidiomórfico granular. Nota-se o início da saussuritização do plagioclásio (PG), afetando inicialmente os planos de macla. A biotita (BT) encontra-se parcialmente alterada nas bordas para epidoto (EP).  
Folha Rio Pardo.



### **Fotomicrografia 17**

*(GR-199 - LP) – Detalhe de um cristal de ortoclásio mesopertítico (OR) da Suíte Granítica São Luís. Observa-se as fraturas preenchidas por epidoto (EP), quartzo (QZ) e biotita verde (BT), resultantes do evento hidrotermal atuante sobre os litótipos da unidade. Folha Paulo Saldanha.*



### **Fotomicrografia 18**

*(GR-226A - LP) – Textura ofítica em gabro da Suíte Básica Novo Mundo. Nota-se a substituição do clinopiroxênio original por actinolita e opacos (AC+ OP) além da saussuritização do plagioclásio (PG) - (metamorfismo hidrotermal). Folha Paulo Saldanha.*



### **Fotomicrografia 19**

*(RB-116A - LP) – Quartzo (QZ), ortoclásio pertítico (OR), hornblenda (HB), com plagioclásio subordinado (PG), constituem a assembléia mineral dominante que caracteriza a Suíte Granítica São Pedro. Observa-se no detalhe, a textura granular-xenomórfica e a intensa pertitização do feldspato alcalino. Folha Rio Pardo.*



### **Fotomicrografia 20**

*(RB-95A - LP) – Aspecto textural da fácies da borda do granito São Pedro. Observa-se a intensa deformação de quartzo (QZ) e plagioclásio (PG), gerando tipos miloníticos, com textura granoblástica estirada e ribbons de quartzo (QZ). Folha Rio Pardo.*