

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE RONDÔNIA

Escala 1:1.000.000

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

Bases de Dados Pedro Aurélio C. Cordeiro

Geofísica Mário J. Metelo

Geologia Estrutural Reginaldo Alves dos Santos

Geoquímica Carlos Alberto C. Lins

Litogeoquímica Emiliano Cornélio de Souza

Metalogenia/Geologia Econômica Inácio de Medeiros Delgado

Petrologia Luiz Carlos da Silva

Sedimentologia Augusto José Pedreira

Sensoriamento Remoto Sidney Rodrigues Valente

Regional

Superintendência Regional de Manaus

Residência de Porto Velho

Coordenador Jaime E. Scandolaro

Geofísical Paulo Roberto C. Moraes

Geologia Estutural Jaime E. Scandolaro

Geoquímica Gilmar J. Rizzotto

Metalogenia Jânio Leite de Amorim

Petrologia Gilmar J. Rizzotto

Sedimentologia Ruy B.C. Bahia

Sensoriamento Remoto Jaime E. Scandolaro

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE RONDÔNIA

Texto Explicativo e Mapa Geológico do Estado de Rondônia

*Organizado por
Jaime Scandola*

BRASÍLIA 1999

CRÉDITOS DE AUTORIA

Capítulo 1	Jaime Scandolara	Capítulo 4	Jânio Leite de Amorim Luiz Gilberto Dal'Ígna
Capítulo 2		Capítulo 5	Jaime Scandolara
Subitem 2.1	Jaime Scandolara Gilmar José Rizzoto	Compilação dos Rec. Minerais	Jânio Leite de Amorim
Subitem 2.2	Ruy Benedito Calliari Bahia Marcos Luiz do E.S. Quadros	Concepção das Legendas	Jaime Scandolara Ruy Benedito Calliari Bahia Marcos Luiz do E.S. Quadros Jânio Leite de Amorim
Subitem 2.3	Ruy Benedito Calliari Bahia Marcos Luiz do E.S. Quadros		
Subitem 2.4	Marcos Luiz do E.S. Quadros Jaime Scandolara		
Subitem 2.4	Jaime Scandolara		
Capítulo 3	Jânio Leite de Amorim		

Revisão Técnica

Jaime Scandolara, Augusto José Pedreira, Reginaldo Alves dos Santos e Nelsom Custódio de S. Filho

Revisão Final

Jaime Scandolara

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
Informações Básicas para a Mineração, Planejamento e Administração do Meio Físico

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Residência de Porto Velho

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

Scandolara, Jaime

Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico do Estado de Rondônia, escala 1:1.000.000 / organizado por Jaime Scandolara – Brasília: CPRM, 1999.

1 CD-ROM

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Residência de Porto Velho.

1. Geologia – Rondônia – Mapas. 2. Mapeamento Geológico – Rondônia. 3. Recursos Minerais – Rondônia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. II. Título.

CDD.558.175

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO

1.1 Justificativas e Objetivos	1
1.2 Metodologia e Produtos	2
1.3 Principais Fontes de Informação	3

2 GEOLOGIA DO ESTADO DE RONDÔNIA

2.1 Faixa Orogênica Policíclica Guaporé	10
2.1.1 Complexo Jamar (PMjm)	10
2.1.2 Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (PMj)	15
2.1.3 Complexo Santa Luzia (PMsl)	18
2.1.4 Suíte Vulcânica Roosevelt (Mr)	20
2.1.5 Suíte Intrusiva Serra da Providência (Msp)	20
2.1.6 Grupo Beneficente (Mb)	24
2.1.7 Suíte Intrusiva Santo Antônio (Mst)	24
2.1.8 Suíte Intrusiva Teotônio (Mt)	26
2.1.9 Suíte Intrusiva Alto Candeias (Mac)	27
2.1.10 Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas (Mslc)	28
2.1.11 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia (Mnb)	29
2.1.12 Formação Mutum-Paraná (Mmp)	30
2.1.13 Suíte Intrusiva Básica/Ultrabásica Cacoal (Mc)	31
2.1.14 Suíte Granítica Rio Pardo (Mrp)	32
2.1.15 Suíte Intrusiva Santa Clara (Msc)	33
2.1.16 Formação Nova Floresta (Mnnf)	34
2.1.17 Suíte Ígnea Costa Marques (Ncm)	34
2.1.18 <i>Younger Granites</i> de Rondônia (Nyg)	36

2.2	Bacia de Rondônia	36
2.2.1	Formação Palmeiral (Mnp)	37
2.2.2	Formação Prosperança (Mnpr)	39
2.3	Bacia dos Parecis	39
2.3.1	Grupo Primavera	40
2.3.1.1	Formação Cacoal (SDC)	40
2.3.1.2	Formação Pimenta Bueno (Pcpb)	40
2.3.1.3	Formação Fazenda da Casa Branca (Pcb)	42
2.3.2	Grupo Vilhena	44
2.3.2.1	Formação Anari (Ka)	44
2.3.2.2	Formação Botucatu (Kb)	46
2.3.2.3	Formação Parecis (Kp)	46
2.4	Formações Superficiais	46
2.4.1	Coberturas Cenozóicas Continentais	46
2.4.1.1	Coberturas Sedimentares Indiferenciadas (TQC)	50
2.4.1.2	Lateritos imaturos (TQIC)	50
2.4.1.3	Terraços Fluviais (Qht)	50
2.4.1.4	Depósitos Pantanosos (Qhp)	50
2.4.1.5	Depósitos Lacustres (Qhi)	51
2.4.1.6	Depósitos de Planície de Inundação/Canal Fluvial (Qha)	52
2.5	Evolução Geológica	53
3	RECURSOS MINERAIS	
3.1	Substâncias Metálicas	67
3.1.1	Ouro	67
3.1.2	Estanho	72
3.1.3	Ferro e Manganês	73
3.2	Substâncias Não-Metálicas	74
3.2.1	Diamante	74
3.2.2	Ametista/Berilo/Água-Marinha	74
3.2.3	Argila/Areia/Cascalho	75
3.2.4	Granitos/Gnaisses/Gabros	75
3.2.5	Calcário	75
4	ASPECTOS DA ECONOMIA MINERAL DO ESTADO DE RONDÔNIA	
4.1	A Produção de Cassiterita	78
4.2	A Produção de Ouro	80
4.3	A Indústria da Água Mineral	82
4.4	A Indústria do Calcário	82
4.5	Materiais para Aproveitamento Imediato na Construção Civil	83

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. 85

LISTA DE FIGURAS

APÊNDICES:

- Listagem dos Recursos Minerais do Estado de Rondônia
- Determinações Geocronológicas do Estado de Rondônia
- Ilustrações Fotográficas
- Ilustrações Fotográficas de Rochas Ornamentais

ANEXO:

- Mapa Geológico

1

INTRODUÇÃO

O Mapa Geológico do Estado de Rondônia se constitui na concretização das aspirações históricas manifestadas pelos vários segmentos da comunidade geocientífica, pelos diversos níveis da administração oficial e pelas empresas do setor mineral. Representa um instrumento de inestimável valor basilar por condensar, de forma clara e organizada, as informações geológicas imprescindíveis ao planejamento estratégico integrado, procedimento de caráter preliminar hoje indispensável no conjunto das ações necessárias à ocupação racional e responsável do meio físico.

A execução dos mapas geológicos estaduais, no âmbito da CPRM, faz parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, e coube aos técnicos da Residência de Porto Velho – REPO a elaboração e implementação do projeto que culminou com o mapa do território rondoniano. Este produto foi elaborado e desenvolvido segundo parâmetros coerentes com a moderna geologia de levantamentos, tratamento e expressão cartográfica de dados, com base em informações geológicas coletadas em campanhas de campo recentes e na revisão do acervo de dados preexistentes, acumulados ao longo das últimas três décadas.

1.1 Justificativas e Objetivos

Os primeiros registros históricos que fazem referência a descobertas minerais na região atualmente pertencente ao estado de Rondônia são relatados por Manuel Espiridião da Costa Marques (1908), que menciona o primeiro achado de ouro no rio Galera, sopé da serra dos Parecis, em 1731. A. Marques (1923), em seu trabalho “Mato Grosso – seus recursos naturais”, aceita que as minas de São Vicente, no rio Galera, tenham sido descobertas pelos irmãos Paes de Barros, em 1737. J. Severiano da Fonseca (1881) faz registro às minas de Corumbiara, como tendo sido descobertas e exploradas em 1738. Em 1750 novas notícias sobre o ouro do vale do Guaporé, região do rio Corumbiara, chegaram à Província do Mato Grosso e, em 1776, 1779 e 1794, por ordem do governador Pereira e Cáceres, novas expedições foram enviadas para explorar os sítios onde as lendas situavam as ricas jazidas auríferas. Em 1795 nova expedição foi conduzida por Francisco Pedro de Mello que desceu o rio Guaporé e entrou pelo seu afluente rio Branco, encontrando amostras de ouro em muitos locais.

O Engenheiro de Minas Manuel Espiridião da Costa Marques (1908), registra em seu trabalho a

menção histórica às várias minas de ouro no vale do rio Guaporé, entre elas São Vicente, Pilar e Lavrinha, que prosperaram na década entre 1870 e 1880. Já neste século há registros de investidas do Marechal Rondon, em 1909, na região dos rios Pimenta Bueno e Barão de Melgaço, mencionando as lendárias minas de Urucumacua. O Capitão Aluizio Pinheiro Ferreira, diretor da Estrada de Ferro Madeira-Mamoré, cita em relatório de 1936, uma jazida de antimoniatos, arseniats e sulfetos com prata e ouro, no vale do rio Pacaás Novos, no município de Guajará-Mirim.

Os trabalhos de cunho geológico/científico, ainda que de caráter localizado, principiam com Evans (1906) que, em trabalho de reconhecimento geológico, descreveu as rochas expostas nas corredeiras e cachoeiras dos rios Madeira, Mamoré e Beni, seguindo-se Oliveira (1915/1918), na região de Vilhena, d'Orbigny (1942), no vale do rio Guaporé, Dequech (1943), na região de Pimenta Bueno, Guimarães (1944), também no vale do rio Guaporé, e Oliveira (1964), na região entre Pimenta Bueno e Vilhena.

O primeiro mapa geológico integrado da região, na escala 1:1.000.000, foi elaborado pela LASA – Levantamentos Aerofotogramétricos S. A. , através de Sayão Lobato *et al.* (1966), abrangendo a quase totalidade do então Território Federal de Rondônia, sob os auspícios do Departamento Nacional da Produção Mineral. Este mapa teve como objetivo fomentar os trabalhos de prospecção e pesquisa de cassiterita na denominada Província Estanífera de Rondônia.

A partir do início da década de setenta começou a ser gerado um expressivo acervo de informações geológicas materializado, principalmente, pelos diversos relatórios técnicos e mapas geológicos da CPRM, pelo Projeto RADAMBRASIL e pelos relatórios internos das empresas de mineração, estas últimas responsáveis por um notável avanço no conhecimento geológico acerca dos granitos estaníferos de Rondônia.

Em função deste aumento considerável no volume de informações e da flagrante evolução das ciências geológicas na última década, os dados e elaborações geológicas, já armazenadas sob a forma de relatórios segmentados, careciam de revisão e reinterpretção que permitissem a sua integração com os novos dados obtidos em campanhas de campo desenvolvidas pela CPRM nos últimos quatro anos, de forma a gerar um instrumento básico que possibilitasse um avanço real na compreensão do quadro geológico/metalogenético re-

gional. Portanto, a partir desse mapa geológico, o estado de Rondônia detém uma cartografia moderna e atualizada, que sintetiza o nível atual dos conhecimentos sobre a geologia e os recursos minerais do seu território.

Essas informações cartográficas encontram-se digitalizadas e suportadas por base de dados petrográficos, de ocorrências minerais e de afloramentos, no âmbito do estado de Rondônia e adjacências, e que foram acrescidas às que já se encontravam arquivadas nas bases de dados nacionais geridas pela CPRM.

Uma das principais derivações da plena utilização desse sistema geocientífico permitirá ao estado conhecer sua potencialidade mineral e seus recursos hídricos, identificar oportunidades de investimentos que serão repassadas como orientação ao setor privado, subsidiar o planejamento de ações governamentais no desenvolvimento do setor mineral, na gestão dos recursos hídricos subterrneos, na preservação do meio ambiente, na orientação nos projetos de assentamento agrícola e na execução de grandes obras de construção civil como barragens, estradas, portos etc.

1.2 Metodologia e Produtos

A base cartográfica do estado de Rondônia, escala 1:1.000.000, foi obtida a partir das folhas 1:1.000.000 do IBGE (1972), com modificações e atualizações promovidas pela equipe da Seção de Cartografia da Residência da CPRM de Porto Velho, a partir do Plano Diretor Rodoviário – Rede Rodoviária Básica, 1993, editado pelo Departamento Estadual de Estradas de Rodagem – DER/RO, em 1994.

As informações sobre a geologia dos terrenos que constituem o estado de Rondônia e adjacências, foram transferidas para os chamados “mapas de serviço” ou seja, para bases na escala 1:250.000 e, posteriormente, integradas, interpretadas e organizadas cartograficamente na escala 1:500.000, a partir da:

1 – Compilação de relatórios que constituem os denominados Projetos Específicos desenvolvidos pela Residência da CPRM de Porto Velho, em escalas que variam de 1:250.000 até 1:25.000 (Sulfetos de Abunã .-1977, Manganês da Serra da Providência –1978, Província Estanífera de Rondônia – 1978, Guajará-Mirim –1980, Carvão Energético de Rondônia –1981, Rio Jaru –1992); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, na escala 1:100.000 (Porto Velho/Abunã – 1990, Paulo

Saldanha/Rio Pardo – inédito); Projetos de Mapeamento Regional nas escalas 1:250.000 e 1:500.000 (Alto Ituxi –1981, Noroeste de Rondônia –1974, Sudoeste de Rondônia –1979, Sudeste de Rondônia –1976, Centro-Leste de Rondônia -1984); Projetos de Levantamentos Aerogeofísicos na escala 1:100.000 (Rio Madeira – 1977/cintilometria, Paçaás-Novos e Serra dos Parecis – 1983/cintilometria e magnetometria) e Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:1.000.000 (Folha Porto Velho/SC.20 e Guaporé/SD.20 – 1984);

2 – Projeto RADAMBRASIL, folhas Porto Velho e Guaporé, escala 1:1.000.000, (1978);

3 – Compilação de dados das dissertações de mestrado de Sérgio José Romanini (1982), Renata Eliane Frank (1990), e Bruno L. Payolla (1994) ;

4 – Anais do *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks* (1995) e *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations* (1997);

5 – Relatórios da Mineração Oriente Novo e Ebesa;

6 – Novos dados de campo obtidos em campanhas de mapeamento recentes desenvolvidas pela CPRM, Residência de Porto Velho, a partir do segundo semestre de 1994 (1.000 novos pontos descritos em perfis regionais que totalizaram aproximadamente 4.000km lineares), acompanhados por uma reinterpretação completa das imagens de satélite que recobrem todo o território rondoniano, na escala 1:250.000.

A geologia das coberturas cenozóicas passou, igualmente, por uma ampla revisão a partir de interpretações recentes conduzidas pela equipe da Residência de Porto Velho, usando como base imagens LANDSAT-TM, monocromáticas e policromáticas, escalas 1:100.000 e 1:250.000, obedecendo principalmente critérios fundamentados nas respostas espectrais das unidades fotogeológicas, nas características morfotectônicas dos terrenos, nas características litológicas dos depósitos e das associações faciológicas nas regiões que possuem dados de campo disponíveis.

Os principais jazimentos minerais do estado de Rondônia, registrados em Base de Dados–META (CPRM), no total de 246, foram agrupados em uma classificação utilitária do tipo metálicos e não-metálicos. Sob o título de calcários subentende-se os de composição ferro-magnésiana (dolomíticos), largamente utilizados na Amazônia Oriental como corretivo de solo, cujas jazidas em território rondoniano apresentam grande expressão. As informações de interesse metalogenético estão representadas,

no mapa, por uma simbologia simplificada, sob a forma de ocorrências minerais de observação direta, minas em atividade, minas inativas e garimpos (intermitentes), com indicação das substâncias, municípios e unidades estratigráficas.

O mapa geológico se encontra disponível em formato digital, permitindo a sua distribuição através de disquete ou CD-ROM, ou em cópia em papel através de *plotter*. Em função da natureza digital desse conjunto de informações, o Mapa Geológico do Estado de Rondônia é um documento dinâmico, de fácil adaptação ao estágio do conhecimento atual, cuja atualização periódica será possível sempre que novos dados geocientíficos gerados determinem avanços na cartografia geológica.

A Nota Explicativa que o acompanha se constitui em um produto cuja redação pretende ser objetiva, ilustrada ao longo do texto por figuras e tabelas, que visam a permitir um melhor e mais fácil entendimento do tema por profissionais não familiarizados com a linguagem técnica do geólogo. O capítulo Geologia do Estado de Rondônia é voltado para descrições factuais das associações litológicas e das feições primárias e estruturais das unidades cartografadas, evitando-se o excesso de interpretações. Estas interpretações fazem parte do item Evolução Geológica, onde são expostos sumariamente os vários modelos aplicados à região, baseados principalmente em dados geocronológicos e geofísicos, acrescidos de uma proposta esboçada pela equipe da Residência de Porto Velho, elaborada mediante a utilização do importante acervo de dados de campo disponível, integrada com uma reinterpretação geológica dos dados radiométricos e geofísicos.

Uma parte importante do relatório é dedicada aos recursos minerais, com descrição dos jazimentos, ênfase nas características das mineralizações, bem como nos seus aspectos econômicos. Um capítulo específico é dedicado à economia mineral da região, que permite visualizar a importância do setor mineral no âmbito da economia do estado, ressaltando um potencial de desenvolvimento ainda subaproveitado.

Os dados geocronológicos e dos jazimentos minerais são apresentados em tabelas, como apêndices, no final do texto, e servem como suporte para eventuais consultas dos usuários.

1.3 Principais Fontes de Informação

A principal fonte de consulta foi o imenso conjunto de informações geológicas da CPRM, detentora de vasta documentação básica sobre a geologia e

2

GEOLOGIA DO ESTADO DE RONDÔNIA

O estado de Rondônia está localizado a oeste da região conhecida como Província Tapajós (figura 2.1), de acordo com a compartimentação elaborada por Almeida *et al.* (1977), também recebendo a denominação de Subprovíncia Madeira (figura 2.2), segundo a proposta de Amaral (1984). Uma síntese do conhecimento sobre a região de Rondônia foi publicada pelo último autor quando da caracterização geológica da Subprovíncia Madeira (figura 2.3).

A extensa região que inclui o estado de Rondônia, parte do Mato Grosso e Amazonas, adentrando em território boliviano, historicamente recebeu designações usuais de "Faixa Móvel Rondoniense", "Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena", "Cinturão Móvel Rondoniano", "Terreno Granito-Greestone de Rondônia", "Cinturão Móvel Sunsas", "Província Colisional Rio Negro-Juruena", entre outros. Tais denominações carregam, ainda, um conteúdo até certo ponto especulativo, em razão de que sua definição baseou-se, fundamentalmente, em dados geocronológicos que necessitam, urgentemente, de uma reinterpretação do ponto de vista do seu real significado geológico. Em adição, é importante salientar que estes modelos de faixas móveis são calcados em paradigmas

fanerozóicos, de níveis estruturais altos, com registros litoestruturais bem preservados, polaridade de magmatismo explícito, em quadros onde os limites das placas litosféricas interagentes são conhecidos.

Um outro fator complicador para o entendimento da arquitetura pré-cambriana da região, diz respeito à definição dos megalineamentos, ou traços tectônicos que a "organizam", do ponto de vista de sua adequada localização geográfica-geológica, de suas características mecânicas, dos seus aspectos geométricos e cinemáticos e de sua cronologia. Sem a correta caracterização e interpretação dessas megaestruturas, muitas "faixas orogênicas", ou "cinturões móveis" e "limites de blocos" ou "limites cratônicos", são na maioria das vezes desenhados pela composição de estruturas variadas, com diversas idades, origens distintas e diferentes características mecânicas, culminando a sua definição com base na utilização de ferramentas isoladas, sem a devida complementaridade. O estudo de tais elementos geométricos nunca foi contemplado quando da formulação dos modelos geotectônicos propostos para a região, o que significa dizer que os limites das "províncias geocronológicas" ou "cinturões móveis" não são geologicamente bem

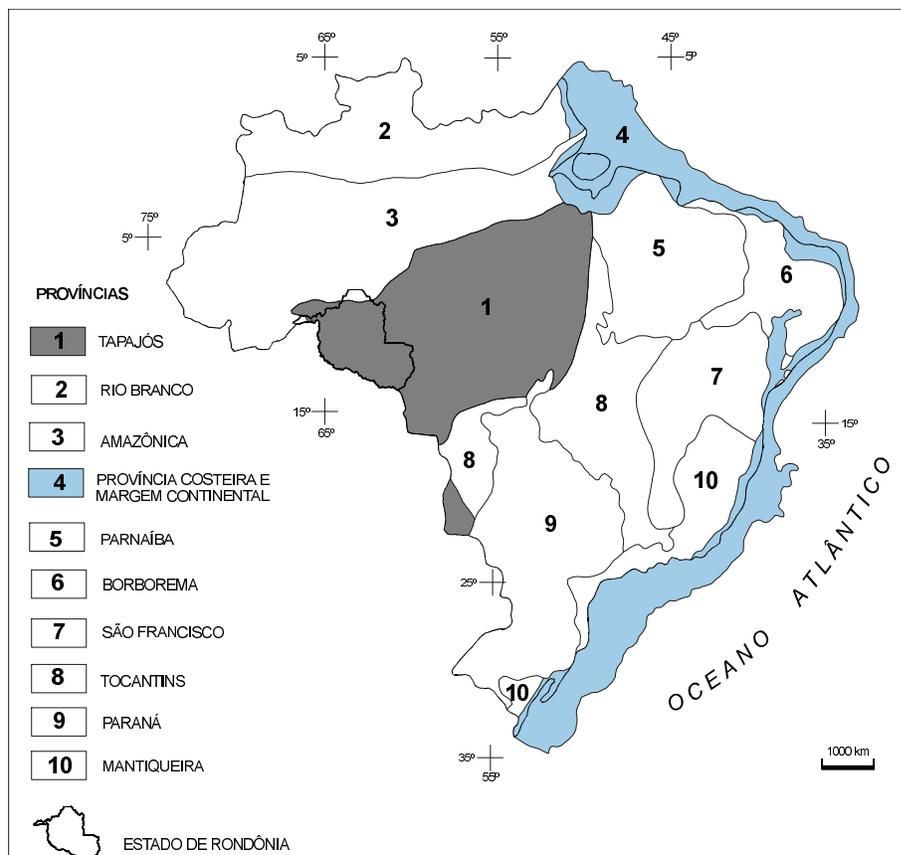


Figura 2.1 – Províncias Estruturais do Brasil (modificado de Almeida et al., 1977).

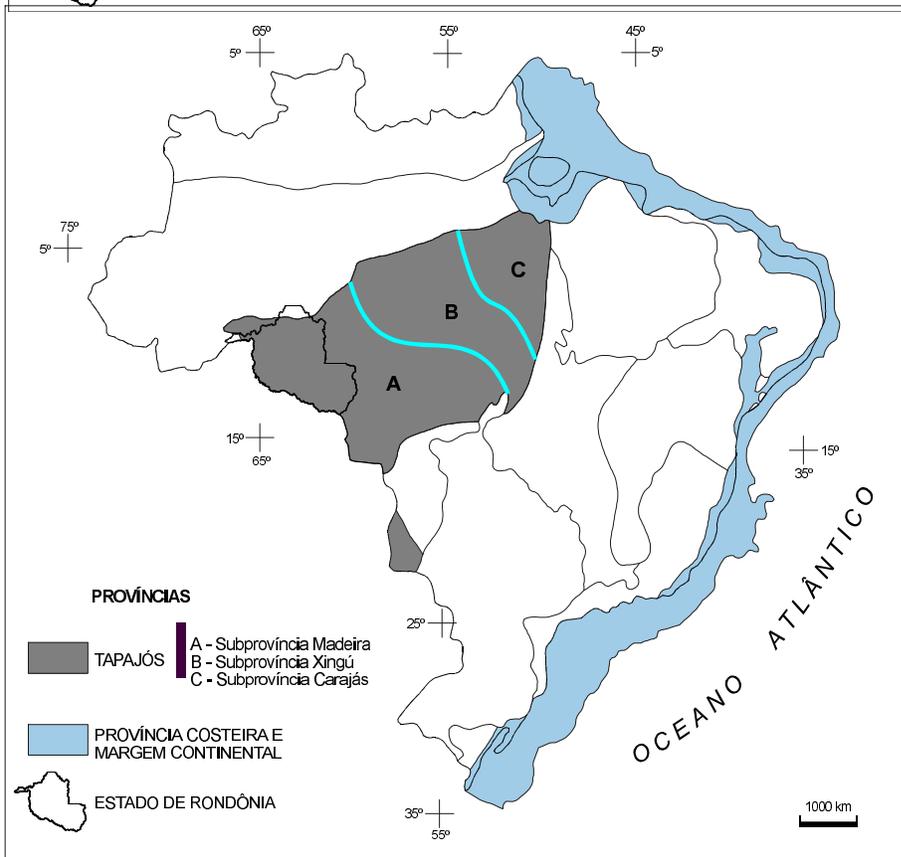


Figura 2.2 – Províncias Estruturais do Brasil (modificado de Amaral et al., 1977).

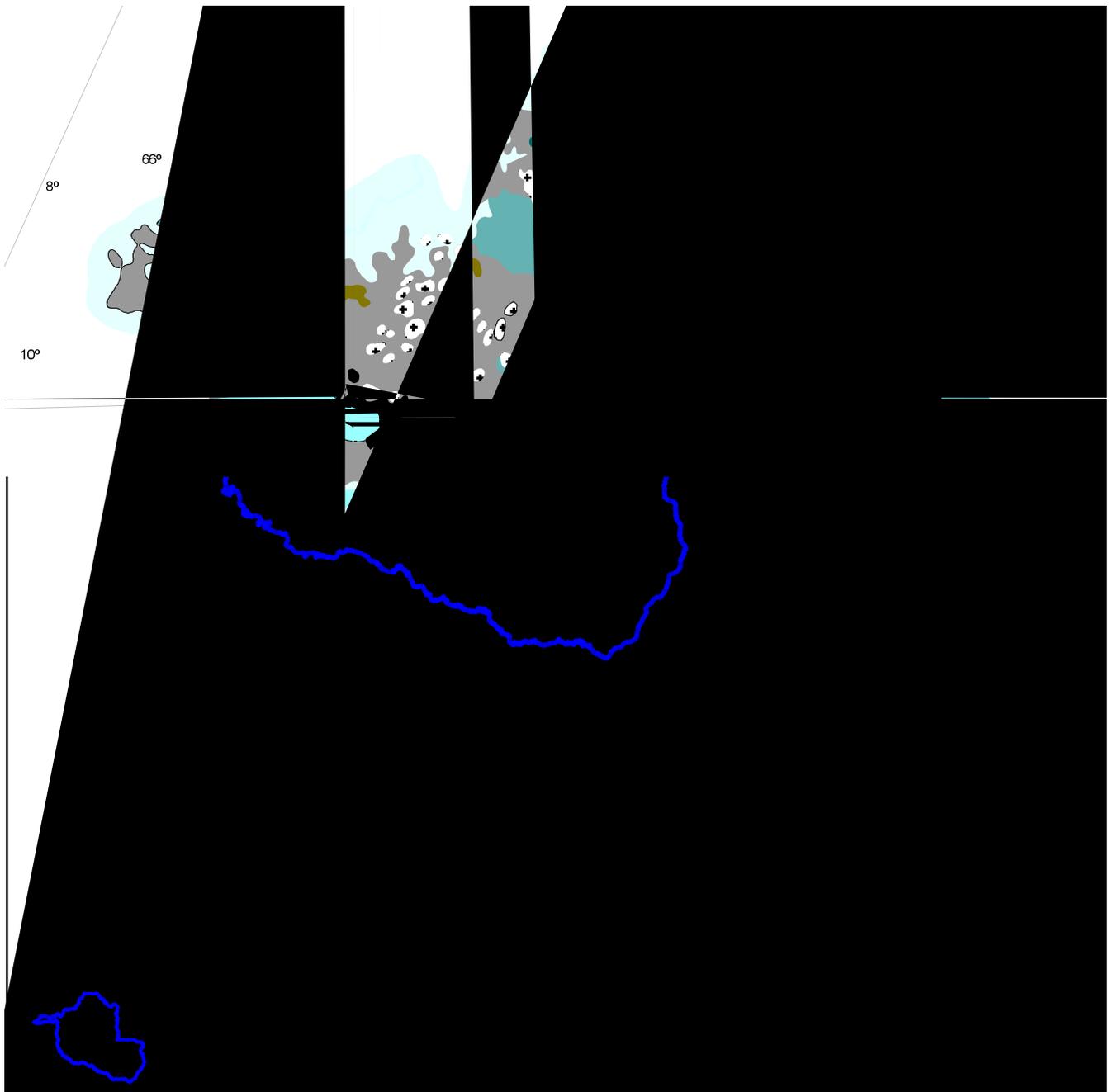


Figura 2.3 – Mapa geológico da Subprovincia Madeira (modificado de Amaral, 1974; Leal et al., 1978; Santos et al., 1979).

definidos, não coincidindo com grandes descontinuidades geológicas claramente identificadas, o que permite classificá-los apenas como convencionais.

A análise integrada dos dados petrológicos, petrográficos, geocronológicos, geofísicos e estruturais disponíveis, permitiu a elaboração de um esbo-

ço tectono-estratigráfico aplicável ao estado de Rondônia (figura 2.4), de onde depreende-se que ainda há limitações para o estabelecimento de compartimentações tectônicas como as propostas pelos diversos autores que discorrem sobre a geologia da região, embora o contexto regional seja nitidamente compatível com o de um *mobile belt* ou

“faixa móvel”. Contudo, é importante ressaltar que a complexidade geométrica e cinemática, além dos produtos de retrabalhamento, é fator complicador quando se trata de modelar faixas móveis proterozóicas e, no caso da região em questão, é de aceitação quase unânime pelos geocientistas que sobre ela se debruçam, que o quadro geotectônico do sudoeste do Cráton Amazônico é retrato de sucessivas reativações relacionadas a episódios orogênicos de atuação paulatinamente mais ocidental à medida que o Período Pré-Cambriano vai chegando ao seu final.

Em razão de tais limitações (parco conhecimento geográfico-geológico das faixas com relação à

sua extensão real e conexões), os autores propõem para a identificação da região objeto, e no âmbito desta nota explicativa, a aplicação da denominação “Faixa Orogênica Policíclica Guaporé”, considerando o sentido genérico do termo (extensa zona tectônica que envolve um amplo segmento litosférico, palco de deformações policíclicas, relações metamórficas complexas, granitização significativa, migmatização sin-tectônica e retrabalhamento crustal, produto de uma evolução segundo processos superimpostos no curso de um ou mais ciclos orogênicos).

A estruturação da coluna litoestratigráfica pré-cambriana (figura 2.5) foi estabelecida com base

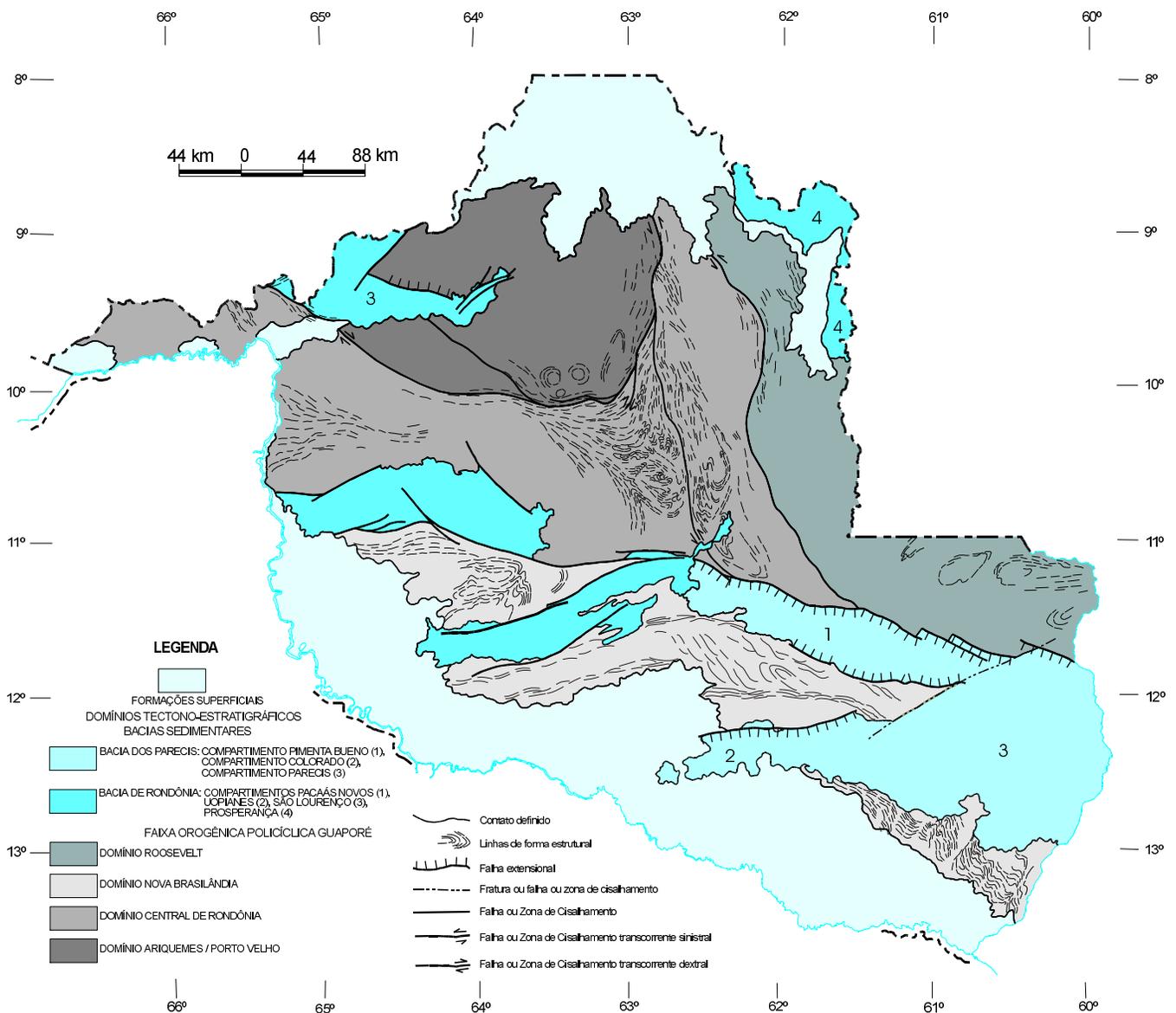


Figura 2.4 – Esboço tectono-estratigráfico do estado de Rondônia.

FAIXA OROGÊNICA POLICÍCLICA GUAPORÉ

IDADE(Ma)		DOMÍNIO ROOSEVELT	DOMÍNIO NOVA BRASILÂNDIA	DOMÍNIO CENTRAL DE RONDÔNIA	DOMÍNIO PORTO VELHO / ARIQUEMES
NEOPROTEROZOICO	1000		Suíte Costa Marques Ncm	<i>Younger Granites de Rondônia</i> Nyg Formação Nova Floresta NMnf	<i>Younger Granites de Rondônia</i> Nyg
		MESOPROTEROZOICO	Suíte Básica Cacoal Mc	Suíte Rio Pardo Mrp Suíte Básica Cacoal Mc Seqüência Nova Brasilândia Mnb Suíte Alto Candeias Mac	Suíte Santa Clara Msc Suíte Básica Cacoal Mc Suíte São Lourenço/Caripunas Mslc Suíte Alto Candeias Mac Suíte Serra da Providência Msp Complexo Jaru PMj
PALEOPROTEROZOICO	1800	Vulcânicas Roosevelt Mr Grupo Beneficente Mb Suíte Serra da Providência Msp Complexo Jamari PMjm			

Figura 2.5 – Coluna litoestratigráfica da Faixa Orogênica Policíclica Guaporé.

nos trabalhos de Torres *et al.* (1975), Souza *et al.* (1975), Isotta *et al.* (1978), Leal *et al.* (1978) e Adamy & Romanini (1990) (figuras 2.6, 2.7 e 2.8), reavaliadas pelos autores desta, à luz de conceitos modernos, com incorporação de novos dados de campo em áreas de pouca densidade de informação.

A estratigrafia adotada para as bacias sedimentares (figura 2.9) segue as sugestões contidas nos trabalhos de Siqueira (1989), Bahia *et al.* (1996) e Bahia & Pedreira (1998, no prelo).

O quadro cronoestratigráfico (figura 2.10) relativo às coberturas cenozóicas do estado de Rondônia baseou-se na proposta de Souza Filho *et al.* (1997, no prelo).

2.1 Faixa Orogênica Policíclica Guaporé

2.1.1 Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978) (PMjm)

Os primeiros trabalhos geológicos em escala regional foram conduzidos por Lobato *et al.* (1966), que reuniram as rochas mais antigas, de natureza metamórfica, representadas por gnaisses, migmatitos e anfibolitos, no chamado Pré-Cambriano C-D. Souza *et al.* (1975), retomam os trabalhos na década de 70 e agrupam as mesmas litologias acima citadas, juntamente com granitos anatóxicos, charnockitos e granulitos, no chamado Complexo Basal, designação que seria também adotada por Lima *et al.* (1976), porém sem incluir as rochas de mais alto grau de metamorfismo. Posteriormente Leal *et al.* (1978), ao mapearem a Folha Porto Velho, estenderam o termo Complexo Xingu, aplicável na Amazônia Oriental, para rochas semelhantes da porção ocidental. Isotta *et al.* (1978), reestudando as rochas do chamado “embasamento regional”, com base em parâmetros geocronológicos e na associação de litótipos, concluem ser inapropriado o uso do termo “Complexo Xingu” para designar a associação de rochas antigas que constituem o arcabouço regional e propõem a denominação de Complexo Jamari para identificar esta associação heterogênea de rochas polideformadas, transformadas em condições de P/T compatíveis com metamorfismo de grau médio a alto, constituída por gnaisses, migmatitos, granitos, anfibolitos e granulitos, e que possuem uma representação significativa no rio homônimo, de onde provém a denominação. Julgam os presentes autores, também, ser mais apropriado o uso do termo Complexo Jamari, para designar esta associação regional de rochas gnáissicas

antigas, prováveis remanescentes da crosta primitiva.

Os dados de campo mais atualizados demonstram que esta unidade litoestratigráfica, dominada por componentes metaplutônicos (vestígios de um antigo terreno acrescionário do tipo TTG ?) tem maior expressão no Domínio Ariquemes- Porto Velho, com ocorrência mais reduzida no Domínio Roosevelt e muito subordinada no Domínio Nova Brasília (figura 2.11).

O Complexo Jamari é representado, principalmente, por rochas ortoderivadas de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, metamorfizadas em condições de P/T condizentes com a fácies anfibolito, cujas tramas mostram larga faixa de variação granulométrica e uma considerável variabilidade nas taxas de deformação, materializada por diferentes intensidades de anisotropia estrutural. A estrutura planar mais conspicua é representada por um bandamento gnáissico, de natureza compressiva, representante de uma história deformacional complexa, relacionada a episódios de caráter contracional ainda pouco conhecidos. É comum, ao longo e acompanhando importantes estruturas de cisalhamento que transectam, segundo direções variadas, as rochas deste domínio antigo, a ocorrência de termos petrográficos que apresentam uma forte trama milonítica, com feições texturais e associações mineralógicas indicativas de retrabalhamento igualmente em condições metamórficas de fácies anfibolito, podendo alcançar a fácies granulito, o que sugere consistentes processos deformacionais de caráter progressivo. Localmente é possível identificar, por outro lado, tipos evoluídos a ultramilonitos, associados a bandas de cisalhamento de larguras centimétricas, com parageneses retrometamórficas compatíveis com condições de grau baixo, fácies xisto-verde, possíveis produtos de processos desenvolvidos em um nível crustal mais alto, ação reflexa de episódios dinâmico/deformacionais que afetaram com maior intensidade e magnitude os domínios vizinhos.

Foram identificadas, de forma subordinada, rochas de composição básica, deformadas e recristalizadas em condições de metamorfismo regional progressivo, sob a forma de xenólitos ou enclaves de formas e dimensões variadas, apresentando-se em diferentes graus de assimilação com relação às “encaixantes” granitóides e tonalitóides. Igualmente, com caráter muito restrito, observam-se pequenas exposições de rochas de paraderivação (biotita gnaisses e biotita-granada gnaisses), notadamente na região próxima ao limite entre o Domínio

SOUZA <i>et al.</i> , (1975)			
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	ALUVIÕES RECENTES	Sedimentos arenosos, silíticos e argilosos inconsolidados
		UNIDADE DETRITO-LATERÍTICA	Lateritos e arenitos ferruginosos, silte e argila
	MESOZÓICO		
	PALEOZÓICO		
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	UNIDADE PRÉ-CAMBRIANO 2	Basaltos, diabásios e gabros ofíticos
		FORMAÇÃO PALMEIRAL	Arenitos com níveis conglomeráticos e conglomerados
		UNIDADE PRÉ-CAMBRIANO 1	Granitos anorogênicos, riolitos, riocacitos e greisens
	MÉDIO	FORMAÇÃO MUTUM-PARANÁ	Arenitos ortoquartzíticos, siltitos e tufo
	INFERIOR	COMPLEXO BASAL	Granitos de anaxia, migmatitos, gnaisses, granulitos e charnockitos
ARQUEANO			

ISOTTA <i>et al.</i> , (1978)			
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	ALUVIÕES RECENTES	Areia, silte, argila, cascalhos inconsolidados, ricos em matéria orgânica
		FORMAÇÃO SOLIMÕES	Sedimentos arenosos, parcialmente lateritizados
	MESOZÓICO		
	PALEOZÓICO		
PROTEROZÓICO	SUPERGRUPO MADEIRA	SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA	Granitos rapakivi(viborgitos, piterlitos, tirilitos), diabásios e rochas vulcânicas
		FORMAÇÃO SÃO LOURENÇO	Arenitos ortoquartzíticos, siltitos e microconglomerados, intercalados com tufo
		FORMAÇÃO PALMEIRAL	Conglomerados e arenitos arcósianos de origem fluvial
		FORMAÇÃO SURUMÚ	Rochas efusivas ácidas
	GRUPO UATUMÁ	FORMAÇÃO PRESIDENTE HERMES	Itabiritos, hematita compacta e muscovita xistos
		FORMAÇÃO FORTALEZA DO ABUNÁ	Quartzitos, quartzo xistos, filitos (fácies xisto verde)
	GRUPO JI-PARANÁ	COMPLEXO JAMARI	Gnaisses, migmatitos, granitos de anaxia, anfíbolitos, charnockitos, granulitos (fácies anfíbolito a granulito)
ARQUEANO			

Figura 2.6 – Colunas litoestratigráficas de Souza *et al.* (1975) e Isotta *et al.* (1978).

LEAL <i>et al.</i> , (1978)				
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	ALUVIÕES	Areia, silte e argila inconsolidados	
		ELÚVIOS/ COLÚVIOS	Areia, silte e argila	
		FORMAÇÃO SOLIMÕES	Areia, silte, argila e conglomerados de origem fluvial	
FANEROZÓICO	PALEOZÓICO	ARENITO FAZENDA DA CASA BRANCA	Arenitos de origem fluvial, lamitos e conglomerados; arenitos eólicos	
		FORMAÇÃO PIMENTA BUENO	Paraconglomerados, arenitos, folhelhos e calcários	
		ALCALINAS GUARIBA	Sienitos, traquitos e granitos	
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	FORMAÇÃO PROSPERANÇA	Arenitos feldspáticos, siltitos, argilitos e conglomerados	
		GRUPO GUAJARÁ-MIRIM	FORMAÇÃO PACAÁS NOVOS	Arenitos e conglomerados
			FORMAÇÃO NOVA FLORESTA	Basaltos e diabásios
		GRANITOS RONDONIANOS	Granitos e granófiros mineralizados a Sn	
	MÉDIO	EFUSIVAS ÁCIDAS CARIPUNAS	Riólitos, dacitos, riocacitos, tufo e ignimbritos	
		ALCALINAS TEOTÔNIO	Alcalissienitos, alcaligranitos	
		BÁSICAS/ULTRABÁSICAS CIRIQUIQUI	Diabásios, gabros, noritos, anortositos, peridotitos, serpentinitos e kimberlitos	
		SUPERGRUPO UATUMÁ	GRANITO SERRA DA PROVIDÊNCIA	Granitos rapakivíticos (viborgitos e piterlitos)
			FORMAÇÃO ROOSEVELT	Dacitos, riocacitos, andesitos, tufo, ignimbritos ácidos a intermediários
		GRUPO BENEFICENTE	Arenitos, siltitos, argilitos, conglomerados, tufo e riolitos	
		EPIMETAMORFITOS DO COMEMORAÇÃO	Xistos, filitos, quartzitos, itabiritos (fácies xisto-verde)	
	COMPLEXO XINGU	Gnaisses, migmatitos, granitos, anfibolitos, dioritos, kinzigitos e metabasitos		
	INFERIOR			
ARQUEANO				

TORRES <i>et al.</i> , (1975)				
ERA	PERÍODO	UNIDADE	LITOLOGIA	
FANEROZÓICO	QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES	Sedimentos inconsolidados	
		COBERTURAS ELÚVIO/ COLUVIONARES	Sedimentos arenosos	
	TERCIÁRIO	COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA	Lateritas de estruturas diversas	
	MESOZÓICO			
PROTEROZÓICO	PALEOZÓICO			
	SUPERIOR	FORMAÇÃO PALMEIRAL	MAGMATITOS NOVA FLORESTA	Basaltos e diabásios
			MEMBRO PACAÁS-NOVOS	Arenitos arcossianos com estratificação plano-paralela
			MEMBRO UOPIANES	Arenitos arcossianos com níveis de tufitos
			CAMADAS RIO CAUTÁRIO	Arenitos arcossianos com estratificação cruzada
			MEMBRO ARAIMURÚ	Conglomerados
	MÉDIO	COMPLEXO COSTA MARQUES	Hornblenda-augita granitos, efusivas ácidas a intermediárias	
		UNIDADE SERRA DOS REIS	Dinamo-metamorfitos areno-quartzosos e feldspáticos	
		GRANITO ALTO RIO NOVO	Granitos porfiróides	
		MAGMATITO ALTO RIOZINHO	Riocacitos	
	INFERIOR			
	ARQUEANO	ASSOCIAÇÃO XINGU	COMPLEXO RIO CANDEIAS	Granitos e granodioritos
COMPLEXO RIO BRANCO DO GUAPORE			Anfibolitos, leptitos, hornfels, metarcóseos, gnaisses, migmatitos e granodioritos	

Figura 2.7 – Colunas litoestratigráficas de Leal *et al.* (1978) e Torres *et al.* (1975)

ADAMY <i>et al.</i> , (1990)											
ERA	PERÍODO	ÉPOCA	DOMÍNIO DAS COBERTURAS CENOZÓICAS								
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO		<table border="1"> <tr> <td>DETRÍTICAS</td> <td>RESIDUAIS</td> </tr> <tr> <td colspan="2">Sedimentos aluvionares recentes</td> </tr> <tr> <td colspan="2" style="text-align: center;">C.D.L. NEOGÊNICAS</td> </tr> <tr> <td>Formação Jaci-Paraná</td> <td>Lateritos Imaturos</td> </tr> </table>	DETRÍTICAS	RESIDUAIS	Sedimentos aluvionares recentes		C.D.L. NEOGÊNICAS		Formação Jaci-Paraná	Lateritos Imaturos
		DETRÍTICAS	RESIDUAIS								
	Sedimentos aluvionares recentes										
C.D.L. NEOGÊNICAS											
Formação Jaci-Paraná	Lateritos Imaturos										
TERCIÁRIO		Formação Solimões	Lateritos Maturados								

ERA	PERÍODO	DOMÍNIO DAS COBERTURAS PLATAFORMAIS	
		COBERTURA SEDIMENTAR	ROCHAS VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	<p>— ? — ? —</p> <p>FORMAÇÃO PALMEIRAL</p>	<p>Granitos Rondonianos</p> <p>Rochas Vulcânicas Ácidas</p> <p>Rochas Vulcânicas Básicas</p> <p>— ? — ? —</p> <p>COMPLEXO MORRINHOS</p>
	INFERIOR	<p>— ? — ? —</p> <p>— ? — ? —</p> <p>FORMAÇÃO SÃO LOURENÇO</p> <p>— ? — ? —</p>	<p>— ? — ? —</p> <p>— ? — ? —</p> <p>GRANITOS TIPO SERRA DA PROVIDÊNCIA</p> <p>— ? — ? —</p>

ERA	PERÍODO	DOMÍNIO DA INFRA-ESTRUTURA	
ARQUEANO/ PROTEROZÓICO	INFERIOR	Granito Serra da Muralha	Formação Rio Cutia
	?	COMPLEXO JAMARI	

Figura 2.8 – Coluna litoestratigráfica de Adamy *et al.* (1990).

BACIAS SEDIMENTARES

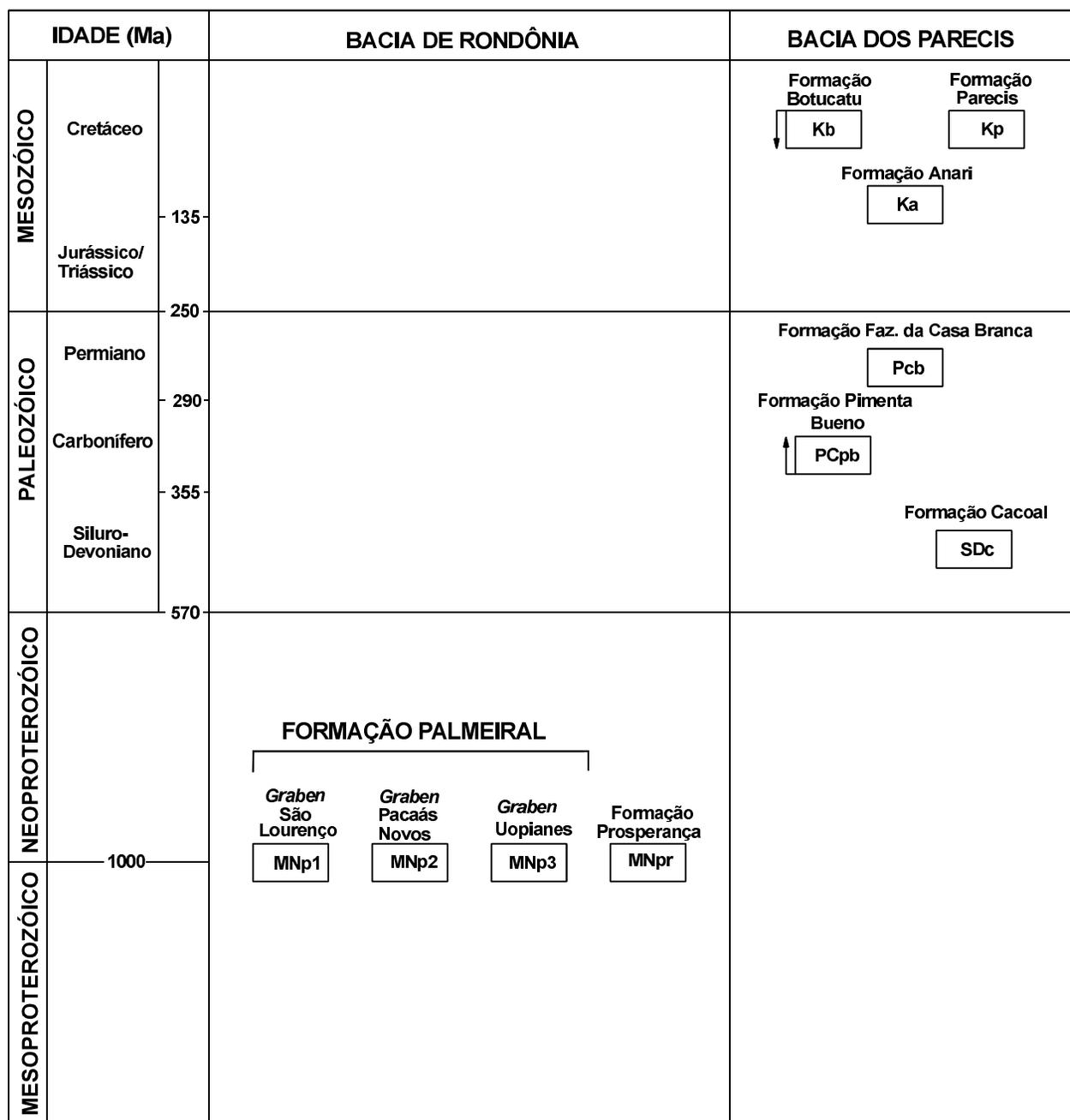


Figura 2.9 – Coluna litoestratigráfica relativa às bacias sedimentares do estado de Rondônia.

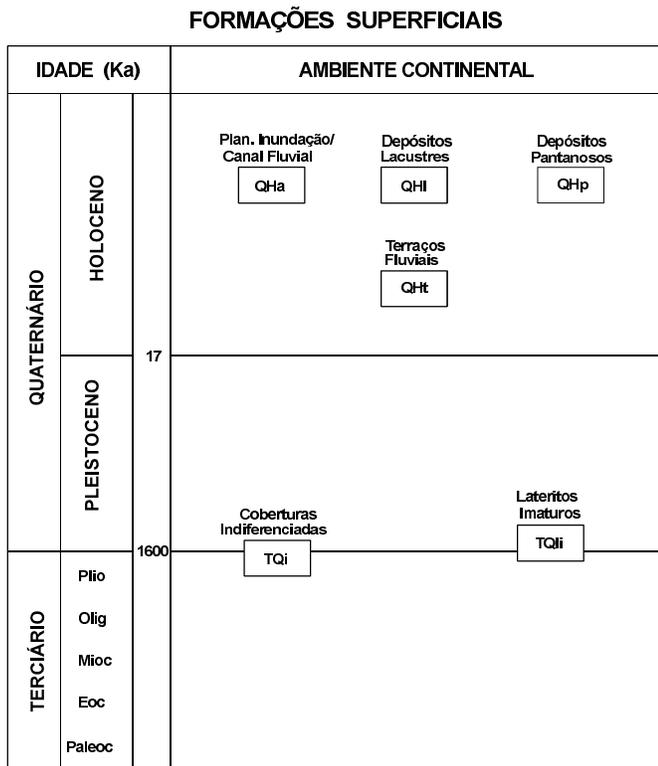


Figura 2.10 – Quadro demonstrativo da relação espacial/temporal dos depósitos cenozóicos do estado de Rondônia.

Ariquemes-Porto Velho e Central de Rondônia, associadas tectonicamente aos gnaisses tonalíticos e metaltramáficas de fácies anfíbolito.

Os dados geocronológicos disponíveis para as rochas do Complexo Jamari fazem parte do grande acervo de análises realizadas, nas duas últimas décadas, no antigo Complexo Xingu ou nos terrenos granito-gnáissicos da Província Geocronológica Rio Negro-Juruena, e consistem em determinações Rb/Sr em rocha total de afloramentos isolados, determinações K-Ar em minerais, algumas análises Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total e algumas datações U/Pb em zircões pelo método tradicional e pelo SHRIMP. Segundo Tassinari *et al.* (1996), a reinterpretação do significado geológico destas datações permitiu caracterizar que praticamente toda a área do Domínio Rio Negro-Juruena foi formada por material juvenil, durante o intervalo de tempo situado entre 1,80Ga e 1,55Ga, com a diferenciação mantélica de seus protólitos crustais ocorrendo pouco tempo antes.

Na proposta contida nesta nota explicativa as rochas do denominado Complexo Xingu receberam um tratamento que incluiu novas informações de campo, objetivando melhorar a sua caracterização e inserção dentro do contexto de embasamento regional, o que permitiu, além da sua subdivisão, efetivar a subtração de unidades intrusivas e supracrustais antes tratadas como parte integrante do “complexo”. Assim, as novas datações referentes às rochas do Complexo Jamari restringiram-se aos termos ortoderivados, e as antigas idades, agora sob o enfoque do complexo redefinido, receberam um tratamento individualizado, definindo um intervalo de idades situado entre 1,80Ga e 1,55Ga, o que confirma o quadro geocronológico advogado por Tassinari e seus colaboradores.

2.1.2 Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú (PMj)

As rochas que constituem esta unidade apresentam-se bem expostas na região central de Rondônia, entre as cidades de Ariquemes e Presidente Médici, e na região oeste-noroeste entre as cidades de Guajará-Mirim e Nova Califórnia, representando o Domínio Central de Rondônia (figura 2.12). Nessas regiões os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos em escala regional reconheceram uma íntima associação de rochas gnáissicas, migmatitos, granitos de anatexia e anfíbolitos, inicialmente reunidos no Complexo Xingu (Leal *et al.*, 1978) e, logo em seguida, no Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978). As investigações litoestruturais mais recentes levadas a efeito ao longo de perfis representativos nas regiões supracitadas, mostram que na constituição destes terrenos destaca-se a alternância de gnaisses orto e paraderivados, com amplo predomínio dos últimos, organizados, aparentemente, sob a forma de um aleitamento tectônico, onde trama e mineralogia são compatíveis com condições de alto grau metamórfico – fácies anfíbolito superior dominante, com faixas granulíticas cuja gradação se faz na aproximação com o eixo das largas zonas de cisalhamento que transectam este terreno. Rochas anfíbolíticas e granitóides porfiróides, presentes no conjunto, mostram relações intrusivas nos gnaisses paraderivados. Destaca-se a expressiva migmatização da unidade, refletindo as condições tectono-termiais que determinaram os processos metamórficos durante a evolução geológica da região.

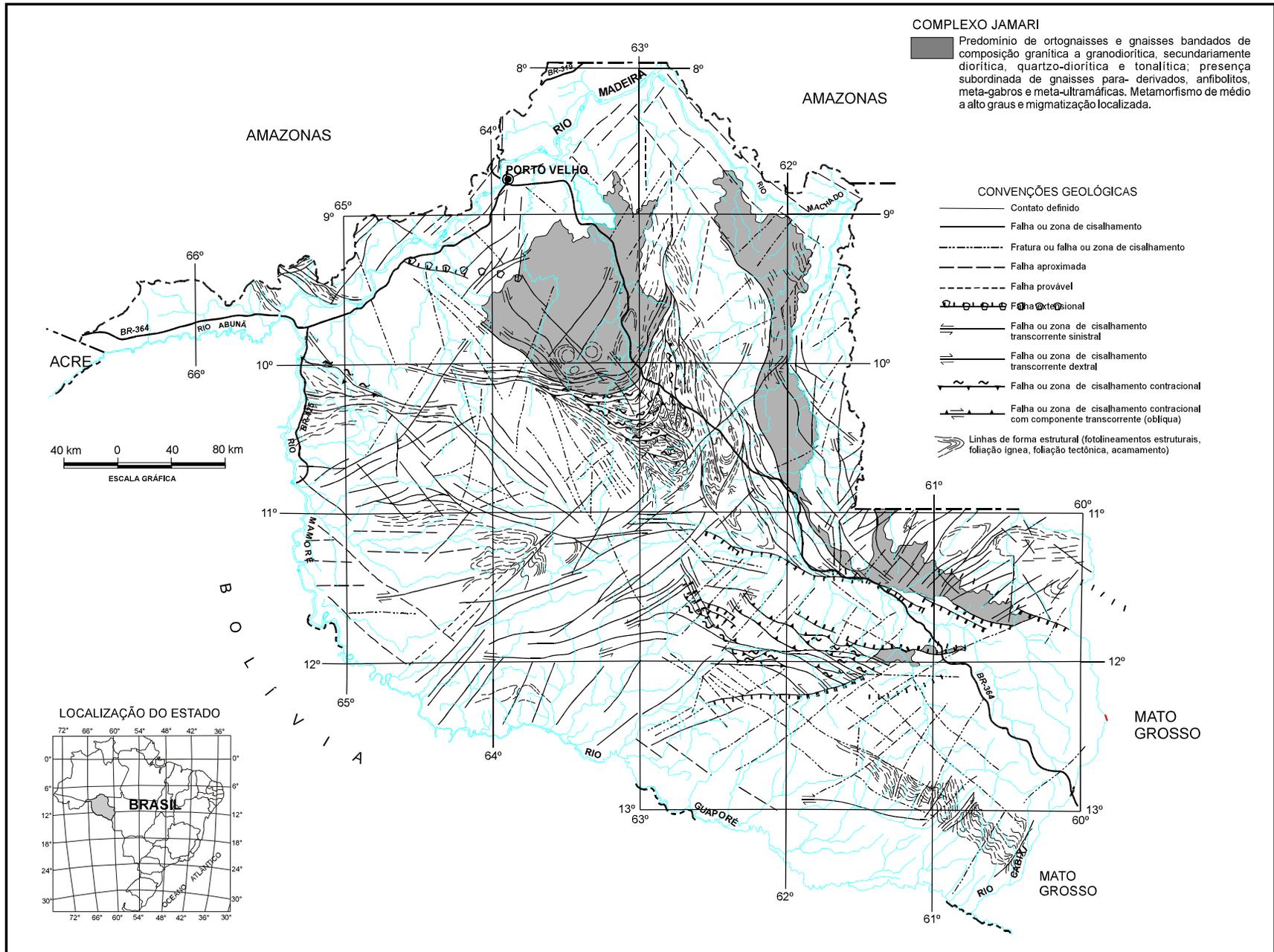


Figura 2.11 – Distribuição geográfica das rochas do Complexo Jamari.

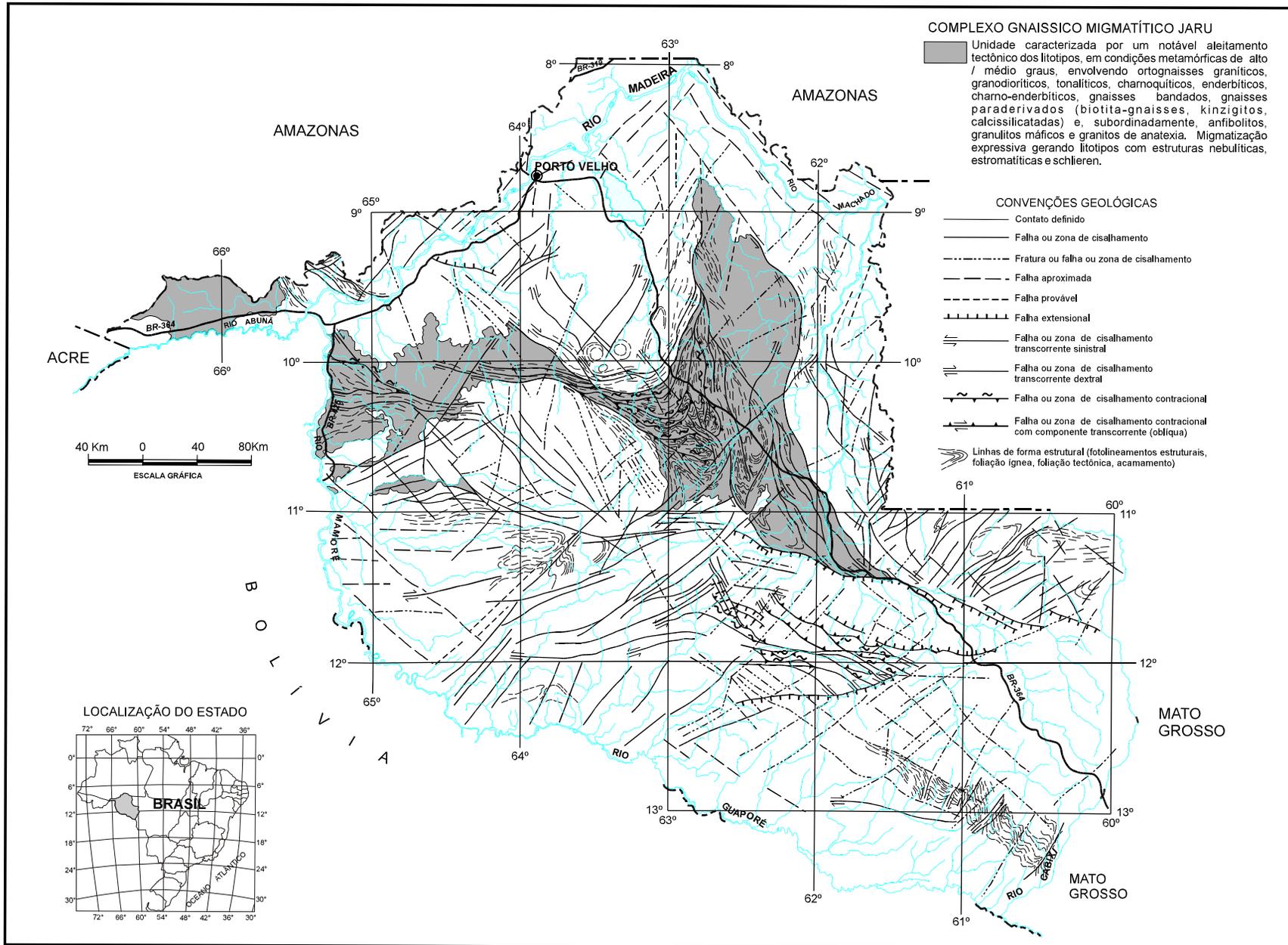


Figura 2.12 – Distribuição geográfica das rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarau.

As rochas granulíticas, anteriormente tratadas como produtos metamórficos gerados na base da crosta e alçados por grandes estruturas de empurrao, constituem-se, na verdade, por charnockitos, muito subordinadamente charno-enderbitos, geralmente foliados, poroem com poroões lenticulares maciças onde a textura ígnea original encontra-se preservada, deformados pelo evento de alto grau metamórfico pós-*emplacement*. Os gnaisses para-derivados são representados por biotita-granada gnaisses, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-granada gnaisses, biotita gnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos finos. Os gnaisses ortoderivados são predominantemente de composição granítica e, mais raramente, granodiorítica/tonalítica, com rochas metabásicas de fácies anfíbolito/granulito de ocorrência muito restrita. Alguns desses fragmentos de gnaisses granodioríticos são encontrados nas proximidades da cidade de Teixeiraópolis, região centro-sul do estado, e exibem um bandamento máfico/félsico bem definido, com espessuras milicentimétricas, e com grande quantidade de mobilizados quartzo-feldspáticos granatíferos dobrados e boudinados. Os gnaisses tonalíticos ocorrem nas proximidades da cidade de Presidente Médici, salientando feições que demonstram o estilo visco-plástico da sua deformação (possivelmente um corpo intrusivo sin-tectônico). Os granitóides porfiróides têm textura milonítica dominante e caracterizada por porfiroclastos de feldspatos envolvidos por faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e esteiras de agregados de quartzo e feldspatos, mas há também faixas centimétricas a decamétricas de rochas regularmente bandadas e xistosas onde os minerais acham-se fortemente cuminuídos (redução do tamanho dos minerais por efeito de cisalhamento). Outro aspecto a ressaltar, que afeta indistintamente os constituintes deste terreno, é a migmatização generalizada dos seus litótipos, gerando desde estruturas *schlieren* até nebulitos, mais notadamente na região oeste do estado, no município de Nova Mamoré.

Em relação à forma como estas rochas se associam, é importante enfatizar a sua disposição como "faixas" e megalentes alternadas que se relacionam através de cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências sinistrais e dextrais. Os mobilizados quartzo-feldspáticos e poroões de rochas supracrustais desenham dobras pitigmáticas e intrafoliais que podem evoluir para dobras "em bainha". Um terceiro conjunto de dobras afeta também estes mobilizados e frações de rochas máficas e parecem ser decorrentes de

cisalhamento diferencial localizado dentro dos cavalgamentos dúcteis ou relacionadas aos movimentos transcorrentes tardios.

As relações geométricas e cinemáticas sugerem que a evolução tectônica deste terreno envolveu uma movimentação compressiva oblíqua que gerou cavalgamentos dúcteis e zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e sinistrais subparalelas, em condições de P/T condizentes com transformações mineralógicas desenvolvidas em alto grau metamórfico.

As datações U/Pb e Pb/Pb em zircões de paragneisses migmatíticos permitem assumir uma idade para os protólitos sedimentares dessas rochas, entre 1,75Ga e 1,57Ga. Com relação ao evento tectono-metamórfico principal que afetou estas rochas duas possibilidades podem ser consideradas: 1) ser mais jovem que 1,57Ga (com base nas datações U/Pb e Pb/Pb nos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência, intrudidos no conjunto gnáissico e deformados conjuntamente) e mais antiga que 1,35Ga, com base no charnockito de Jarú (também intrusivo no conjunto, poroem sem mostrar deformação); 2) os valores Rb/Sr do charnockito de Ouro Preto (1,41Ga), além do expressivo conjunto de dados referentes a determinações mais antigas (valores em torno de 1,45Ga) constituem um argumento adicional para posicionar a deformação principal do conjunto ao redor de 1,45Ga, embora também admitam restrições quanto à precisão; 3) novas datações U/Pb em zircões de paragneisses da Sequência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia (informação verbal de Gilmar Rizzotto) sugerem a atuação de um importante evento tectono-metamórfico regional de alto grau com idade em torno de 1,1Ga.

2.1.3 Complexo Santa Luzia (PMsI)

Os trabalhos anteriores que enfocam esta unidade são de caráter regional (Souza *et al.*, 1975; Pinto Filho *et al.*, 1977; Teixeira & Tassinari, 1977 e Leal *et al.*, 1978), e apresentam várias denominações para um amplo grupo de rochas, consideradas as mais antigas do embasamento cristalino da região, como Complexo Basal e Complexo Xingu, os quais incluem termos granulíticos, gnáissicos, migmatíticos e xistos. Silva & Bahia (1992), individualizaram conjuntos litológicos menores, com a caracterização petrológica dos mesmos, propondo a denominação de Complexo Granulítico Santa Luzia ao conjunto litológico de alto grau metamórfico, constituído por metagabros, charno-enderbitos, trondjemitos e gnaisses calcissilicáticos.

O Complexo Santa Luzia ocorre numa faixa estreita e alongada de direção WNW-ESE, com largura de aproximadamente 12km e extensão conhecida de 110km. Aflora na região entre os municípios de Alta Floresta d'Oeste e Santa Luzia, limitado a norte, em parte pelo rio Branco e por uma estrutura de cisalhamento transcorrente que passa a norte da cidade de Alta Floresta. Os contatos entre os litótipos mostram passagens abruptas resultantes da forte imbricação tectônica a que foram submetidos. O contato com as rochas terrígenas da Sequência Nova Brasilândia é feito através de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral (Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco, Scandola *et al.*, 1992).

Constituem uma associação de gnaisses com características faciológicas compatíveis com metamorfismo de médio a alto grau, localizadamente alcançando a fácies granulito, representada por metagabros, metanoritos, charno-enderbitos, trondhjemitos e supracrustais alóctones (gnaisses calcissilicáticos), onde os litótipos constituem corpos lenticulares com espessuras métricas a quilométricas. Apresentam-se fortemente deformados nos domínios da Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco com expressiva foliação de direção WNW-ESE e mergulhos de 50° a 80°SSW.

Os metagabros e granulitos básicos, de um modo geral, são rochas faneríticas, granulação fina a média, mesocráticas, coloração cinza-escuro exibindo, geralmente, uma forte anisotropia planar. A mineralogia essencial inclui plagioclásio (An 40-60), clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda. Apatita, magnetita, titanita, quartzo, com (rara) biotita e granada, são os acessórios mais frequentes. A recristalização da paragênese com clinopiroxênio (diopsídio) + plagioclásio + hornblenda indica condições metamórficas da fácies anfibolito superior. Localizadamente, o ortopiroxênio se faz presente indicando condições de fácies granulito. Feições primárias preservadas tipo textura cumulática, ofítica e subofítica, são bastante frequentes. A forte anisotropia regional dos granulitos básicos, especialmente manifestada nas zonas de intensa deformação, é marcada por textura granoblástica que, às vezes, evolui para um bandamento máfico-félsico. A granulação fina da matriz granoblástica é localmente acompanhada de porfiroclastos lenticulares de plagioclásio remanescentes, caracterizados por subgranulação periférica, recuperação, extinção ondulante e lamelas de geminação encurvadas. Os piroxênios estão rotacionados segundo a dire-

ção do fluxo milonítico onde, alguns cristais não totalmente recristalizados, exibem evidências de fortes deformações intracristalinas, como bandas de deformação e subgrãos.

Os charno-enderbitos mostram uma coloração cinza-esverdeado, que em amostra fresca apresentam uma falsa aparência maciça, revelando, em superfícies intemperizadas, 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 antiperfítico nos plagioclásios. Os acessórios mais comuns incluem zircão, apatita, titanita e magnetita. A textura granoblástica-alongada é a mais característica, representada por agregados de cristais prismáticos de plagioclásio, quartzo e hornblenda que conferem à rocha uma estrutura planar.

Os trondhjemitos são raros, mostrando granulação fina a média, equigranulares, coloração cinza-claro. Possuem uma assembléia mineral com plagioclásio (An 15-35), quartzo, biotita, hornblenda e, raramente, clino e ortopiroxênio. Os acessórios mais comuns são zircão, titanita e ilmenita. Texturalmente predominam os tipos granoblásticos.

Os gnaisses calcissilicáticos ocorrem como um "enxame" de corpos lenticulares, concordantes com a estruturação regional, com espessuras métricas, podendo alcançar até centenas de metros e extensão de poucos quilômetros. Mostram um característico bandamento regular (possivelmente primário) representado por bandas milimétricas e subcentimétricas compostas por material quartzo-feldspático (bandas félsicas) e por minerais ferromagnesianos (bandas máficas). A granulação é fina (0,02 mm), 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 microscópicas são do tipo granoblástica-alongada e granoblástica-polygonal. A composição mineralógica, granulação, textura, e o característico bandamento milicentimétrico das rochas calcissilicáticas, associadas em pelo menos um afloramento à uma lente de quartzito com magnetita sugerem uma origem do tipo vulcanogênica-exalativa.

Quimicamente os charno-enderbitos possuem teores de SiO₂ entre 49,2 e 54% e CaO entre 7,6 e 11,5%. A distribuição dos ETR, normalizados ao

condrito, mostram: I) padrão fortemente fracionado (LaN/LuN entre 8,29 e 12,74); II) forte enriquecimento nos ETRL (LuN > 100 x condrito); fortes anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* entre 0,56 e 0,69). Este padrão é semelhante às associações calcialcalinas tipo cordilheiranas (Pitcher, 1983). Os megagabros possuem conteúdos de SiO₂ entre 41,3 e 51,3%; TiO₂ (0,73 - 2,7); Al₂O₃ (12,3 - 18,9%); MgO (6,3 e 10,7%); K₂O (0,24 e 1,10%); Cr (50 e 325 ppm) e Ni (85 e 225ppm). Os baixos teores de MgO, Cr e Ni sugerem magmas evoluídos. Possuem um forte enriquecimento em ETRL que somado ao forte enriquecimento nos elementos incompatíveis pode indicar contaminação crustal para a origem dessas rochas.

Os dados de geofísica tratados através de imagem do campo magnético residual discrimina com clareza o domínio das rochas do complexo, exibindo um padrão bastante característico, principalmente nas porções máficas, evidenciado por feições lineares que desenham um relevo magnético alto, com os eixos das anomalias orientados segundo o *trend* geral da foliação.

2.1.4 Suíte Vulcânica Roosevelt (Mr)

A Suíte Vulcânica Roosevelt constitui um importante conjunto de rochas que têm distribuição confinada à bacia hidrográfica do rio que lhe empresta o nome, na porção nordeste do estado de Rondônia (figura 2.13). A primeira referência bibliográfica da existência de rochas vulcânicas ácidas na região do médio/alto rio Roosevelt é atribuída a Leal *et al.* (1978), que as correlacionam ao vulcanismo ácido Iriri do Grupo Uatumã e a denominam de Formação Roosevelt. Liberatore *et al.* (1972) descrevem, sob a designação informal de Efusivas Ácidas, rochas riolíticas no baixo rio Roosevelt correlacionando-as àquelas descritas por Almeida & Nogueira Filho (1959) como Quartzo-Pórfiro do Aripuanã.

Sob a designação de Suíte Vulcânica Roosevelt, incluem-se rochas de derrame e piroclásticas de composição ácida dominante, variando de riólitos a dacitos, com rochas intermediárias-andesitos (?) extremamente subordinadas. Os dacitos são, aparentemente, de ocorrência predominante, exibindo cores cinza a marrom e textura pófira/porfírica característica. Os riólitos mostram cores rosadas, até cinza-escuro, com textura pófira a microporfírica. Os andesitos, de ocorrência muito restrita, possuem coloração cinza com tonalidades esverdeadas, textura afanítica ou

microporfírica e, devido à sua composição mineralógica, refletem bastante bem as transformações metamórficas – baixo grau, que se desenvolveram sobre esta suíte. Dentre as rochas piroclásticas predominam os *lapilli* tufos e os tufos à cinza, com ignimbritos associados, apresentando-se, normalmente, bandados, com texturas pófiras a microporfíricas e cores que variam de tons acastanhados até acinzentados, raramente rosados. Com relação à composição química/mineralógica, nas rochas piroclásticas os termos dacíticos são mais abrangentes, secundariamente acompanhados pelos riólíticos.

Amostras desta unidade litoestratigráfica datadas pelo método Rb/Sr (tabelas em anexo) mostram valores grosseiramente ajustados a um intervalo entre 1,50Ga e 1,60Ga. Uma isócrona de referência em rocha total, elaborada com os seis pontos constantes em tabela anexa, forneceu ao conjunto litológico uma idade em torno de 1,60Ga. As evidências de campo sugerem uma possível relação de parentesco petrológico entre a Suíte Vulcânica Roosevelt e a Suíte Intrusiva Serra da Providência (cogenéticas e contemporâneas), e ambas se constituem, juntamente com vestígios do Complexo Jamari, no embasamento da seqüência epiplataformal conhecida como Grupo Beneficente.

2.1.5 Suíte Intrusiva Serra da Providência (Tassinari *et al.*, 1984) (Msp)

A denominação de Suíte Intrusiva Serra da Providência foi proposta para identificar um expressivo conjunto de corpos granitóides, cujo posicionamento estratigráfico foi sugerido com base em dados geocronológicos obtidos pelo método Rb/Sr em rocha total, que forneceu uma idade média de 1.400 ± 57 Ma. A suíte ocupa uma importante porção na parte sul-sudoeste do Domínio Roosevelt (figura 2.14), sendo representada principalmente pelo Batólito Serra da Providência no estado de Rondônia e vários *stocks* que se estendem aos estados de Mato Grosso e Amazonas. Rochas básicas, mangeríticas e charnockíticas foram recentemente incluídas na suíte por Bettencourt *et al.* (1995) e Rizzotto *et al.* (1996).

Os granitos e rochas associadas são intrusivos no Complexo Jamari, e Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru, embora sejam raras as evidências diretas de relações de contato, como xenólitos da encaixante nos granitos. As informações retiradas de imagens de satélite mostram que o contato entre estas unidades pode ser assumido com bastante segu-

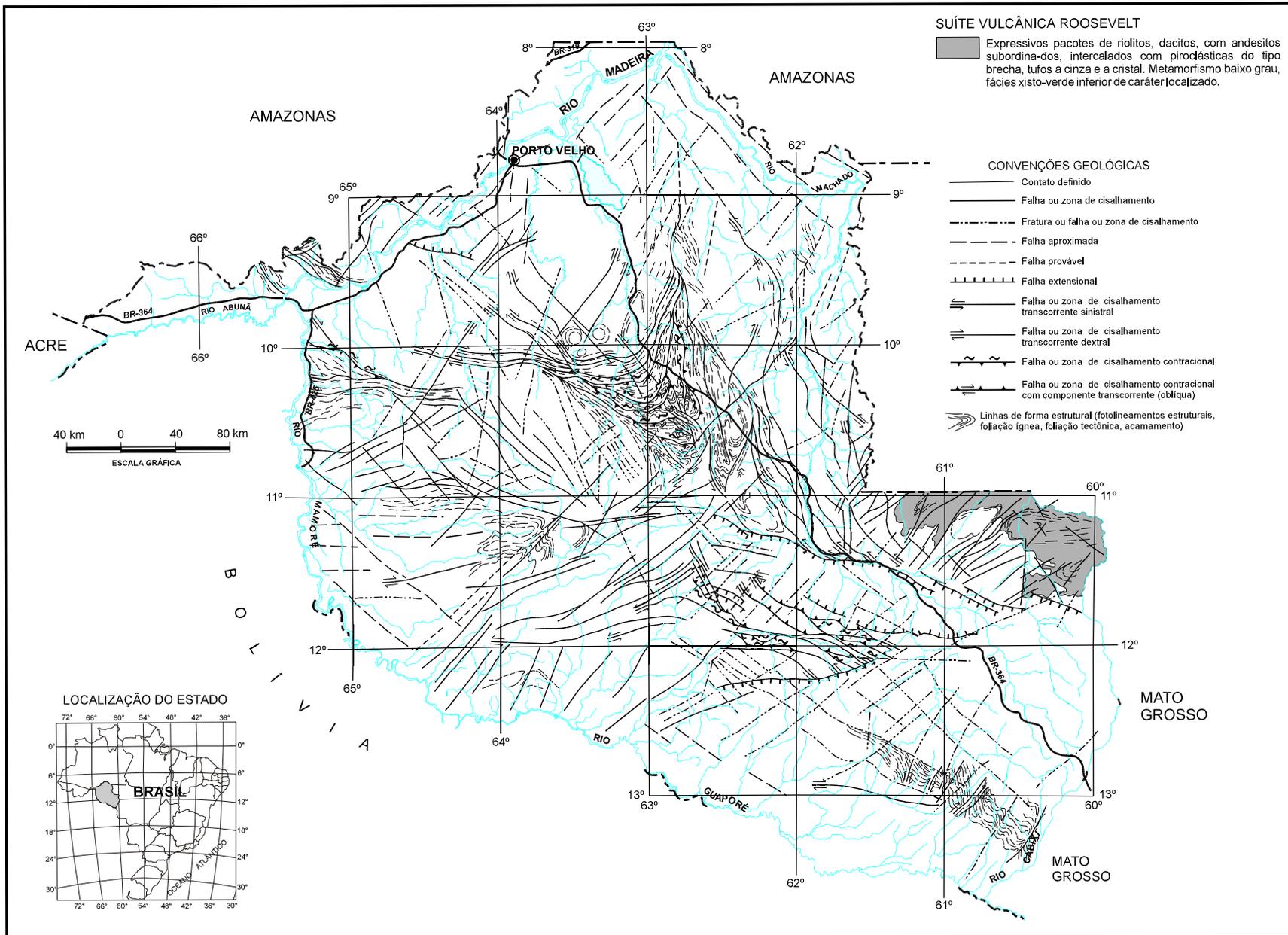


Figura 2.13 – Distribuição geográfica das rochas da Suíte Vulcânica Roosevelt no estado de Rondônia.

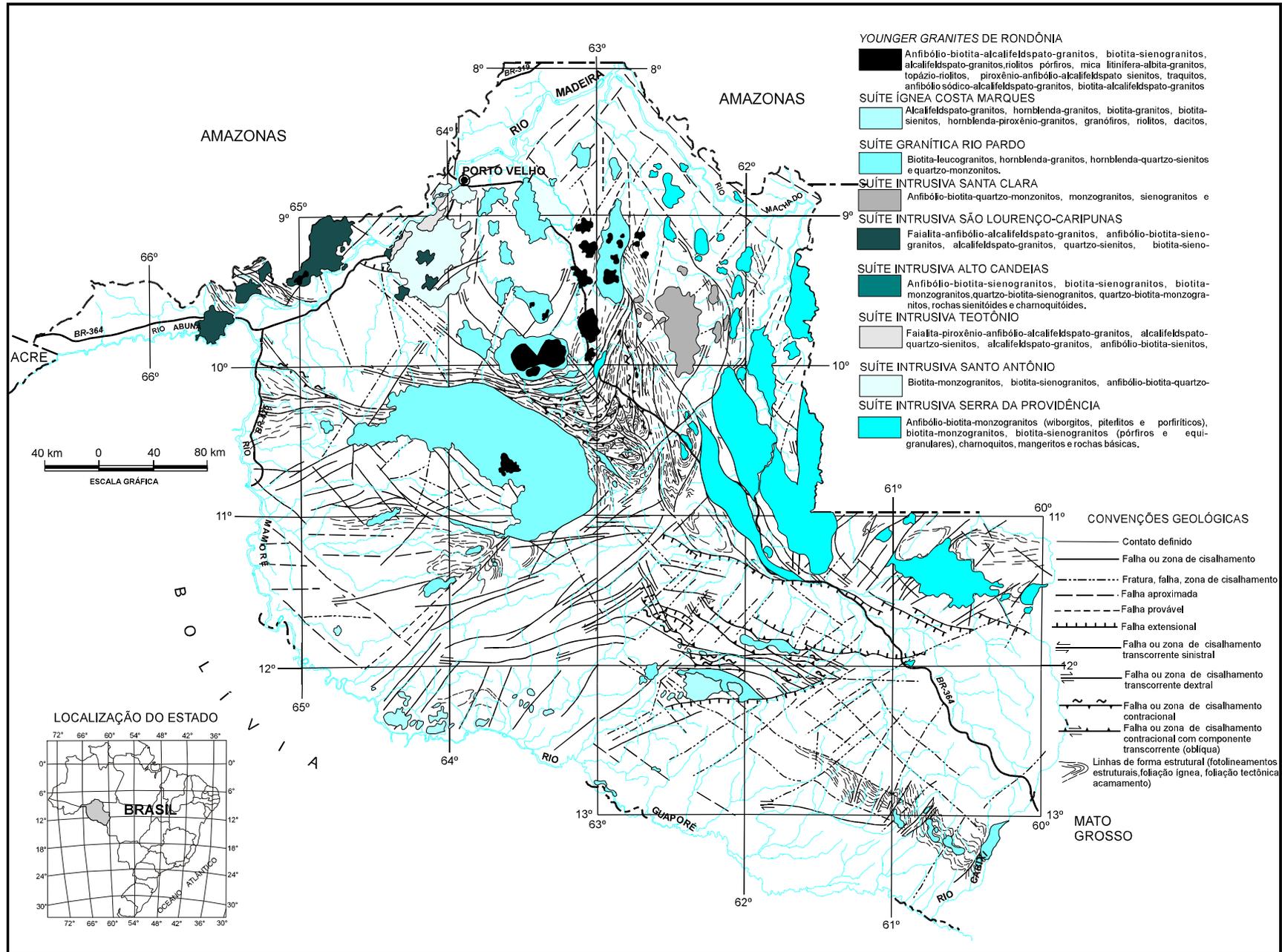


Figura 2.14 – Distribuição geográfica das suítes granitóides meso/neoproterozóicas do estado de Rondônia.

rança. Os granitos, charnockitos e as rochas básicas associadas são predominantemente maciços, embora ocorram corpos com foliação ígnea superimposta por foliação milonítica. Assim sendo, essa foliação ígnea indica que as rochas cristalizaram ainda sob um campo tensional, portanto, caracterizando-as como corpos tardi a pós-tectônicos.

Dentro do contexto dos corpos isótopos a fracamente deformados, no Batólito Serra da Providência, foram caracterizadas quatro fácies, que mostram variações nos seus aspectos texturais, mineralógicos e composicionais, apresentando como principal característica a textura rapakivi. Os tipos mais freqüentes são os biotita granitos porfiríticos cinza-rosados, seguidos dos anfibólio-biotita granitos (piterlitos), granitos pórfiros e sienogranitos gráficos equigranulares róseos. A fácies mais restrita em área é representada por matações de viborgitos que afloram nas proximidades da cidade de Ministro Andreazza, os quais exibem feições diagnósticas de mistura (*mingling* e *mixing*) de magmas coexistentes (ácido/básico).

Os piterlitos são claramente identificáveis, tanto em campo como em imagem de satélite, devido à geomorfologia contrastante das suas formas topográficas, em relação aos outros grupos de rochas, constituindo um relevo arrasado onde destacam-se apenas alguns matações. Composicionalmente são hornblenda-biotita monzogranitos que possuem fenocristais euédricos a ovalados de microclínio de até 5cm de diâmetro, ocorrendo freqüentemente manteados por uma fina auréola cinza-esbranquiçado de plagioclásio. A presença de enclaves máficos quartzo-dioríticos é bastante freqüente nesta fácies, e feições de mistura mecânica (*mingling*) de magmas também são comuns.

Os granitos pórfiros são de ocorrência restrita, ocorrendo como *stocks* e maciços isolados que constituem relevo bastante elevado. Texturalmente são muito homogêneos, de composição monzogranítica a sienogranítica, transicionando para granitos gráficos róseos, os quais possuem como características marcantes a textura gráfica/granofírica e a granulação homogênea média. As características texturais e mineralógicas aliadas à presença de cavidades miarolíticas preenchidas por fluorita e quartzo, sugerem um magma tardio rico em voláteis, como representante do último pulso magmático que gerou esta associação. Este fato é concorde com a idade mais jovem obtida na suíte, através do método U/Pb em zircão (1.554Ma).

No contexto dos granitos deformados ocorre uma ampla variação nas características estru-

rais/texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados. Os protomilonitos são mais freqüentes na borda oeste do Batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito, entre as cidades de Ouro Preto d'Oeste e Ji-Paraná. As rochas protomiloníticas foram originadas por uma estrutura transpressiva de direção nor-noroeste e cinemática sinistral (Sistema Transpressivo Ji-Paraná, de Scandolaro, 1998). No extremo-leste do batólito, estreitas faixas de cisalhamento originaram protomilonitos e milonitos. Apesar da intensa deformação que marca estas rochas, a textura rapakivi ainda encontra-se preservada localmente, além de outras feições primárias. A foliação sigmoidal é observada tanto em macroescala (núcleos graníticos envoltos por faixas de protomilonitos) como em microescala através de porfiroclastos de feldspato alcalino bordejados por palhetas de biotita. As condições da temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto-verde superior a anfibolito superior.

Os dados geoquímicos mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com teores de SiO₂ entre 68 a 72 %, álcalis (K₂O + Na₂O > 8 %), FeOt / FeOt + MgO (0,70-0,99), K/Rb (100-300ppm). São depletados em MgO (< 0,5%), Al₂O₃ (<14%), Sr (<120ppm). O conteúdo de ETRL é elevado (200 x condrito) e os ETRP apresentam um moderado enriquecimento (20 x condrito) além de uma anomalia negativa de európio. Assim, essa suíte granítica não apresenta somente analogia textural com os granitos rapakivi mas também uma assinatura geoquímica perfeitamente compatível com os granitos do tipo A. Utilizando-se o diagrama Q-Ab-Or (Ebadi & Johannes, 1991), grande parte das amostras agrupam-se no campo de pressão baixa a média (3,5Kb) e são coincidentes com o campo definido pela média das análises químicas das amostras dos granitos rapakivi da Finlândia.

Baseado na classificação petrotectônica através das razões multicatiônicas R₁-R₂, eles são classificados como tardi-orogênicos, com algumas amostras (fácies sienogranítico rosado) plotando no campo dos granitos pós-tectônicos.

Mais recentemente, no Batólito Serra da Providência obtiveram-se idades U-Pb, em zircão, variando de 1.606 a 1.554Ma (Bettencourt *et al.*, 1997), e no charnockito de Ouro Preto, que faz parte da suíte, obtiveram-se idades em torno de 1.560Ma, pelo mesmo método (Tassinari *et al.*, 1996). Em acréscimo, os granitos forneceram uma alta razão inicial

Sr^{87}/Sr^{86} ($0,713 \pm 0,005$), indicando o envolvimento de material crustal mais antigo na composição do magma gerador (Tassinari *et al.*, 1984). Dados preliminares de Sm-Nd (Bettencourt *et al.*, 1997), que forneceram idades T_{DM} entre 2,0Ga a 1,47Ga e valores $\epsilon Nd(t)$ de + 2,2 a -3,3, sugerem a participação de uma crosta paleo a mesoproterozóica, com mistura de magma mantélico depletado e material de alto nível crustal, na geração dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

2.1.6 Grupo Beneficente (Almeida & Nogueira Filho, 1959) (Mb)

O Grupo Beneficente foi definido para reunir uma seqüência psamo-pelítica, de deposição marinha rasa, metamorfizada regionalmente na fácies xisto-verde, cuja localidade-tipo encontra-se nos arredores da vila de Beneficente, no médio rio Aripuanã. Entre outros autores que se referem a esta unidade litoestratigráfica destacam-se Liberatore *et al.* (1972), Amaral (1974), Silva (1974), Santos *et al.* (1975) e Leal *et al.* (1978). Estes autores trataram o Grupo Beneficente como constituído apenas por litótipos sedimentares e metassedimentares, com exceção de Santos *et al.* (1975), que admitiu uma contribuição vulcânica.

Recentemente, em mapeamento realizado pela CPRM (1995), na região compreendida entre as cabeceiras dos rios Branco e Roosevelt e sudoeste de Juína-MT, as relações de campo mostraram conclusivamente o caráter vulcano-sedimentar desta seqüência, com clara interdigitação entre as rochas vulcânicas e sedimentares, evidenciando vulcanismo e sedimentação concomitantes. Em trabalho preliminar Rizzotto *et al.* (1996) destacam o caráter vulcano-sedimentar da seqüência, propondo uma mudança na nomenclatura da unidade, por eles denominada de Seqüência Metavulcano-Sedimentar Roosevelt.

Esta unidade litoestratigráfica apresenta uma variedade de litótipos, organizados em camadas métricas a decamétricas, representados por dacitos, quartzo-pórfiros, riólitos, *lapilli* tufos, tufos a cinza, filitos, sericita-quartzo xistos, xistos manganesíferos, formações ferríferas, arenitos ortoquartzíticos, arenitos arcóianos, siltitos, siltitos argilosos, *chert* e conglomerados.

As evidências tectono-sedimentares permitem caracterizar esta unidade como uma seqüência metavulcano-sedimentar evoluída a partir de um *rift* cratônico em ambiente plataformal raso, tendo as rochas do Complexo Jamari, Suíte Intrusiva Serra

da Providência e Suíte Vulcânica Roosevelt como embasamento.

A análise conjunta do contexto estrutural, das relações geométricas e cinemáticas dos elementos de macro e mesoescala, sugere que esta seqüência, na porção nordeste do estado de Rondônia, região da bacia hidrográfica do rio Roosevelt (figura 2.15), foi submetida a um evento compressivo oblíquo (ou transpressivo) a partir de um campo tensional regional onde os vetores principais atuaram segundo uma direção NNE-SSW. Este mesmo evento tectono-termal foi também responsável pela inversão da bacia, geração de dobramentos suaves e desenvolvimento de grandes estruturas transcorrentes de acomodação de esforços que promoveram, nestas regiões, a verticalização das unidades, segundo um *trend* E-W a $N70^\circ E$. A natureza das associações minerais e os aspectos texturais/estruturais (*fabric*), mostram que este conjunto de rochas foi deformado/metamorfizado em condições epizonais, fácies xisto-verde inferior.

Na região oeste da serra da Providência, nos municípios de Ji-Paraná, Presidente Médici e Rondonópolis, o contexto estrutural, que mostra significativas diferenças cinemáticas e termodinâmicas em relação àquele que afetou a seqüência na parte leste do estado, reflete um sistema transpressivo (Sistema Transpressivo Ji-Paraná) responsável pela geração de litótipos que apresentam transformações metamórficas compatíveis com a fácies xisto-verde superior, conseqüentemente, com rochas que mostram uma trama com maior anisotropia estrutural.

Leal *et al.* (1978) apresentaram duas determinações Rb/Sr para os sedimentos do Grupo Beneficente, com valores em torno de 1.400Ma. Ao considerarmos esta seqüência como a extensão, em área, daquela descrita por Almeida & Nogueira Filho (1959), vale a pena mencionar os valores convencionais Rb/Sr obtidos por G.H. Silva *et al.* (1974), em sienito (1.394 ± 40 Ma) e fonolito (1.160Ma), intrusivos na seqüência, na região do Domo do Sucunduri.

2.1.7 Suíte Intrusiva Santo Antônio (Payolla, 1994) (Mst)

O trabalho pioneiro nas rochas granitóides na região da cachoeira Santo Antônio foi realizado por Souza & Marques (1974), que as denominaram de Granito Porfiroblástico Santo Antônio. Seguiram-se os trabalhos de Isotta *et al.* (1978), Adamy & Roma-

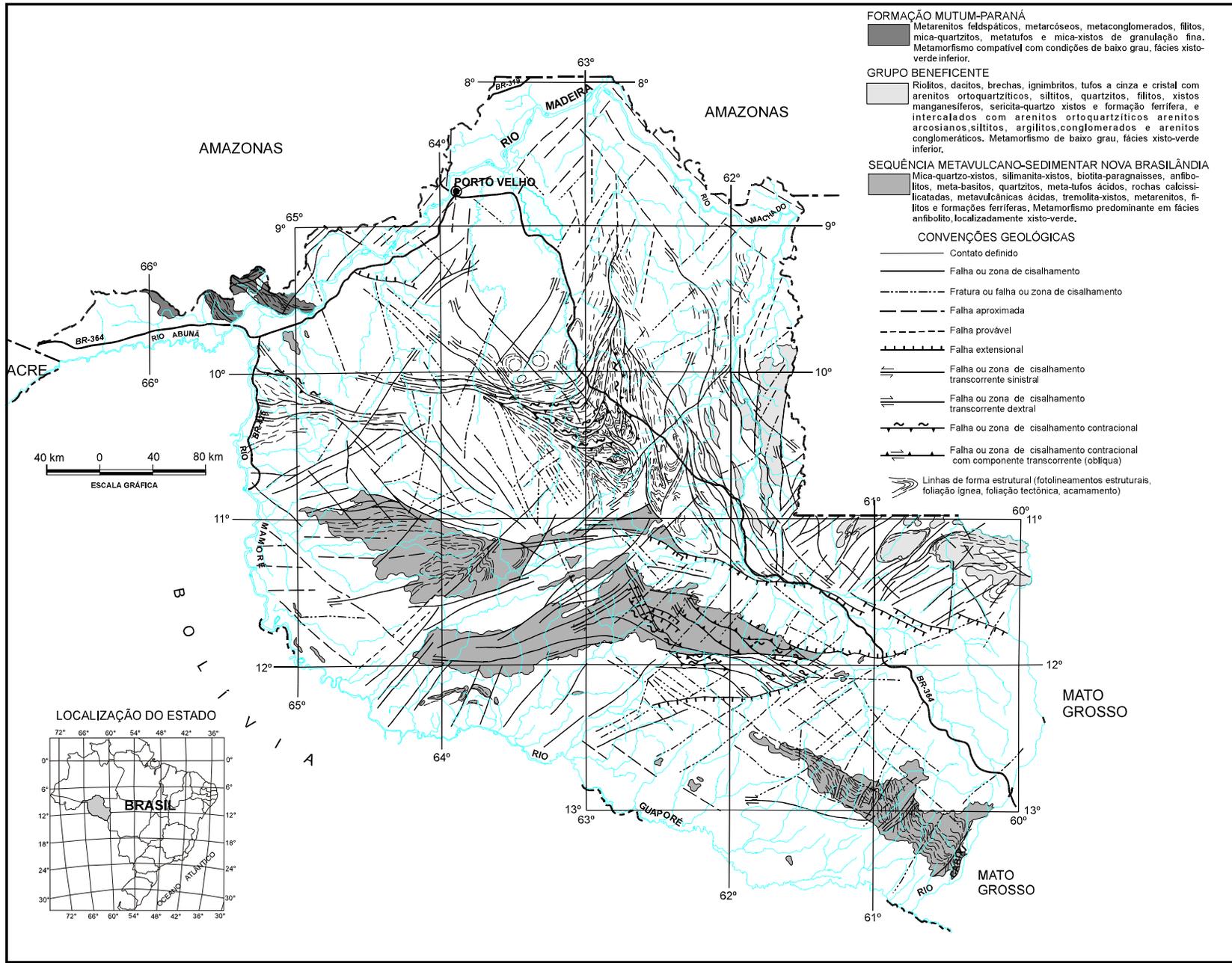


Figura 2.15 – Distribuição geográfica das coberturas metavulcano-sedimentares proterozóicas do estado de Rondônia.

nini (1990) e, mais recentemente, de Payolla (1994). A Suíte Intrusiva Santo Antônio é constituída, na sua maior parte, pelo batólito homônimo. Adamy e Romanini (1990) descrevem, como integrantes desta unidade, na localidade de Jaciparaná, granitos rapakivi (viborgitos e piterlitos), além de tipos porfiríticos, equigranulares e pórfiros no extremo-oeste do batólito. As dimensões deste batólito não são totalmente conhecidas, mas estima-se que alcance uma área de aproximadamente 3.000km², com os principais afloramentos expostos ao longo do rio Madeira, no extremo-noroeste do estado de Rondônia (figura 2.14).

Na porção nordeste do Batólito Santo Antônio, nas proximidades da cidade de Porto Velho, mais precisamente na pedreira do REMA, Payolla (1994) denominou de Suíte Intrusiva Santo Antônio duas unidades graníticas com evidências de interação com magmas básicos constituídas por: a) biotita monzogranito de granulação grossa, equigranular a localmente porfirítico e sienogranito com esparsas texturas rapakivi e anti-rapakivi; b) biotita monzogranito equigranular de granulação média. Outros litótipos fazem parte do batólito, mas com dimensões reduzidas, como hornblenda-biotita-quartzo monzonito, diques pegmatíticos e aplíticos, rochas híbridas e diques de diabásio sin-plutônicos.

Os granitóides são predominantemente maciços, com exceção dos granitos porfiríticos que exibem cristais de feldspatos orientados por fluxo magmático. Nas demais rochas da suíte as estruturas planares são esparsas e definidas pelo alinhamento dos cristais de feldspatos e *schlieren* biotíticos.

As rochas graníticas exibem contatos nitidamente intrusivos com as suas encaixantes, caracterizados pela presença, no seu interior, de xenólitos de rochas do embasamento, tais como ortognaisses quartzo-dioríticos e rochas calcissilicatadas. Relações de contato entre os granitos de granulação grossa e os de granulação média podem ser observados na cachoeira Santo Antônio e na pedreira REMA. As feições observadas indicam que os granitos de granulação grossa são anteriores aos outros termos petrográficos, como por exemplo, a presença de enclaves dos granitos de granulação grossa totalmente envolvidos pelos granitos médios, com enriquecimento em biotita no limite dos contatos. Da mesma forma, o contato entre as rochas híbridas (monzogranitos e quartzo monzonitos) e os granitos grossos/médios, mostram que as primeiras são intrusivas nos últimos. Os diques de diabásio, embora pouco representativos, apresentam características e morfologia de diques sin-plutônicos.

Geoquimicamente, predominam os granitóides *subsolvus*, de caráter subalcalino e marginalmente metaluminosos a peraluminosos. Possuem alto conteúdo de K, F, Rb, Zr, Ga, Nb, ETR e Fe/Mg. Contrariamente, são empobrecidos em Ca, Mg, P e Sr. Os teores de SiO₂ variam entre 68-74 %, Na₂O + K₂O (7,43-8,46%), Fe_t/Fe_t + MgO (0,86-0,94), A/CNK (0,96-1,08), K/Rb (109-225), e com padrão enriquecido em ETRL (La/Yb=5,39-38,40) além de anomalia negativa de Eu. Estes dados geoquímicos são similares aos granitos intraplaca fanerozóicos e aos granitos tipo A.

A mistura de magmas na origem das rochas híbridas pode ser constatada geoquimicamente pela variação composicional linear nos diagramas de Harker entre os granitos, rochas híbridas e diabásios, além da superposição dos ETR's entre estas rochas. Esse comportamento geoquímico, aliado aos dados de campo, como a presença de diques sin-plutônicos de diabásio toleítico e rochas híbridas resultantes da mistura de magmas ácido/básico, são indicações da bimodalidade do magmatismo gerador das rochas da suíte.

O posicionamento estratigráfico da suíte foi definido mais em função de determinação geocronológica do que por relações de campo, exceção feita ao contato intrusivo observado com rochas do Complexo Jamari. Desta forma, os dados isotópicos U/Pb em zircão forneceram uma idade de 1.406 ± 32 Ma para a amostra do biotita monzogranito grosseiro (Bettencourt *et al.*, 1997).

2.1.8 Suíte Intrusiva Teotônio (Payolla, 1994) (Mt)

As rochas que compreendem esta suíte ocupam uma pequena porção no noroeste do estado de Rondônia, aflorando, principalmente, ao longo das margens e no canal do rio Madeira, numa topografia suave, dominada por terraços fluviais. Nas pequenas áreas aflorantes não foram observadas relações de contato com os litótipos do Complexo Jamari e nem com o Batólito Santo Antônio (figura 2.14).

A primeira individualização destas rochas foi feita pelo Projeto RADAMBRASIL (Leal *et al.*, 1978) que caracterizou rochas alcalinas na cachoeira de Teotônio e as denominaram de Alcalinas Teotônio. Trabalhos posteriores como da Eletronorte & CNEC (1987), estenderam a área de ocorrência destas rochas até as proximidades da ilha São Patrício, a montante da cachoeira de Teotônio. Adamy & Romanini (1990) denominaram de Complexo Morri-

nhos os granitos e sienitos que ocorrem entre a ilha de São Patrício e a cachoeira de Morrinhos.

A Suíte Intrusiva Teotônio inclui rochas granitóides e sienitóides, de natureza *hipersolvus*, que foram divididas em três tipos nesta ordem de predominância: a) alcalifeldspato granito maciço de granulação grossa; b) alcalifeldspato granito bandado de granulação média; c) alcalifeldspato-quartzo sienito e sienogranito de granulação média a grossa.

Os alcalifeldspato granitos bandados são cortados por corpos tabulares de alcalifeldspato sienitos de granulação fina a média e também por diques sin-plutônicos de rochas intermediárias (dioritos, monzodioritos e monzonitos). O arranjo paralelo dos corpos tabulares e diques definem um bandamento em larga escala nos afloramentos da cachoeira de Teotônio. Monzogranitos tardios *subsolvus*, de granulação fina, rosados, ocorrem como diques de direção SW, numa relação intrusiva com os alcalifeldspato granitos.

As estruturas encontradas nos granitóides são predominantemente originadas por fluxo magmático. A estrutura bandada no alcalifeldspato granito de granulação média é definida por leitos milimétricos descontínuos, ricos em máficos, e pela disposição planar dos enclaves microgranulares alongados.

Os dados petrográficos da Suíte Intrusiva Teotônio sugerem um *trend* evolutivo similar ao definido para as séries alcalinas metaluminosas saturadas em sílica (série sódico-alcalina de Bowden *et al.*, 1984). O predomínio de rochas granitóides e sienitóides com caráter *hipersolvus* sugere cristalização em condições anidras e em altas temperaturas com posicionamento em níveis crustais rasos.

Os dados geoquímicos mostram uma variação no conteúdo de sílica entre 60 a 76 %, Na₂O + K₂O (8,16-10,64%), Fe_t/Fe_t + MgO (0,82 -0,99), A/CNK (0,83-1,04), K/Rb (221-782), La/Yb (5,39-38,40), Eu/Eu*(0,16-0,91). Os granitos metaluminosos dessa associação caracterizam-se, ainda, por elevados teores de álcalis em relação a alumina e enriquecimento em Nb, Zr e Ga. Seus padrões de terras-raras mostram-se geralmente enriquecidos, com baixo grau de fracionamento e forte anomalia negativa de Eu.

A maior parte das mineralizações relacionadas com essas associações alcalinas estão contidas nos termos metaluminosos com biotita. Desta forma, enfatiza-se a relevância da caracterização de possíveis fácies à biotita.

As relações de contato entre o Batólito Santo Antônio e as rochas da Suíte Intrusiva Teotônio são pouco claras devido à falta de afloramentos. No en-

tanto, os dados isotópicos U/Pb em zircão nas rochas graníticas destas duas unidades, forneceram idades de $1.406 \pm 32\text{Ma}$ e $1.387 \pm 16\text{Ma}$ (Tosdal *et al.*, 1996), respectivamente. Levando-se em conta as margens de erro, a idade de cristalização das duas unidades não diferem significativamente, não permitindo, assim, um posicionamento estratigráfico definitivo.

2.1.9 Suíte Intrusiva Alto Candeias (Bettencourt *et al.*, 1997) (Mac)

As rochas graníticas da região do Alto Candeias foram objeto de estudo de Souza *et al.* (1975), Leal *et al.* (1978) e Isotta *et al.* (1978). Estes últimos delimitaram um corpo de dimensões batolíticas (Maciço Alto Candeias) e dois plútons mais a norte, os quais foram posicionados na Suíte Intrusiva Rondônia. Bettencourt *et al.* (1997), baseados em dados geocronológicos, a denominaram de Suíte Intrusiva Alto Candeias (figura 2.14). Grande número de corpos constituintes da suíte situam-se a norte do Maciço Alto Candeias, sendo um deles o Maciço Massangana, além de outros corpos menos expressivos.

O Maciço Alto Candeias exibe uma forma alongada de direção WNW-ESE, sendo que as suas verdadeiras dimensões são ainda desconhecidas. O contato com as encaixantes é marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral no seu limite norte, enquanto que a borda sul é recoberta pelas rochas básicas da Formação Nova Floresta e pelas rochas sedimentares da Formação Palmeiral (Graben dos Pacaás Novos). É composto predominantemente por granitos porfiríticos de granulação média a grossa, texturalmente piterlíticos e, em menor quantidade, equigranulares de granulação fina a média, aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio. Os primeiros são composicionalmente definidos como hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e quartzo monzonitos e possuem cristais ovóides e tabulares centimétricos de feldspato alcalino perfitico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Representam a fase mais precoce, e os contatos com os granitos equigranulares finos é observado na borda nordeste do maciço. Na borda norte estes granitos exibem uma larga zona de cisalhamento com transformação das rochas em protomilonitos e milonitos. Internamente zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem mas, em geral, mostram-se afetados apenas por uma tectônica rúptil.

As rochas charnockíticas, anteriormente inseridas no Complexo Xingu, também fazem parte da suíte, com a principal ocorrência situada na borda SE do Maciço Alto Candeias, além de outros corpos de menor expressão na porção central do mesmo, os quais exibem contato transicional com os granitos.

As rochas que compõem esta suíte são quimicamente caracterizadas por um caráter subalcalino, com os conteúdos de SiO_2 variando entre 68,4-74,6%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8,5-9,2%), $\text{Fe}_t/\text{Fe}_t + \text{MgO}$ (0,86-0,95), A/CNK (0,86-0,93). Comparativamente, este padrão geoquímico se assemelha aos granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Os dados isotópicos Rb/Sr em granitos porfiríticos e piterlíticos forneceram idades isocrônicas em torno de 1.358Ma, com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,703 \pm 0,009$ (Bettencourt *et al.*, 1995). Recentemente, através da datação U/Pb em zircão nas mesmas amostras Bettencourt *et al.* (1997) obtiveram uma idade de $1.347 \pm 47\text{Ma}$, os quais associam a colocação destes corpos com um regime extensional relacionado ao Ciclo Orogênico Rondoniano-San Ignácio.

2.1.10 Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Bettencourt *et al.*, 1997) (Mslc)

A primeira denominação formal foi proposta por Leal *et al.* (1978), os quais denominaram de Efusivas Ácidas do Caripunas as rochas vulcânicas situadas nas bacias dos Rios São Lourenço e Caripunas. Posteriormente, Bettencourt & Dall'Agnol (1987), denominaram de Granitos Rapakivi Jovens de Rondônia os *plútons* de São Lourenço e Igarapé Preto, citando diferentes fases intrusivas associadas aos granitos rapakivi (viborgitos e piterlítos). Adamy & Romanini (1990), constataram a ocorrência de vulcânicas ácidas associadas sob a forma de diques. Recentemente, Bettencourt *et al.* (1995), denominaram a unidade de Complexo São Lourenço-Caripunas e incluíram nesta unidade outros *stocks* graníticos, como São Sebastião, Abunã e Igarapé Preto. Mais tarde estes autores incluem na unidade alguns corpos de quartzo-feldspato pórfiros e gabros e a denominam de Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas.

Esta suíte aflora na margem esquerda do trecho nordeste do rio Madeira, na região da vila de Mutum-Paraná (figura 2.14), onde as rochas encontram-se parcialmente encobertas por sedimentos dos terraços atuais do referido rio. O batólito principal, que possui dimensões de 60km x 20km, apre-

senta características petrotectônicas de posicionamento epizonal, mostrando evidências de ter sido gerado por vários pulsos de magma granítico de natureza rapakivítica, associados a rochas quartzo-feldspáticas subvulcânicas, diques pórfiros, vulcânicas ácidas (riólitos e ignimbritos) e rochas máficas. Em imagem de satélite essas rochas parecem mostrar relações de intrusão na cobertura vulcano-sedimentar da Formação Mutum-Paraná.

Composicionalmente os sienogranitos são os tipos dominantes, representados por variedades piterlíticas e viborgíticas (estes ocorrem em pequena quantidade na região de Caripunas). Subordinadamente ocorrem os quartzo sienitos, monzogranitos e alcalifeldspato granitos.

As fácies mais evoluídas ocorrem em São Lourenço e são representadas por granitos *hipersolvus* do tipo biotita sienogranitos e biotita-alcalifeldspato granitos equigranulares. Nessa região as variedades porfiríticas são dominantes, com a presença esporádica de enclaves microgranulares de composição diorítica. Além dessas características, apresentam como mineralogia principal o ortoclásio micropertítico, hornblenda ferro-titanífera (hastingsita) e biotita. Possuem como acessórios o zircão, ilmenita, magnetita e titanita. Já os granitos de Caripunas apresentam caráter *subsolvus* e estão fortemente afetados por processos de alteração tardia a pós-magmática nas quais ocorrem associadas a mineralização de cassiterita.

Estruturas deformacionais são pouco expressivas, predominando um sistema de cisalhamento rúptil com direção N70°E e rúptil-dúctil E-W/NW-SE.

Os granitos rapakivi são predominantemente metaluminosos a levemente peraluminosos, enquanto que os alcalifeldspato granitos são de natureza peralcalina. Invariavelmente são subalcalinos com conteúdo de SiO_2 entre 67 a 76%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (7,9-9,8%), $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ (0,88-0,99), A/CNK (0,88-1,05), K/Rb (39-213), La/Yb (2,18-15,6) e Eu/Eu^* (0,11-0,60), conforme Bettencourt *et al.*, (1997).

Corpos de *greisen* e veios de quartzo com cassiterita, wolframita e esporádicos sulfetos de Cu-Pb-Zn estão relacionados espacialmente aos biotita sienogranitos equigranulares e aos alcalifeldspato granitos.

Os dados isotópicos Rb/Sr de Tassinari (1984), forneceram uma idade de $1.268 \pm 15\text{Ma}$ para os granitos e vulcânicas associadas, com uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7071. Em Bettencourt *et al.* (1997), análises U/Pb convencionais determinaram para a suíte idades em torno de 1.312Ma.

2.1.11 Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia (Scandolaro & Rizzotto, 1992) (Mnb)

Os levantamentos geológicos sistemáticos efetuados pela CPRM na década de setenta, já revelavam a existência de rochas metamórficas relacionadas a uma provável seqüência metavulcano-sedimentar na região sudeste do então Território Federal de Rondônia. No Projeto RADAMBRASIL (1978), os autores designaram de "Epimetamorfitos do Comemoração" uma seqüência de rochas metassedimentares composta por filitos, hematita quartzitos, micaxistos e itabiritos. A Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (figura 2.15) reúne rochas supracrustais de baixo/médio grau metamórfico, constituídas por xistos, filitos, paragnaisses, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas e, raramente meta-tufos. A seção-tipo encontra-se, na linha NS-130, nas proximidades da cidade de Nova Brasilândia, e na linha NS-148, numa extensão de 25km para norte, a partir da linha EW-40. Esta unidade apresenta contatos tectônicos, através de zonas de cisalhamento transcorrentes, com as rochas do Complexo Santa Luzia e Suíte Granítica Rio Pardo, a sul, e contatos discordante-erosivos com os litótipos da Formação Pimenta Bueno, a norte, com freqüentes intrusões de rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

Esta seqüência é constituída por uma variedade de litótipos de natureza bastante diversificada, com amplo predomínio de rochas turbidíticas terrigeno-carbonáticas representadas por xistos psamo-pelíticos e biotita paragnaisses, intercalados com rochas metaplutônicas básicas. Ocorrem como corpos lenticulares, de dimensões métricas a quilométricas, estruturados regionalmente segundo a direção NW-SE. O contato entre as rochas metabásicas e supracrustais é bem definido e subparalelo à foliação das últimas. Essa foliação varia em torno de $N40^{\circ}-70^{\circ}W$ e mergulho de $45^{\circ}-70^{\circ}NE$. As rochas metabásicas são representadas por anfíbolitos, com metagabros subordinados, cujas características mineralógicas e texturais sugerem metamorfismo de baixa pressão, o qual é representado pela cumingtonita nos metabasitos (assim como pela sillimanita, mais raramente cordierita, nas rochas metapelíticas). Os anfíbolitos e metagabros são normalmente rochas maciças, com textura granoblástica a granolepidoblástica, onde apenas os anfíbolitos exibem uma incipiente foliação que segue o *trend* regional. O grau metamórfico evidenciado nos metabasitos é de fácies anfíbolito médio a su-

perior e, localizadamente, granulito, atingindo condições de fusão parcial nas rochas supracrustais psamo-pelíticas associadas. A deformação nessa associação de rochas foi heterogênea, com os corpos gabróicos comportando-se como lentes competentes, refratárias à deformação, preservando as feições primárias.

As rochas psamo-pelíticas incluem biotita-muscovita-quartzo xistos, granada-muscovita-quartzo xistos, sillimanita-granada-quartzo xistos e biotita quartzitos. Os xistos são de granulação média a grossa, de coloração marrom-arroxeadada mostrando, em geral, uma fina e regular foliação, com texturas granolepidoblástica a lepidoblástica. Nos termos mais finos, a cominuição e recristalização são bastante pronunciadas, mostrando textura milonítica com geração de microdobras e mica *fishes* assimétricos. O quartzo mostra evidências de deformações intracristalinas do tipo extinção ondulante e contatos suturados. A muscovita ocorre como porfiroclastos assimétricos, raramente sigmoidais, envolvidos por biotita + quartzo, geralmente paralelos à superfície principal de foliação. A biotita marrom ocorre como finas palhetas idioblásticas, submilimétricas, fortemente orientadas e raramente cloritizadas. A sillimanita, disposta paralelamente à foliação principal, ocorre como feixes de fibrolita ou como finas agulhas inclusas no quartzo. A paragênese mais comumente observada é representada por quartzo + muscovita + biotita + sillimanita ± granada, indicativa da fácies anfíbolito médio a 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. São interpretados como resultado da fusão anatética parcial do material pelítico, indicativa de condições de temperaturas compatíveis com a denominada "segunda isógrada da sillimanita".

Os xistos básicos afloram principalmente na região de Colorado d'Oeste e Cerejeiras (RO) e Comodoro (MT), sob a forma de uma associação de "camadas" centimétricas a métricas de anfíbolito xistos, talco xisto, grafita xistos e micaxistos.

Os biotita paragnaisses, juntamente com os xistos, predominam na área, e apresentam granulação fina (0,2 a 0,5 mm), coloração acizentada, tendo como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. As texturas são do tipo granolepidoblástica e granoblástica-poligonal. Apresentam um conteúdo expressivo de plagioclásio (An 15-30) e quartzo, em proporções aproximadamente iguais, constituindo um mosaico

granoblástico regular. A biotita titanífera marrom-avermelhada ocorre em palhetas idioblásticas, constituindo uma superfície planar regular, embora descontínua. Feldspato alcalino, representado pelo microclínio, é raro e restrito a poucas seções. Em algumas amostras a intercalação entre bandas quartzo-feldspáticas e máficas imprimem um nítido bandamento composicional.

Outros litótipos de ocorrência localizada, são os metatufos de composição ácida a intermediária, alternando, em escala centimétrica, bandas máficas e félsicas. Geralmente apresentam coloração avermelhada, devida à alteração intempérica.

As rochas calcissilicáticas constituem lentes e níveis descontínuos, com dezenas a centenas de metros de espessura, intercaladas no conjunto psamo-pelítico. Apresentam coloração cinza-esverdeado, granulação fina, estruturas maciças. Ao microscópio exibem texturas granoblástica e granoblástica-poligonal, sendo compostas por plagioclásio (An 25-50), diopsídio, quartzo, tremolita/actinolita, epidoto, titanita, granada, carbonato, apatita e sulfetos. Raramente ocorrem hornblenda e microclínio.

A composição química dos biotita paragneisses confirma as inferências petrográficas sobre a possível natureza epiclástica: SiO₂ entre 64 e 83,5% com parte considerável > 76% e Al₂O₃ entre 7,6 e 14,7. O conteúdo elevado em Na₂O (1,1 - 3%) e as elevadas razões / baixas razões Na₂O/Al₂O₃ são indicativas de imaturidade química e sugerem discreto intemperismo na fonte e na bacia aliado a um clima seco. Parte destas rochas pode ser classificada como grauvascas ricas em quartzo (QZ > 65%; SiO₂ > 74%), cuja origem, segundo Crook (1974), seria compatível com os arenitos de margem continental passiva (tipo atlântica). O espectro de distribuição dos ETR mostra um padrão moderadamente fracionado (LaN/LuN entre 13,5 e 17,6), com forte enriquecimento em ETRL (LaN > 100 X condrito) e considerável depleção em Eu (EuN/Eu* entre 0,4 e 0,57). Também, mostram enriquecimento em K, Rb e Zr e depleção em Nb e Sr.

Os anfibolitos possuem teores de SiO₂ variando entre 47,7 a 49,8%, TiO₂ (1,5 - 2,1%), Al₂O₃ (<15%), MgO (6 - 8,1 %), que associados aos altos teores de Fe, indicam que são compatíveis com toleitos de fundo oceânico. O padrão de distribuição de ETR mostra um espectro caracterizado por: I) moderado fracionamento (LaN/LuN = 5,38 e 5,52); II) anomalias negativas de Eu moderadas (EuN/Eu* + 0,74 e 0,77); III) baixos teores e horizontalização dos ETRP (YbN entre 9 e 13). A relativa horizontali-

zação nos diagramas multielementais normalizados ao condrito, ausência de anomalias negativas TNT (Ti-Nb-Ta) e o discreto enriquecimento nos elementos incompatíveis Zr-Rb-Ba, corroboram para uma origem semelhante à dos modernos MORB's.

Os dados geocronológicos no biotita paragneisse forneceram uma isócrona Rb/Sr com valores de 1.177 ± 33Ma e razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ inicial de 0,7130 (CPG-IGUSP), sendo interpretado como a idade do metamorfismo da seqüência. Rizzotto (1998, inf. verbal), a partir de análise U/Pb nos sobrecrescimentos de zircões dos paragneisses, obteve idades em torno de 1.090Ma para o metamorfismo e deformação da seqüência.

2.1.12 Formação Mutum-Paraná (Lobato *et al.*, 1966) (Mmp)

Lobato *et al.* (1966) denominaram de Formação Mutum-Paraná os quartzitos e filitos que ocorrem na região de São Lourenço, Limeira e Abunã, noroeste do estado de Rondônia. Souza *et al.* (1975) e Lima *et al.* (1979) mantiveram não só a terminologia como também o posicionamento estratigráfico da unidade, abaixo da Formação Palmeiral e dos granitos estaníferos. Pinto Filho *et al.* (1977) fazem a correlação desta unidade litoestratigráfica com o Grupo Beneficente (Almeida e Nogueira Filho, 1959) assim como Leal *et al.* (1978) a correlacionam da mesma maneira. Isotta *et al.* (1978) introduziram o termo São Lourenço para os depósitos anteriormente chamados de Beneficente (Leal *et al.*, 1978) e Mutum-Paraná (Lobato *et al.*, 1966), argumentando que seria precária uma correlação pura e simples com o Grupo Beneficente, que ocorre a centenas de quilômetros de distância, e que as rochas sedimentares em pauta não ocorriam na área-tipo referenciada por Lobato *et al.* (1966), ou seja, no rio Mutum-Paraná e na vila homônima. Adota-se, nesta nota explicativa, a nomenclatura proposta por Lobato *et al.* (1966) – Formação Mutum-Paraná – obedecendo o critério do resgate histórico da terminologia adotada nas primeiras descrições, bem como aceitamos a sua correlação com o Grupo Beneficente, como proposta por alguns dos autores acima citados (figura 2.15).

Os litótipos dominantes da Formação Mutum-Paraná são quartzos arenitos, siltitos, filitos, ardósias, argilitos, arenitos arcossianos, quartzitos, *meta-chert*, metatufos a cinza, repetitivamente intercalados, bem como seus respectivos correspondentes gerados por metamorfismo de contato devido à

ação térmica induzida pela intrusão dos *Younger Granites* de Rondônia. As relações de contato entre essa unidade e o seu embasamento estão marcadas por discordâncias erosivas e por zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis de grande expressão; as zonas de contato com os *Younger Granites* de Rondônia são marcadas pela ocorrência de rochas cornubianíticas e rochas cataclásticas e, no tocante à Formação Palmeiral, que lhe está estratigraficamente sobreposta, a separação se faz por discordância erosiva e, localmente, angular, devido aos processos tectônicos.

As estruturas sedimentares reconhecidas nas rochas da seqüência são estratificações cruzadas de baixo a médio ângulo, ondulações cavalgantes, marcas de ondas simétricas, bidirecionalidade dos estratos em planos distintos e laminação truncada por ondas.

A associação dos tipos litológicos e das estruturas sedimentares sugere que as rochas da Formação Mutum-Paraná tiveram origem em materiais depositados em condições de mar raso, epicontinental, com episódios de deposição continental restritos a certas porções da seqüência.

O metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde inferior, imposto a esta unidade parece não ter caráter generalizado e manifesta-se de forma a transformar completamente as rochas vulcano-sedimentares quando associado às grandes estruturas de cisalhamento dúcteis de direções N70°-80°W e E-W, promovendo a quase verticalização dos estratos. Em outras porções da seqüência os estratos estão subhorizontalizados com transformações em condições de interface diagênese/metamorfismo de grau muito baixo.

Verschure & Bonn (1972) apresentam idade Rb/Sr em torno de 1.250Ma para a seqüência, enquanto Pinto Filho *et al.* (1977), a situam entre o magmatismo Uatumã (1.850Ma - 1.350Ma) e o Evento Ígneo Rondoniense (Amaral, 1974). Nessa nota explicativa aceitamos a correlação cronoestratigráfica desta unidade com o Grupo Beneficente, como apregoam Leal *et al.* (1978) e Pinto Filho *et al.* (1977).

2.1.13 Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal (Mc)

O mapeamento de detalhe das rochas básicas da região de Cacoal, que se dispõem paralelamente à borda norte do *Graben* Pimenta Bueno, foi realizado por Romanini (1992), denominando de Complexo Máfico-Ultramáfico de Cacoal e Complexo

Máfico do Limão os conjuntos que afloram nesta região. Na presente nota é sugerida a denominação de Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal para a reunião dos corpos acima mencionados além dos inúmeros corpos básicos/ultrabásicos que ocorrem, principalmente, na região de Alta Floresta d'Oeste e Pedras Negras.

As rochas da Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal, no município homônimo, constituem três corpos aflorantes de forma subcircular a elipsoidal com alongação máxima segundo a direção NW. Estão representados por peridotitos, olivina gabros, troctolitos, noritos e, subordinadamente, gabros normais. Mostram estrutura do tipo acamada, caracterizada pela alternância de camadas centimétricas de peridotitos e olivina gabros. Os peridotitos ocorrem na forma de lentes irregulares alongadas, com espessura máxima de 200m mergulhantes, em baixo ângulo, para SW e bordejados pelos troctolitos e olivina gabros. Estes últimos, variam na granulação desde termos finos a porfiróides, com textura granular hipidiomórfica e subofítica. Os noritos são bastante restritos e mostram contato intrusivo nos olivina gabros, sugerindo um pulso magmático posterior. Mostram contatos intrusivos nas litologias do Complexo Jamari, evidenciados por bordas de resfriamento rápido exibindo texturas afaníticas a microfaneríticas, além de enclaves das encaixantes.

As rochas da suíte que ocorrem nas regiões de Alta Floresta d'Oeste e Pedras Negras (estudadas e incluídas na Suíte Máfica-Ultramáfica Alta Floresta por Romanini, 1993) representam conjuntos gerados por mais de um pulso magmático e ocorrem como diques, *sills* e *stocks*. Apresentam variações texturais desde microgranular até pegmatítica e acamamento primário representado por níveis de piroxênio e/ou olivina e níveis de plagioclásio (anortositos). As rochas gabróicas são constituídas por gabro-norito, olivina gabro-norito e subordinados microgabros e diabásios.

As básicas/ultrabásicas de Cacoal diferem quimicamente dos outros grupos, apresentando baixo conteúdo de SiO₂ (36,0-44,6%) e altos MgO (17,0-30,2%), Ni (810-1.416 ppm) e Cr (600-2.800 ppm). São subalcalinas, mostrando um *trend* que vai de Mg-toleíito a Fe-toleíito. Já as básicas de Alta Floresta, possuem conteúdos de SiO₂ entre 41,3 e 51,3%; TiO₂ (0,73 - 2,7); Al₂O₃ (12,3 - 18,9%); MgO (6,3 e 10,7%); K₂O (0,24 e 1,10%); Cr (50 e 325ppm) e Ni (85 e 225 ppm).

Os dados geocronológicos nestas rochas resumem-se a uma análise pelo método Rb/Sr em diori-

to da região de Nova Brasilândia, que forneceu idade de 1.000Ma. (Pinto Filho *et al.*, 1977). A correlação desta rocha básica datada com as similares que afloram na região de Cacoal, embora adotada no presente mapa, ainda admite contestações.

2.1.14 Suíte Granítica Rio Pardo (Silva & Bahia, 1992) (Mrp)

As rochas graníticas que ocorrem na porção sudeste do estado foram interpretadas como sendo granitos de anatexia associados a gnaisses graníticos e migmatitos, e incluídos no Complexo Basal (Pinto Filho *et al.*, 1977). No Projeto RADAMBRASIL (Leal *et al.*, 1978), estes corpos foram inseridos no Complexo Xingu. Recentemente, Silva *et al.* (1992) propuseram a denominação de Suíte Granítica Rio Pardo para os corpos graníticos sin a tardi-cinemáticos de composição subalcalina a alcalina, expostos na Folha SC.20-Z-C-VI, entre as linhas de colonização do INCRA 176,180, 184 (km12 a 17 a sul da linha 25), 204 e 208 (km14 a 20), nas proximidades das cidades de Alta Floresta e Santa Luzia d'Oeste (figura 2.14). Estes granitóides foram subdivididos em três fácies: Rio Pardo, São Luiz e São Pedro. Na região de Colorado d'Oeste os trabalhos de campo relacionados ao Projeto Mapa Geológico do Estado de Rondônia permitiram identificar novos corpos granitóides cujas características possibilitam a sua inclusão no âmbito da Suíte Granítica Rio Pardo.

Os granitóides da Fácies Rio Pardo ocorrem sob forma de plútons alongados concordantes com a foliação regional das encaixantes, exibindo contato tectônico através de cisalhamento transcorrente sinistral, com as rochas da Seqüência Nova Brasilândia e Complexo Santa Luzia na região de Rolim de Moura e Santa Luzia. Na região de Colorado d'Oeste os contatos das rochas da Fácies Rio Pardo com a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia dão nitidamente intrusivos. Com relação aos seus aspectos petrográficos, são rochas leucocráticas, eventualmente mesocráticas, representadas por sienogranitos e, predominantemente, monzogranitos. A granulação varia de fina a grossa, com tipos porfiríticos subordinados. Exibem uma moderada anisotropia planar marcada pelo alinhamento das lamelas de biotita e dos cristais de feldspatos, os quais indicam cristalização magmática sin-cinemática e localmente, deformação no estado sólido. De um modo geral, mostram texturas primárias preservadas do tipo hipidiomórfica-granular e granoblásti-

ca-alongada nas porções mais deformadas. Essa trama não é acompanhada de deformações intracristalinas importantes como extinção ondulante no quartzo, e encurvamento nas lamelas de geminação do plagioclásio. A discreta trama, desenvolvida em condições submagmáticas mas, localmente, já no estado sólido, apontam para uma origem "não anorogênica", por assim dizer. Essas feições possivelmente foram desenvolvidas em período tardi-tectônico, conforme também é indicado pelas formas lenticularizadas e paralelizadas à trama das encaixantes regionais. Tais características indicam que a rocha sofreu deformação predominantemente nos estados magmáticos e submagmáticos, com reorientação dos cristais em ambiente de alta temperatura. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (An 10-30), microclínio, quartzo e biotita, tendo a hornblenda como principal varietal, além de titanita, apatita, allanita, zircão e, raramente granada, como acessórios. Epidoto, clorita e mica branca são os minerais de alteração mais freqüentes. Os dados geofísicos fornecem uma assinatura aerogamaespectrométrica anômala no canal de potássio (30-80cps). No canal de contagem total os níveis radiométricos oscilam entre 260 a 350cps e apresentam um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade, sem maior destaque.

A Fácies São Luiz é constituída por sienogranitos, quartzo sienitos e alcalifeldspato sienitos. São rochas leucocráticas, com textura hipidiomórfica-eqüigranular, granulação fina a grossa, eventualmente com variedades porfiríticas. Estruturalmente são isotrópos, apenas exibindo localmente estrutura de fluxo magmático, sendo que nas bordas apresentam uma discreta trama planar desenvolvida no estado sólido, materializada nos cristais de quartzo. Possuem xenólitos angulosos de rochas supracrustais e também enclaves máficos, de composição quartzo-diorítica, com inclusões de fenocristais de feldspato alcalino idênticos aos do granito, sugerindo interação mecânica de magmas contrastantes (magmas *mingling*). Ocasionalmente apresentam cavidades miarolíticas centimétricas preenchidas por quartzo, biotita e fluorita, indicativas de cristalização sob altas pressões de fluido e cristalização em nível epizonal. A composição mineralógica é representada por feldspato alcalino + plagioclásio + quartzo + anfibólio (Fe-hastingsita) ± clinopiroxênio + biotita. Raramente ocorre arfvedsonita e aegirina-augita. Titanita, apatita, fluorita, zircão e opacos constituem os acessórios. Epidoto

e sulfetos ocorrem nas bordas afetadas por hidrotermalismo facilitado pelo cisalhamento rúptil. Esses granitóides, no mapa de contagem total, fornecem valores radiométricos elevados, oscilando em torno de 750cps. Tal padrão, constitui-se numa importante anomalia radiométrica nos domínios da Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco. Além disso, apresentam alta razão U/Th (1,5).

Além das características petrográficas que evidenciam a natureza subalcalina a alcalina, e mesmo peralcalina nas variedades portadoras de anfibólios e piroxênios sódicos, a assinatura litogeoquímica é diagnóstica: I) teores muito elevados de SiO₂ – a maior parte com mais de 70%; II) teores de álcalis (K₂O + Na₂O) muito elevados – entre 8,2 e 13,3; III) valores baixos de CaO – > 17%, frequentemente > 1%; IV) valores baixos de Al₂O₃ – entre 10 e 14%. Com base nessas características assemelham-se aos granitos tipo A (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987). O padrão de distribuição dos ETR é caracterizado por: I) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR, exceto o Eu; II) equilíbrio relativo (baixas razões Lan/Ybn) entre níveis de ETRL e ETRP; III) acentuada anomalia negativa de Eu.

O potencial metalogenético desta fácies hidrotermalmente alterada, constitui-se em alvos exploratórios no tocante a mineralizações de Sn, além de outros elementos granitófilos (W, Mo, Nb, Ta, U, F, Zr, Au e ETR).

A Fácies São Pedro distribui-se na porção sul da Folha Rio Pardo (SC-20-Z-C-V), ocorrendo como corpos alongados em contato por cisalhamento com as rochas do Complexo Santa Luzia. São representados por sienogranitos e Fe-hastingsita monzogranitos, que variam estruturalmente desde variedades pouco foliadas até tipos com forte foliação milonítica. São rochas leucocráticas, textura hipidiomórfica-equigranular a inequigranular média, com discreta trama planar desenvolvida no estado *subsolidus* definida pelo alinhamento dos cristais de feldspatos e de anfibólios. Os constituintes minerais estão representados por microclínio, plagioclásio, quartzo, Fe-hastingsita e biotita, tendo a allanita, zircão, apatita e opacos como acessórios.

As idades isocrônicas obtidas nas rochas graníticas da Suíte Rio Pardo, utilizando o método Rb/Sr, variaram de 1.016 ± 30Ma a 982 ± 31Ma, com razão inicial de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0,704. As baixas razões isotópicas iniciais sugerem uma participação mantélica para a origem destas rochas.

2.1.15 Suíte Intrusiva Santa Clara (Bettencourt *et al.*, 1997) (Msc)

A primeira descrição das rochas graníticas desta suíte foi feita por Kloosterman (1968) que, na época, incluiu-as nos *Younger Granites* de Rondônia. Isotta *et al.* (1978) descrevem o Maciço Oriente Novo como um corpo vulcano-plutônico de natureza rapakivítica. Bettencourt *et al.* (1997), com base em dados geocronológicos, agrupam na Suíte Intrusiva Santa Clara os maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga (figura 2.14), os quais forneceram idade U/Pb em zircão, de 1.082 Ma. Os dados referentes ao método Rb/Sr aplicado nessas rochas, definem uma idade isocrônica de 1.052 ± 21Ma, com razão inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0,710 ± 0,008 (Bettencourt *et al.*, 1995).

O Maciço Oriente Novo apresenta forma subcircular com área em torno de 80 km², exibindo contato discordante com as rochas encaixantes. Na sua porção central predomina o biotita monzogranito porfirítico, de granulação fina a média, circundado por biotita sienogranito porfirítico, os quais possuem, localmente, textura piterlítica. O sienogranito porfirítico, juntamente com monzogranito de granulação fina, constitui pequenos corpos alongados na borda oeste do maciço. Outros corpos menos expressivos ocorrem na porção centro-oeste, representados por alcalifeldspato granito e riólito. Alcalifeldspato traquitos, albita leucogranitos, microcrossienitos e, mais raramente, aplitos e pegmatitos ocorrem no interior do maciço. O albita sienogranito exibe contato brusco com o sienogranito porfirítico, mostrando uma borda resfriada de granulação mais fina. Estruturalmente são maciços, afetados somente por uma tectônica rúptil, com direção predominante N10°E. Aproveitando essa descontinuidade estrutural ocorrem, encaixados, veios de quartzo e *greisens* filoneanos.

Os dados geoquímicos apontam para um caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso para as rochas da suíte, especialmente para o Maciço Oriente Novo. Exibem alto conteúdo de Zr, Y, Nb, Rb, F, ETR e elevadas razões de K₂O + Na₂O, FeO/MgO e Ga/Al. Esses conteúdos são compatíveis com os granitos subalcalinos do tipo A e granitos intraplaca. As rochas mais diferenciadas da suíte tal como o albita leucogranito, exibem um padrão geoquímico diferenciado, apresentando um conteúdo muito elevado de Li, Rb e Sn.

Os outros maciços (Santa Clara e Manteiga) se assemelham química e petrograficamente ao Maciço Oriente Novo.

2.1.16 Formação Nova Floresta (Leal *et al.*, 1978) (MNnf)

Trabalhos pioneiros como o de Souza *et al.* (1975), descrevem uma associação de rochas básicas no domínio da serra dos Pacaás Novos, e admitem seu posicionamento crono-estratigráfico como mais jovem do que outras unidades pré-cambrianas da região. Leal *et al.* (1978) denominam de Formação Nova Floresta uma associação de rochas basálticas, em forma de *sill*, com pelo menos 120m de espessura, intercaladas com arenitos arcóseos. Torres *et al.* (1979) passaram a chamar de Magmatitos Básicos Nova Floresta a unidade composta por rochas gabróides, basaltos e diabásios que ocorrem no sopé, baixa e média encosta da serra dos Pacaás Novos. O posicionamento dessa unidade é ainda objeto de controvérsias. Leal *et al.* (1978), descrevem uma intercalação de basalto-arenito-basalto, sugerindo magmatismo e sedimentação associados temporalmente e formando a base da Formação Pacaás Novos. Torres *et al.* (1979) salientam que os contatos das básicas com os arenitos e conglomerados da Formação Pacaás Novos são discordantes, sugerindo que às rochas básicas seriam anteriores as rochas sedimentares. Neste trabalho é seguida a denominação proposta por Leal *et al.* (1978).

As principais exposições destes litótipos encontram-se nas cabeceiras do rio João Câmara e do igarapé Nova Floresta (figura 2.16) aflorando, geralmente, sob a forma de blocos.

Os basaltos são os litótipos mais representativos da unidade, estruturalmente maciços, às vezes exibindo disjunção colunar, granulação fina a afanítica, com freqüentes amígdalas preenchidas por epidoto e carbonato. Essas rochas bordejam continuamente a escarpa de arenitos tanto a norte quanto a sul da serra. Afloram desde as cabeceiras do igarapé Nova Floresta até as proximidades do rio Jaciparaná, compreendendo uma área aproximada de 45km x 6km. Os olivina gabros exibem uma discreta orientação de fluxo magmático definida, principalmente, por cristais tabulares de plagioclásio. A granulação é média a grossa, e esporadicamente exibem cumulos de piroxênio e olivina e mostram-se entrecortados, em direção aleatória, por vênulas centimétricas de epidoto, as quais fornecem uma coloração esverdeada à rocha.

Segundo os dados geoquímicos do Projeto RADAMBRASIL, trata-se de basaltos alcalinos, cujas datações radiométricas pelo método K/Ar fornece-

ram idades que variaram entre 967 ± 17 a 1.098 ± 17 Ma.

2.1.17 Suíte Ígnea Costa Marques (Ncm)

As rochas granitóides que ocorrem ao sul da serra dos Uopianes e que constituem as serras Grande e da Conceição, na planície do rio Guaporé, foram incluídas no Complexo Costa Marques por Torres *et al.* (1979). Leal *et al.* (1978) denominaram de Grupo Costa Marques um complexo vulcano-plutônico comagmático que ocorre às margens do rio Guaporé, na vila de Costa Marques (figura 2.14). A atribuição do termo Suíte Ígnea Costa Marques é relativa à presente nota explicativa e compreende granitos subvulcânicos, granófiros, riólitos, riodacitos, traquitos e diques de lamprófiros.

Os corpos graníticos ocorrem, geralmente, na forma de *stocks* elipsoidais a aproximadamente circulares, parcialmente encobertos pelos sedimentos lateritizados terciários. Predominam os biotita granitos equigranulares a porfiríticos, seguidos dos anfibólio-piroxênio granitos, granófiros e sienitos.

Os primeiros mostram evidências de forte cisalhamento rúptil, de direção NE, com geração de brechas cataclásticas e pseudotaquilitos. A mineralogia principal é composta por ortoclásio peritítico, plagioclásio, quartzo e biotita. Os acessórios mais comuns são fluorita, zircão, titanita e apatita. Os anfibólio-piroxênio granitos ocorrem em maior quantidade na porção leste da serra da Conceição, e diferem macroscopicamente dos primeiros pela presença de enclaves máficos.

As relações de contato dos granitos com as vulcânicas ácidas não estão totalmente esclarecidas. Segundo as evidências de campo de Torres *et al.* (1979), os granitos parecem exibir contatos gradacionais com as vulcânicas, mas também ressaltam a existência de relações de intrusão nas mesmas.

Os riodacitos são o tipo vulcânico predominante e ocorrem, preferencialmente, na serra da Conceição e em menor proporção entre esta e a serra Grande. São rochas maciças, com fenocristais de feldspatos e quartzo em matriz microgranular, com freqüentes feições amigdaloidais. Os quartzo pórfiros são corpos de dimensões reduzidas que ocupam as partes apicais da serra da Conceição e intrusivos nos biotita granitos.

Análises químicas dessas rochas são escassas e restringem-se aos granitos, os quais mostram um caráter peraluminoso a metaluminoso, com leve tendência peralcalina.

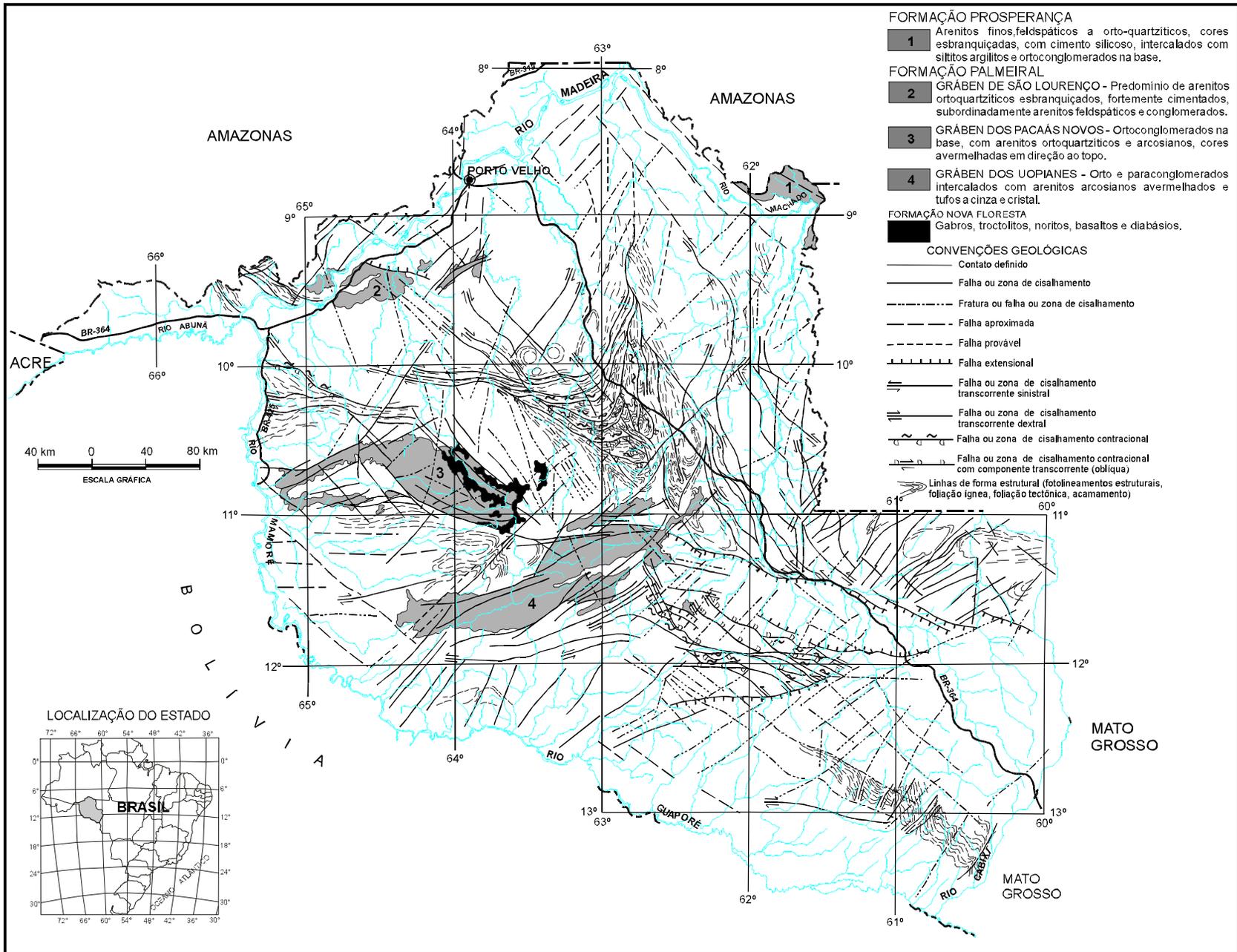


Figura 2.16 – Distribuição geográfica das unidades que compõem as coberturas sedimentares e vulcânicas meso/

Os dados geocronológicos referentes aos granitos e vulcânicas ácidas associadas resultam numa isócrona de referência que forneceu idade de 962 ± 72 Ma e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,704 \pm 0,003$ (Barreto & Mantovani, 1975). Entretanto, Teixeira & Tassinari (1984) obtiveram idades Rb/Sr em torno de $1,018 \pm 76$ Ma, com razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,704. De acordo com os últimos autores, essas rochas podem representar uma atividade magmática sincrônica aos *Younger Granites* de Rondônia. Os baixos valores de razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ sugerem a participação de magma mantélico na origem destas rochas.

O posicionamento estratigráfico desta suíte ainda suscita dúvidas, devido à falta de informações nesta porção remota do estado. Não pode ser descartada a possibilidade destas rochas constituírem corpos associados aos *Younger Granites* de Rondônia por apresentarem feições específicas destes últimos, como associação com vulcânicas ácidas, composição modal e caráter alcalino.

2.1.18 *Younger Granites* de Rondônia (Kloosterman, 1968) (Nyg)

Sob esta designação inicial Kloosterman incluiu vários complexos graníticos situados, principalmente, na porção centro-oriental do então Território de Rondônia. Tassinari *et al.* (1984), incluiu todos os granitos que apresentam idade isocrônica Rb/Sr em rocha total de 997 ± 40 Ma, na Suíte Rondoniana. Recentemente, Bettencourt *et al.* (1997), mantiveram a definição de Kloosterman, mas englobaram nos *Younger Granites* somente os granitos com idades U/Pb em zircão entre 998 a 991 Ma, representados pelos maciços Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Os dados geocronológicos indicam um magmatismo de curta duração restrito aos terrenos do Domínio Ariquemes-Porto Velho (figura 2.14), possivelmente relacionado à movimentação final das transcorrências N-S e NE-SW que limitam os complexos Jaru e Jamari.

Esses granitos ocorrem como batólitos e *stocks* epizonais multifásicos, alojados segundo o controle de alinhamentos N-S e NE-SW, principalmente. Apresentam forma subcircular variando de 2 a 25 Km de diâmetro, natureza tipicamente cratogênica, de características subvulcânicas, intrusivos nas rochas do Complexo Jamari. Os contatos são irregulares, abruptos, com presença esporádica de enclaves das encaixantes. Estruturas vulcânicas e subvulcânicas, tipo diques anelares e subsi-

dência de caldeira, são reconhecidas em alguns maciços.

Através das características petrográficas e químicas, as rochas graníticas foram separadas em dois tipos principais: o grupo dominante, apresenta feições *subsolvus* e subalcalinas, enquanto que o outro grupo, mais restrito, apresenta caráter *hipersolvus* e afinidade alcalina. Os primeiros constituem três fases intrusivas distintas. A mais precoce é representada por biotita monzogranito e sienogranito porfirítico de granulação grossa e, localmente, piterilitos. Os acessórios mais típicos são zircão, apatita, allanita, esfeno, magnetita, ilmenita e fluorita. A fase intermediária é constituída por biotita sienogranitos e alcalifeldspato granitos equigranulares a porfiríticos, possuindo como acessórios zircão, monazita, ilmenita e fluorita. A última fase é de ocorrência restrita e representada por albita granito e quartzo-feldspato pórfiro.

Os granitos subalcalinos são metaluminosos a fracamente peraluminosos, com exceção do albita granito que mostra um caráter alcalino.

O grupo de granitos de afinidade alcalina é representado por alcalifeldspato microssienitos, traquitos, granitos peralcalinos, riólitos e rochas híbridas. Os minerais máficos do tipo augita e/ou hornblenda são comuns nos sienitos e microssienitos enquanto a biotita e o anfibólio sódico estão presentes nos granitos. As rochas híbridas são representadas por quartzo sienitos, as quais exibem cristais oclares de quartzo manteados por piroxênios e/ou anfibólios.

Os dois grupos, além das características petrográficas, exibem um padrão geoquímico distinto. Os tipos subalcalinos possuem teor de SiO_2 entre 71-76%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8,05-9,80%), $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ (0,92-0,99), A/CNK (0,83-1,06), K/Rb (26-181), La/Yb (3,49-24,09) e Eu/Eu^* (0,09-0,38). Já os tipos alcalinos apresentam conteúdo de SiO_2 entre 55-72%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (9,4-10,4%), $\text{FeO}_t/\text{Fe}_t\text{O} + \text{MgO}$ (0,95-0,99), A/CNK (0,92-1,15), K/Rb (52-407), La/Yb (3,56-8,07) e Eu/Eu^* (0,22-0,59).

2.2 Bacia de Rondônia

A cobertura sedimentar proterozóica do estado de Rondônia corresponde a uma grande bacia sedimentar, tipo sinéclise, denominada de Bacia de Rondônia (Scandolara *et al.*, 1996), que foi preenchida por uma sedimentação essencialmente fluvial, preservada posteriormente em *grabens*, dos quais destacam-se os *grabens* dos Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço (figura 2.16). O *Graben* dos Uo-

pianes (Leal *et al.*, 1978), está localizado na região sudoeste do estado de Rondônia, com uma extensão de 220km e largura média de 40km, abrangendo uma área de 8.800km². Apresenta uma forma retangular, com direção geral NE-SW e ligeira inflexão para oeste. O *Graben* de São Lourenço (Scandolaro *et al.*, 1996), localiza-se na porção noroeste do estado, na região do rio Madeira, entre as vilas de Mutumparaná e Jaciparaná. Apresenta uma forma irregular com extensão de 80km e largura de 25km, cobrindo uma área de 200km². O *Graben* dos Pacaás Novos é uma unidade geotectônica proposta por Leal *et al.* (1978), durante os trabalhos de mapeamento geológico da Folha SC.20 – Porto Velho. Está localizado na região oeste do estado de Rondônia, nas margens do rio Mamoré, fronteira com a Bolívia. Tem extensão aproximada de 200km, com largura de 50km em média, abrangendo uma área de 12.500km². Apresenta forma romboédrica, com direção geral E-W, com ligeira inflexão para sudoeste. Estas bacias estão preenchidas por arenitos e conglomerados que constituem a Formação Palmeiral.

2.2.1 Formação Palmeiral (Lobato *et al.*, 1966) (MNp)

A cobertura sedimentar proterozóica do estado de Rondônia foi inicialmente estudada e definida na vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira, no km 159 da BR – 364, recebendo a denominação de Formação Palmeiral. Posteriormente esta terminologia foi estendida por Souza *et al.* (1975), até as serras dos Pacaás Novos e Uopianes (figura 2.16).

Os depósitos sedimentares da Formação Palmeiral, principalmente na região das serras dos Pacaás Novos e Palmeiral, foram estudados por Bahia (1997), com objetivo de melhor definir a evolução tectono-sedimentar desta cobertura meso/neoproterozóica, a partir da interpretação das características faciológicas dos sedimentos, das relações estratigráficas e da sua associação com as feições tectônicas/geomorfológicas.

Esta unidade é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou terem sido depositados por um sistema fluvial entrelaçado (*braided*), com seção tipo bem representada na serra dos Pacaás Novos (figura 2.17). Com base na análise, principalmente de litossomas e estruturas sedimentares, foram definidas seis litofácies: ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh); arenito com estratifica-

ção cruzada acanalada (St); arenito com estratificação cruzada planar (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm). O código usado para designar estas fácies é modificado de Miall (1978, 1996).

Os ruditos da Formação Palmeiral são ortoconglomerados polimíticos, constituídos essencialmente por clastos de quartzo arenito, quartzo, sílex, quartzito e rochas vulcânicas ácidas, com tamanhos variando de 9 a 16cm. O alto grau de arredondamento dos clastos das litologias ultrarresistentes indica um longo transporte em meio subaquoso, em corrente unidirecional, evidenciado pelo imbricamento dos clastos achatados e placóides e pelo posicionamento perpendicular do eixo maior dos clastos alongados ao sentido da corrente.

Os arenitos da Formação Palmeiral são finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas. Em geral o grau de seleção varia de moderada a boa, tornando-se mal selecionados quando ocorrem sob a forma de lentes no interior do ortoconglomerado, quando então apresentam estratificação cruzada tabular. O arcabouço dos arenitos é, na maioria das vezes, fechado, mas podem ocorrer porções "abertas" devidos a presença abundante de matriz. Os arenitos são compostos, além de quartzo, por grãos de sílex, filossilicatos, como caulinita e illita e grãos esporádicos de feldspatos e vulcanitos. De acordo com os parâmetros da classificação de Folk (1974), este arenito pode ser classificado como um quartzo arenito.

Estudos de paleocorrentes em locais afastados entre si, baseados essencialmente em medidas de atitudes de *foresets* da estratificação cruzada 2D, dos eixos das calhas, de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados, e da orientação do eixo maior de seixos prolatos, mostram direções gerais cujos sentidos de movimentação de material indicam, sistematicamente, transporte de NNE para SSW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna na serra de São Vicente, no Mato Grosso e Santa Bárbara e Cuatro Carpas na serra Huan-chaca, na Bolívia. Fortalece-se, assim, a interpretação da existência, no Meso/Neoproterozóico, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de N/NE para S/SW, desde o estado de Rondônia, passando pelo estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano.

O estilo do sistema fluvial que depositou os sedimentos constituintes da Formação Palmeiral, mos-

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
St	Solo com fragmentos de laterito Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas subaquosas tipo 3D em regime de fluxo superior
Sm	Arenito maciço	Deposição a partir de suspensão nos períodos de cheia
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada e seixos dispersos na estratificação	Dunas subaquosas tipo 3D em regime de fluxo superior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e níveis de seixos nos planos de estratificação	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sp	Arenito com estratificação cruzada tabular	Dunas subaquosas tipo 2D em regime de fluxo inferior
Sh	Arenito com estratificação horizontal	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e níveis de seixos nos planos de estratificação	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Sl	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Deposição em dunas subaquosas sob condições críticas de mudança para o regime de fluxo superior
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas subaquosas tipo 3D em regime de fluxo superior
Sh	Arenito com seixos e estratificação horizontal	Deposição em leito plano sob condições de regime de fluxo superior
Gh	Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente	Lençóis conglomeráticos formados durante os períodos de alta descarga e alta carga sedimentar

Figura 2.17 – Litofácies e ambientes de deposição da Fm. Palmeiral (modificado de Bahia, Quadros & Pedreira, 1996).

tra que há uma nítida ciclicidade de elementos, bem clara no perfil da borda norte da serra dos Pacaás Novos (Bahia, 1997). Observa-se uma grando-decrescência ascendente no pacote sedimentar como um todo, caracterizada por uma camada de conglomerado maciço na base, com lentes de arenito grosseiro e mal selecionado intercaladas no pacote conglomerático.

A cobertura sedimentar do Meso/Neoproterozóico, representada pela Formação Palmeiral no estado de Rondônia, estende-se através do estado do Mato Grosso até o território boliviano. No estado de Rondônia, nas serras dos Pacaás Novos e Uopianes e na região de São Lourenço, é constituída de conglomerados e arenitos. No estado do Mato Grosso a cobertura sedimentar, que sustenta a serra de São Vicente, foi denominada por Souza & Hildred (1980), de Grupo Aguapeí, subdividido nas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino. Em território boliviano, os sedimentos de cobertura plataformal sustentam a serra Huanchaca (denominada de São Vicente no Brasil) e afloram amplamente no rio Santo Corazón, onde são designados de Grupo Sansas (Litherland *et al.*, 1986).

As associações faciológicas mostram que a sedimentação, durante o Meso-Neoproterozóico, na borda oeste do Cráton Amazônico, começou em ambiente fluvial *braided* / leque aluvial, mudou depois para condições marinhas e voltou, finalmente, para fluvial. De acordo com os dados faciológicos obtidos da Formação Palmeiral, a transgressão marinha não alcançou a serra dos Pacaás Novos. Entretanto, sedimentos marinhos poderiam estar ocultos na parte inferior, não aflorante, dessa formação. A correlação da Formação Palmeiral com pelo menos parte do Grupo Aguapeí é muito provável, sustentada pelos padrões faciológicos e de paleocorrentes. Dúvidas surgem, contudo, quanto à correlação com a Formação Morro Cristalino (parte superior do Grupo Aguapeí) por apresentar sentido de paleocorrente oposto àquele obtido para a Formação Palmeiral.

2.2.2 Formação Prosperança (Caputo *et al.*, 1971) (MNpr)

Esta formação corresponde a uma seqüência sedimentar cuja seção-tipo está exposta no rio Negro, desde o igarapé Prosperança até 15km a jusante da localidade de Mirapinima. A unidade litoestratigráfica foi submetida ao longo dos tempos a várias tentativas de correlação e posicionamento, que começaram em 1929, quando Paiva lhe propôs

a idade paleozóica. Moura (1932) julgou ser do Cretáceo, enquanto Silva (1952), a definiu como sedimentos terciários; Campbell (1959) também a posicionou no Cretáceo. Almeida & Nogueira Filho (1959), realizando estudos no rio Aripuanã, propuseram o nome de Formação Prainha aos sedimentos que sem dúvida alguma são correlacionáveis aos expostos no rio Negro, atribuindo-lhes idade permo-triássica, e os correlacionaram à Formação Sucunduri. Estes autores, prosseguindo nos trabalhos do rio Aripuanã, denominaram de Formação Dardanelos um conjunto de sedimentos antigos, que sustentam um imponente planalto sedimentar. Liberatore *et al.* (1972) denominaram de Formação Cubencranquén os sedimentos subhorizontais que suportam a serra da Fortaleza, que Barbosa *et al.* (1966) posicionaram no Pré-Cambriano Superior. G. G. da Silva *et al.* (1974) definiram uma seqüência sedimentar como Formação Triunfo que, por seus caracteres litológicos e continuidade física, foi considerada por Santos *et al.* (1975), como estratos correspondentes à Formação Prosperança.

A Formação Prosperança constitui uma cobertura tabular pré-cambriana, correlacionável à Formação Palmeiral, sendo representada por arenitos arcóseos, localmente ortoquartzíticos, brancos a vermelhos, exibindo estratificações cruzadas, plano-paralelas e marcas de ondas, com intercalações de conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos, argilitos e quartzitos em zona de cisalhamento (a figura 2.16 mostra a distribuição da unidade no estado de Rondônia).

O posicionamento cronoestratigráfico aceito para a Formação Prosperança, nesta nota explicativa, é o mesmo admitido por Leal *et al.* (1987), e está alicerçado em estudos paleontológicos e datações radiométricas. Sommer & Costa (1972), em função da presença de algas primitivas, posicionaram esta unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano Superior ao Eopaleozóico. Nos trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL (1978), rochas alcalinas que afetam a cobertura tabular Prosperança, tratadas pelo método Rb/Sr, forneceram idade Isocrônica de 536 ± 22 Ma, que seria o seu limite geocronológico superior.

2.3 Bacia dos Parecis

A cobertura sedimentar paleozóica/mesozóica de Rondônia faz parte da Bacia dos Parecis, uma das principais bacias intracratônicas brasileiras.

Está localizada na Região Centro-Oeste do Brasil, entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, abrangendo uma área de 500.000km² nos estados de Rondônia e Mato Grosso. Acumula aproximadamente 7.000m de sedimentos predominantemente siliciclásticos, ocupando a borda sudoeste do Cráton Amazônico.

No território rondoniano a bacia é constituída por expressiva cobertura sedimentar relacionada ao Paleozóico, que preenche a Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989) com as formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca, e ao Mesozóico (formações Botucatu e Parecis). Além dessas seqüências sedimentares ocorrem rochas básicas/ultrabásicas (basaltos e kimberlitos) da Formação Anari.

A Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989) é composta pelos *grabens* de Pimenta Bueno e Colorado. Estes *grabens* estão separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé (Soeiro *et al.*, 1987), e limitadas de norte para sul pelos lineamentos Presidente Hermes, Itapuã e Colorado, respectivamente. A fossa apresenta evidências de subsidência no Paleozóico, com preenchimento de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem, em direção ao centro do *graben*, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais, e importantes reativações mesozóicas de natureza vertical. Estes sedimentos constituem o Grupo Primavera, composto pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca.

2.3.1 Grupo Primavera

2.3.1.1 Formação Cacoal (Siqueira, 1989) (SDc)

A Formação Cacoal (figura 2.18), que ocorre nas vizinhanças da cidade homônima, é constituída de conglomerados, arenitos feldspáticos, margas ferruginosas, siltitos, calcários dolomíticos e folhelhos (figura 2.19). Os conglomerados são polimíticos com matriz arcossiana e os clastos são angulosos chegando a atingir um metro de diâmetro. A sua composição é variada, desde rochas básicas a ultrabásicas, vulcânicas ácidas, gnaisses, cataclastos e metassiltitos. Os argilitos que recobrem os conglomerados são dolomíticos com intercalação de carbonatos (calcários dolomíticos). A porção intermediária da formação compreende uma alternância de folhelhos, arenitos e arcóseos, ocorrendo em forma de barras amalgamadas, com paleo-

correntes para leste, nordeste e sudoeste. No topo da formação ocorre argilito dolomítico, contendo nódulos silicosos e gipsita (Pinto Filho *et al.*, 1977; Soeiro *et al.*, 1981).

Em termos de ambiência deposicional interpretam-se os conglomerados com seixos angulosos e matriz imatura como depositados por leques aluviais, sob condições de clima árido. As intercalações de arenito e folhelhos foram depositadas na porção mediana de um delta lacustre e o argilito dolomítico com gipsita pode ser lacustre, também de clima árido. Esta seqüência é parecida com a proposta como modelo de preenchimento de *grabens* de Frostick & Reid (1987).

2.3.1.2 Formação Pimenta Bueno (Leal *et al.*, 1978) (PCpb)

Esta formação constitui uma unidade litoestratigráfica ainda pouco estudada em escala de detalhe e semidetalhe. Os trabalhos desenvolvidos nesta região são basicamente de escala regional, entre os quais destacam-se os de Oliveira (1915); Dequech (1943); Lobato *et al.* (1966); Pinto Filho *et al.* (1977); Leal (1978); Soeiro (1982); Siqueira (1989) e Bahia & Pedreira *et al.* (1996).

A Formação Pimenta Bueno é constituída essencialmente de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz (figura 2.20), subordinadamente carbonatos e lentes de carvão. Este pacote sedimentar com espessura superior a 950m (poço RO-01-PB), preenche o *Graben* de Pimenta Bueno, estrutura com 25.000km² de área, localizada na região sudeste do estado de Rondônia, relacionada ao Período Carbonífero (figura 2.18).

O contato inferior da formação se faz com o embasamento cristalino ou com a Formação Cacoal e o contato superior com a Formação Fazenda da Casa Branca; ambos podem ser observados a leste de Cacoal.

Os folhelhos são de coloração marrom, micáceos, intercalados com siltito marrom ou arenitos claros. Os arenitos são marrons com pintas claras, granulometria média, compostos de quartzo, feldspato e muscovita. Estruturas tipo marcas onduladas, acamadamento plano-paralelo e estratificações cruzadas tabular e acanalada são comuns. Os conglomerados suportados pela matriz são avermelhados, com seixos e *boulders* subarredondados de granitos, gnaisses e rochas básicas, e angulosos de xistos e quartzitos. Associados a es-

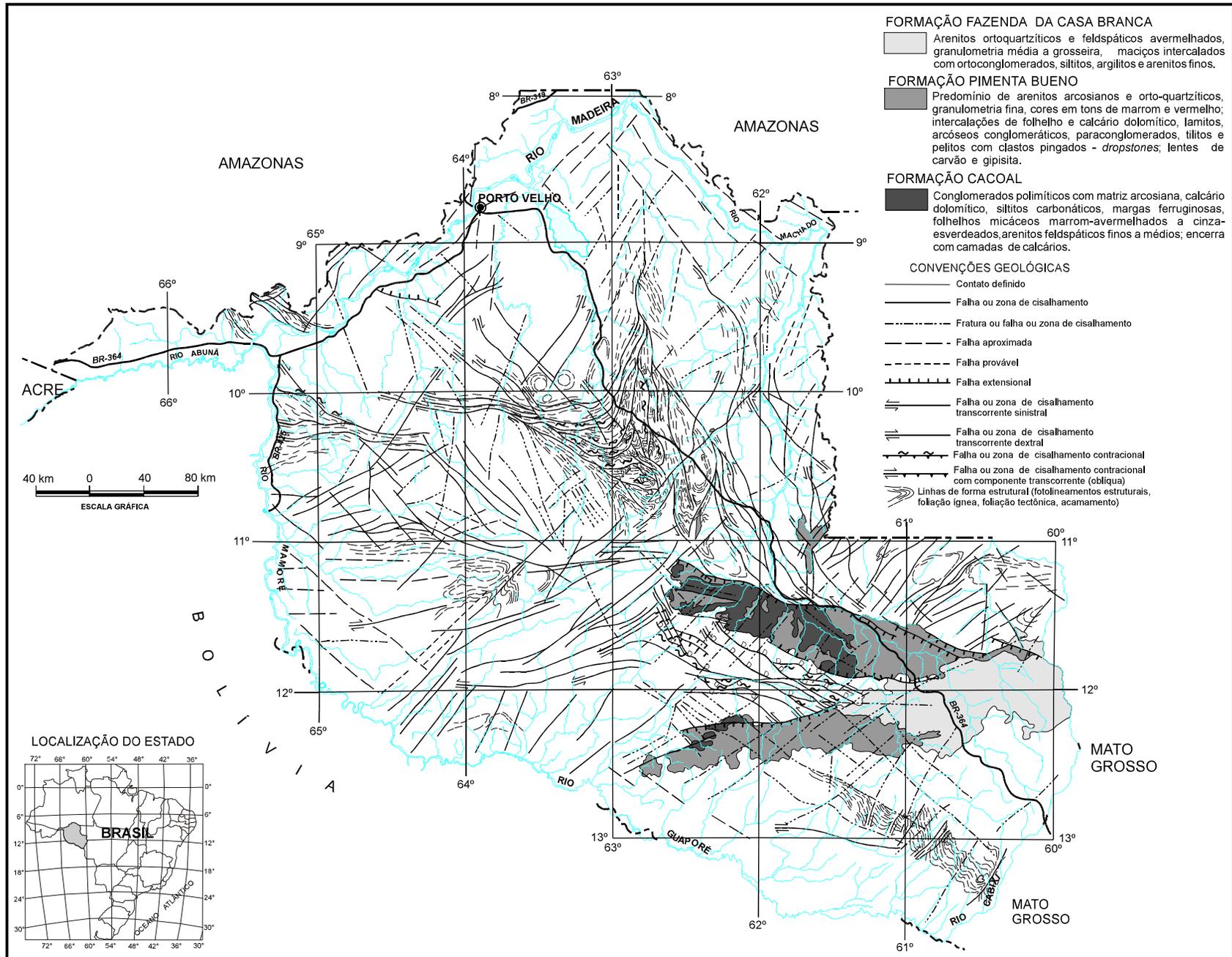


Figura 2.18 – Distribuição geográfica das unidades que compõem a cobertura paleozóica do estado de Rondônia.

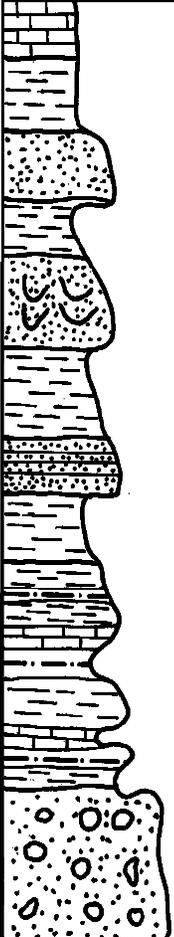
LITOLOGIA	COD.	DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO
	C	Argilito dolomítico	Depósito lacustre
	FI	Folhelho marrom e esverdeado	Depósito de prodelta
	Sm	Arenito maciço marrom	Planície deltaica
	FI	Folhelho marrom	Depósito de prodelta
	St	Arenito marrom com estratificação cruzada acanalada.	Canais distributários em planície deltaica.
	FI	Folhelho marrom e esverdeado	Depósito de prodelta
	Sp	Arenito marrom com est. plano-paralela	Depósito em planície deltaica
	FI	Folhelho marrom	Depósito de prodelta
	FI C FI C	Intercalação de folhelho marrom com siltito da mesma coloração e dolomito	Depósito de prodelta intercalado com depósito lacustres de planície deltaica
	Dm	Conglomerado polimítico com clastos suportados pela matriz.	Depósito de leque aluvial

Figura 2.19 – Litofácies e ambiente de deposição da Fm. Cacoal (modificado de Bahia, Quadros & Pedreira, 1996).

ses conglomerados ocorre siltito com laminação plano-paralela, na qual existem grãos de areia fluando e seixos dispersos, deformando a laminação (unidade *dropstone*).

Segundo Bahia & Pedreira (1996), os folhelhos foram depositados em ambiente marinho raso, evidenciado pela presença de acritarcas do gênero *Sphaeridium*, identificados por Cruz (1980). As estruturas sedimentares dos arenitos sugerem sua deposição em ambiente fluvial, em canais tipo *braided*, com abundante suprimento de areia, a qual apresenta uma composição feldspática, indicando um clima desértico ou glacial. A associação diamictito – unidade *dropstone* representada pelos conglomerados e siltitos com seixos dispersos na

laminação, segundo o modelo de Ojakangas (1985), é interpretada como evidência de clima glacial; os diamictitos correspondem ao tilito de alojamento, formado pela deposição de *debris* na base da geleira; e a unidade *dropstone* resulta da queda de clastos dos *icebergs* durante a deposição do siltito, em ambiente marinho.

2.3.1.3 Formação Fazenda da Casa Branca (Leal et al., 1978) (Pcb)

Leal et al. (1978), durante os trabalhos de mapeamento geológico da região centro-sul de Rondônia, descreveram uma unidade litoestratigráfica constituída por conglomerados, grauvas, arenitos, ar-

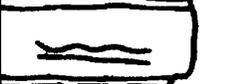
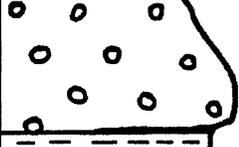
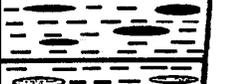
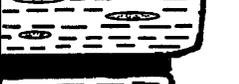
LITOLOGIA	COD.	DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO
	St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Barras longitudinais de canal
	FI	Folhelho marrom chocolate	Depósitos de <i>overbank</i>
	St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Barras longitudinais de canal.
	Sh	Arenito com estratificação plano-paralela	Topo de barras de canal
	Fld	Pelitos com clastos caídos	Depósito glácio-marinho
	Dmm	Conglomerados com clastos suportados pela matriz	Depósito sub-glacial
	C	Folhelho com lentes de carvão	Depósito lacustre
	Fr	Arenito com <i>wave</i> e <i>linsen</i>	Depósito de planície de maré
	FI	Folhelho marrom com intercalação de siltito da mesma coloração	Depósito marinho raso ou intermaré

Figura 2.20 – Litofácies e ambiente de deposição da Fm. Pimenta Bueno (modificado de Bahia, Quadros & Pedreira, 1996).

gilitos e folhelhos, que ocorrem nas bordas nordeste, sudoeste e sul da Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989). O contato inferior dessa unidade se faz com a Formação Pimenta Bueno e com embasamento gnáissico regional (figura 2.18). Sua espessura, no centro da bacia é de aproximadamente 200m. Olivatti & Ribeiro Filho (1976), com base em datação paleontológica, posicionam essa unidade no intervalo permo-carbonífero. A figura 2.21 mostra as principais características litológicas e ambientais da unidade.

Os arenitos que a constituem são ortoquartzíticos, de coloração esbranquiçada, com granulometria fina a média, onde os grãos são subarredondados, apresentando estratificações cruzadas acanalada e tabular de médio porte, às vezes com bimodalidade dos grãos. Os conglomerados ocor-

rem em forma de lentes e são polimíticos sustentados pelos grãos, cujas composições incluem quartzo, quartzito, granito e gnaiss. Os pelitos são subordinados e ocorrem intercalados, como camadas métricas a decamétricas, com os arenitos dominantes.

O ambiente deposicional dos sedimentos dessa unidade é essencialmente fluvial, com depósitos de barras de canal (arenitos), depósitos residuais de canal (conglomerados) e depósitos de planície de inundação (pelitos). Localmente ocorrem depósitos que evidenciam uma influência eólica, caracterizada pela presença de arenitos com bimodalidade dos grãos e estratificação cruzada tabular, assim como também uma influência glacial indicada pela intercalação conglomerado, siltito e argilito.

2.3.2 Grupo Vilhena

2.3.2.1 Formação Anari (Pinto Filho *et al.*, 1977) (Ka)

Pinto Filho e colaboradores criaram esta denominação para designar os basaltos aflorantes na porção sudeste do *Graben* do Colorado (figura 2.22), que apresentam textura afanítica, coloração cinza-escuro, com freqüente diaclasamento colunar. Os basaltos foram datados pelo método K/Ar e mostraram uma idade variando de 111 a 208 ± 14Ma.

Mais recentemente Romanini (Projeto Platina de Rondônia, em preparação) redefiniu a unidade em termos de seu conjunto de litótipos, descrevendo

rochas gabróicas hipabissais, e mesmo plutônicas de grão fino, que constituem um amplo corpo sob a forma de *sill*, alojado na base da Formação Parecis.

Associados aos basaltos ocorrem diques de diabásio e *pipes* kimberlíticos. Os diabásios podem ser distinguidos dos basaltos pela sua granulação média e ausência de vidro vulcânico.

Os kimberlitos estão alojados nos sedimentos paleozóicos da Formação Pimenta Bueno, Cacoal e demais unidades da Bacia dos Parecis. Estes corpos, provavelmente de idade cretácea, ocorrem alojados e condicionados pelas profundas estruturas que margeiam o *Graben* de Pimenta Bueno e na região de Colorado d'Oeste, sob a forma de chaminés alinhadas na direção NW-SE e SE-

LITOLOGIA	COD.	DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO
	Sp	Arenito arcossiano com estratificação cruzada tabular	Dunas eólicas
	FI	Intercalação folhelho-siltito-conglomerado sustentado pela matriz	Depósitos flúvio-glacial glácio-lacustres.
	Dm		
	FI		
	Dm	Arenito arcossiano com estratificação cruzada acanalada, contendo lentes de grauvaça.	Barras longitudinais em canais fluviais
	FI		
	Dm	Conglomerado sustentado pelos clastos, com lentes de arenito.	Barras conglomeráticas em canais fluviais.
	Sm	Arenito arcossiano maciço	Barras fluviais
	Dm	Conglomerado sust. p/ clastos	Depósitos de <i>lag</i>

Figura 2.21 – Litofácies e ambiente de deposição da Fm. Fazenda da Casa Branca (modificado de Bahia, Quadros & Pedreira, 1996).

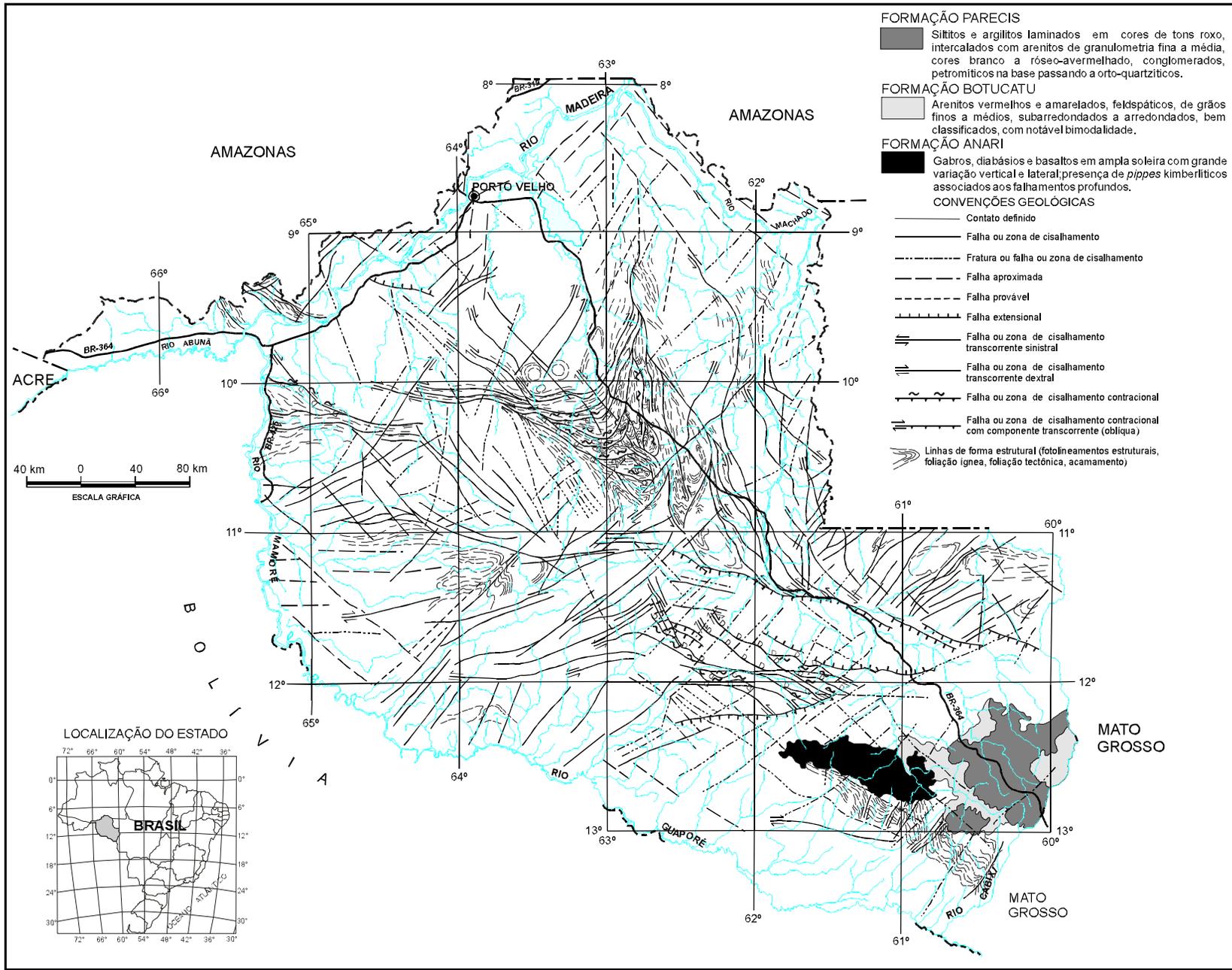


Figura 2.22 – Distribuição geográfica das unidades mesozóicas do estado de Rondônia.

NW, respectivamente. A rocha encontra-se, frequentemente, bastante alterada, com coloração esverdeada a marrom, aspecto brechóide caracterizado pela presença de fragmentos angulosos da rocha encaixante e fenocristais de flogopita, picro-ilmenita, piropo, magnetita e olivina serpentinizada. Além dos minerais reconhecidos macroscopicamente, ocorrem carbonatos e óxido de ferro como produto de alteração hidrotermal. Amostragem realizada nos corpos mostrou a presença de diamantes de boa qualidade, pequenos e com hábito octaédrico e bordas corroídas por dissolução. Ocorrem também diamantes tipo industrial, igualmente de pequeno tamanho, cor preta e forma irregular.

2.3.2.2 Formação Botucatu (Gonzaga de Campos, 1889) (Kb)

A Formação Botucatu, definida no estado de São Paulo, foi estendida até a região sudeste do estado de Rondônia por Pinto Filho *et al.* (1977), para designar os arenitos de origem eólica que ocorrem nas proximidades da cidade de Vilhena.

Esta formação, que aflora limitada por falhas nas escarpas a noroeste e sudoeste da cidade de Vilhena (figura 2.22), consiste de arenitos avermelhados, amarelados e rosados, friáveis, com grãos arredondados, bem selecionados, granulometria fina a média com superfícies foscas e expressiva bimodalidade textural.

As principais estruturas sedimentares são acamadamentos cruzados cuneiformes, que apresentam uma espessura de 20m no *foreset*. É notável, também, a presença de grandes estratificações cruzadas tabulares, com espessura dos *foresets* alcançando 20m. O ambiente eólico para esta unidade foi proposto por Ribeiro Filho desde 1975. O contato inferior da unidade se faz com a Formação Ponta Grossa e o contato superior está encoberto pelos sedimentos cenozóicos. A espessura da Formação Botucatu foi estimada por Siqueira (1989) em 90m.

2.3.2.3 Formação Parecis (Oliveira & Leonardos, 1943) (Kp)

A Formação Parecis, como unidade litoestratigráfica, foi criada para designar os conglomerados, arenitos e folhelhos que ocorrem na borda sudoeste da bacia, mais precisamente entre as cidades de Vilhena e Colorado d'Oeste (figura 2.22). Segundo Padiilha (1974), sua espessura é de aproximadamente 150m e seu contato inferior se faz

com os basaltos da Formação Anari. Mais recentemente Pedreira (CPRM, 1998, relatório interno), descreve litofácies que constituem um pacote de aproximadamente 200m de espessura (figura 2.23), com interpretações paleoambientais mais acuradas.

Os conglomerados são polimíticos, sustentados por clastos arredondados e mal selecionados, com diâmetros de até 30cm, compostos de gnais, quartzitos e folhelhos. Os arenitos mostram cores brancas, vermelhas, róseas e amareladas, apresentando uma granulometria fina a média, com grãos subarredondados e mal selecionados. Mostram, caracteristicamente, estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e cruzadas planares de médio porte, nas quais ocorre uma ritmicidade de lâminas de pelitos intercaladas. Em Padiilha (1974), está registrada a ocorrência de marcas onduladas na porção superior da formação, indicando uma deposição em águas rasas, possivelmente nas margens de um lago. A porção inferior é interpretada como de origem eólica. Os conglomerados são depósitos de *lag* formados nos fluxos canalizados, efêmeros, em ambientes de interdunas.

2.4 Formações Superficiais

2.4.1 Coberturas Cenozóicas Continentais

As Coberturas Cenozóicas do estado de Rondônia (figura 2.24) reúnem os depósitos terciários e quaternários continentais, distribuídos principalmente ao longo do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, cuja morfogênese é controlada por fatores litológicos, climáticos e especialmente tectônicos. Os fatores tectônicos responsáveis pela morfogênese desse importante sistema fluvial e, por extensão, de toda a paisagem cenozóica regional, estão relacionados às movimentações neotectônicas reflexas da Orogenia Andina, e também como resultado da deformação intraplaca imposta pela atuação de um conjugado dextral de direção E-W, com componentes transtensiva e transpressiva orientadas nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Costa *et al.*, 1996), que promoveram a reativação de linhas estruturais herdadas do Pré-Cambriano e instalação de novas linhas de fraqueza (Lima, 1988; Campos & Teixeira, 1988; Costa & Hasui, 1991; Quadros *et al.*, 1996 e Souza Filho *et al.*, 1997).

Estes depósitos encontram-se organizados como Coberturas Sedimentares Indiferenciadas(TOi), Lateritos Imaturos(TOli), Terraços Fluviais(QHt), Depósitos Pantanosos(QHp), Depósitos Lacustres(QHl) e Depósitos de Planície de Inundação/Canal Fluvial(QHa).

O entendimento do arcabouço neotectônico da Amazônia (figura 2.25) é de fundamental importância para compreensão dos aspectos evolutivos relacionados à sedimentogênese das coberturas cenozóicas. O quadro neotectônico que controla a distribuição dos sedimentos cenozóicos na região de Rondônia (figura 2.26) é determi-

nado, no vale do rio Guaporé, pelo Lineamento Transtensivo Surpresa-Pimenteiras (Souza Filho *et al.*, 1997), orientado segundo uma direção NW-SE, na região entre as localidades de Guajará-Mirim e Abunã pelo Lineamento Compressivo Guajará-Mirim-Abunã (Souza Filho *et al.*, 1997), de direção N-S, pelo Megalineamento Transtensivo Dextral Madre de Dios-Itacoatiara(Igreja & Catique, 1997), de direção SW-NE, desde a localidade de Abunã (RO) até Itacoatiara (AM) e pelo Lineamento Calama-Tabajara (Scandolaro, 1998), na região NE do estado de Rondônia, também com direção SE-NW.

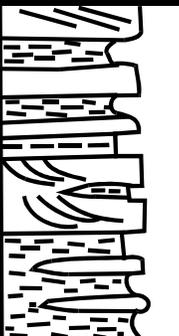
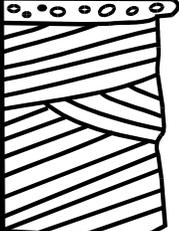
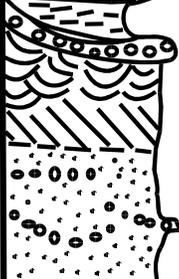
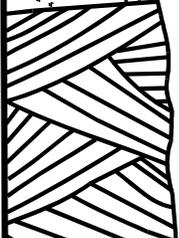
ESP.	COLUNA	DESCRIÇÃO	INTERPRETRAÇÃO
200 m		Arenitos e argilitos/folhelhos interacamados. Os arenitos são bimodais com estratificações cruzadas de grande porte e geometria cuneiforme	Lago interdunas os arenitos à invasão do leito por dunas durante períodos secos
		Arenitos bimodal com estratificação cruzada tabular de grande porte	Dunas eólicas: podem ser tipo <i>seif</i> ou braços de barcanas ou de dunas <i>rhourd</i>
		Arenito com estratificação cruzada tabular e acanalada, canais com seixos na base indicando migração lateral, ou preenchidos por argila	Fácies fluviais em um sistema desértico: <i>wadis</i>
		Arenito bimodal com estratificação cruzada tabular de grande porte	Dunas eólicas: podem ser tipo <i>seif</i> ou braços de barcanas ou de dunas <i>rhourd</i>

Figura 2.23 – Litofácies e ambiente deposicional da Formação Parecis (modificado de Pedreira, 1998, relatório interno).

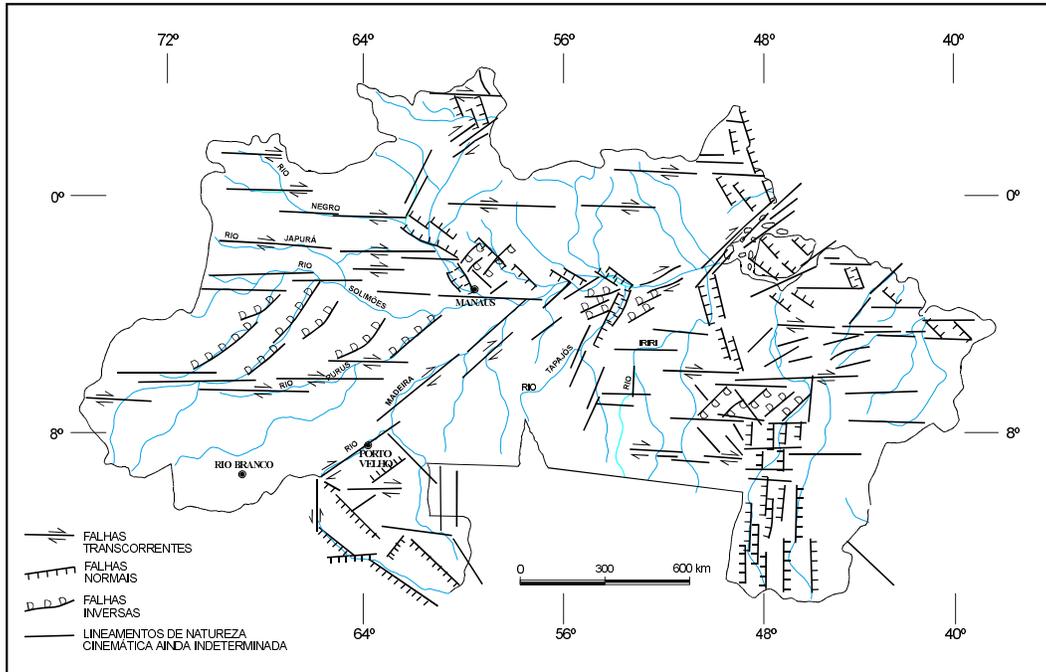


Figura 2.25 – Arcabouço neotectônico da Amazônia (adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).

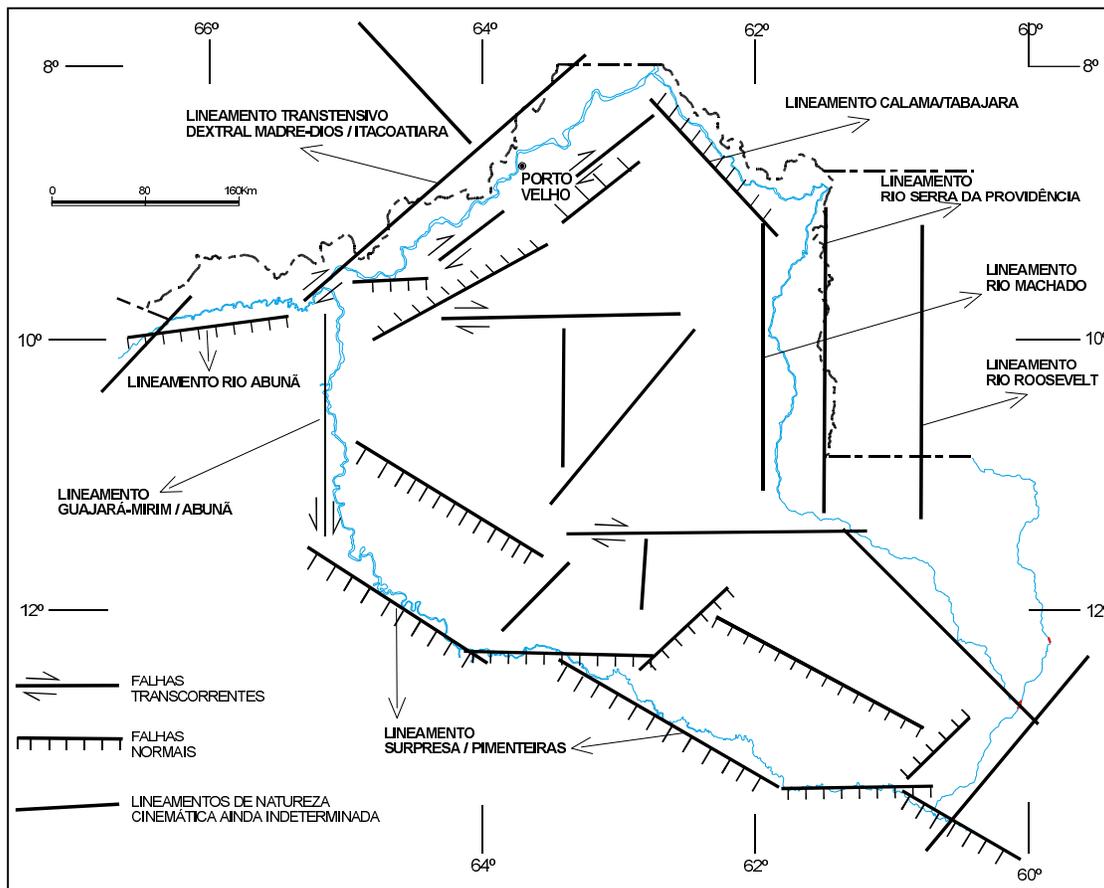


Figura 2.26 – Quadro geral da neotectônica no estado de Rondônia e adjacências (Scandolaro, 1998, no prelo).

2.4.1.1 Coberturas Sedimentares Indiferenciadas (TQi)

Sob a denominação de Coberturas Sedimentares Indiferenciadas estão relacionados os depósitos plio-pleistocênicos associados a ambientes de leques aluviais, canais fluviais, planícies de inundação e lacustres, numa interação complexa de materiais que variam desde cascalho até a fração argila, com lateritização significativa e que, até o momento, não são passíveis de individualização cartográfica.

Distribuem-se por uma ampla "faixa" que constitui o vale do rio Guaporé, entre as localidades de Cabixi e Guajará-Mirim, na região de Nova Califórnia, Mutum-Paraná e Porto Velho, estendendo-se para nordeste ao longo da margem direita do rio Madeira e no vale do baixo curso do rio Machado. Leal *et al.*, (1978) associaram parte dos depósitos desta unidade à Formação Solimões, correlação contestada por Adamy & Romanini (1990).

2.4.1.2 Lateritos Imaturos (TQi)

Os lateritos imaturos, regionalmente distribuídos, representam tipos com baixo grau evolutivo, caracteristicamente plintíticos e petroplintíticos, mostrando perfis geológicos simples, que permitem observar, onde preservados, uma estruturação geral que consiste horizontes bem definidos, a saber: horizonte de solo, no topo; horizonte colunar/concrecionário; horizonte mosqueado; horizonte pálido e rocha-mãe na base (figura 2.27).

Os lateritos imaturos, que se estendem por toda a região que compreende o estado de Rondônia, quando em perfis completos e preservados, modelam grande parte do relevo atual, com sua melhor representação principalmente no Domínio Ariquemes/Porto Velho. Apresentam a sua parte superior (horizonte colunar/concrecionário) aflorante, configurando a parte mais elevada do relevo. Em certas áreas, onde a parte superior está mais espessa e endurecida e houve maior entalhamento da drenagem, observa-se a formação de um relevo tendendo a platôs. Nas encostas aflora a parte mediana dos perfis (horizonte mosqueado), podendo estar parcialmente recoberta por colúvios/alúvios areno-argilosos. Esses depósitos colúvio/aluviais, na sua base, são constituídos por seixos provenientes dos próprios lateritos concrecionários, formando corpos do tipo *stone-layer* e no topo por material argiloso proveniente do horizonte

mosqueado. Este é encontrado nas partes mais baixas do relevo atual, podendo estar coberto por solos amarelos e areias brancas, além de colúvios e alúvios.

2.4.1.3 Terraços Fluviais (QHT)

Os terraços fluviais pleistocênicos são constituídos por sedimentos mal selecionados compostos por cascalho, areia e argila, mineralizados a ouro e contendo níveis de turfa, posicionados acima do nível médio das águas dos rios atuais. Os principais depósitos ocorrem a noroeste do curso do rio Madeira, na região entre Porto Velho e Humaitá, configurando um complexo cinturão de canais meandranes, colmatados e abandonados que, segundo Irion *et al.* (1995), representam antigas planícies de inundações de rios semelhantes aos atuais, formados durante os períodos quentes do Pleistoceno. Estes paleoterraços fluviais formam diversos níveis e se estendem para o noroeste, em direção ao rio Purus, por uma área de mais de 100km de distância do atual curso do rio Madeira, ao longo do qual ocorrem diversos paleocanais, com linhas de crescimentos visíveis em imagem de satélite. Sua ocorrência abrangente e noroeste do atual curso do rio Madeira pode ter sido originada pelo sentido geral de migração do paleo rio Madeira, em direção a leste, em função do soerguimento da cadeia andina (Quadros *et al.*, 1996). Rochas relacionadas a esta unidade ocorrem também na região do vale do rio Guaporé.

2.4.1.4 Depósitos Pantanosos (QHp)

Os Depósitos Pantanosos estão relacionados às áreas sujeitas a inundações sazonais, representados principalmente por material argilo-arenoso, rico em matéria orgânica. Os pântanos ocorrem ao longo do vale do rio Guaporé, da cidade de Costa Marques até Pimenteiras e em pequeno trecho do rio Mamoré, a montante da cidade de Guajará-Mirim, estendendo-se pelo território boliviano. São caracterizados por extensas áreas planas, colonizadas por gramíneas, periodicamente sujeitas a inundações durante os períodos de cheia.

A existência dos depósitos pantanosos mostra forte relação com estruturas de abatimento de blocos com idades cenozóicas muito jovens, possivelmente holoceno/pleistocênicas, com direções SW-NE, associadas, provavelmente, ao Megalineamento Transensivo Surpresa-Pimenteiras.

2.4.1.5 Depósitos Lacustres (QHI)

Os Depósitos Lacustres são constituídos por sedimentos arenosos finos e argilas, contendo expressivas quantidades de matéria orgânica, cuja gênese está relacionada aos lagos atuais da região do vale do Guaporé. Estes lagos que, de acordo com a classificação de Dumont (1993), têm evolução intimamente relacionada a eventos neotectônicos da Amazônia Ocidental, podem ser classificados como lagos represados (*ponded lakes*), lagos

inclinados (*tilted lakes*) e lagos retangulares (*retangular lakes*).

Os lagos represados ocorrem ao longo do vale do Guaporé e apresentam larguras que variam de 5 a 20km. Constituem, assim, tipos clássicos de lagos de rias, que marcam as cicatrizes de antigos cursos fluviais de alta energia represados, dando origem a lagos de águas limpas, formados onde o curso do rio, que recorta os sedimentos terciários, foram represados no limite dos depósitos pantanosos. A evolução destes lagos tem sua origem relac-

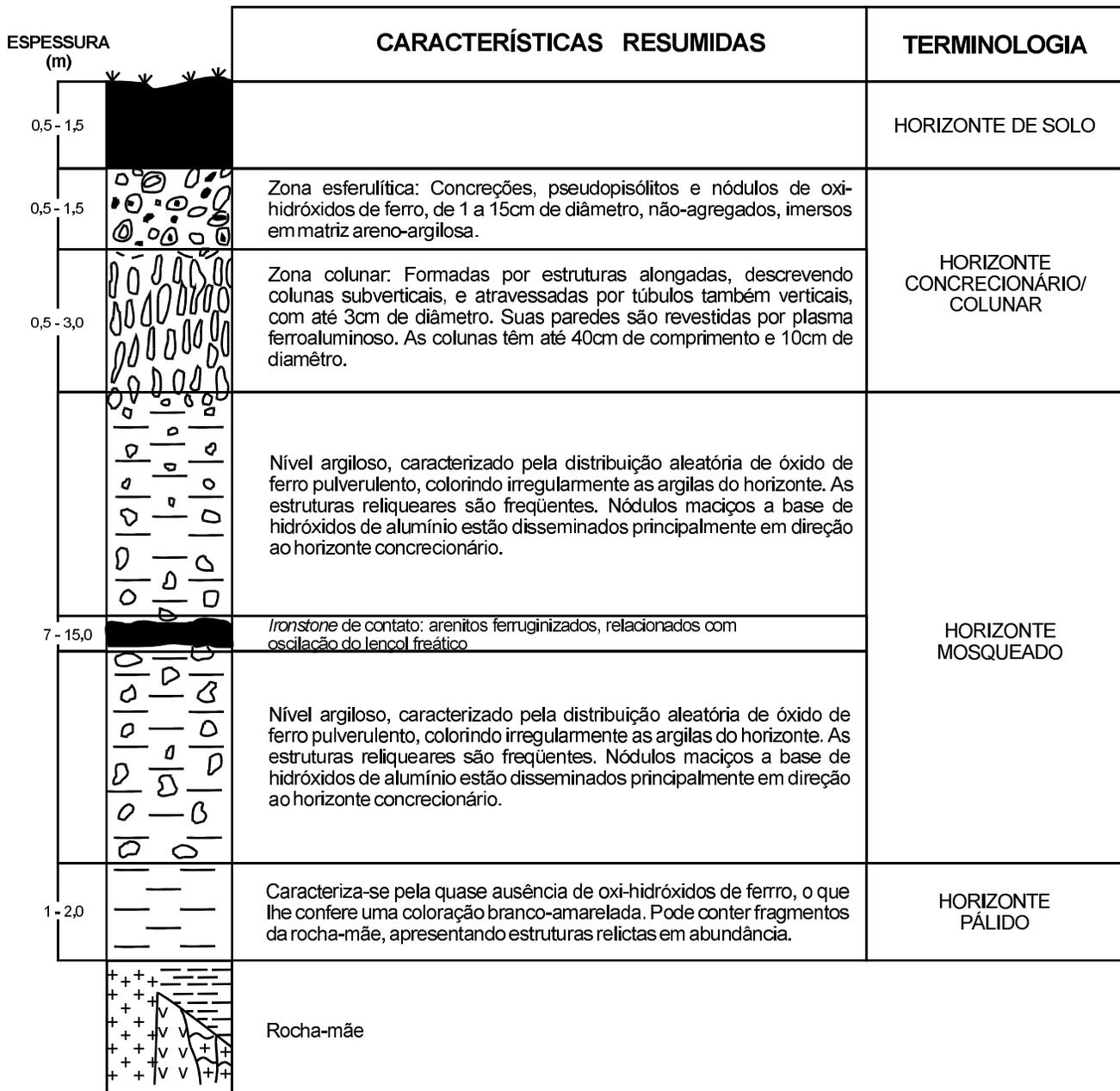


Figura 2.27 – Perfil esquemático dos lateritos imaturos do estado de Rondônia.

onada a rios que tiveram seu fluxo interrompido por soerguimento, cuja taxa de elevação excedeu a taxa de erosão do rio, ou ainda por barramento do fluxo, causado por um aumento no nível da água do canal principal.

Os lagos inclinados ocorrem principalmente ao longo do curso do rio Mamoré, definidos também como lagos de rias por Holmes (1965, *apud* Dumont, 1993). Estes lagos são desenvolvidos nas áreas pantanosas, em áreas distantes da influência da descarga dos rios, estando sua evolução, provavelmente, relacionada a antigos vales fluviais que foram completamente colmatados, restando apenas as cicatrizes de suas áreas mais profundas, o que implica em um soerguimento e abandono da rede de drenagem, associados a uma baixa taxa de agitação sedimentar.

Os lagos retangulares apresentam uma forma geométrica bem definida e estão instalados sobre o ambiente de pântano, obedecendo uma orientação preferencial NE-SW, o que sugere um forte controle tectônico, produto de reativações de antigas estruturas do embasamento cristalino (Plafker, 1964; Allenby, 1988; Dumont, 1993).

2.4.1.6 Depósitos de Planície de Inundação/ Canal Fluvial (QHa)

Estes depósitos estão relacionados às drenagens atuais, caracterizados e identificados como materiais fluviais e/ou flúvio-lacustres das faixas periodicamente inundáveis nas cheias dos rios. Estão relacionados com o posicionamento atual das drenagens, de instalação holocênica, já em condições de clima úmido, condicionadas fortemente por estruturas neotectônicas. Estes sedimentos aluvionares fossilíferos e afossilíferos, frequentemente estão mineralizados a ouro, e alcançam maior expressão ao longo dos canais fluviais e nas planícies de inundação dos rios Guaporé, Mamoré, Madeira e seus afluentes de maior representação.

O padrão de sedimentação fluvial holocênico dos rios amazônicos é caracterizado por depósitos de acreção lateral e vertical extremamente potentes e de evolução muito rápida. Os primeiros incluem barras em pontal, barras de meio de canal e depósitos de carga de fundo. Associado ao ambiente de canal fluvial ocorre o ambiente de planície de inundação, representado por lagos residuais formados pela migração das cristas de acreção lateral das barras, cujos depósitos são originados pelos processos sedimentares atuantes fora dos canais, incluindo os sedimentos mais finos, acumula-

dos durante o transbordamento, e pelos depósitos areno-argilosos de diques marginais.

Os depósitos residuais de canal são compostos por sedimentos de granulometria grossa, conglomeráticos, variavelmente selecionados e precipitados como acumulação nas partes mais profundas dos leitos dos rios. Nos rios de menor porte esses depósitos são menos representativos e estão cobertos por ondas migrantes de leito de canal.

Os depósitos de barra de meandro ou barra em pontal são constituídos por sedimentos arenosos, siltico-argilosos e conglomeráticos, interestratificados e com baixa a média seleção granulométrica, apresentando-se sobrejacentes aos depósitos residuais de canal. De maneira geral as barras de meandro caracterizam-se por materiais que organizam-se segundo uma granodrecrescência vertical, iniciando com camadas arenosas que apresentam estratificação cruzada acanalada e tangencial, estratos horizontalizados nas zonas medianas e camadas de sedimentos finos, siltico-argilosos, no topo.

Os depósitos de barras de canal são acumulações arenosas aflorantes em épocas de estiagem, separando os canais, bem representadas no rio Madeira, que se comporta como um rio meandran-te com alguns segmentos evoluindo para o padrão entrelaçado. Os sedimentos gradam de areia a seixos pequenos, com baixa seleção dos grãos, podendo evoluir até areia fina melhor selecionada. Apresentam estratificação cruzada de médio porte, em geral com sedimentação granodrecrescente.

Os depósitos de diques marginais constituem-se em cordões sinuosos, cuja altura maior desenvolve-se perto da margem do canal, onde formam bancos íngremes e estreitados em direção às bacias de inundação marginais. Na verdade desenvolvem-se sobre as barras e formam-se quando a corrente transborda sobre os bancos. Caracterizam-se pela alternância de camadas de areias finas com sedimentos siltico-argilosos, estes últimos em maior proporção do que aquela encontrada nas barras de meandro. Inundados somente durante poucos dias por ano, permitem o desenvolvimento de vegetação abundante.

Os depósitos de planície de inundação são exclusivamente de granulometria fina (silte e argila), margeando os canais dos rios, apresentando-se como regiões úmidas de densa cobertura vegetal, favorecendo a acumulação de grande quantidade de matéria orgânica. São perfeitamente identificáveis em análise fotogeológica como áreas baixas, de desenho elíptico ou circular e tonalidades escuras. De maneira geral são depósitos constituídos

por sedimentos siltico-argilosos e argilosos, normalmente formando litossomas mais ou menos homogêneos, podendo ocorrer, às vezes, sedimentos areno-siltosos intercalados, representando pequenos canais gerados pelo rompimento do dique marginal (*crevasses*). Estruturalmente podem mostrar laminação plano-paralela com ligeiro decréscimo ascendente na granulometria.

2.5 Evolução Geológica

O quadro geológico da Amazônia brasileira, embora delineado em nível de reconhecimento, apresenta algumas regiões já melhor estudadas, notadamente na Amazônia Oriental. O estado de Rondônia, que abrigou nas duas últimas décadas alguns avanços significativos com relação ao seu conhecimento geológico, principalmente em razão de programas de mapeamento desenvolvidos pela CPRM, somados a alguns trabalhos acadêmicos raros (teses de mestrado e doutorado), somente na segunda metade da década de 90 começa a ter uma melhor definição em nível litoestrutural, litoestratigráfico e tectono-estrutural.

As concepções elaboradas ao longo das três últimas décadas objetivando entender a longa evolução das rochas da Região Amazônica (do Arqueano ao Holoceno), principiaram com Amaral (1974), que subdividiu a Plataforma Amazônica em três províncias: oriental, central e ocidental, cada uma delas com características litológicas, estruturais e geocronológicas próprias. O mesmo autor (1984), aprofundou as suas idéias, utilizando a megacompartimentação definida por Almeida *et al.* (1977) (figura 2.1), propondo a subdivisão das províncias Rio Branco e Tapajós em sub-províncias (figura 2.2). Nestes trabalhos Amaral (1974, 1984) reconheceu: (1) a formação dos complexos metamórficos de alto grau e dos cinturões de rochas verdes nos eventos Guriense (3,4-3,0Ga) e Guianense (2,75-2,50Ga); (2) intensa anatexia, gnaissificação e migmatização no Evento Transamazônico (2,2-1,8Ga); (3) magmatismo e sedimentação em três eventos de ativação ou reativação de plataforma, Paraense (1,75-1,55Ga), Madeirense (1,40-1,25Ga) e Rondoniense (1.050-900Ma); e (4) magmatismo básico no Evento Brasileiro (650-450Ma).

A segunda concepção foi apresentada por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari *et al.* (1996), considerando dados geocronológicos e propondo a

formação de um núcleo arqueano alongado na direção NW-SE (Província Amazônia Central), seguida de retrabalhamento e acresção crustal ao longo dos cinturões móveis (figura 2.28). Estes cinturões foram denominados de Maroni-Itacaiúnas, contornando aquele núcleo a nordeste e noroeste, desenvolvido no Ciclo Transamazônico (2,25-1,90 Ga), e três outros de direção geral NW-SE no lado sudoeste, formados em progressão para sudoeste, Rio Negro-Juruena (1,80-1,55Ga), Rondoniano-San Ignácio (1,45-1,30Ga) e Sunsas (1,25-1,00Ga).

Essas concepções foram utilizadas em diversas interpretações de geologia regional como as de Montalvão *et al.* (1975), Montalvão & Bezerra (1985) e Lima *et al.* (1982).

A terceira concepção foi proposta por Hasui *et al.* (1984) e elaborada por Hasui (1990), Costa & Hasui (1991) e Hasui (1993), considerando informações geofísicas, geológicas e geocronológicas. Segundo os autores acima, a estruturação fundamental da Amazônia consistiria de doze blocos crustais (figura 2.29) constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*, limitados por suturas, a estas associando-se os cinturões de alto grau. Esses blocos teriam se agregado através de colisões diácronas no Arqueano/Paleoproterozóico, compondo parte de um megacontinente. Ainda segundo os mesmos autores, na Região Amazônica incidiram três eventos de tectônica extensional: no Mesoproterozóico/Neoproterozóico, Paleozóico e Mesozóico/Paleogeno, aos quais se relacionam estruturação, embaciamento e magmatismo, com geometrias fortemente controladas pelas estruturas pretéritas. No Neogeno/Quaternário, o regime tectônico é do tipo transcorrente, relacionado à rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

Hasui (1996), Costa (1996) e Costa & Hasui (1997), expuseram suas idéias sobre a evolução geológica da Região Amazônica à luz dessa última concepção.

Um quarto modelo geotectônico é discutido por Sadowski & Bettencourt (1994), para explicar uma "vizinhança", no final do Mesoproterozóico, entre o Cráton Amazônico e terrenos da Faixa Grenvilliana (figuras 2.30 e 2.31), mais especificamente entre os cinturões móveis Rondoniano-San Ignácio e Sunsas e o Cinturão Grenville. Segundo estes autores tal evento compreenderia as seguintes etapas: 1) 1,5-1,4Ga – soerguimento seguido de fragmentação e injeção de magmas graníticos evoluindo até o estágio de formação de crosta oceânica; 2)

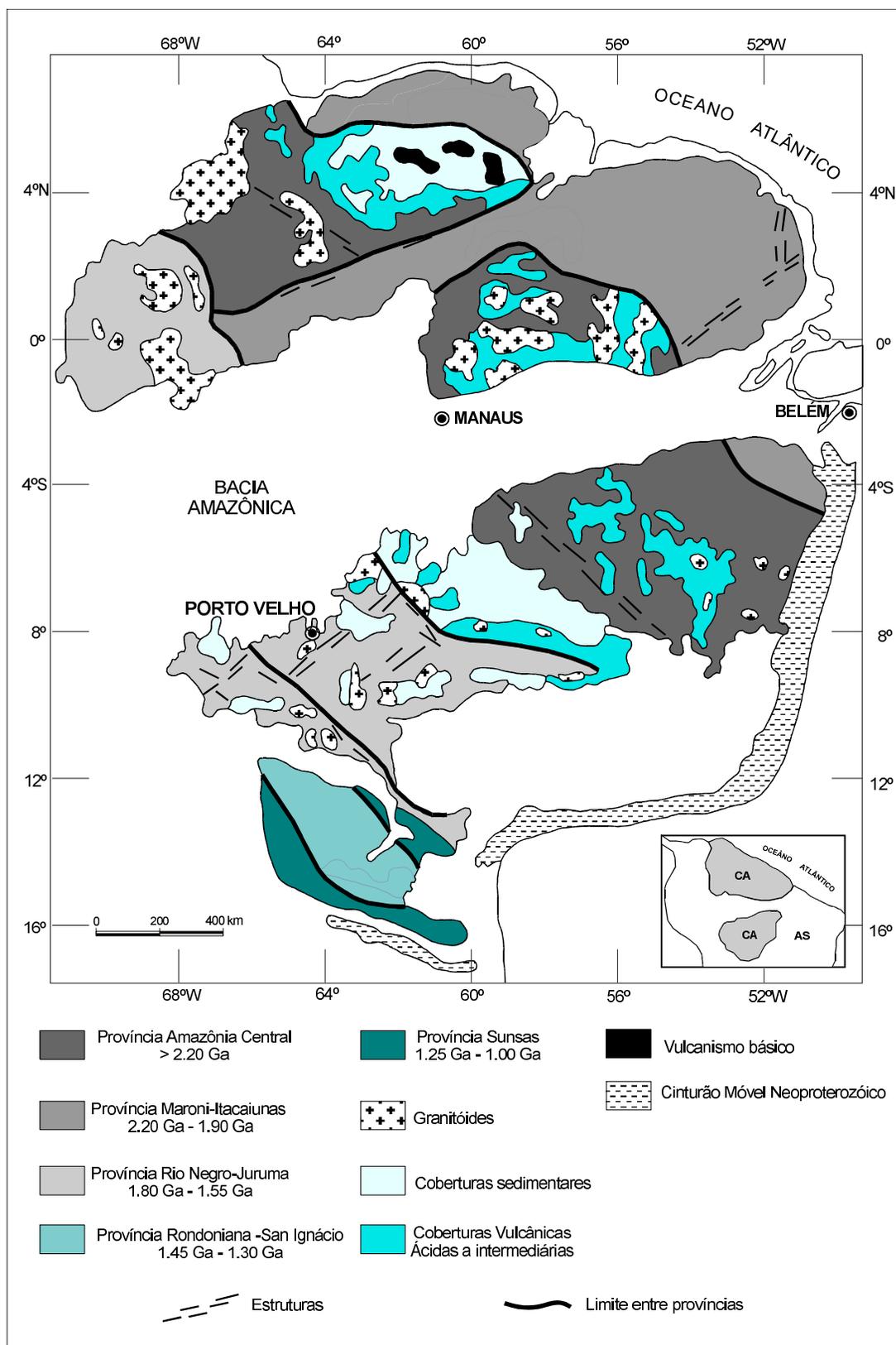


Figura 2.28 – Mapa esquemático do Cráton Amazônico mostrando as províncias geocronológicas/tectônicas e seus limites hipotéticos (modificado de Teixeira et al., 1989).

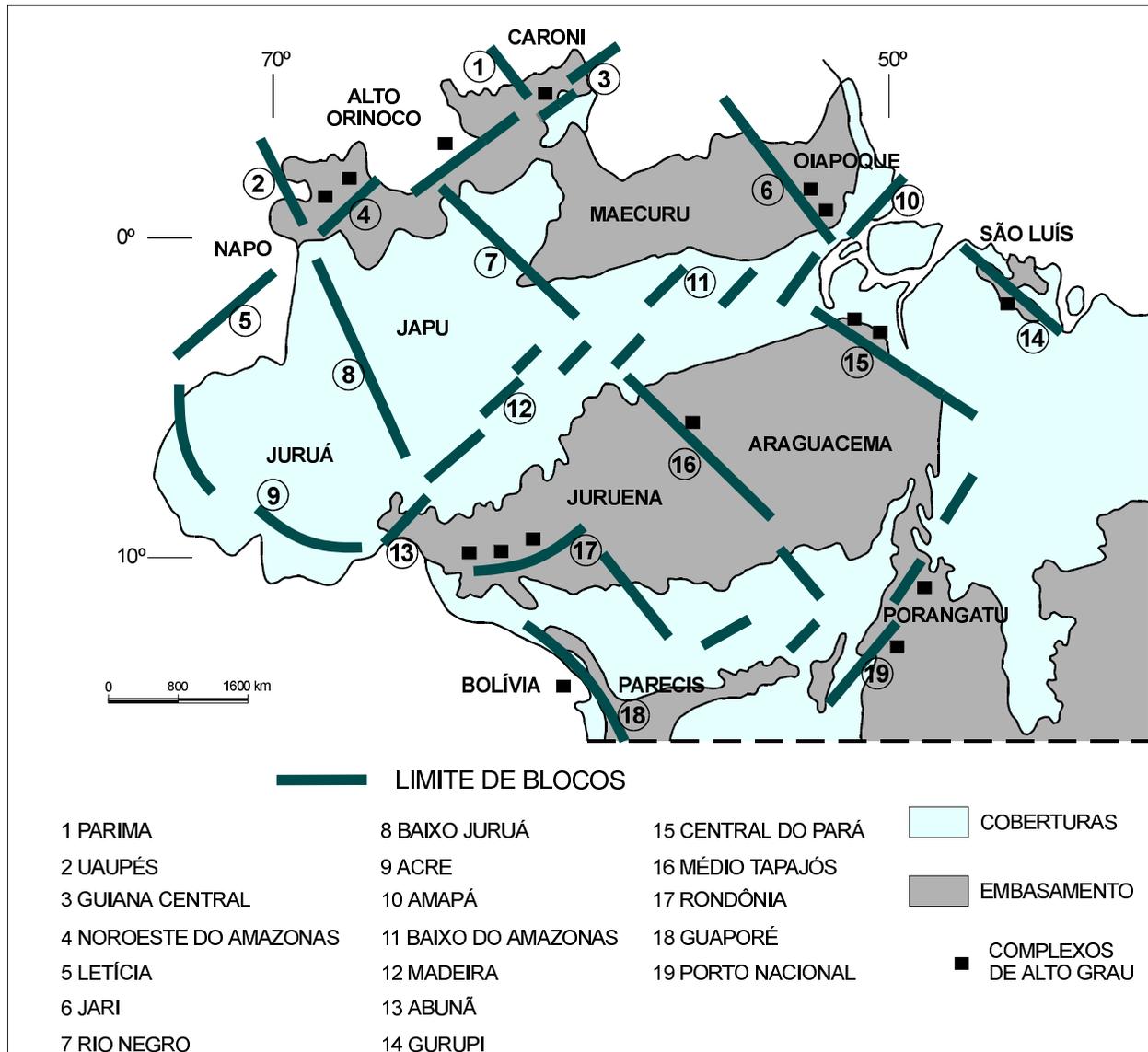


Figura 2.29 – Blocos crustais da Região Amazônica no Brasil. (Hasui et al., (1984).

1,4-1,3Ga – início do processo de subducção; 3) 1,3-1,2Ga – progressão da subducção e deformação das rochas do Grupo Sunsas e Aguapeí seguida de formação do Arco Magmático Sunsas (entre 1,2 e 1,1 Ga); 4) formação do Cinturão Grenville, com a colisão expressa por duas fases de dobramentos e zonas de cisalhamento transcorrentes.

Sato & Tassinari (1997), objetivando definir os principais eventos de acreção manto-crosta continental no Cráton Amazônico com base em idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}), concluem que:

- na Província Geocronológica Rio Negro/Juruena as acreções juvenis aconteceram desde 2,2 até 1,7Ga;

- na Província Geocronológica Rondoniana/San Ignácio as idades T_{DM} variaram entre 2,08 e 1,67 Ga, com padrões isotópicos muito similares aos da Província Rio Negro/Juruena, sugerindo a participação de rochas dessa última província como protólitos de parte das rochas da Província Rondoniana/San Ignácio;
- na Província Sunsas metabasaltos e anfibolitos mostraram no diagrama ϵ_{Nd} versus tempo geológico, que houve significativos eventos de acreção juvenil em torno de 1,2 - 1,0Ga;
- o principal período de acreção continental ocorreu no Paleoproterozóico, entre 2,2 e 2,0Ga (60% do volume da crosta).

Em acréscimo aos estudos baseados em dados isotópicos que culminaram com as interpretações de Sato e Tassinari acima condensadas, julgamos importante incluir algumas considerações sobre os “marcadores” ígneos e sedimentares, importantes elementos para o entendimento da história geológica regional:

- a Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,60 - 1,55 Ga) relaciona-se aos estágios finais (granitóides tardi a pós-tectônicos) da evolução do cinturão móvel de idade Rio Negro/Juruena;
- as suítes intrusivas Santo Antônio, Teotônio e Alto Candeias – 1,4 a 1,35Ga (incluindo os char-

nockitos, mangeritos e básicas associadas) podem estar relacionadas com rifteamentos e extensão crustal principal que precedeu à abertura oceânica que marca o início do Ciclo Orogênico Rondoniano/San Ignácio. Esta extensão foi também acompanhada pela deposição das coberturas vulcano-sedimentares do Grupo Beneficente;

- a Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas (1,3 – 1,25Ga) pode ser relacionada ao período distensional do final do Ciclo Rondoniano/San Ignácio ou pode estar associada às fases distensionais iniciais do Ciclo Sunsas;

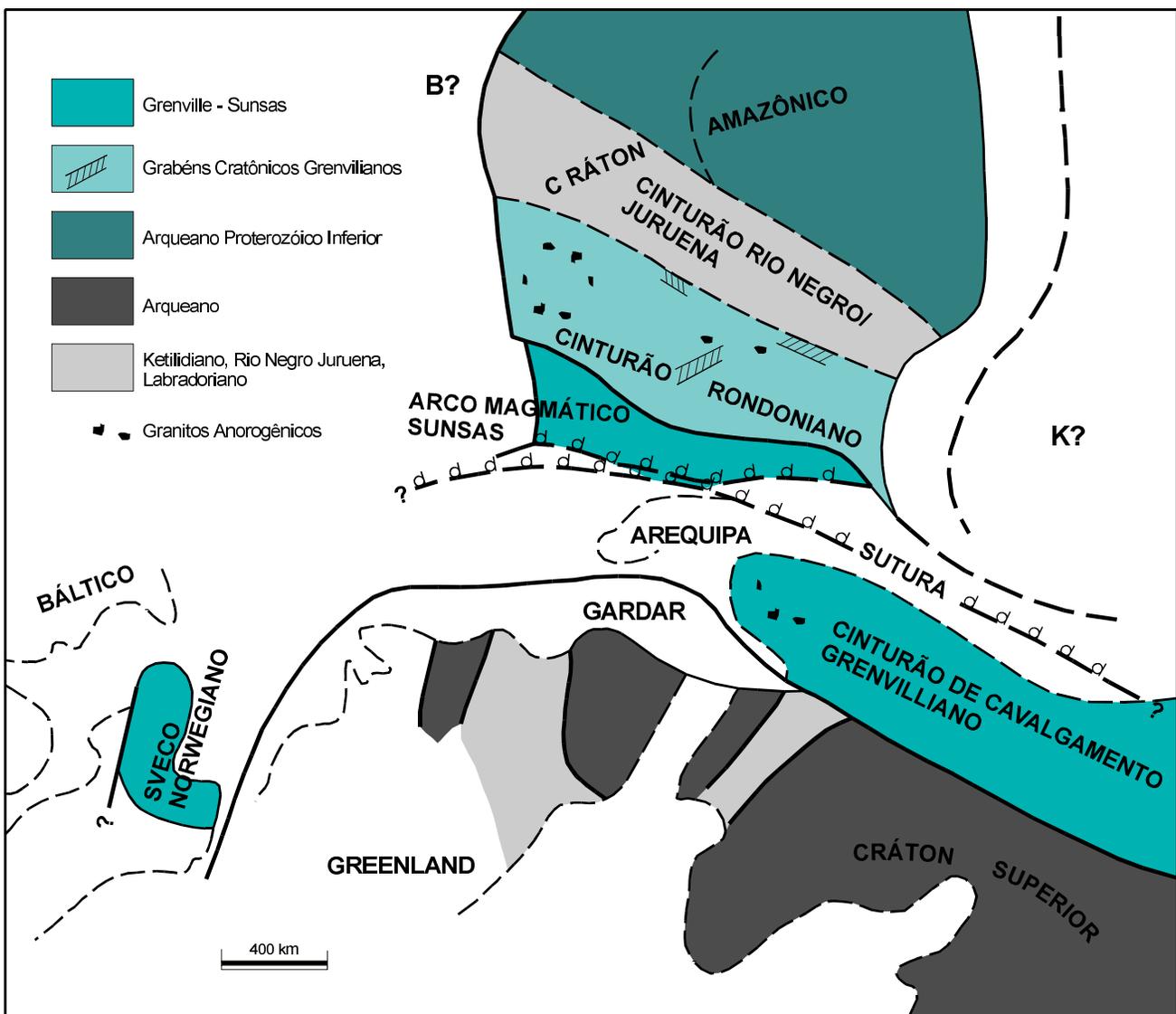


Figura 2.30 – Modelo tectônico do ajuste antigo entre Laurásia e Amazônia. Geometria modificada de Dalziel (1992).

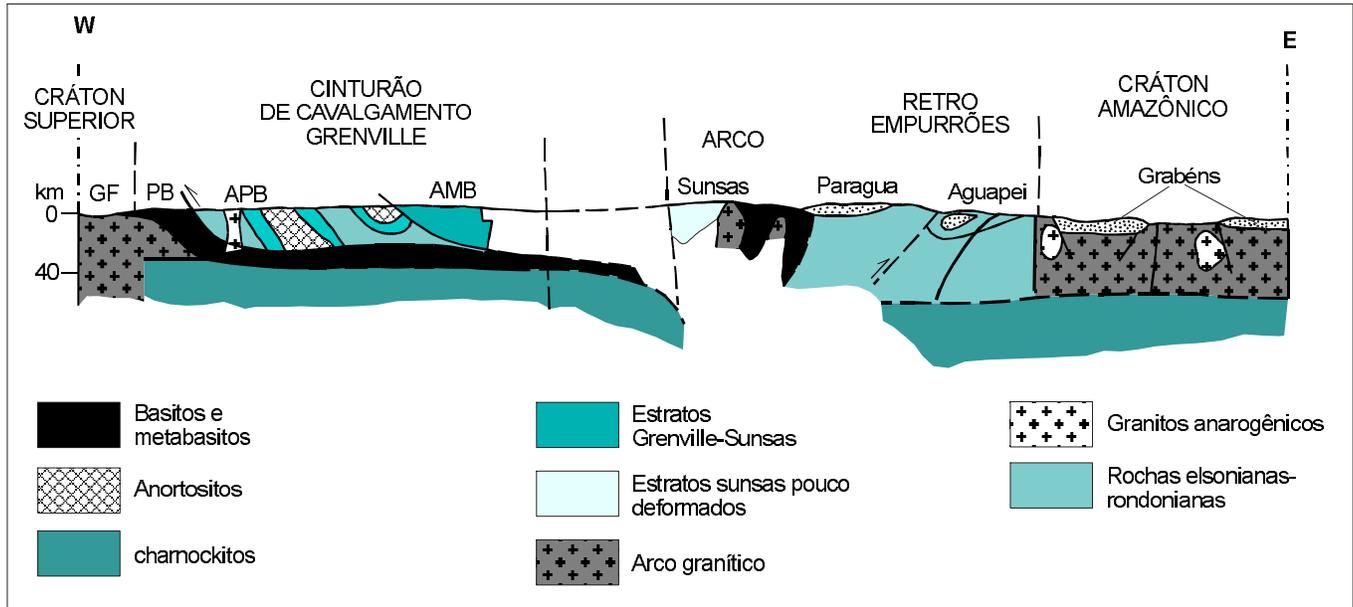


Figura 2.31 – Seção geológica da suposta montagem da Laurásia com a Amazônia, com base nos dados disponíveis (Sadowski e Bittencourt, 1994).

- o início do Ciclo Orogênico Sunsas caracterizou-se por uma importante distensão crustal que precedeu a abertura do oceano grenvilliano, seguido por um episódio magmático com assinatura geoquímica compatível com os granitóides intraplaca do Fanerozóico e dos granitos tipo A (Suíte Intrusiva São Lourenço/Caripunas – 1,3 a 1,25Ga). As coberturas supracrustais dessa fase inicial são representadas pela Seqüência Meta-vulcano-Sedimentar Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (deformação principal ligada à inversão das bacias e metamorfismo em fácies anfíbolito em torno de 1,15Ga). A Suíte Granítica Rio Pardo, Suíte Intrusiva Santa Clara, Suíte Ígnea Costa Marques e os *Younger Granites* de Rondônia estão ligados diretamente a importantes sistemas transpressivos e transtrativos, em condições dúcteis nos domínios Nova Brasilândia e Roosevelt e rúpteis nos domínios Central de Rondônia e Ariquemes-Porto Velho. Estas estruturas são uma resposta à fase colisional do final do Ciclo Sunsas ao longo do seu *front*, que corresponde, principalmente, à região sul/sudeste do estado de Rondônia. As fases distensivas finais, quasi-cratônicas relacionadas a este ciclo são representadas pelas coberturas sedimenta-

res do tipo Palmeiral e Prosperança (molassóides?).

Os recentes trabalhos de campo, desenvolvidos pela equipe da Residência de Porto Velho, como parte integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, foram conduzidos com ênfase nas correlações entre as diferentes deformações (feitas com base no estilo estrutural-cinemático) e que somados às novas informações de petrologia, geocronologia isotópica e petrografia microscópica, permitiram incorporar um considerável acervo de dados capaz de dar início efetivo a um processo consistente de interpretação geológica.

Apesar do importante acréscimo qualitativo e quantitativo representado pelos novos dados obtidos na década de 90, é difícil fugir da constatação de que as informações disponíveis possibilitam apenas traçar uma cronologia de eventos tectono-metamórficos em nível preliminar, ainda insuficientes para definir modelos em bases sólidas e estabelecer limites paleogeográficos relativamente seguros.

A partir destas considerações e da integração dos novos dados de campo levantados nos últimos anos, os estágios iniciais da história geológica pré-

cambriana da porção sudoeste do Cráton Amazônico remontam aos períodos Riáciano (1,8Ga) e Orosiriano (2,05Ga) do Paleoproterozóico, caracterizados por processos de aglutinação de massas crustais continentais, com o fechamento de muitos oceanos e ambientes deposicionais conexos. Os litótipos do Complexo Jamari podem se constituir nos representantes dos antigos processos acrescionários, precursores dos cinturões móveis mesoproterozóicos, porém estes terrenos ainda carecem de melhor definição com relação às suas associações ígneas típicas (TTGs ?) e também em relação aos limites de aglutinação dos blocos.

A anatomia do cinturão móvel mais antigo – 1,8Ga a 1,55Ga (Rio Negro/Juruena de Tassinari *et al.*, 1996) e seus limites geológico/geográficos são de reconstituição muito difícil. Embora falte uma série de características esperadas para um cinturão móvel do tipo convencional (assembléias litológicas, polaridade metamórfica e química etc.) permanecendo, portanto, questionável a sua evolução a partir de uma sucessão de arcos magmáticos, consideramos como válido, apesar das suas limitações, o modelo proposto pelo autor acima citado e que, apesar dos dados isotópicos admitirem esta linha de raciocínio, tendo em vista a expressiva acreção de material juvenil neste intervalo de tempo, um modelo de colisão continental deveria ser testado, como já alertam Dall'Agnol *et al.* (1987). A utilização de métodos estruturais e estratigráficos permitiu definir os principais tipos de mega-unidades que o constituiriam:

- uma unidade de embasamento (Complexo Jamari), caracterizada por uma evolução mais complexa, tipicamente policíclica, reunindo diferentes protólitos e subunidades plutônicas e supracrustais;
- um conjunto de metassupracrustais – 1,7Ga a 1,6Ga, Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (cobertura deformada);
- uma ou mais gerações de rochas (meta) plutônicas (Suíte Intrusiva Serra da Providência – 1,6Ga a 1,55Ga), intrusivas na unidade supracrustal (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru);
- um quarto tipo de componente incluiria seqüências supracrustais não ou pouco deformadas pelo último evento orogênico (depósitos molássicos) ainda não reconhecidas.

No intervalo de 1,45Ga a 1,25Ga passou a incidir na região o regime direcional (associado à Orogênese Rondoniana/San Ignácio ?) que responde pela propagação dos sistemas transcorrentes sinistrais Ji-Paraná e Ouro Preto, ao longo dos quais desen-

volveram-se duplexes transpressivos simétricos e assimétricos fortemente controlados pelas formas dos corpos graníticos e charnockíticos (figura 2.32). O binário sinistral tinha orientação em torno da direção NNW-SSE, implicando em componente transpressiva de direção aproximada E-W. As direções E-W também correspondem às principais estruturas extensionais, algumas delas instaladas em descontinuidades herdadas de eventos anteriores, com a forma de *boomerang* de concavidade virada para sul. Essa movimentação (associada à Orogenia Rondoniana-San Ignácio ?) foi acompanhada de transformações minerais em fácies anfíbolito alto ao longo das zonas de cisalhamento transcorrente -mestras e dos cavalgamentos dúcteis.

No intervalo de 1,2 a 1,1Ga admite-se, para a região, a incidência de um regime extensional responsável pela deposição da Seqüência Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná (ambas em condições marinhas), numa primeira etapa e, posteriormente, pela Formação Palmeiral (condições continentais) e Grupo Sunsas, e pela geração dos produtos ígneos da Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal, Formação Nova Floresta, das suítes Santa Clara, Costa Marques, Rio Pardo e dos *Younger Granites* de Rondônia. As informações sobre a natureza e distribuição das seqüências sedimentares sugerem a existência de uma ampla bacia nessa época, cujos limites ainda não foram restaurados. Os estudos petrográficos das rochas sedimentares, voltados para a caracterização da área-fonte dos sedimentos (Bahia, 1996) sugerem que os constituintes litológicos da Formação Palmeiral são provenientes de um embasamento soerguido, que deveria estar capeado por seqüências vulcano-sedimentares, constituídas por camadas dominadas por quartzo arenitos intercalados com derrames de rochas vulcânicas ácidas (Bahia & Pedreira, 1998).

O último período de movimentação no Proterozóico, entre 1,1 e 0,95Ga, está relacionado a um regime possivelmente associado à Orogenia Sunsas, com um binário sinistral em torno da direção E-W, implicando em componente transpressiva de direção aproximada SW-NE (figura 2.33). Essa movimentação, igualmente acompanhada de transformações minerais em fácies anfíbolito, subordinadamente xisto-verde alto, é preferencialmente direcional e responde pelas zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem os sistemas Rio Formoso, Rio Roosevelt e Rio Branco/Alta Floresta, que afetam as rochas do Complexo Jaru, Grupo Beneficente, Seqüência Nova Brasilândia e os maciços relacionados às suítes Alto Candeias e Rio Pardo.

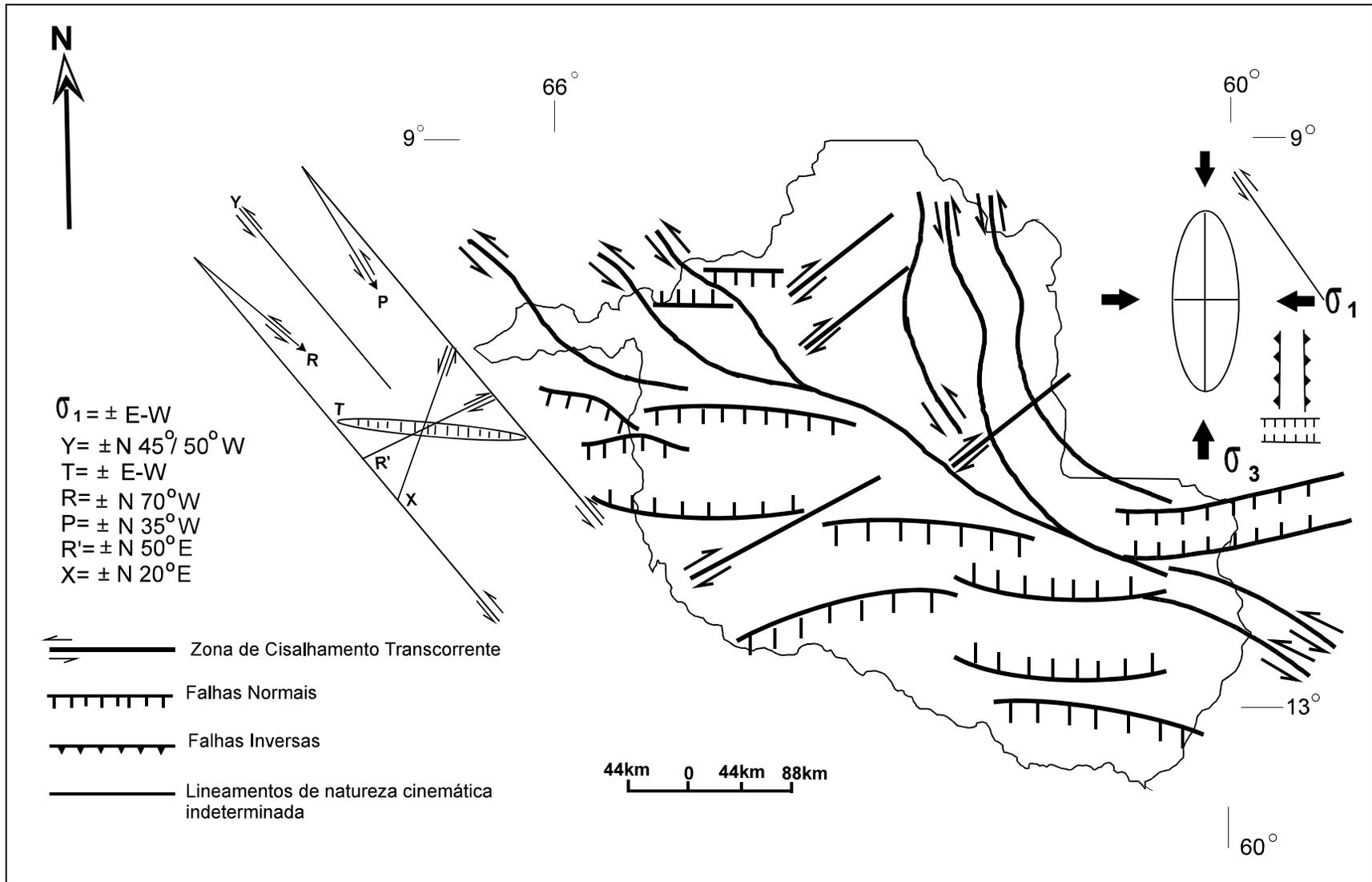


Figura 2.32 – Quadro tectônico mesoproterozóico (1,45 - 1,25Ga), campo tensional proposto e principais megaestruturas associadas (Scandolara, 1998, no prelo).

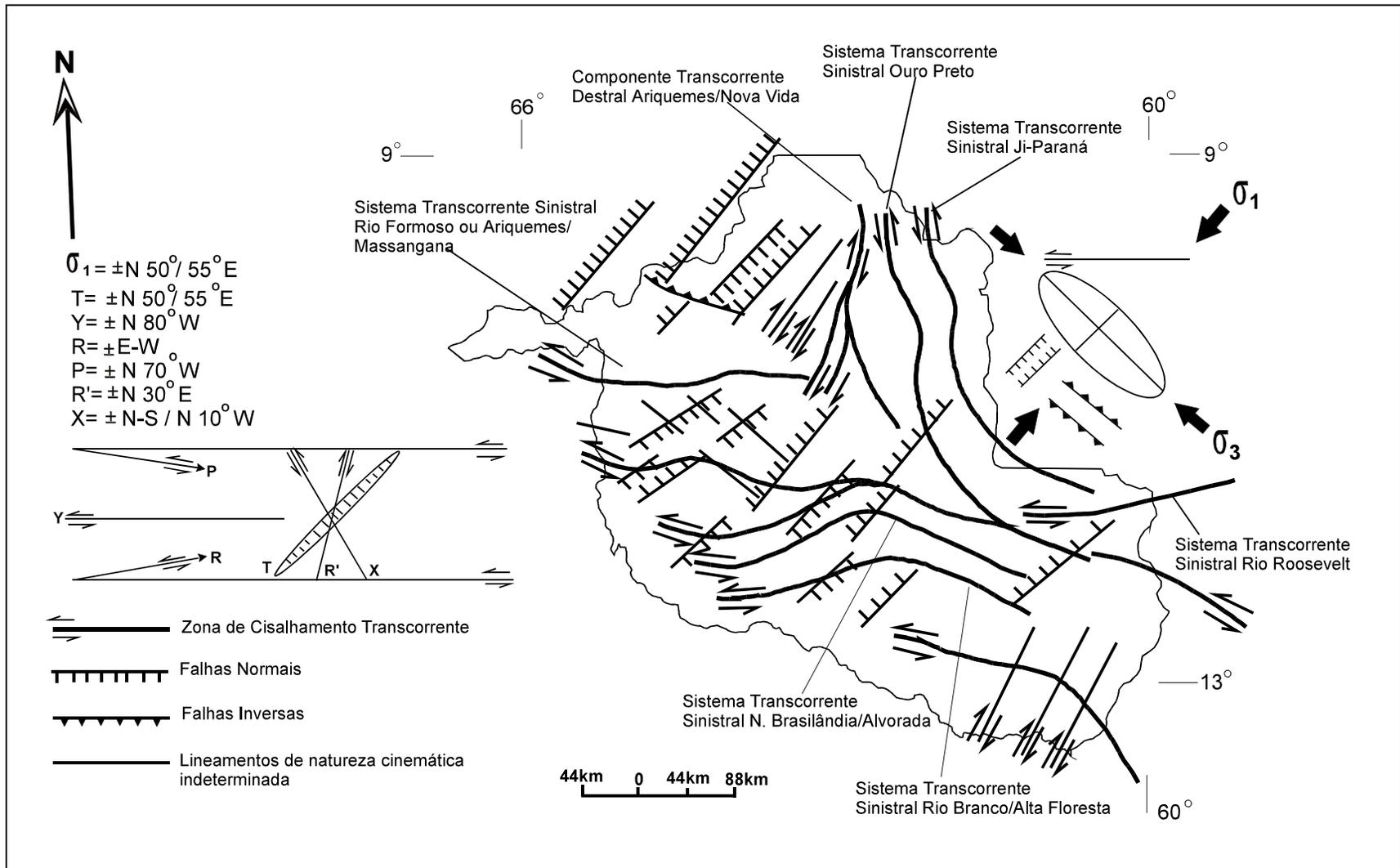


Figura 2.33 – Quadro tectônico meso/neoproterozóico (1,1 - 0,95Ga), campo tensional proposto e principais megaestruturas associadas (Scandolara, 1998, no prelo).

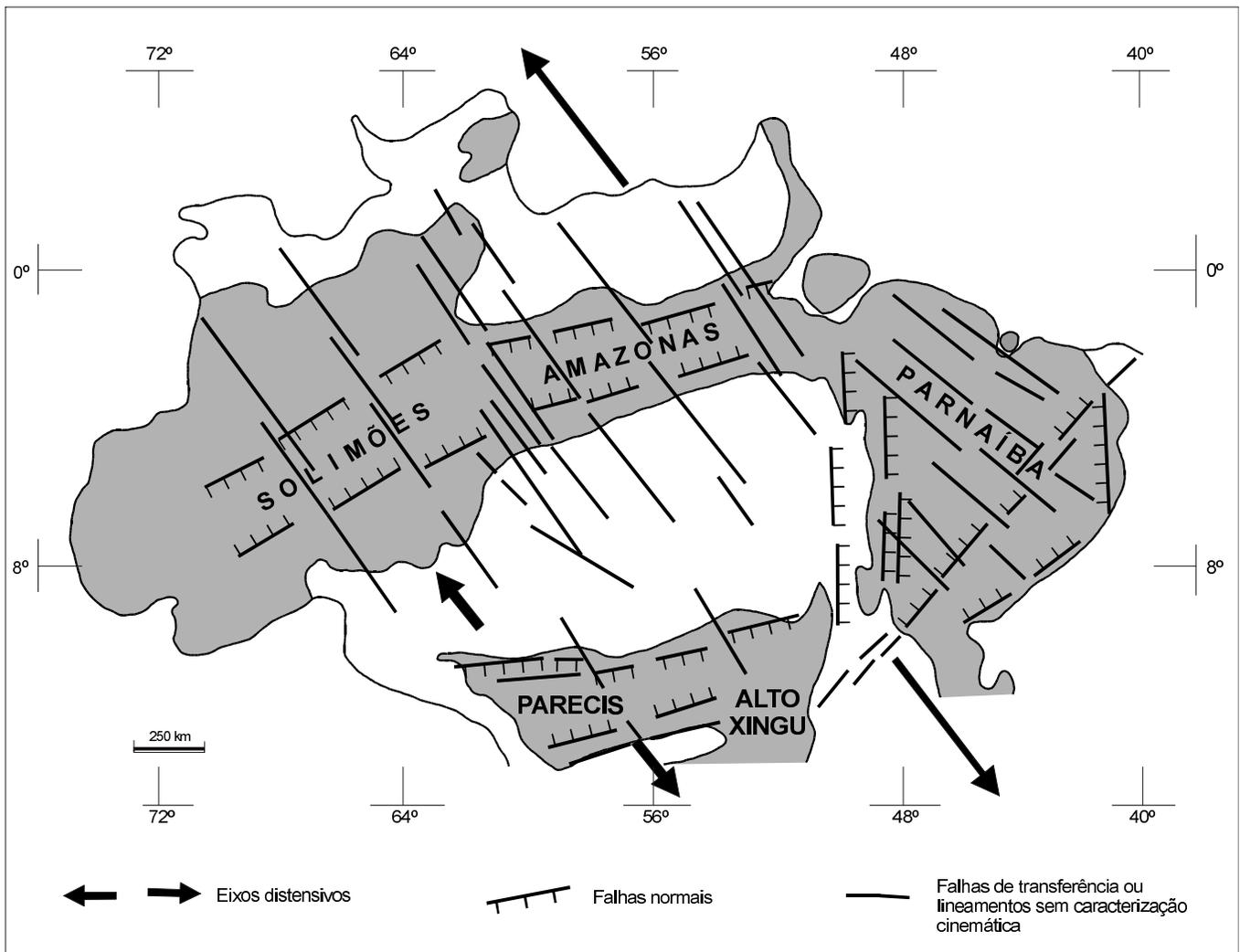


Figura 2.34 – Quadro tectônico paleozóico (adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).

Em território boliviano estão sendo apontadas zonas de cisalhamento transcorrentes, que afetam inclusive os sedimentos do Grupo Sunsas (Silva e Rizzotto, 1996), que poderiam ser correlacionadas a esse pulso deformacional.

No Paleozóico a Região Amazônica foi afetada por outro importante evento extensional (Costa e Hasui, 1997), resultando no desenvolvimento das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba, Alto Xingu e Parecis (figura 2.34).

A Bacia dos Parecis (Siqueira, 1989), anteriormente denominada Parecis-Alto Xingu (Schobbenhaus *et al.*, 1981) constitui-se em uma estrutura alongada na direção W-E, com dimensão maior de 1.250km, ocupando uma área aproximada de 450.000km² distribuída pelos estados de Rondônia

e Mato Grosso. Apesar da inexistência de estudos tectônicos apurados na Bacia dos Parecis, presume-se que sua estruturação geral seja fortemente controlada por linhas de fraqueza proterozóicas, cujas reativações ao lado de mudanças eustáticas do nível do mar e efeitos climáticos regionais e locais, verificados durante a história deposicional da bacia, influenciaram fortemente a sedimentação dando lugar a discordâncias regionais e freqüentes mudanças de fácies e de espessura de sedimentos.

Análise efetuada por Siqueira (1989) a partir da integração e interpretação de dados e informes geológicos relativos ao período 1974 a 1982, permitiu concluir que a bacia anteriormente tida como pouco profunda, portadora de depósitos domi-

nantemente continentais e tectonismo suave, pas-
 sasse a ser considerada de subsidência pro-
 longada e marcada por influência marinha no Pale-
 ozóico. Revelou, também, ser uma bacia dotada de
 atividade tectônica significativa em que a ascensão
 dos arcos ou altos estruturais internos de Vilhena e
 Serra Formosa promoveu sua compartimentação
 em três sub-bacias nomeadas, de oeste para leste,
 Rondônia, Juruena e Alto Xingu (figura 2.34b).

A evolução da Bacia dos Parecis apresenta um
 preenchimento de sedimentos, em sua maior par-
 te, considerados como paleozóicos e, secundari-
 mente, mesozóicos e cenozóicos. Adicionalmen-
 te inclui derrames de basalto, diques e soleiras de
 diabásio e chaminés kimberlíticas do Juro-Cretá-
 ceo (vide figura 2.34a).

A história geológica dos *grabens* de Pimenta
 Bueno e Colorado principia com os movimentos

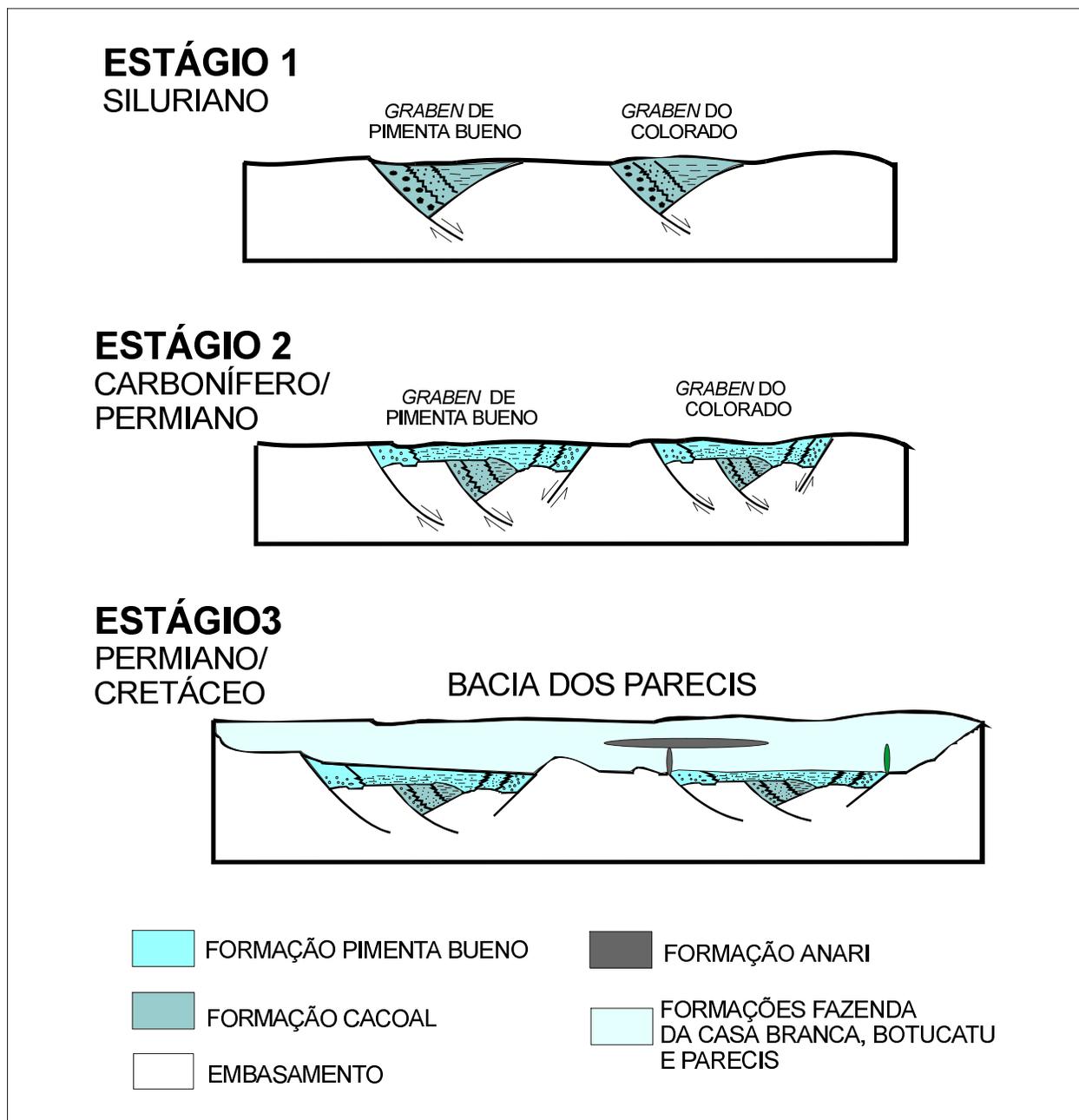


Figura 2.34a – Evolução da Bacia dos Parecis (grupos Primavera e Vilhena) do Paleozóico ao Mesozóico (Quadros et al., 1998).

tectônicos paleozóicos, condicionada a dois estágios distintos, caracterizados por seqüências sedimentares do tipo *rift*, evoluindo no final deste período e início do Mesozóico, para um terceiro estágio, do tipo pós-*rift*, com a deposição das seqüências sedimentares que constituem a Bacia dos Parecis propriamente dita, classificada como sinéclise interior (Pedreira, 1998 e Quadros *et al.*, 1998).

Durante o primeiro estágio foram depositados os sedimentos pertencentes à Formação Cacoal (conglomerados, arenitos, calcários e folhelhos), em ambientes sedimentares do tipo leque aluvial, fluvial, lacustre e restritamente deltaico. O segundo estágio está representado pelos sedimentos da Formação Pimenta Bueno (diamictitos, conglomerados, arenitos e folhelhos) depositados em ambientes do tipo leque aluvial, fluvial entrelaçado e glacial (depósitos de geleiras). No terceiro estágio depositaram-se em uma ampla região os sedimentos das formações Fazenda da Casa Branca, Botucatu e Parecis, constituídos por conglomerados, arenitos e pelitos, relacionados a um sistema desértico, com fácies fluviais, de dunas e lacustres.

A evolução mesozóica é contada pelos processos que culminaram com a abertura do oceano Atlântico e separação dos continentes sul-america-

no e africano. Tais processos impuseram desnivelamentos de blocos, gerando altos e depressões, sedimentação e magmatismo (Almeida, 1986). Na Região Amazônica resultou no desenvolvimento de dois compartimentos cinematicamente distintos (Costa e Hasui, 1997), mostrados na figura 2.35. No compartimento ocidental estão instaladas as depressões ao longo das áreas das bacias do Solimões, Amazonas e Parecis, e a Bacia do Tacutu, desenvolvidas a partir de um eixo extensional de direção NW-SE.

Na Bacia dos Parecis os indícios da reativação tectônica relacionada à abertura do Atlântico estão representados pela superposição de falhas e fraturas orientadas WNW e NE e pelo magmatismo jurocretáceo, acompanhados por uma sedimentação de caráter continental fluvial e eólico.

A evolução paleogeográfica cenozóica começa a ser escrita, efetivamente, pelos movimentos neotectônicos que se desenvolveram após o período de estabilidade do Oligoceno (a figura 2.25 mostra a distribuição dos principais elementos do quadro amazônico, enquanto a figura 2.26 mostra um esboço preliminar do quadro neotectônico do estado), com a geração de vários tipos de estruturas que afetaram as rochas pré-cambrianas, paleozói-

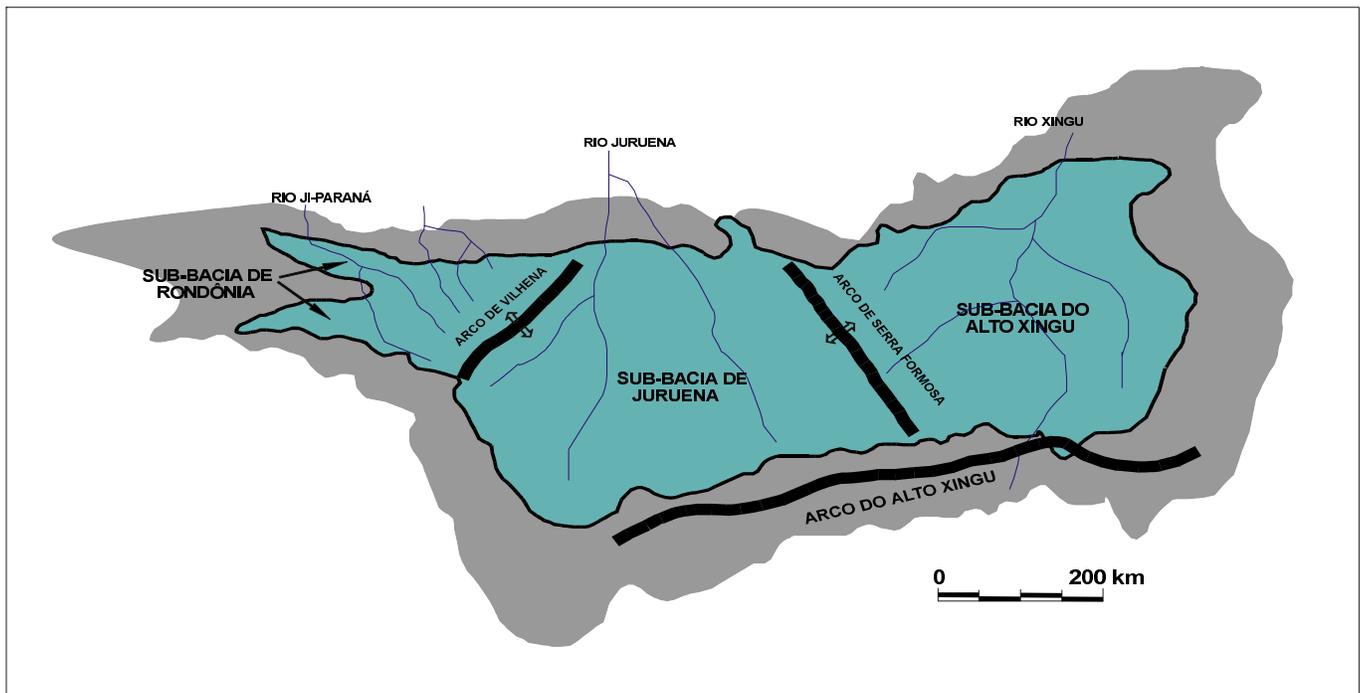


Figura 2.34b – Compartimentação da Bacia dos Parecis (Siqueira, 1989).

cas e mesozóicas que constituem o arcabouço litológico regional, controlando a deposição de sedimentos e influenciando decisivamente no desenvolvimento dos sistemas de relevo e drenagem hoje observados.

Reconhecem-se áreas transpressivas e transtensivas, geradas por dois eventos principais de movimentação do Mioceno/Plioceno e do Pleistoceno Superior/Recente, com a retomada, em algumas áreas, de linhas de fraqueza antigas, especialmente suscetíveis a reativações, caracterizando um quadro proeminente de tectônica ressurgente (nos moldes do que apregoa Hasui, 1990).

No Mioceno/Plioceno um campo tensional (possivelmente relacionado à tectônica andina) com tensor principal posicionado segundo uma direção NE-SW (figura 2.36), gerou importantes estruturas extensionais com direções em torno de NE-SW, responsáveis pelo abatimento de blocos nas regiões

norte/noroeste e sul/sudoeste do estado, com a geração de importantes depocentros e regiões peneplanizadas. Este mesmo evento foi o responsável pela geração de importantes estruturas transpressivas e transtensivas de direções N-S e NW-SE.

O modelo neotectônico admitido para o Pleistoceno/Recente considera a atuação de um vetor compressivo NW/SE (vide figura 2.37), responsável pelo estabelecimento de um binário transcorrente dextral com direção geral E-W (gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste), lineamentos transtensivos dextrais NE-SW, falhas normais de direções em torno de NW-SE e falhas inversas NE-SW. São marcantes nessa última etapa o abatimento expressivo de várias regiões (baixo Madeira, região do baixo rio Ji-Paraná e todo o "vale do Rio Guaporé"), com marcantes anomalias na morfologia e morfometria das redes de drenagem que constituem os sistemas deposicionais fluviais destes domínios.

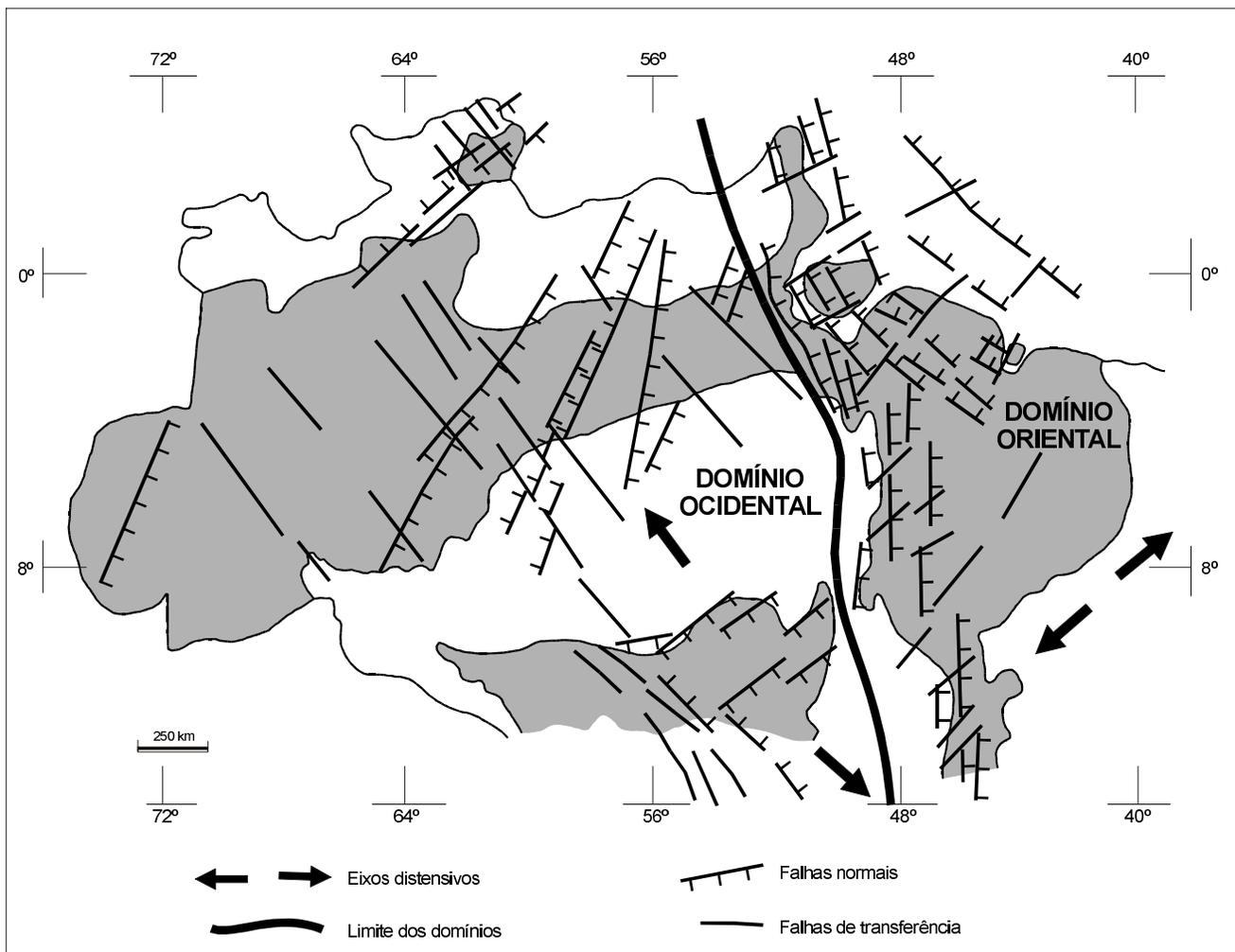


Figura 2.35 – Quadro tectônico mesozóico (adaptado e expandido de Costa e Hasui, 1997).



Figura 2.36 – Quadro tectônico proposto para o Mioceno/Plioceno, principais estruturas geradas e campo tensional admitido para a região do estado de Rondônia (Scandolara, 1998, no prelo).



Figura 2.37 – Quadro tectônico proposto para o Pleistoceno Superior / Recente, principais estruturas geradas e campo tensional

3

RECURSOS MINERAIS

O estado de Rondônia detém um substrato geológico que demonstra potencialidade para uma vasta gama de recursos minerais economicamente aproveitáveis. A produção mineral presentemente avaliável advém da extração de recursos que podem ser simplificada e enquadrados na condição de substâncias metálicas e não-metálicas, perfazendo um total de 246 jazimentos extraídos da Base META da CPRM, que fundamentam o presente texto por representarem as principais ocorrências, de um total de 985 indicações (a maioria classificadas como indícios e observações “indiretas”) relacionada no referido documento (listagem anexa).

No agrupamento das substâncias metálicas destacam-se os depósitos de ouro, estanho, ferro e manganês, que constituem 85% do total dos recursos do estado de Rondônia. As substâncias não-metálicas perfazem os restantes 15% dos jazimentos minerais cadastrados e incluem depósitos de diamante, ametista, berilo, água-marinha, argila, areia, cascalho, granito, gnaíse, gabro e calcário, segundo mostra a figura 3.1, enquanto na figura 3.2 constam suas localizações.

3.1 Substâncias Metálicas

3.1.1 Ouro

Os depósitos auríferos englobam jazimentos secundários (ouro aluvionar e/ou associado a coberturas terciário-quadernárias) e primários, quando o metal hospeda-se em rochas evoluídas durante os eventos tectono-metamórficos relacionados aos ciclos orogênicos proterozóicos.

Os registros de jazimentos de ouro primário representam 57% dos depósitos auríferos, enquanto os jazimentos aluvionares perfazem 34% e os sedimentos terciário-quadernários 9%. A distribuição das ocorrências de ouro nas diversas unidades litestratigráficas individualizadas no Mapa Geológico do Estado de Rondônia pode ser graficamente visualizada na figura 3.3.

A Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia (Mnb), que engloba a maior parte das ocorrências de ouro cadastradas, é constituída por uma associação de micaxistos, sillimanita xistos, paragnaisse, anfíbolitos, metabasitos, quartzitos, metatufos ácidos, calcissilicáticas, metavulcânicas

ácidas, tremolita xistos, filitos e formações ferríferas bandadas, metamorfizadas predominantemente na fácies anfibolito, localizadamente xisto-verde. Neste contexto, Silva & Rizzotto (1994) registraram mineralizações auríferas primárias hospedadas em associações metamórfico-hidrotermais representadas por quartzitos e *metacherts*, designadas como "hidrotermalitos quartzosos"; a mineralização, no caso, instala-se em fraturas de extensão condicionadas a zonas retrometamorfizadas na fácies xisto-verde. Esses autores acrescentam que a associação mineral faz-se representar por pirita, calcopirita, arsenopirita, óxidos de ferro e manganês, turmalina e rutilo.

Seqüências vulcano-sedimentares metamorfizadas em condições de baixo grau constituem um importante metalotecto para depósitos auríferos. No caso da Seqüência Nova Brasilândia, a potencialidade para tais concentrações minerais é ressaltada como decorrência do ambiente geotectônico no qual a unidade se instalou e da evolução tectono-metamórfica superimposta, que resulta numa estruturação marcada por zonas de cisalhamento contracionais e transcorrentes, às quais se associam processos de retrometamorfismo e/ou metamorfismo hidrotermal, que favorecem a reconcentração das substâncias metálicas entre as quais o ouro, através da percolação de fluidos hidrotermais. As ocorrências cadastradas na região de

Nova Brasilândia registram nitidamente o relacionamento genético dos jazimentos com processos de alteração hidrotermal condicionados a zonas de cisalhamento transcorrentes.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú (PMj) envolve ortognaisses cuja composição varia de granítica a charno-enderbítica, gnaisses bandados orto e paraderivados generalizadamente migmatizados, anfibolitos e granulitos; os jazimentos auríferos inseridos no contexto desta unidade hospedam-se persistentemente nas associações litológicas que representam fatias de supracrustais tectonicamente posicionadas no domínio de ortognaisses paleo / mesoproterozóicos. Tais supracrustais englobam kinzigitos, biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas e xistos, que materializam uma associação metalogenética passível de ser interpretada como uma seqüência metavulcano-sedimentar de alto grau metamórfico, cuja relação com os ortognaisses adjacentes não se encontra ainda adequadamente definida. Por outro lado, a associação do ouro com turmalina em concentrados de bateia, na região de Abunã (Adamy & Romanini, 1990), é indicativa de relacionamento genético com veios quartzo-turmaliníferos representantes de processos hidrotermais; na mesma região, a associação ouro / zircão / topázio / cassiterita / wolframita sugere relação com corpos graníticos intrusivos no Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú.

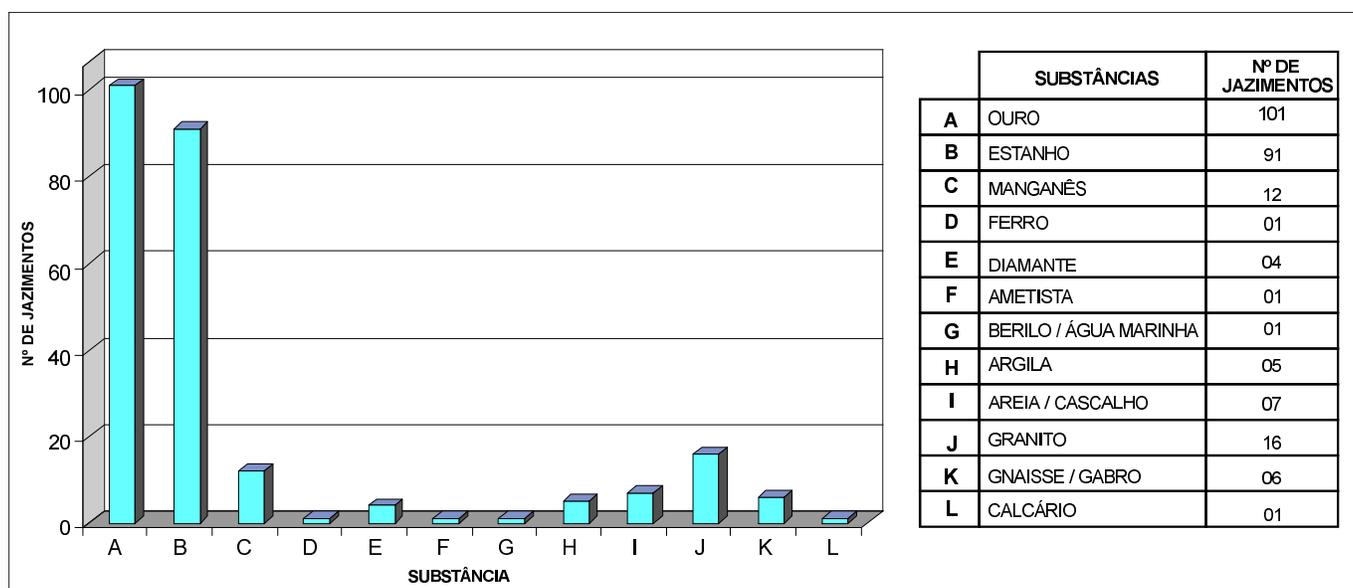


Figura 3.1 – Distribuição do número de jazimentos por substância / grupo de substâncias.

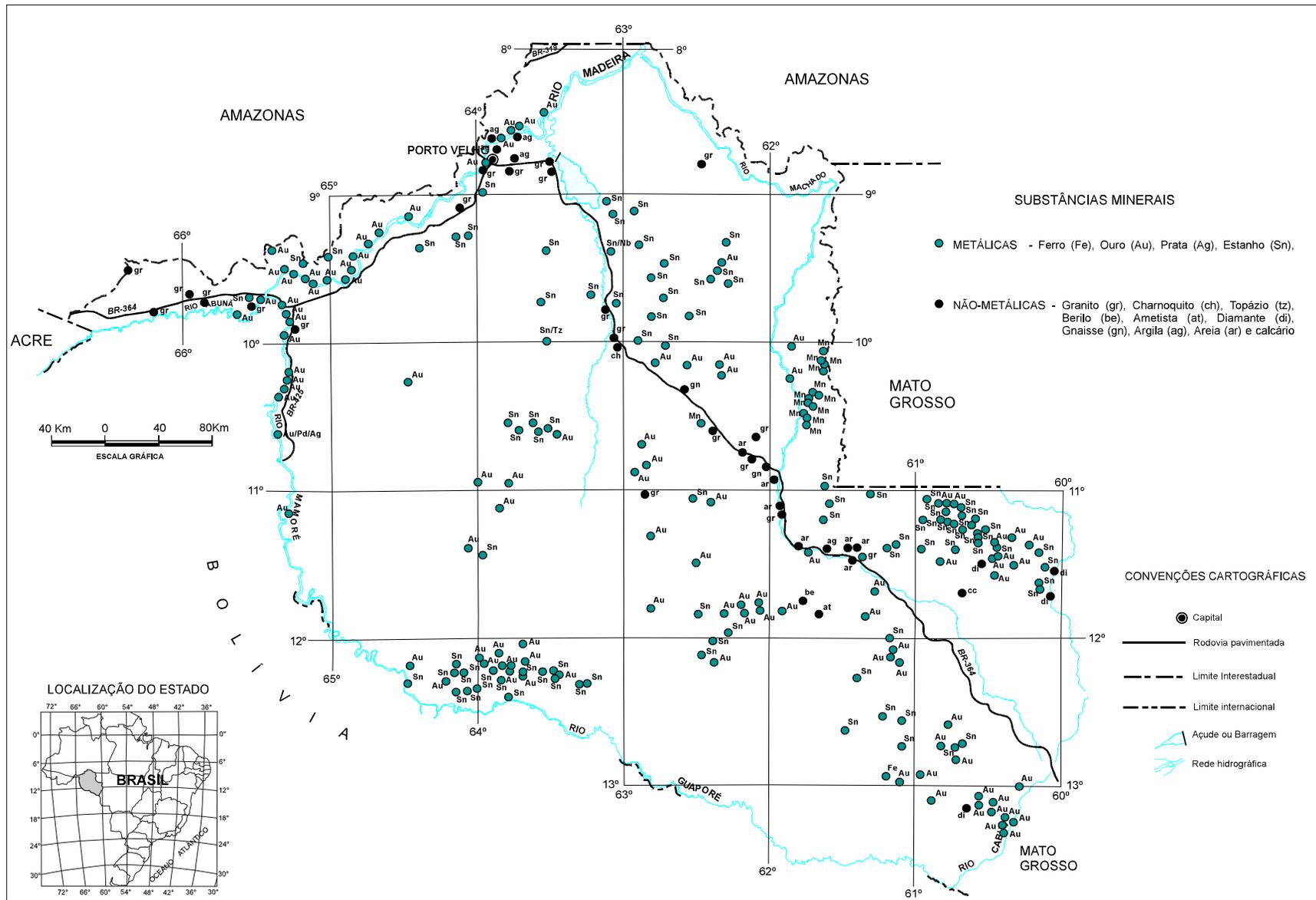


Figura 3.2 – Mapa de jazimentos minerais.

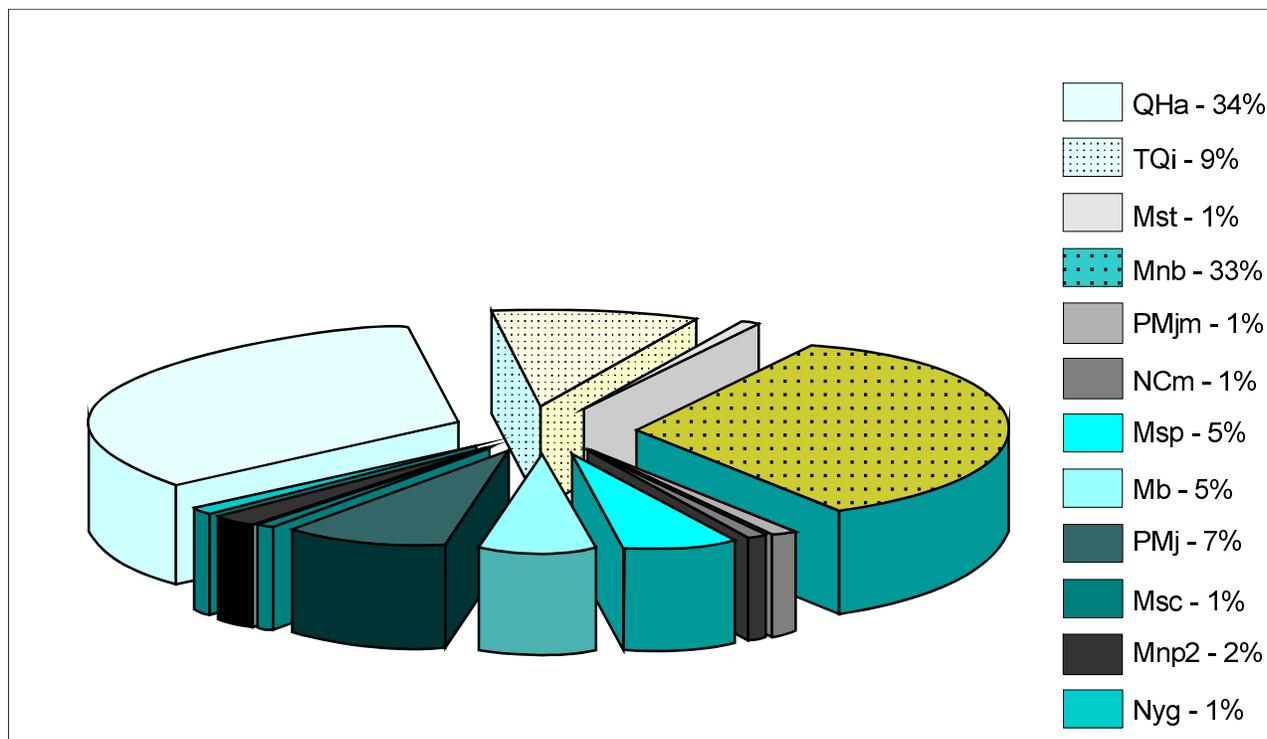


Figura 3.3 – Distribuição percentual das ocorrências de ouro nas unidades litoestratigráficas.

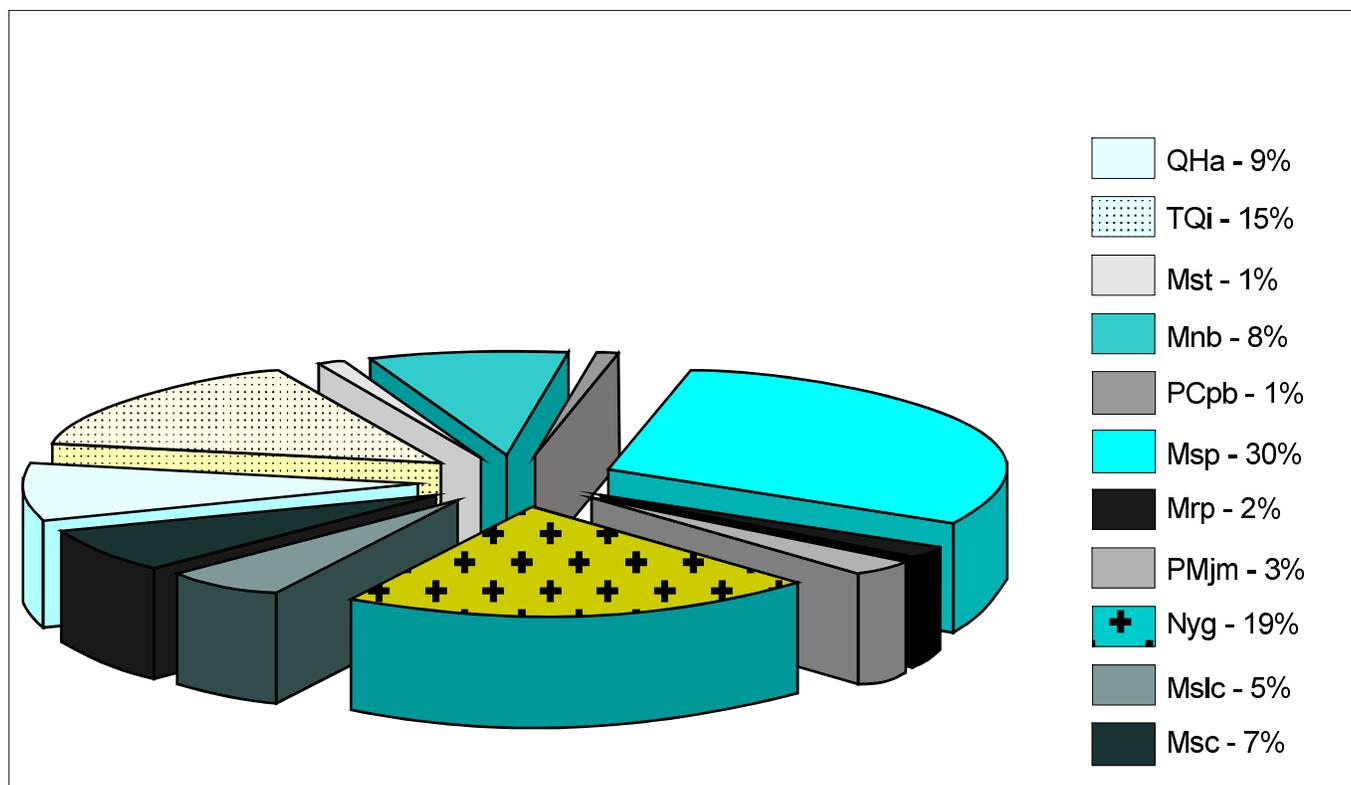


Figura 3.4 – Distribuição percentual das ocorrências de estanho nas unidades litoestratigráficas.

Registros de minerais sulfetados no domínio do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú são referidos por Souza *et al.* (1975), na localidade conhecida como "Corte do Yata", proximidades de Guajará-Mirim (ocorrência nº 182 da listagem anexa), aos quais associa-se o ouro, caracterizando um jazimento mineral cuja relevância é ressaltada pelos autores supracitados com base na relação genética com outros metais economicamente aproveitáveis (prata, paládio, pirrotita, pirita e arsenopirita).

A Suíte Ígnea Costa Marques (Ncm) inclui um conjunto de rochas ígneas plutônicas e vulcânicas representado por granitos, granófiros, riólitos, riocacitos, traquitos e traquiandesitos. As ocorrências de ouro aqui registradas mantêm íntimo relacionamento temporal com as fases vulcânicas e subvulcânicas do conjunto, invariavelmente associando-se a veios turmaliníferos representantes de estágios de manifestações hidrotermais.

O Grupo Beneficente (Mb) inclui cinco dos jazimentos auríferos cadastrados, e é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar que engloba litótipos representados por riólitos, dacitos, brechas, ignimbritos, tufos, arenitos, siltitos, *cherts*, quartzitos, filitos, xistos manganésíferos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados. A potencialidade para depósitos minerais com ouro nesta seqüência é ampla, levando-se em consideração a natureza dos litótipos e o baixo grau metamórfico; a associação do ouro com manganês está ressaltada nas intercalações de sedimentos manganésíferos com formações ferríferas, tufos, *cherts* e vulcânicas contendo indícios dos referidos metais.

Duas ocorrências de ouro, registradas na Base META na área de abrangência do *Graben* dos Pacaás-Novos situam-se nas proximidades das margens do rio homônimo. Como trata-se de jazimentos citados como hospedados em sedimentos inconsolidados de natureza aluvionar, sem relação genética com o preenchimento do *graben*, a fonte do metal pode ser atribuída às rochas básicas da Unidade Nova Floresta (gabros, troctolitos, noritos, basaltos e diabásios), expostas a montante da drenagem supracitada.

Registros de ouro em ambiente metalogenético primário encontram-se, adicionalmente, materializados na Suíte Intrusiva Serra da Providência (Msp), Suíte Intrusiva Santo Antônio (Mst), no Complexo Jamari (PMjm), na Suíte Intrusiva Santa Clara (Msc) e nos *Younger Granites* de Rondônia (Nyg).

As coberturas terciário-quadernárias são constituídas de sedimentos expressivamente lateritizados, cuja granulometria varia de cascalho a argila. Englobam nove registros de jazimentos auríferos, que hospedam-se preferencialmente nas porções mais grosseiras e basais dos pacotes sedimentares, representando depósitos minerais relacionados à erosão de rochas mais antigas, ocorrida durante os sucessivos ciclos de modelamento do relevo, aos quais se relacionam as referidas coberturas terciário-quadernárias. Arenitos conglomeráticos com cimento carbonático, reconhecidos na literatura como "mucururu", também se relacionam a estas coberturas e constituem-se num importante metalotecto, com distribuição preferencial ao longo das margens do rio Madeira. Os jazimentos de ouro mais significativos, no entanto, associam-se às porções lateritizadas destas coberturas terciário-quadernárias, onde o ouro pode ocorrer associado a outros metais (Ag, Pd, Cu, Ni, Cr, Co). Adamy & Romanini (1990) referem-se a anomalias geoquímicas registradas na região de Porto Velho, que indicam o enriquecimento desses elementos em lateritos imaturos (exceção feita à prata e ao paládio). Tais rochas seriam derivadas da erosão de supracrustais vulcano-sedimentares, com o ouro concentrando-se preferencialmente na interface horizonte mosqueado/horizonte concrecionário do perfil laterítico.

Na região dos garimpos de Serra Sem Calça e Jenipapo (registros 178 e 150 da Listagem de Recursos Minerais anexa), Silva & Rizzotto (1994) ressaltam três tipos distintos de jazimentos auríferos: mineralizações aluvionares, residuais e em veios de quartzo associados a zonas de cisalhamento que afetaram faixas retrometamórficas que se encontram desenvolvidas do meio das rochas de alto grau do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú. A produção total estimada de minério de ouro, para a área da Serra Sem Calça, foi de dez toneladas com teor médio de 5 g/t e de seis toneladas, com o mesmo teor, para a área do garimpo do Jenipapo.

Os depósitos aluvionares encerram trinta e quatro jazimentos de ouro cadastrados. Os principais depósitos auríferos concentram-se ao longo do rio Madeira, onde o metal ocorre sob a forma de cristais com granulometria grosseira, relacionados a níveis conglomeráticos e de areia grossa, em paleo-depósitos de fácies de canal (barras de canal, de pontal e leito ativo; Adamy & Romanini, 1990). Outras zonas preferenciais para retenção do metal incluem as partes meandantes dos rios, quando ocorre o recobrimento de sedimentos aluvionares

por depósitos de ambiente lacustrino terminal, capacitados para retenção de ouro de granulometria fina, durante retrabalhamento das calhas antigas e atuais dos cursos d'água (Adamy & Romanini, 1990).

3.1.2 Estanho

O estanho, na forma de cassiterita, corresponde ao principal bem mineral atualmente em exploração no estado de Rondônia. Os jazimentos primários deste metal, notadamente hospedados em granitos meso/neoproterozóicos de tendência rapakivi, perfazem um total de 76% dos jazimentos estaníferos conhecidos no estado. Evidências diretas da presença do metal em coberturas terciário-quaternárias representam 15% das ocorrências, contra 9% dos jazimentos incluídos nos sedimentos aluvionares. A distribuição percentual do estanho nas diversas unidades litoestratigráficas mapeadas no estado de Rondônia é mostrada na figura 3.4.

A Suíte Intrusiva Serra da Providência engloba 27 ocorrências de estanho primário, preferencialmente alojadas em biotita sienogranitos e alcalifeldspato granitos equigranulares, que foram afetados por processos metassomáticos aos quais se associam as mineralizações (Bettencourt, 1992).

Os *Younger Granites* de Rondônia incluem 17 jazimentos estaníferos cadastrados, que englobam as maiores reservas de estanho no estado de Rondônia, sendo o Garimpo de Bom Futuro (ocorrência de nº 100 da listagem anexa) o representante típico deste tipo de jazimento. Os *Younger Granites* são, ainda, detentores de potencialidade adicional para wolfrâmio, ouro, topázio, turmalina, fluorita, apatita, e columbita-tantalita (Adamy & Romanini, 1990). Os processos de alteração hidrotermal que normalmente condicionam a formação dos depósitos economicamente aproveitáveis englobam estágios de albitização, greisenização, sericitização, epidotização, potassificação, cloritização e argillização. De acordo com Bettencourt (1992), tais processos se instalaram em sistemas graníticos relacionados a ambiente tectônico caracterizado por elevado gradiente térmico e alto fluxo termal (distensão continental, orógenos colisionais e arcos magmáticos). As características das mineralizações estaníferas na Suíte Intrusiva Santa Clara, na Suíte São Lourenço – Caripunás, na Suíte Granítica Rio Pardo e na Suíte Intrusiva Santo Antônio apresentam similaridades petrogenéticas com os jazimentos hospedados nos *Younger Granites*, haja vista a íntima associação com os termos mais potássicos dessas sui-

tes. Na região de Santa Bárbara, jazimentos estaníferos desenvolvem-se em veios de quartzo, *greisens* e peraciditos (Souza *et al.*, 1975; que hospedam adicionalmente topázio, fluorita, arsenopirita, wolframita e tantalita-columbita em estruturas tipo *stockworks*. Isotta *et al.* (1978) ressaltam o fato de que a mineralização primária em Santa Bárbara estende-se dos veios principais à zona de alteração metassomática que afeta a cúpula do batólito granítico (fotos 180, 181, 182, 196 e 197; vol. II do Projeto Província Estanífera).

Na região de São Lourenço, Isotta *et al.* (1978) descrevem mineralizações estaníferas primárias relacionadas a diferenciados rapakivíticos tardios, constituídos de biotita granitos equigranulares. *Greisens* resultantes de eventos hidrotermais associam-se aos processos de microclinização e muscovitização das rochas encaixantes, produzindo filões nos quais ocorre enriquecimento em cassiterita. Rochas ígneas ácidas contendo cassiterita são adicionalmente reportadas, com associação mineralógica incluindo sulfetos em abundância (calcopirita, covellita, calcocita, esfalerita, molibdenita, galena), além de magnetita e ilmenita. Quartzomuscovita-cassiterita *greisens* comumente cortam os contatos entre granitos equigranulares e granitóides porfiríticos (viborgitos e piterlitos) na região de São Lourenço (Isotta *et al.*, 1978); a cassiterita é de fina granulometria e se posiciona nas partes mais interiores dos veios.

Na região de Massangana, Isotta *et al.* (1978) registraram a ocorrência de *greisens* contendo cassiterita na localidade conhecida como "Pau Baixo", em área de exposição das encaixantes dos granitos equigranulares do Maciço Massangana e integrantes dos *Younger Granites* de Rondônia. Essas ocorrências constituem um importante distrito mineiro onde a cassiterita foi lavrada, em escala empresarial, até a metade da década de 90. A descrição contida no trabalho acima referido resalta o fato do bandamento das encaixantes estar perfeitamente preservado nos *greisens*. O processo de hidrotermalismo gerador dos jazimentos estaníferos materializa-se no aleitamento tectônico que se faz ressaltar na alternância de níveis quartzo-muscovíticos contendo cassiterita. O mineral de minério, de granulometria fina, ocorre disseminado na rocha hospedeira. Ainda na região de Massangana, os referidos autores citam a ocorrência de veios pegmatíticos e *greisens* enriquecidos em cassiterita e topázio, encaixados no batólito granítico, expostos nas bacias hidrográficas dos igarapés Cafezal e Piroga; no mesmo local, é adicional-

mente registrada a ocorrência de corpos filoneanos de pequena possança contendo cassiterita, topázio, tantalita-columbita e berilo. Torna-se importante ressaltar o fato de que, atualmente, o topázio é explorado como principal substância mineral na região de Massangana, em locais onde a extração da cassiterita tornou-se economicamente inviável. Ainda de acordo com Isotta *et al.* (1978), os jazimentos de estanho hospedados nos *greisens* que afetaram hidrotermalmente o batólito granítico de Oriente Novo, estão aparentemente associados a uma tectônica estabelecida em regime frágil. A paragênese destes jazimentos é formada pelos seguintes minerais: cassiterita / magnetita / quartzo / turmalina / tantalita / columbita / topázio / wolframita. A íntima relação da cassiterita com o topázio é também enfatizada por Isotta *et al.* (1978) na região do Igarapé Preto, onde o enriquecimento dos depósitos estaníferos materializam-se nas regiões de contato entre granitos rapakivi "greisenizados" e rochas sedimentares arenosas aparentemente afetadas pelo evento magmático.

Na área de exposição do Maciço Alto Candeias, Isotta *et al.* (1978) assinalam a ocorrência de cassiterita hospedada num veio de peracidito, parcialmente "greisenizado", com largura estimada de 8m e no qual alojam-se disseminações de arsenopirita, bismuto nativo e molibdenita. Na localidade de Balateiro, os referidos autores constataram a presença de *greisens* contendo minério de manganês e wolfrâmio, associados à cassiterita e dispostos preferencialmente ao longo de fraturas preenchidas por quartzo.

As ocorrências de estanho nas coberturas sedimentares terciário-quadernárias e nos sedimentos aluvionares recentes fazem-se representar por depósitos de cassiterita detritica, alojados em pláceres e paleo-pláceres, em freqüente associação com rutilo, topázio, ilmenita, ilmeno-magnetita, zircão, monazita, wolframita e columbita. Os jazimentos aqui referidos são oriundos do retrabalhamento final de depósitos associados, principalmente, aos litótipos que constituem a Suíte Intrusiva Santa Clara e os *Younger Granites* de Rondônia; eventuais relações genéticas com outros conjuntos litológicos eventualmente mineralizados devem no entanto ser consideradas. Na área do Maciço de Massangana, importantes jazimentos estaníferos associados a horizontes de cascalho resultantes da desintegração intempérica de granitos equigranulares, com concentrações de cassiterita, topázio, ilmenita, columbita-tantalita, amazonita e berilo, foram explorados por quase duas décadas.

Os registros de concentrações estaníferas secundárias na Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia e no Complexo Jamari caracterizam-se pela associação de cassiterita com zircão e topázio, sugerindo relacionamento genético com corpos graníticos subaflorescentes, intrusivos nessas unidades litoestratigráficas. Chama a atenção uma ocorrência de cassiterita na Formação Pimenta Bueno, de idade paleozóica, representando, obviamente, a reconcentração do metal durante os processos de retrabalhamento aos quais o embasamento do pacote sedimentar que constitui a referida unidade foi submetido.

3.1.3 Ferro e Manganês

Os depósitos de ferro e manganês tipificam jazimentos metálicos caracteristicamente associados a ambientes sedimentares e/ou vulcano-sedimentares. A única ocorrência de ferro incluída na listagem de recursos minerais do estado de Rondônia encontra-se inserida no contexto geológico da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Souza *et al.* (1975) registraram a ocorrência de lentes de hematita compacta com até 30cm de espessura, intercaladas nos sedimentos que constituem a Formação Mutum-Paraná, na área de abrangência da bacia do Igarapé Saubão, afluente do rio São Lourenço, além de uma expressiva exposição com aproximadamente 1km² de hematita no curso médio do rio Jaci, com teores de 54% de FeO, 33,5% de SiO₂, 5,1% de MnO e 0,3% de P₂O₅. Os referidos autores creditam a gênese da mineralização ferro-manganesífera a uma fonte vulcânica, no caso da Formação Mutum-Paraná, e metamórfica para rochas portadoras de hematita/magnetita englobadas em um "Complexo Basal", provável representante de porções isoladas da unidade que constitui o embasamento (Grupo Beneficente/Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia/Suíte Vulcânica Roosevelt) da referida formação.

Os jazimentos manganesíferos dispõem-se preferencialmente na seqüência vulcano-sedimentar que constitui o Grupo Beneficente, com teores médios que variam de 0,1 a 5% de manganês (Soeiro *et al.*, 1977). Trata-se de depósitos relacionados à sedimentação química concomitante ao vulcanismo que se instalou durante a deposição do pacote de sedimentos dominantes na referida unidade litoestratigráfica. De acordo com os autores supracitados, os processos de intemperismo e lateritização representariam os principais processos condi-

cionadores de concentrações econômicas de manganês em rochas pelíticas depositadas em condições topográficas favoráveis, permitindo a formação de corpos de minério maciço com alto teor, praticamente *in situ*. Nas rochas lateritizadas os teores podem atingir até 55% de metal contido, quando esta é portadora do elemento químico na estrutura cristalina da criptomelana e da pirolusita, identificáveis através de análises mineralógicas; quartzo, goethita, limonita, pirita, arsenopirita, calcopirita e minerais argilosos representam as fases acessórias dos jazimentos. A associação temporal desses depósitos com tufo, brechas vulcânicas e formações ferríferas, deixa antever potencialidade metalogenética da seqüência para jazimentos vulcanogênicos contendo ouro, ferro, cobre, chumbo, zinco etc. A idade mesoproterozóica e o baixo grau metamórfico são fatores adicionalmente favoráveis à concentração econômica dos referidos metais.

Devem ser adicionalmente registradas as evidências de jazimentos de cromita, hospedados em rochas ultrabásicas (peridotitos, serpentinitos) na região de Cacoal, nos litótipos integrantes da Suíte Intrusiva Básica/Ultrabásica Cacoal. A referida unidade litoestratigráfica detém, ainda, potencialidade metalogenética para minerais do Grupo da Platina (EGP), como platina, paládio e prata, além de cobre, níquel, cobalto e ouro.

3.2 Substâncias Não-Metálicas

3.2.1 Diamante

Os jazimentos diamantíferos cadastrados no estado de Rondônia hospedam-se em sedimentos aluvionares e eluvionares, associados a *pipes* kimberlíticos subaflorantes já identificados em trabalhos de prospecção geofísica terrestre. Souza *et al.* (1975), referem-se a jazimentos relacionados aos sedimentos da serra dos Pacaás Novos, alojados em sedimentos de granulometria grosseira (cascalhos) depositados no leito do rio homônimo; segundo a descrição, tratar-se-iam de diamantes industriais, com minerais satélites representados por cristais arredondados de quartzo leitoso, reconhecidos na literatura mineira regional como "ovos-de-pombo".

Referências a jazimentos diamantíferos nos leitos dos rios Pimenta Bueno e Machado encontram-se registradas no trabalho de Pinto Filho *et al.* (1977), que assinalam a ocorrência deste bem mi-

neral em áreas de exposição de rochas sedimentares paleozóicas; kimberlitos e rochas vulcânicas básicas mesozóicas são citadas como eventuais hospedeiras das mineralizações. No mesmo trabalho há citações de depósitos de diamante em áreas de exposição do embasamento da bacia permocarbonífera, nas proximidades do contato com a Formação Pimenta Bueno; tal condicionamento geológico favoreceria, adicionalmente, a concentração de piropo, ilmenita e rutilo. Ainda na região do rio Machado, Bahia & Rizzotto (1992) referem-se a corpos kimberlíticos alinhados segundo a direção NW-SE, constituídos essencialmente por fenocristais de ilmenita, piropo, flogopita, magnetita e olivina serpentinizada; de acordo com estes autores, anomalias geoquímicas de cromo, níquel, cobalto e cobre, em amostras de solo, coincidiriam com as áreas de exposição dos *pipes* kimberlíticos.

Na bacia do rio Roosevelt, Pinto Filho *et al.* (1977) constataram a freqüente ocorrência de diamantes de 4 a 5 quilates, alojados em níveis de cascalho integrantes de depósitos aluvionares, em associação com piropo, ilmenita, rutilo, cassiterita e ouro. Na mesma região, Pinto Filho *et al.* (1977), registram, adicionalmente, a extração esporádica de ouro.

3.2.2 Ametista / Berilo / Água-Marinha

Os registros de Ametista/Berilo/Água-Marinha incluídos na listagem de recursos minerais do estado de Rondônia (ocorrências de nºs 138 e 139), extraídas da Base META, base de dados de recursos minerais da CPRM, inserem-se no contexto geológico da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia e se fazem representar por jazimentos associados a veios quartzosos e aplíticos que materializam estruturas tipo *stockwork* alojadas em biotita granitos intrusivos na referida unidade vulcano-sedimentar. Pinto Filho *et al.* (1977) referem-se a uma ocorrência de ametista na região de Pimenta Bueno, na localidade Cachoeira das Inscrições, com cristais de 2cm a 3cm de comprimento, alojados em zonas de fraturas.

No município de Costa Marques, ocorrências de ametistas fomentaram o desenvolvimento de uma incipiente atividade garimpeira no início da década de 90. Tais ocorrências relacionam-se a pequenos e irregulares veios pegmatíticos associados aos granitos da Suíte Ígnea Costa Marques, onde os cristais de ametista, de baixa qualidade do ponto de vista comercial e com pouco volume explotável, rapidamente desestimularam a sua lavra econômica.

3.2.3 Argila / Areia / Cascalho

Os depósitos referentes a estes recursos minerais, atualmente disponíveis no estado de Rondônia, incluem 12 registros de jazidas em fase de exploração ou ocorrências esporadicamente aproveitáveis. Invariavelmente tais jazimentos associam-se aos sedimentos aluvionares relacionados aos leitos ativos dos diversos cursos d'água que drenam o substrato geológico do estado de Rondônia, observando-se o caso do cascalho que é também lavrado a partir da desagregação das partes superiores dos perfis lateríticos (horizonte concrecionário-colunar).

Informações contidas em relatórios ainda não publicados (Adamy & Reis, 1998; Projeto PRIMAZ – Pimenta Bueno, executado pela CPRM /REPO) e dados de relatórios de viagem de técnicos do DNPM (Cardoso, 1997) registram a ocorrência de depósitos de argila atualmente em exploração no município de Pimenta Bueno, relacionados às aluviões dos rios Machado, Comemoração e Pimenta Bueno. Os referidos jazimentos estão alojados em sedimentos depositados em terraços aluviais sub-recentes, e registram produções de 40 a 400m³ de argila/mês. Na mesma região, e inseridas igualmente no contexto geológico das coberturas cenozóicas, ocorrem jazimentos de areia e cascalho, produtos de intemperismo e erosão das rochas sedimentares da Formação Cacoal.

Depósitos de argilas plásticas, detentoras de elevado grau de pureza e de excelente qualidade, são referidos por Adamy & Romanini (1990), na região de Porto Velho. Ensaio tecnológicos caracterizaram tais jazimentos como portadores de materiais para utilização na indústria de cerâmica branca. Outras acumulações, na mesma região, compreendem argilas de boa qualidade, porém de maior aplicação na indústria de cerâmica vermelha. O contexto geológico no qual estes jazimentos se inserem, refere-se a acumulações em ambiente deposicional fluvial, mais especificamente em planícies de inundação, às quais se associam bacias laterais relativamente isoladas (Adamy & Romanini, 1990).

As Formações Superficiais, que hospedam os jazimentos sedimentares aqui mencionados, incluem também depósitos pantanosos relacionados a áreas sujeitas à inundação sazonal, representados por materiais argilo-arenosos com elevada concentração de matéria orgânica, potencialmente favoráveis à ocorrência de turfa.

3.2.4 Granitos / Gnaisses / Gabros

As substâncias minerais reunidas neste item apresentam potencialidade econômica para serem exploradas como rochas ornamentais e para material de construção, preferencialmente como brita. No trabalho de Silva *et al.* (1996), são individualizadas áreas promissoras à produção de rochas ornamentais materializadas em maciços com extensões quilométricas, larguras de centenas de metros e desníveis de dezenas de metros. Petrograficamente, identificaram-se tipos litológicos classificados como *augen* gnaisses, gnaisses bandados, gnaisses foliados, granitos, charnockitos e metagabros. A granulação dos referidos tipos litológicos varia de grossa a média e as colorações incluem rochas cinza-escuras, cinza-claras, rosadas, amareladas e pretas (no caso dos gabros).

Campos de matacões de rochas granitóides ocorrem generalizadamente nos terrenos pré-cambrianos citados por Silva *et al.* (1996), sendo considerados como potencialmente exploráveis do ponto de vista econômico. Morfologicamente tais regiões apresentam formas arredondadas, associadas aos maciços granitóides e lentes de ortognaisses. Os matacões apresentam dimensões médias de 6m de largura por 5m de altura, distribuídos em áreas com 1km² de exposição. Os termos graníticos apresentam colorações cinza, amarela, rósea, vermelha, esverdeada e verde-escura (Silva *et al.*, 1996). De acordo com esses autores, os termos esverdeados correspondem às rochas sieníticas que afloram na cachoeira de Teotônio, situada nas proximidades de Porto Velho e os verde-escuros aos charnockitos associados à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Na região de Chupinguaia, sudeste do estado são, também relatadas exposições de rochas básicas de granulometria fina, de coloração castanho-avermelhada, inseridas no contexto geológico da Formação Anari.

3.2.5 Calcário

Jazimentos petrograficamente classificados como calcários, invariavelmente associados às coberturas sedimentares que constituem a Formação Pimenta Bueno, são referidos em diversos trabalhos de cunho regional efetuados no estado de Rondônia, bem como em levantamentos recentes realizados em áreas mais localizadas. O Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho *et al.*, 1977) refe-

re-se a três ocorrências de rochas carbonáticas na região de Pimenta Bueno, sendo que a mais importante delas (ocorrência de nº 74 da listagem dos recursos minerais do estado de Rondônia, apresentada no Apêndice 1) encontra-se localizada no alto curso do igarapé Félix Fleury, área detentora de uma jazida atualmente explorada pela iniciativa privada, através de contrato de arrendamento cedido pela CMR (Companhia de Mineração de Rondônia), portadora dos direitos minerários do depósito. Pinto Filho *et al.* (1977) tipificam a referida ocorrência como um calcário dolomítico, com camadas de até 20m de espessura, aflorando numa extensão aproximada de 10km. As rochas sedimentares en-

caixantes da jazida são classificadas como tillitos e diamictitos.

Um dado complementar a ser acrescentado no panorama mineral do estado de Rondônia pode ser extraído de trabalhos recentemente executados pela CPRM para o Programa PRIMAZ no município de Nova Brasilândia d'Oeste (Adamy & Reis, dados inéditos), que registram a ocorrência de rochas carbonáticas na borda da Formação Pimenta Bueno, região de contato com a Sequência Meta-vulcano-Sedimentar Nova Brasilândia, deixando antever substancial incremento na potencialidade da sequência sedimentar paleozóica para tais tipos de jazimentos minerais.

4

ASPECTOS DA ECONOMIA MINERAL DO ESTADO DE RONDÔNIA

Ouro e a cassiterita são os principais bens minerais explorados no estado de Rondônia. A cassiterita tem um histórico com atividades operacionais realizadas por empresas de mineração legalmente estabelecidas e por garimpeiros. O ouro está ligado exclusivamente à atividade garimpeira. As outras substâncias minerais com produção significativa no estado são: calcário, água mineral e materiais para aproveitamento imediato na construção civil. Destaca-se, ainda, a significativa produção de topázio e columbita como subprodutos da extração da cassiterita (tabela 4.1).

Segundo dados do 19º Distrito do DNPM, a partir de 1997 aumentaram os pedidos de lavra garimpeira, superando as autorizações de pesquisa emitidas para atender aos requerimentos protocolados por empresas de mineração. Atualmente são raros os investimentos em pesquisa mineral no Estado, e os poucos grupos empresariais que atuam no setor mineral estão solicitando desistência das áreas requeridas para pesquisa. A tabela 4.2 mostra o resumo das áreas requeridas no 19º Distrito do DNPM.

Tabela 4.1 – Quadro Geral da Produção Mineral do Estado de Rondônia.

Substância S / Ano	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Estanho (ton.)	17.395	8.601	7.355	12.787	7.302	7.085	7.917
Ouro (kg)	9.610,2	5.561,1	4.285,9	3.424,5	3.400,7	1.935,6	ND
Topázio Bruto (kg)	4.907	1.940	6.240	7.384	8.815	8.202	0
Pó Calcário (ton.)	1.663	12.727	8.451	4.049	9.854	6.922	15.425
Água Mineral (1.000 l)	5.654	7.247	7.317	7.358	19.590	12.101	18.000

Tabela 4.2 – Áreas Requeridas em Rondônia e Acre (19º Distrito) no Período de 1995 - Julho 1998.

Requerimento de Pesquisa	1.077
Licenciamento	18
Permissão de Lavra Garimpeira	2.252
Total	3.347

4.1 A Produção de Cassiterita

A descoberta da cassiterita em Rondônia se deu em 1952, no local denominado Primavera, então Seringal do Sr. Joaquim Pereira da Rocha. Outras descobertas se seguiram, como Pedra Branca e Caritianas, em 1955, Santa Bárbara, Jacundá, Massangana, Candeias, São Lourenço e Macisa, entre 1957 e 1961, promovendo um grande afluxo de garimpeiros à região. Os trabalhos eram feitos de forma rudimentar, controlados pelos comerciantes e seringalistas, constituindo-se em uma atividade essencialmente absorvedora de mão-de-obra.

A partir de 1964 iniciaram-se as tentativas de mecanizar a exploração de cassiterita, mas somente após a proibição da garimpagem pela Portaria nº 195, de 15/04/1970, a mineração industrial se expandiu, com vários grupos empresariais iniciando operações de lavra nos locais anteriormente garimpados. Minas foram implantadas utilizando desmante hidráulico/planta móvel, desmante mecânico com retroescavadeira/planta flutuante e desmante por dragagem. No último trimestre de 1985 a superprodução mundial de estanho causou uma brusca queda nos preços do metal. As empresas de mineração iniciaram uma redução em suas atividades para suportar a crise, e o setor produtivo do estanho entrou em declínio.

Em meados de 1987 madeireiros, que retiravam toras nas proximidades do rio Santa Cruz, município de Ariquemes, descobriram a jazida de Bom Futuro. Tão logo a notícia da descoberta se espalhou, a área foi invadida por garimpeiros. Grandes conflitos principiaram entre a empresa titular dos direitos minerários e os garimpeiros. Entre disputas judiciais e medidas legais determinadas pelos órgãos competentes, a produção de cassiterita cresceu em Rondônia e novas reduções das atividades das empresas de mineração aconteceram.

Atualmente encontram-se em operação de lavra, em nível empresarial, somente as minas de Santa Bárbara e Rio Branco. As minas de Bom Futuro, São Lourenço-Macisa e Massangana operam com a participação de garimpeiros.

No final da década de 80 existiam 33 concessões de lavra para cassiterita, incluindo grupamentos mineiros, totalizando 261.804,85ha, distribuídas entre os grupos Best, Brumadinho, Cesbra e Paranapanema. Com o agravamento da crise no mercado do estanho, hoje somente 23 concessões de lavra estão em vigor, totalizando 198.352,85ha.

As minas de cassiterita localizam-se, preferencialmente, na porção centro-norte de Rondônia (figura 4.1), todas elas relacionadas a corpos graníticos das suítes meso/neoproterozóicas. Para a implantação das minas, as empresas montaram uma infra-estrutura completa para suportar, tanto as suas necessidades operacionais, quanto as das famílias de seus funcionários. Assim, foram construídas estradas, pistas de pouso para pequenas e médias aeronaves, escritórios, oficinas e vilas residenciais. No início da década de 80, moravam nas minas de cassiterita em atividade no estado de Rondônia, cerca de 20.000 pessoas, entre as quais aproximadamente 4.000 eram funcionários.

Minas em Atividade

Complexo Mineiro de Santa Bárbara – Formado pelas minas de Santa Bárbara, Jacundá, Novo Mundo, Potosi e Caneco. Anteriormente estas minas eram operadas por vários grupos empresariais, e hoje se encontram sob o controle do Grupo Cesbra, onde a mina de Santa Bárbara centraliza a administração. Atualmente encontra-se em operação, na mina de Santa Bárbara, uma frente de lavra a céu aberto por bancada e desmante por explosivos. Produção de minério primário e minério secundário (1971-1996): 31.855.956kg de Sn.

Rio Branco – Operada pelo Grupo Best está em operação com uma frente de lavra por desmante hidráulico produzindo na ordem de 20.000m³/mês. Produção (1986-1996): 3.719.604kg de Sn.

Garimpo de Bom Futuro – É explorado por garimpeiros e pela EBESA – Empresa Brasileira de Estanho S.A., com uma frente de lavra por desmante hidráulico. Produção: EBESA (1992-1996) 4.606.215kg e Garimpo (1987-1996) 113.880kg de Sn.

São Lourenço e Macisa -- Apresenta uma atividade garimpeira coordenada por uma cooperativa e um projeto de ordenamento de garimpo executado pela Mineração Xacriabá Ltda. A produção mé-

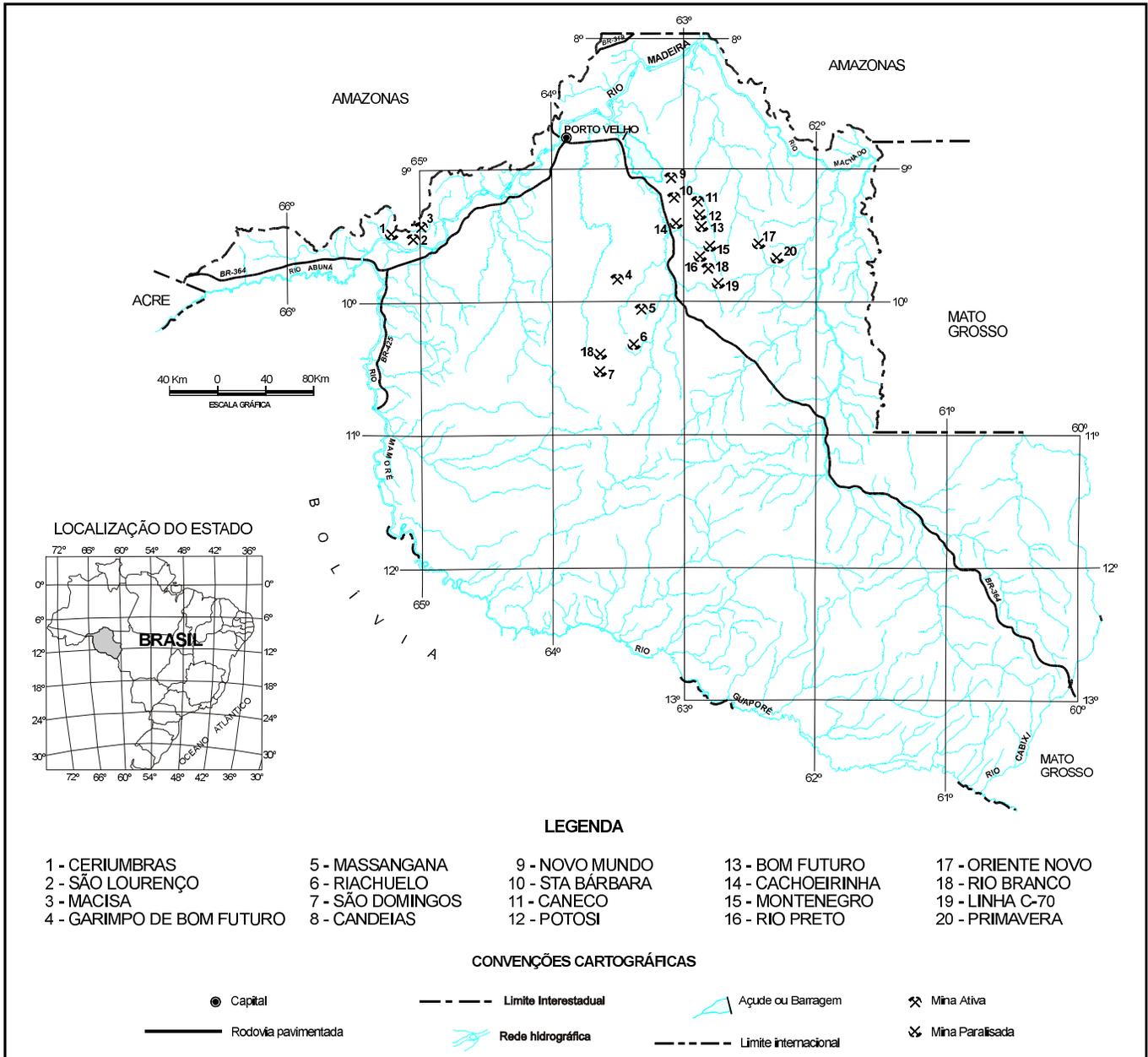


Figura 4.1 – Mapa de localização das minas de cassiterita do estado de Rondônia.

dia de concentrado de cassiterita é da ordem de 30 toneladas/mês. Produção: São Lourenço (1974-1989) 6.185.365kg de Sn, Macisa (1974-1990) 4.810.23kg de Sn e Garimpo (1993-1996) 695.170kg de Sn.

Massangana – Atividade extrativa coordenada por uma cooperativa de garimpeiros que arrendou as concessões de lavra (1972-1996): 14.999.701kg de Sn.

Minas Inativas

Cachoeirinha e Bom Futuro – Minas operadas pelo Grupo Brumadinho e paralisadas em 1996, com significativa garimpagem na região. Produção: Cachoeirinha (1975-1996) 3.536.416kg de Sn e Bom Futuro (1980-1986) 834.857kg de Sn.

Oriente Novo e Primavera – Paralisada desde 1987 apresenta garimpagem de pequena monta. Foi operada pelo Grupo Brumadinho, com as concessões de lavra atualmente tornadas sem efeito pelo DNPM. Produção (1969-1987) 9.166.064kg de Sn.

Montenegro – Desativada em 1990, quando o Grupo Brumadinho solicitou paralisação temporária da lavra. Produção (1982-1990) 2.131.888kg de Sn.

Linha 70 – Pequena mina implantada em caráter experimental pelo Grupo Brumadinho, paralisada em 1986. Produção (1985-1986) 141.991kg de Sn.

São Domingos e Liberdade – Foram operadas pelo Grupo Brumadinho e paralisadas em 1985. Atualmente estão com suas concessões de lavra tornadas sem efeito pelo DNPM. Produção (1973-1985) 1.232.045kg de Sn.

Rio Preto – Foi operada pelo Grupo Best e paralisou suas atividades em 1986 quando a titular solicitou ao DNPM a suspensão temporária da lavra. Produção (1983-1986) 358.917kg.

Ceriumbrás – Também conhecida como Santo Antônio do Abunã, foi operada pelo Grupo Best, cuja paralisação se deu em 1983 com nova retomada em 1987 e nova paralisação no mesmo ano. As concessões de lavra foram tornadas sem efeito pelo DNPM e, atualmente, no local existe um garimpo de pequena monta. Produção (1977-1981) 380.953kg de Sn.

Riachuelo – Foi operada pelo Grupo Best e paralisada em 1987, com concessão de lavra tornada sem efeito pelo DNPM. Produção (1983-1987) 47.196kg de Sn.

Alto Candeias – Foi operada pelo Grupo Cesbra que paralisou a lavra em 1986. Atualmente as concessões de lavra estão divididas entre Metalcom Mineração, Ind. e Com. de Metais Ltda. e Co-

mibra - Comercial Industrial Mineradora Brasileira Ltda.

Produção: Mineração (1976-1986) 3.971.912kg de Sn e Garimpo (1992-1993) 374.200kg de Sn.

4.2 A Produção de Ouro

A produção de ouro em Rondônia (tabela 4.3) é exclusivamente de origem garimpeira e vem diminuindo gradativamente desde o início da década de 90. Esta atividade desenvolve-se, principalmente, no rio Madeira, por intermédio de balsas e dragas, e nas laterais do rio, com tratores de esteiras e desmonte hidráulico. Além do rio Madeira destacam-se os garimpos de Serra Sem Calça, Jenipapo, Nova Brasilândia, Colorado d'Oeste e Arapapá (figura 4.2).

Tabela 4.3 – Produtos / Comercialização Anual de Ouro

Ano	Registrada	Estimada (*)
1979	177	1.500
1980	238	1.200
1981	817	2.400
1982	1.351	4.500
1983	3.454	8.000
1984	1.931	4.000
1985	1.481	5.000
1986	466	5.000
1987	3.902	10.000
1988	6.426	18.000
1989	3.020	-
1990	9.610	-
1991	5.561	-
1992	4.285	-
1993	3.424	-
1994	3.400	-
1995	1.935	-

Fonte: DNPM 19º Distrito

(*) Quando houve acompanhamento pelo Projeto Ouro Comercialização Anual de Ouro

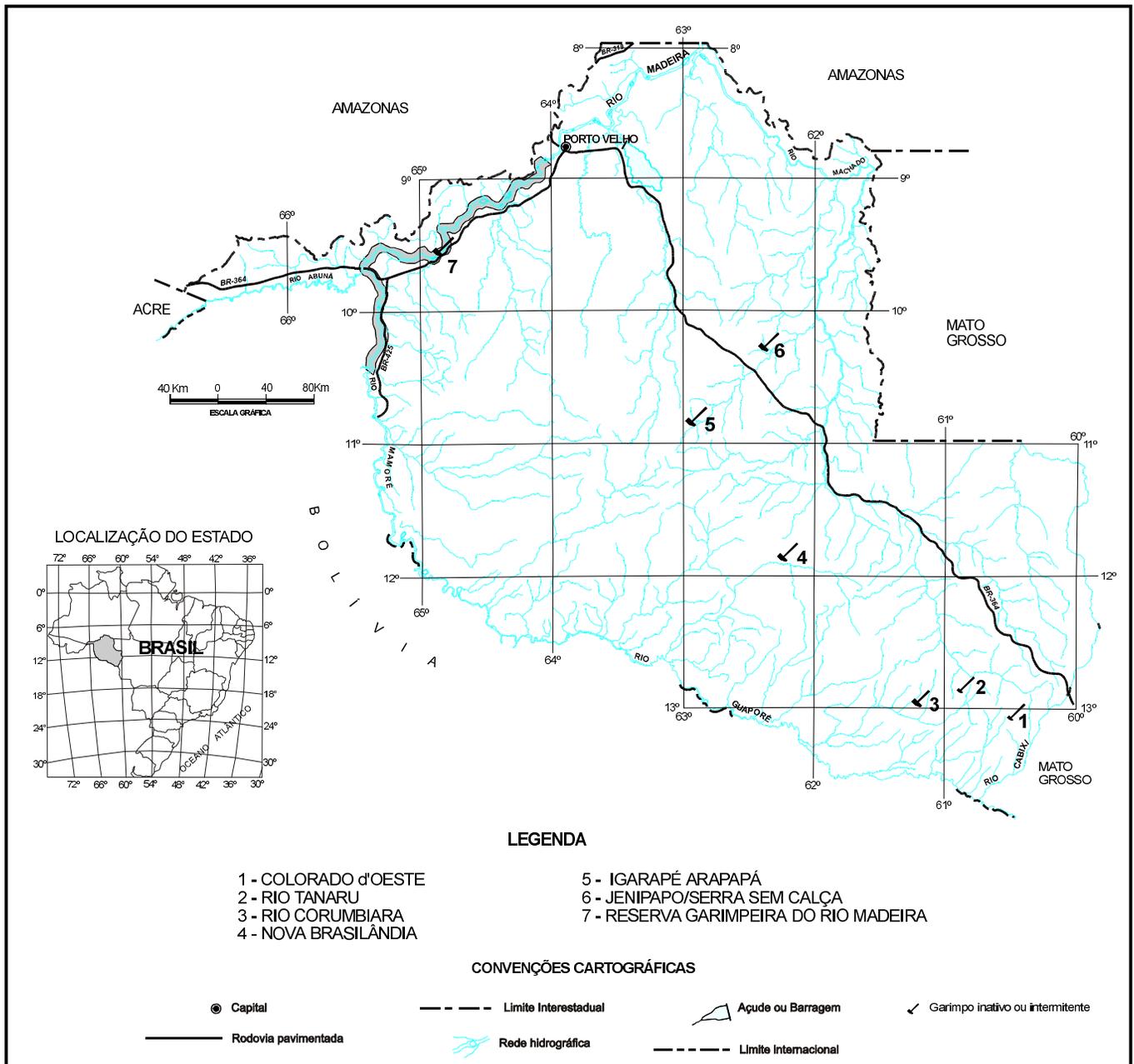


Figura 4.2 – Mapa de localização das principais ocorrências de ouro no estado de Rondônia

A atividade garimpeira no rio Madeira se iniciou por volta de 1978, e o Ministério de Minas e Energia, com a finalidade de regularizar e ordenar o garimpo, criou a Reserva Garimpeira do rio Madeira, pelas Portarias Ministeriais n^{os} 1.345, em 1979 e a 1.034, em 1980, ocupando uma área aproximada de 192km², compreendendo o trecho entre as cachoeiras do Paredão e Teotônio.

No período de 1980 a 1988 os investimentos em pesquisa de ouro foram mais expressivos resultando na cubagem de blocos mineralizados no rio Madeira, na localidade da vila do Yata, no igarapé Vagalume e outros. O Grupo Brumadinho implantou a primeira mina que chegou a produzir 43.314g de ouro, no período de 1982 a 1984. Na mesma época a C.R. Almeida Mineração montou infra-estrutura completa e iniciou uma lavra experimental na região do Araras (rio Madeira). Contudo, em razão dos problemas gerados pela maciça invasão garimpeira que se estabeleceu como conseqüência da descoberta, a empresa não pôde dar continuidade aos seus trabalhos.

4.3 A Indústria da Água Mineral

A principal empresa engarrafadora do estado é a Indústria e Comércio de Água Mineral Pimenta Bueno Ltda., instalada no município de Pimenta Bueno, que distribui a marca Lind'Água, responsável por 77% das vendas de água mineral. A empresa produziu e vendeu 15 milhões de litros da água classificada como magnesiânica cloretada hipotermal na fonte (análise de 1994). A partir de então a sua produção e comercialização tem aumentado substancialmente. A Empresa de Águas Kaiary Ltda., de Porto Velho, detém o restante da participação no mercado estadual, comercializando a marca Kaiary, água classificada como hipotermal na fonte.

Apesar do estado ser "importador" de água mineral, estima-se que o seu substrato contenha reservas potenciais suficientes para atender à demanda.

Nota-se, ao contrário de outras substâncias minerais, um crescimento contínuo da produção de água mineral no estado (tabela 4.4). O crescimento da produção e comercialização verificado em 1997 se deve às ampliações das instalações de armazenamento e distribuição efetuadas pela Empresa de Águas Kaiary Ltda.

4.4 A Indústria do Calcário

A produção de calcário para corretivo dos solos é proveniente da mina implantada pela Companhia de

Mineração de Rondônia – CMR, recentemente arrendada à EMAL – Empresa de Mineração Aripuanã Ltda. A mina de calcário dolomítico localiza-se no município de Pimenta Bueno e tem capacidade instalada para 50.000 t/ano. Contudo, a sua produção é bastante inferior à sua capacidade instalada.

A lavra foi iniciada em 1983, atingindo uma produção, até 1996, de 129.950t de pó de calcário com as seguintes características:

PRNT = 70 a 75%

PN = 82,98%

R.I. = 20,98%

CaO = 21,00%

MgO = 16,00%

Reserva em 31/12/96 = 220.549.714,8t.

Com a crescente expansão da atividade agrícola no estado de Rondônia, descortina-se um panorama extremamente favorável para a produção e comercialização deste bem mineral, o que assegura um mercado que garante os futuros investimentos relacionados à produção de calcário para corretivo de solos.

Tabela 4.4 – Produção de Água Mineral no Estado de Rondônia.

Ano	Produção em mililitros
1982	353
1983	1.171
1984	1.862
1985	2.285
1986	2.969
1987	3.445
1988	3.220
1989	4.619
1990	5.617
1991	5.196
1992	4.217
1993	7.355
1994	19.589
1995	11.977
1996	17.966
1997	26.218

Fonte: DNPM 19º Distrito

4.5 Materiais para Aproveitamento na Construção Civil

Nesta categoria englobamos areia, argila para cerâmica vermelha, brita, seixos e cascalho laterítico. No estado de Rondônia existem, aproximadamente, uma centena de áreas onde se processa a extração destes bens minerais, sendo que neste importante segmento do setor mineral estadual, a lavra se constitui em atividade ligada à economia informal ou não faz parte de um empreendimento mineiro totalmente regularizado. São poucos os licenciamentos e portarias de lavra emitidos para estas substâncias.

A atividade de mineração nas proximidades dos centros urbanos é de importância crucial para o de-

envolvimento das próprias cidades. A produção de bens minerais de uso imediato na construção civil, os quais, em função de seu baixo valor unitário, não podem ser demasiadamente onerados pelo transporte, tornam obrigatoriamente esta atividade mineral como um empreendimento satélite às áreas de ocupação urbana. No caso do estado de Rondônia (tabela 4.5), este segmento da economia mineral encontra ótimas perspectivas de investimentos, uma vez que se caracteriza uma situação de demanda reprimida representada pelo *deficit* de habitações, de saneamento básico, obras viárias etc. Somando-se a estes fatores é importante destacar que o estado é ávido importador de rochas ornamentais e de revestimento, tais como ardósias, quartzitos e rochas polidas.

Tabela 4.5 – Produção de materiais para aproveitamento na construção civil.

Ano	Areia e cascalho (m ³)	Argilas (Toneladas)	Pedra britada (m ³)
1991	41.495	107.675	251.000
1992	166.915	102.291	238.000
1993	186.400	105.000	267.000
1994	207.200	110.000	296.000
1995	229.530	115.000	327.900
1996	101.140	99.705	90.684

Fonte: DNPM 19º Distrito

5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Mapa Geológico do Estado de Rondônia representa o estado atual do conhecimento geológico obtido ao longo de três décadas, em caráter sistemático, mas que encontra os seus primeiros registros de caráter científico em trabalhos esporádicos desde o início do século XX. Como documento de significado basilar almejamos que o seu conteúdo oriente a ocupação racional, integrada e auto-sustentável do meio físico, na medida em que o conhecimento geológico que o constitui encontre aplicabilidade na solução de muitos problemas inerentes ao atual estágio de desenvolvimento do estado.

Dentro do conjunto de informações que constituem o corpo desta nota explicativa, as de aplicação mais direta na obtenção de recursos minerais são, indiscutivelmente, as que chamam mais a atenção da sociedade como um todo, pois são poderosos indutores do desenvolvimento de estados e países, na medida em que se constituem em insumos fundamentais para importantes áreas da atividade humana, tais como agricultura e indústria. No estado de Rondônia, à esta assertiva pode ser incorporado o fato de que empreendimentos mineiros organizados (empresariais), principalmente ligados à extração da cassiterita, promoveram a ocupação humana de regiões remotas,

onde os núcleos habitacionais criados em apoio às atividades de lavra evoluíram para sedes municipais importantes.

Historicamente a produção mineral sempre respondeu com valores significativos no âmbito da economia do estado de Rondônia, muito mais pelo valor dos bens primários extraídos, como cassiterita e ouro, do que pelo valor agregado da sua transformação. Somam-se a estes bens minerais o calcário dolomítico, insumo importante para a agricultura regional, argila para a indústria cerâmica, materiais com aproveitamento imediato na construção civil, água mineral e, mais recentemente, rochas ornamentais.

Comparando o valor total da produção mineral bruta do estado de Rondônia nos últimos anos da década de 90 com os valores históricos, é possível observar a sua significativa diminuição ao longo dos últimos anos, como consequência da forte retração dos investimentos e empreendimentos mineiros em nível empresarial na área de cassiterita e ouro, produto de uma conjuntura política e tecnológica mundial que se estabeleceu a partir da metade da década de 80, com expressiva queda dos preços no mercado internacional do estanho, principalmente, e pela estagnação no preço do ouro.

O Mapa Geológico do Estado de Rondônia, ao conjugar as informações sobre a distribuição das principais ocorrências minerais às unidades rochosas cartografadas, induz a interpretações sobre os ambientes geradores das mineralizações e serve como instrumento básico para o planejamento estratégico de futuras ações mineiras.

As Oportunidades Minerais do Estado

O fomento à pesquisa mineral deve ser, também, objeto da atuação do Governo do Estado, através de uma política mineral estadual que induza investimentos da iniciativa privada para viabilizá-la, ou buscando parcerias na área federal para patrociná-la, nas regiões que apresentem condicionantes geológicas favoráveis ao sucesso desse empreendimento. Nesse sentido as recomendações relativas aos principais bens minerais encontrados no estado, abaixo dispostas, revestem-se de importância, uma vez estes, na sua maioria, encontram-se ou no *status* de bens minerais potenciais ou com aproveitamento restrito a algumas transformações tradicionais:

- Ouro, prata e paládio – relacionados às seqüências metavulcano-sedimentares Nova Brasilândia e Grupo Beneficente, zonas retro-metamórficas do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú e depósitos secundários associados a estas unidades;
- Estanho, nióbio, wolfrâmio, titânio e tântalo – estas mineralizações ocorrem relacionadas às rochas ácidas pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia e depósitos secundários associados;
- Calcário – importante bem mineral associado à Formação Cacoal com reservas extremamente significativas já avaliadas;
- Argila industrial – a existência de argilas para cerâmica branca, relacionadas às coberturas cenozóicas se constitui em potencial ainda subaproveitado, uma vez que apenas argila para cerâmica vermelha (telhas e tijolos não refratários) é aproveitada na incipiente indústria cerâmica do estado;
- Rochas ornamentais – grande potencial, constituindo-se em promissora expectativa à economia mineral do estado, considerando-se a ampla ocorrência de maciços granitóides, rochas metamórficas de padrão exótico e rochas escuras (gabróides) relacionados aos complexos Jarú, Jamari e Santa Luzia e às suítes granitóides meso/neoproterozóicas;

- Cobre, níquel, platina, cobalto e cromo – resultados preliminares extremamente promissores recomendam a pesquisa destes bens minerais nos inúmeros corpos máfico/ultramáficos bandados que constituem a Suíte Básica/Ultrabásica Cacoal;
- Topázio e ametista – relacionados aos granitos neoproterozóicos e vulcânicas associadas, sendo o primeiro importante subproduto da exploração da cassiterita, hoje em franca exploração;
- Diamante – registros históricos da presença deste bem mineral nas aluviões dos rios Machado e Roosevelt motivaram pesquisas avançadas que resultaram na descoberta de dezenas de corpos kimberlíticos aflorantes e sub-aflorantes relacionados à Formação Anari.
- Granada e turmalina – ocorrência destes minerais associados aos xistos psamo-pelíticos da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia ainda carece de melhor definição com relação ao seu potencial econômico;
- Ferro e manganês – estes bens minerais embora já estudados em projeto desenvolvido no início da década de oitenta, ainda merecem atenção pois estão relacionados às coberturas plataformais do Grupo Beneficente;
- Petróleo e gás – bens potencialmente promissores quando relacionados às seqüências da Bacia dos Parecis e às coberturas cenozóicas do vale do rio Guaporé, vêm merecendo atenção de equipes de prospecção da Petrobras desde o início da década de 90.

Sugestões para Futuros Trabalhos Técnico-Científicos

Dentre os temas de caráter científico, algumas observações derivadas da elaboração do Mapa Geológico do Estado de Rondônia assumem, inخورavelmente, o caráter de recomendações:

- 1) Aprimorar os trabalhos que conduzam à identificação de unidades e estruturas com potencial metalogenético, merecedoras de mapeamento e pesquisa em maior detalhe;
- 2) Rever a cartografia de várias estruturas fotointerpretadas que, embora já checadas em campo, ainda necessitam de maiores estudos;
- 3) Aprofundar os estudos que tratam da subdivisão litoestratigráfica e litoestrutural dos terrenos pré-cambrianos adotada no presente mapa;

- 4) Proceder ao contínuo aperfeiçoamento técnico da equipe, na atividade imprescindível de melhorar o mapa para futuras edições, incorporando sugestões, resultados adicionais e modificações induzidas por novos trabalhos;
- 5) Promover estudos geológicos sistemáticos sobre os corpos granitóides das várias suites meso/neoproterozóicas, com vistas a contribuir com argumentos para esclarecer a evolução tectônica regional e definir controles estruturais das mineralizações a elas associadas. Também relaciona-se ao tema a caracterização da ambiência das diferentes suites plutônicas, em nível estrutural (rochas pré-tectônicas X sin a tardi-tectônicas, tipos de tramas nos plútons e relações com a deformação das encaixantes), seu contexto geodinâmico (correlação com dados geoquímicos e isotópicos) e suas implicações para a interpretação das idades radiométricas neles obtidas;
- 6) Aplicar programas de geocronologia e litoquímica, no âmbito da programação natural do PLGB ou como parte/tema de projetos de pós-graduação:
 - Datação U/Pb em zircões para estabelecer a idade dos protólitos plutônicos antigos no Complexo Jamari e Complexo Jaru;
 - Análises geoquímicas nestes mesmos protólitos, para confirmar ou não a afinidade cálcico-alcalina (arco magmático) das metaplutônicas do Complexo Jamari;
 - Datação do(s) evento(s) metamórfico/deformacionais nos complexos Jamari e Jaru, Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasília e Grupo Beneficente via método K/Ar ou Ar/Ar em micas e anfibólios;
 - Datação U/Pb das lavas ácidas da Suíte Vulcânica Roosevelt e Grupo Beneficente bem como de alguns granitóides de posicionamento cronoestratigráfico incerto;
 - Datação K/Ar ou Ar/Ar em micas e anfibólio nos granitos deformados da Suíte Intrusiva Serra da Providência, para posicionar cronologicamente os eventos deformacionais do Sistema Transpressivo Ji-Paraná;
 - Datação K/Ar ou Ar/Ar em micas e anfibólio nos granitos deformados da Suíte Intrusiva Alto Candeias para posicionar cronologicamente os eventos deformacionais da Zona de Cisalhamento Transcorrente Massangana/Ariquemes;
- 7) Aprofundar os estudos a cerca da evolução geodinâmica regional, estabelecendo as relações estruturais e estratigráficas entre as diferentes unidades pré-cambrianas e fanerozóicas, bem como caracterizar o estilo deformacional e a cinemática determinante, regime metamórfico e cronologia (relativa/absoluta) dos eventos deformacionais nos grandes blocos/unidades;
- 8) Aperfeiçoar metodologia de mapeamento regional em regiões tropicais, com emprego de técnicas de sensoriamento remoto (desenvolvimento de metodologias de sensoriamento remoto no trópico úmido), incluindo o tratamento digital de imagens e utilizando padrões de reflectância das várias unidades, incluindo sua cobertura de solos, determinados em campo;
- 9) Aprimorar estudos com vistas ao reconhecimento e cartografia de zonas de cisalhamento retro-metamórficas e ao mapeamento mais preciso de unidades metavulcânicas, metassedimentares ou metavulcano-sedimentares, para definir o seu contexto paleotectônico (arco, bacia marginal, bacia intra-arco, *riffs* intracontinentais etc.);
- 10) Mapear em escala de semidetalhe (1:50.000) uma área dos complexos Jaru e Jamari entre Ariquemes e Cacaupônia, visando estabelecer o arranjo geométrico e a estratigrafia das unidades ou litótipos, relações embasamento/cobertura, relações de intrusão dos *augen* gnaisses e encaixantes, cinemática e regime metamórfico dos eventos deformacionais, relações entre estruturas de *trend* N-S e E-W e estabelecimento de alvos para datação dos protólitos e eventos deformacionais;
- 11) Mapear em escala de semidetalhe (1:50.000) uma área entre as cidades de Ji-Paraná, Presidente Médici e Ministro Andreazza, visando, estabelecer as relações tectônicas e estratigráficas entre os complexos Jamari e Jaru, as seqüências de arco ou bacia marginal (Sequência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasília) e as seqüências de plataforma (Grupo Beneficente) e os granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência, com seleção de alvos para datação;
- 12) Mapear as coberturas fanerozóicas, dando ênfase ao preenchimento da Fossa Tectônica de Rondônia, à implantação da Bacia dos Parecis e à neotectônica das coberturas do vale do rio Guaporé, em vista das suas possibilidades de óleo e gás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SC-20-Porto Velho. Escala 1:1.000.000. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1984. 57 p. il.
- ADAMY, A.; REIS, M. R.; CAMPOS, J.C.V.; SILVA, M.A. da; SILVA FILHO, E.P. da; BRITO, J.C. da S. PRIMAZ–Nova Brasilândia D'Oeste. Porto Velho: CPRM, 1997. 5v. il., v. II. (Recursos Minerais)
- ADAMY, A.; ROMANINI, S.J. Geologia da Região Porto Velho-Abunã; Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I) e Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 273p. il.
- ALLENBY, R.J. Origen of rectangular and aligned lakes in the Beni Basin of Bolívia. *Tectonophysics*, 145, p. 1-20, 1988.
- ADAMY, A.; SOUSA, R. da S.; OLIVEIRA, S.A.M. de. Projeto Centro-Leste de Rondônia. Relatório da Folha SC.20-Z-B Serra da Providência. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1984. 22p. il.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1967. 36p. (Boletim, 241).
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1997. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378p. il.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências da USP.*, 7, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural province: an introduction. *Earth Science Review*, 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M. de; NOGUEIRA FILHO, J. do V.; Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1959. (Boletim, 199)
- AMARAL, G. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. São Paulo, 1974. 212p. il. Tese (Mestrado). USP-Instituto de Geociências, 1974.
- AMARAL, G. Província Tapajós e Província Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378p. il. Cap. 2, p.6-35.
- ARAÚJO, H.J.T. de; RODART, 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. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SB.20-Purus*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial

- da terra. Rio de Janeiro, 1978. 561p., il. (Levantamento de Recursos Naturais, 17) p. 17-128.
- BAHIA, R.B.C.; PEDREIRA, A.J. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste e Rondônia. *A Terra em Revista*, v. 2, n. 1, p. 24-29, mar. 1996.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L. do E.S.; PEDREIRA, A. J. As coberturas sedimentares fanerozóicas da região sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador: SBG, Núcleo da Bahia/Sergipe, 1996. 7v. il. v.1, p. 299-302.
- BARBOSA, O. *et al.* Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Rio de Janeiro: DGM, 1966. 94p. (Monogr., 19)
- BARRETO, P.M.C.; MANTOVANI, M.S.M. Geocronologia do Território Federal de Rondônia e sudoeste de Mato Grosso. *Ciência e Cultura*, v. 27, n. 7, p. 186, 1975 (Suplemento)
- BARROS, A.M.; PASTORE JUNIOR, W.P. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Folha Tangará da Serra SD.21-Y-B. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. 11v. il. v.1.
- 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 Guide*. Salvador: SME-BA, 1987. 144p. il. p. 49-87.
- BETTENCOURT, J.S.; KAEDEI., M. Reconhecimento dos granitos rapakivi (*sensu strictu*) da região do rio Caripunas - Rondônia. *In: SYMPOSIUM AMAZONICO*, 2, 1984, Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM, 1984. 518p., p. 271-286.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE Jr, W.D.; PAYOLLA, B.L.; SCANDOLARA, J.E.; MUZZOLON, R.; VIAN, J.A.J. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 1997, Salvador. *Excursions Guide*. Salvador:CBPM/SGM, 1997. 162p. il., p.3-31.
- BETTENCOURT, J.S.; ONSTOTT, T.C.; JESUS, T.; TEIXEIRA, W. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. *In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*, 1995, Belém. *Abstract*. Editores: Roberto Dalla'Agnol, Moacir J.B. Macambira e Hilton Tulio Costi. Belém: UFPA/ Centro de Geociências, 1995. 88p. il., p. 14
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 3, p.75-95, 1991.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D.; RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. *An. Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, p. 411-64, 1975. (Suplemento).
- BIGARELLA, J.J.; SUGUIO, K. Ambiente fluvial. Curitiba: Universidade Federal do Paraná e Assoc. de Defesa e Educação Ambiental, 1979. 183p.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, R.L.; COSTA, J.M.G.; HASUI, Y. Evolução neotectônica da região do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5, 1995, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado: SBG/CPGQ/UFRGS, 1995. 445p. il. p. 421-422.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discursion. *Physical the Earth and Planetary Inter.*, 35, p-1-11, 1984.
- CAMPBELL, D.F. Geology of the Sucunduri river, Amazonas. Belém: PETROBRAS-RENOR, 1959. (Relatório técnico Interno, 26-A).
- CAPUTO, M.V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the northern basin of Brazil. Santa Bárbara, 1984. Tese (Doutorado). University of Califórnia, 1984.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. de. Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas. Belém: PETROBRAS-RENOR, 1971. (Relatório Interno, 641-A).
- CIGUEL, J.H.; PEDREIRA, A.J.; GÓIS, J.R. Os icnofósseis da localidade de Sirio Cercado, Brasil-Formação Furnas (Siluro-Devoniano), flanco oriental da Bacia do Paraná. *In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO*, 1996. *Anais*. p. 319-335.
- COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A.; MORAES, M.C. de; MELO, M.S. de. Métodos de estudo de litologias e paleocorrentes de cascalho em terra-

- ços do Baixo Ribeira do Iguapé. *Anais da Academia de Ciências*, v. 64, n. 3, p. 253-267.
- COLLINS, E.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. Nature and origin of A-type granite with particular reference to southeastern Australia. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 80, p. 189-200, 1982.
- COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Ed.). *Sedimentary environments and facies*. Oxford: Blackwell, 1986. 615p. Cap. 3, p. 20-62
- COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford: Blackwell, 1996. p. 37-82
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. The geologic evolution of south America during the archean and early preterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, p. 78-88, 1982.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979, Santiago. *Actas*. Santiago, 1979. v.4, p.137-148.
- COSTA, J.B.S.; A neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG., 1996. 427p. il. p. 35-38.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Aspectos fundamentais do proterozóico médio da Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 4, p. 487-492, 1992.
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. *Boletim de Resumos Expandidos*. Rio Claro: UNESP/SBG., 1991. 230p. p. 142-145.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, A.R.; TRAVASSOS, J.A.M.; IGREJA, H.L.S. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 4, 1993, Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas*. Manaus: Fundação Universidade do Amazonas, 1993. 185p. p. 103-106.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. O quadro tectônico regional do mesozóico na Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, 1991, Belém. *Anais do...* Belém: SBG/Núcleo Norte, 1991. 610p. il. p.166-178.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. Tectônica mesozóico-cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. *Boletim de Resumos Estendidos e Roteiros das Excursões*. Rio Claro: UNESP/SBG., 1991. 230p. p.108-110
- COSTA, J.B.S.; MELO, A.F.; ADAMY, A.; GIOVANINI, C.A.; SCANDOLARA, J.E.; LARIZZATTI, J.H.; FRAGA, L.M.; NUNES, N.S. de V.; VILLAS BOAS, P.F.; D'ANTONA, R. de J. G.; BAHIA, R.B.C. Perfil litoestrutural Ariqueemes-Cacoal (BR-364). Porto Velho: CPRM, 1992. 20p. (Relatório Sintético)
- COSTA, M.L. da. Os lateritos de Rondônia. *CPRM - Publicação Técnica*, v. 1, n. 1, p. 1-119, 1985.
- COSTA, S.A.; FRAGOMENI, P.R.P.; FRAGOMENI, M.G. Projeto Serra do Roncador. Reconhecimento geológico. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 3v.
- CRUZ, N.M.C. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais do...* Balneário de Camboriú: SBG, 1980. V. 5, p. 3041-3045
- DALL'AGNOL, R. Os granitos anorogênicos da Amazônia Brasileira: suas analogias com os "younger granites" do oeste da África. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982, Buenos Aires. *Atas*. Buenos Aires: Serviço Geológico Nacional, 1982. v.2, p.113-131.
- DALL'IGNA, L. G. Diagnóstico da mineração de cassiterita em Rondônia. Monografia de Especialização em Geografia na Fundação Universidade Federal de Rondônia. Departamento de Geografia. Porto Velho, 1994. 159p.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences*, 73, p.135-149, 1983.
- DEQUECH, V. Comissão para o estudo das jazidas auríferas do Urucumacuan. Relatório final. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1943. 57p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 765)
- DICKINSON, W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In:

- ZUFFA, G.G. (Ed.). *Provenance of arenites*. Reidel, 1985. p. 333-361
- DICKINSON, W.R.; BEARD, L.S.; BRACKENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDENBERG, F.A.; RYBERG, P.T. Provenance of North American phanerozoic sandstones. *Geological Society of America Bulletin*, 94, p. 222-235, 1983.
- DICKINSON, W.R.; SUCZEK, C.A. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, 63, p.2182-2364, 1979.
- DREHER, A.M.; ARAÚJO, J.F.V. Petrografia da Folha SC.20-Porto Velho. Projeto RADAMBRASIL, 1977.
- DUMONT, J.F. Type of lakes as related to neotectonics in Western Amazonian. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1, 1992, Manaus. *Resumos*. Manaus: PICG, 1992. p. 99-102.
- ELETRONORTE, CNEC. Geologia, condições de fundação e materiais naturais de construção dos sítios Santo Antônio, Teotônio e Girau, rio Madeira. Estudos de inventário da Bacia do Rio Madeira, trecho nacional. Relatório preliminar. s.l., 1987. 85p.
- FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill, 1974. 159p.
- FONSECA, J.S. da. "Viagem ao redor do Brasil". Rio de Janeiro, 1881.
- FRANK, R.E. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do Complexo Granítico de Santa Bárbara, Rondônia, Brasil. Rio de Janeiro, 1990. 244p. II. Tese (Mestrado)- Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, 1990.
- FROSTICK, L.E.; REID, I. Tectonic control of desert sediments in rift basin ancient and modern. In: FROSTICK, L.E.; REID, I. (Eds.). Desert sediments: ancient and modern. Geological Society Special Publication, n. 35, p. 53-68, 1987.
- GEOFOTO. Projeto Serra dos Parecis. Levantamento aerogeofísico, magnetometria e gamaespectrometria. Relatório Final. Rio de Janeiro: GEOFOTO/DNPM/CPRM, 1980. 2v. v.1.
- HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG., 1996. 427p. il. p.31-34.
- HASUI, Y. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, v. 12, n.1, p. 7-31, 1993.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDI-MENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: SBG, 1990. p. 1-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. E.; SCHOBHENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984, Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM, 1984. 518p. p.129-47
- HOFFMAN, J.; HOWER, J. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust-faulted disturbed belt of Montana, USA. In: SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P.R. (Eds.). *Aspects of diagenesis*. Tulsa: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., n. 26, p. 55-79, 1979.
- HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E.; PERRY, E. A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87, p. 725-737, 1976.
- IGREJA, H.L.S.; CATIQUE, J. Análise neotectônica do lineamento Itacoatiara centro-leste do Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6, 1997, Pirenópolis. *Anais*. Pirenópolis: SBG-Núcleo Brasília, 1997. 380p. il., p. 131-133.
- INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997, Salvador. *Excursions Guide*. Salvador: CBPM/SGM, 1997. 162p. il.
- IRION, G.; MULLER, J.; MELLO, J.N.; JUNK, W.J. Quaternary geology of the Amazonian Lowland. *Geo-Marine Letter*, 15, p. 172-178, 1995.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, p. 523-548, 1971.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1978. 16v. II.
- ISSLER, R.S. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 3, p. 177-211, 1977.

- ISSLER, R.S.; FREIRE, F. de A.; SANTOS, R.O.B. dos. O plutonismo intra-placa do cráton amazônico no intervalo de tempo de 1.800 a 900M.a. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985, Belém. *Anais*. Belém: SBG., 1985. 3v. il. v. 2, p. 53-72.
- JONES, J.P. The Southern border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, v. 28, p. 111-135, 1985.
- KATO, H.T.; COSTA, E.G. da; SOUSA, R. da S. Projeto Centro-Leste de Rondônia. Relatório da Folha SC.20-Z-A - Rondônia. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1982.
- KATO, H.T.; FERREIRA, A.D. Projeto Guajará-Mirim. Relatório da Fase de Prospecção Preliminar. Porto Velho: CPRM, 1982. 30p. il.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. Global basin classification systems. *AAPG Bull.*, 67, p. 2175-2193, 1983.
- KLEMM, H.D. Giant oil fields related to their geological setting – A possible guide to exploration. *Bull. of Can. Petrol. Geol.*, 23, p. 30-66, 1975.
- KLOOSTERMAN, J.B. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Mineração Metalurgia*, v. 47, n. 278, p. 59-64, 1968.
- KLOOSTERMAN, J.B. A twofold analogy between the Nigerian and the Amazonian tin provinces. In: Technical Conference on Tin, 2, 1969, Bangkok. International Tin Council, 1970. v.1, p. 3-29
- KUK, H.J.H.; BRASIL, A.E.; FRANCO, M. do S.M. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.20 Guaporé*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1979. 364p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 19) p.125-164.
- LANCIA, C.A.; CAETANO, L.C.; ARAGÃO, J.M. Água mineral do Brasil: retrato histórico da indústria engarrafadora. S.I., ABINAM/DNPM-RJ, s.d. 109p.
- 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. 4v. il. v. 4, p. 59-74.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B. dos; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A.C. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC.20 Porto Velho*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1978. 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; WESKA, R.K. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na Serra do Rio Branco, MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia. *Atas*. Goiânia: SBG., 1985. p. 247-255.
- LIBERATORE, G.; ALECRIM, J.D.; MEDEIROS, J.B. de; MALOUF, R.F.; PINHEIRO, S. da S.; ACHÃO, S.M.; SANTOS, J.O.S. *Projeto Aripuanã-Sucunduri. Relatório final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1972. 8v. il. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2.000)
- LIMA, J.A.D. Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1976. 2v. il.
- LIMA, M.I.C. de. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1982, Belém. *Anais*. Belém: SBG., 1982. 3v. il. v. 1, p. 147-162.
- LIMA, M.I.C. de. Evolução do Cráton Amazônico no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: SBG., 1984. 12v. il. v. 7, p. 3032-3039.
- LIMA, M.I.C. de. Lineamentos estruturais na sequência cenozóica Solimões e suas relações com o Cráton Amazônico e Bacia do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. *Anais do...* Belém: SBG., 1988. 6v. il., v.6, p. 2396-2406
- LIMA, M.I.C. de. Províncias do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984, Manaus. *Anais*. Manaus: DNPM, 1984. 518p. il. p. 9-23.
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APPLETON, J.D.; BERRAGÉ, 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. 153p. il.
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F. *et al.* The proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43, p. 157-174, 1989.

- LITHERLAND, M.; BLOOMFIELD, K. The proterozoic history of Eastern Bolivia. *Precambrian Research*, 15, p. 157-174, 1981.
- 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/DFPM, 1966. 209p. il. (Bol., 125)
- MARQUES, A. "Mato Grosso – seus recursos naturais. Seu futuro econômico". Rio de Janeiro, 1923.
- MARQUES, M.E. da. "Região Ocidental de Mato Grosso; viagem e estudos sobre o Vale do Baixo Guaporé. Da cidade de Mato Grosso ao Forte do Príncipe da Beira". Rio de Janeiro, 1940.
- MENEZES, R.G. de. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. Escala 1:100.000. Estado de Mato Grosso. Brasília: CPRM, 1993. 126p. il.
- MIALL, A.D. Architectural elements analysis: a new methods of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Review*, 22, p. 261-308, 1985.
- MIALL, A.D. The geology of fluvial deposits. New York: Springer-Verlag, 1996. 582p. il.
- MIALL, A.D. Lithofacies and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: MIALL, A.D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. Calgary: Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, p. 597-604, 1978.
- MIALL, A.D. Principles of sedimentary basin analysis. New York: Springer-Verlag, 1984. 490p. il.
- MIALL, A.D. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Review*, 13, p. 1-62, 1977.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o arqueano e o proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985, Belém. *Anais*. Belém: SBG., 1985. 3v. il. v.1, p. 282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, P.E.C.A., SILVA, G.G. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha NA. 20 Boa vista e parte das folhas NA. 21 Tumucumaque, NB. 20 Roraima e NB. 21*. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1975. 426p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 8) p. 15-136.
- MOURA, P. de. Reconhecimento geológico no vale do Tapajós. Rio de Janeiro: SGM, 1932. 49p. il. (Bol., 67)
- OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W. Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. CPRM, 1976. 51p.
- OLIVEIRA, A.I. de; LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. 2.ed. Rev. Atual. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola, 1943. 813p.
- OLIVEIRA, E.P. de. Geologia. 1) Estudos feitos sobre amostras de rochas colhidas no Sertão do Matto-Grosso. 2) Monographia sobre o gesso (geologia econômica) ocorrências, explorações e usos. In: COMISSÃO DE LINHAS TELEGRAPHICAS ESTRATÉGICAS DE MATTO GROSSO AO AMAZONAS. Rio de Janeiro, 1915 a 1918. 59p. il. (Publicação nº 59. Anexo nº 5)
- OLIVEIRA, E.P. de. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. In: EXPEDIÇÃO SCIENTIFICA ROOSEVELT-RONDON. Comissão de Linhas Telegraphicas Estratégicas de Matto Grosso ao Amazonas. *Geologia*. Rio de Janeiro, 1915. 78p. il. (Publicação nº 50. Anexo nº 1)
- PADILHA, A.V. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. v.1.
- PAIVA, G. de. Alto Rio Branco. Rio de Janeiro: SGM, 1939. 44p. (Bol., 99)
- PAYOLLA, B.L. As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. Brasília, 1994. 145p. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, 1994.
- PEDREIRA, A. J. Sistemas deposicionais e estratigrafia da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia. CPRM, 1998 (relatório interno).
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F. de; MELO, C.F. de; ROMANINI, S.J. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1977. 4v. il.
- PLAFKER, G. Oriented lakes and lineaments of north eastern Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 75, p. 503-522, 1964.

- QUADROS, M.L. do E.S.; SILVA FILHO, E.P. da; REIS, M.R.; SCANDOLARA, J.E. 1996. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, 1996, Belém. *Anais*. Belém: SBG/Núcleo Norte, 1996. 427p. il. p. 242-245.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. *Depositional sedimentary environments*. 2.ed. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 551p. il.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J.S.; ABREU FILHO, W. Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico. Relatório Final. Goiânia; DNPM/CPRM, 1975. 4v. v.1
- RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; QUADROS, M.L. do E.S. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (MCG) da porção oriental do sul de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador: SBG.,-Núcleo da Bahia/Sergipe, 1996. 7v. il. v.1, p. 35-37.
- ROMANINI, S.J. Geologia e geoquímica do complexo granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho. Salvador, 1982. 85p. il. Tese (Mestrado). Univ. Fed. da Bahia, 1982
- ROMANINI, S.J. Projeto Sulfetos de Abunã. Reconhecimento geoquímico. Porto Velho: CPRM, 1977. v.2.
- SADOWSKI, G.R.; BETTENCOURT, J.S. Amazon and Laurentia, former neighbours. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú: SBG., 1994. 3v. il. v.1, p. 210.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 1, p. 31-37, 1993.
- 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. 2v. il. v. 1, p. 321-322.
- SANTOS, D.B. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B. da; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. Geologia. *In: BRASIL*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SB.21 Tapajós*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1975. 409p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 7) p. 15-115.
- SANTOS, J.O.S. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. *In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO GEOLÓGICO*, 5, 1982, Buenos Aires. *Acta*. Buenos Aires, 1982. v.2, p. 97-112.
- SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R. Principais associações máficas não metamorfizadas da Plataforma Amazônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais do...* Balneário de Camboriú: SBG., 1980. 5v. il. v. 4, p. 2253-2262
- SANTOS, R.O.B. dos; PITTHAN, J.H.L.; BARBOSA, E.S.; FERNANDES, C.A.D.; TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS, D. de A. Geologia. *In: BRASIL*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD-20 Guaporé*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1979. 364p. (Levantamento de Recursos Naturais, 19) p. 21-123.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; SILVA, L.C. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG., 1992. 2v. il. v.1, p. 154-155.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; SILVA, C.R. da; BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L. do E.S. Revisão geológica do Estado de Rondônia e áreas adjacentes. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador: SBG.,-Núcleo Bahia/Sergipe, 1996. 7v. il. v.1, p. 47-50.
- SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L. do E.S.; BAHIA, R.B.C. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico-Estado de Rondônia. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5, 1995, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado: SBG/CPGQ/UFRGS, 1995. 445p. il. p. 84-86.

- SCANDOLARA, J. E. O quadro geral da neotectônica no Estado de Rondônia. 15 p. 1998 (no prelo)
- SCANDOLARA, J. E. A evolução proterozóica de Rondônia e adjacências: Cronologia de eventos. 20 p. 1998 (no prelo).
- SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.C.; SILVA, L.C. Geologia da região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG., 1992. 2v. il. v. 1, p. 152-153.
- SILVA, C.R.; SCANDOLARA, J.E.; BAHIA, R.B.C.; RIZZOTTO, G.J.; SILVA, L.C. da. Geologia e evolução estrutural no sudeste de Rondônia. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, 1994, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG., 1994. 396p. il. p. 65-68.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. Geologia. *In: BRASIL*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, L.M.; VAZ PARENTE, C.; BRANDÃO, R. de L.; ARAÚJO, R.V. de; ROMANINI, S.J.; CAVALCANTE, J.C. Projeto Guajará Mirim. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1990. 5v. il.
- SILVA, S. de O. Rio Abacaxis e Parauari. Belém: PETROBRAS-RENOR, 1952. 22p. il. (Relatório Técnico Interno, 54-A).
- SIQUEIRA, L.P. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v. 3, n. 1-2, p. 3-16, 1989.
- SOEIRO, R.S. Projeto Prospecção de Carvão Energético em Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1981.
- SOEIRO, R.S.; MARTINS, E.G.; TORRES, L.C.A. Projeto Manganês na Serra da Providência. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1977. 5v. il.
- SOMMER, F.W.; COSTA, N.M.M. da. Uma nova espécie de alga fóssil; do Estado do Amazonas. *An. Acad. Bras. Ci.*, v. 44, n.3/4, p.435-440, 1972.
- SOUZA, E.C. de; MARQUES, W.J. Granito porfiroblástico de Santo Antônio - Território Federal de Rondônia, *Brasil*. CPRM, 1974. 11p.
- SOUZA, E.C. de; MELO, A.F.; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S. Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1975. 12v. il.
- SOUZA, E.P.; HILDRED, P.R. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí oeste de Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais*. Balneário de Camboriú: SBG., 1980. 5v. il. v.2, p. 813-825.
- SOUZA FILHO, P.W.; QUADROS, M.L. do E.S.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA FILHO, E.P. da; REIS, M.R. O Sistema Fluvial Guaporé-Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia-Brasil: compartimentação morfoestrutural e evidências de atividade neotectônica na Amazônia Ocidental. 30p. (no prelo)
- STRECKEISEN, A. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Sub-Commission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30, 1973.
- SYMPOSIUM ON RPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995, Belém. *Abstract*. Editores: Roberto Dalla'Agnol, Moacir J.B. Macambira e Hilton Tulio Costi. Belém: UFPA/Centro de Geociências, 1995. 88p. il.
- TASSINARI, C.C.G. *Evolução geotectônica da província rio Negro-Juruena na Região Amazônica*. São Paulo, 1981. 99p. Tese (Mestrado)-USP./Instituto de Geociências, 1981.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BETTENCOURT, J.S. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province and tectonic implications. *International Geology Review*, 38, p. 161-175, 1996.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr.O.; TEIXEIRA, W. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: SBG., 1984. 12v. il. v.6., p. 2963-2977.
- 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. 518p. p.87-102.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G. Estudo geocronológico Rb/Sr e K/Ar da Folha SC.20 Porto Ve-

- lho. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 32p. (Relatório Interno).
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWSHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, p. 213-227, 1989
- TORRES, L.C.A. Projeto Sudoeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1979. 5v.
- TOSDAL, R.M.; BETTENCOURT, J.S.; LEITE Jr. W.B.; PAYOLLA, B.N. U-Pb geochronologic framework of the mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia tin province, Brazil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Salvador. *Anais*. Salvador: SBG.,-Núcleo Bahia/Sergipe, 1996. 7v. il.v.6, p. 591-593
- VASCONCELOS, R.M.; METELO, M.J.; MARINHO, F.A.V.; AZEVEDO, M.L.V. de; LACERDA, D.; CARDOSO, C.E.T. *Projeto Rio Madeira*. Relatório Final. Porto Velho: CNEN/CPRM, 1977. v.2
- VERSCHURE, R.H.; BON, E.H. Geology and geochronology of tinbearing volcano-plutonic complexes in Rondonia (Western Brazil); reflection on the genesis of this type of magmatism. Z.W.O. Laboratorium Voor Isotopen Geologie Ann. Rep. p. 177-198, 1972.
- WALKER, R.G.; CANT, D.J. Sandy fluvial systems. s.n.t.
- WHALEN, J.B.; CURRIER, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral.Petrol.*, 95, p. 407-419, 1987.
- WINDLEY, B.F. The evolving continents. New York: John Wiley, 1977. 385p.
- WINKLER, M.G.F. Petrogênese das rochas metamórficas. Porto Alegre: Edgard Blucher, 1977. 254p. Il.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Províncias Estruturais do Brasil (Almeida *et al.*, 1977).
- Figura 2.2 – Províncias Estruturais do Brasil (Amaral *et al.*, 1984).
- Figura 2.3 – Mapa geológico da Subprovíncia Madeira.
- Figura 2.4 – Esboço tectono-estratigráfico do Estado de Rondônia.
- Figura 2.5 – Coluna litoestratigráfica da Faixa Orogênica Policíclica Guaporé.
- Figura 2.6 – Colunas litoestratigráficas de Souza *et al.* (1975) e Isotta *et al.* (1978).
- Figura 2.7 – Colunas litoestratigráficas de Leal *et al.* (1978) e Torres *et al.* (1975).
- Figura 2.8 – Coluna litoestratigráfica de Adamy *et al.* (1990).
- Figura 2.9 – Coluna litoestratigráfica relativa às bacias sedimentares do Estado de Rondônia.
- Figura 2.10 – Quadro demonstrativo da relação espacial/temporal dos depósitos Cenozóicos do Estado de Rondônia.
- Figura 2.11 – Distribuição geográfica das rochas do Complexo Jamari.
- Figura 2.12 – Distribuição geográfica das rochas do Complexo Gnaissico-migmatítico Jarú.
- Figura 2.13 – Distribuição geográfica das rochas da Suíte Vulcânica Roosevelt no Estado de Rondônia.
- Figura 2.14 – Distribuição geográfica das suítes granitóides meso/neoproterozóicas do Estado de Rondônia.
- Figura 2.15 – Distribuição geográfica das coberturas metavulcano-sedimentares do Estado de Rondônia.
- Figura 2.16 – Distribuição geográfica das unidades que compõem as coberturas sedimentares e vulcânicas associadas do Estado de Rondônia.
- Figura 2.17 – Litofácies e ambientes de deposição da Formação Palmeiral.
- Figura 2.18 – Distribuição geográfica das unidades que compõem a cobertura Paleozóica do Estado de Rondônia.
- Figura 2.19 – Litofácies e ambientes de deposição da Formação Cacoal.
- Figura 2.20 – Litofácies e ambientes de deposição da Formação Pimenta Bueno.
- Figura 2.21 – Litofácies e ambientes de deposição da Formação Fazenda da Casa Branca.
- Figura 2.22 – Distribuição geográfica das unidades mesozóicas do Estado de Rondônia.
- Figura 2.23 – Litofácies e ambientes de deposição da Formação Parecis.
- Figura 2.24 – Distribuição geográfica das coberturas cenozóicas do Estado de Rondônia.
- Figura 2.25 – Arcabouço neotectônico da Amazônia.
- Figura 2.26 – Quadro geral da neotectônica no Estado de Rondônia.
- Figura 2.27 – Perfil esquemático dos lateritos imaturos do Estado de Rondônia.
- Figura 2.28 – Mapa esquemático do Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas/tectônicas (Teixeira *et al.*, 1989).
- Figura 2.29 – Blocos crustais da região amazônica (Hasui *et al.*, 1984).
- Figura 2.30 – Modelo do ajuste antigo entre Laurásia e Amazônia (Sadowski e Bettencourt, 1994).
- Figura 2.31 – Seção geológica da montagem Laurásia e Amazônia.
- Figura 2.32 – O quadro tectônico Mesoproterozóico do Estado de Rondônia e adjacências.
- Figura 2.33 – O quadro tectônico Meso/Neoproterozóico do Estado de Rondônia e adjacências.
- Figura 2.34 – Quadro tectônico paleozóico.
- Figura 2.34 a – Evolução Paleozóica/Mesozóica da Bacia dos Parecis.
- Figura 2.34 b – Compartimentação da Bacia dos Parecis.
- Figura 2.35 – Quadro tectônico mesozóico.
- Figura 2.36 – Quadro geral da tectônica do Mioceno/Plioceno e campo tensional.
- Figura 2.37 – Quadro geral da tectônica do Pleistoceno/Recente e campo tensional.

Figura 3.1 – Distribuição do número de jazimentos por substância mineral.

Figura 3.2 – Mapa de jazimentos minerais.

Figura 3.3 – Distribuição percentual das ocorrências de ouro nas unidades lito estratigráficas.

Figura 3.4 – Distribuição percentual das ocorrências de estanho nas unidades litoestratigráficas.

Figura 4.1 – Mapa de localização das minas de cassiterita no Estado de Rondônia.

Figura 4.2 – Mapa de localização das principais ocorrências de ouro (garimpos) no Estado de Rondônia.

Apêndices

LISTAGEM DOS RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE RONDÔNIA

NM	DOCMETA	Substância Mineral	Localização			Características dos Jazimentos				Dados Econômicos
			Local	Município	Coordenadas Geográficas	Classe	Morfologia	Rochas encaixantes/ hospedeiras e / ou associadas	Unidade Litoestratigráfica	Status/ Produção/ Reservas/ Teores
1	13395	Ouro	Belmont	Porto Velho	08°37'59" 63°51'02"	Detritico (plácer)	Estratiforme	Aluviões constituídos por cascalhos/areias. Arenitos conglomeráticos c/cimento carbonático	QHa	Garimpo intermitente. Produção estimada em 1987: 300 kg/Au
2	13358	Argila	Belmont	Porto Velho	08°38'48" 63°52'14"	Sedimentar	Estratiforme	Argila cinza	QHa	Jazida; R _{inf} :112.000m ³
3	13362	Ouro	Quintelândia	Porto Velho	08°47'03" 63°56'01"	Detritico (plácer)	Estratiforme	Arenito conglomerático c/cimento carbonático	QHa	Garimpo intermitente
4	13365	Ouro	Cojubim	Porto Velho	08°34'34" 63°45'52"	Detritico (plácer)	Estratiforme	Aluviões constituídos de areia grossa ; arenito conglomerático com cimento carbonático	QHa	Garimpo intermitente
5	13356	Argila	Porta-Chuelo	Porto Velho	08°37'32" 63°43'33"	Sedimentar	Estratiforme/ laminada	Argila cinza	QHa	Jazida; R _{inf} :140.000m ³
6	13360	Ouro	Balsa	Porto Velho	08°44'04" 63°51'31"	Detritico (plácer)	Irregular	Arenito conglomerático com cimento carbonático	QHa	Garimpo intermitente
7	13355	Argila	Candeias	Porto Velho	08°47'41" 63°44'36"	Sedimentar	Estratiforme	Argila cinza a creme	TQi	Jazida; R _{inf} :200.000m ³
8	—	Ouro	Santo Antônio	Porto Velho	08°48'14" 63°56'14"	Detritico (plácer)	Estratiforme	Aluviões e arenitos calcíferos	QHa	Garimpo intermitente

DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS U/Pb (SHRIMP) NO ESTADO DE RONDÔNIA E ADJACÊNCIAS.

Nº DE ORDEM	FONTE BIBLIOGRÁFICA	COORDENADAS GEOGRÁFICAS (OU REGIÃO)	ROCHA	MATERIAL	DOMÍNIO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	IDADE (Ga)
01	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Ortognaisse * Granítico	Zircão	Central de Rondônia	Complexo Jaru	1,58
02	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Ortognaisse * Granítico	Zircão	Central de Rondônia	Complexo Jaru	1,55
03	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Ortognaisse * Granítico	Zircão	Central de Rondônia	Complexo Jaru	1,57
04	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Ortognaisse * Granítico	Zircão	Central de Rondônia	Complexo Jaru	1,58
05	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,60
06	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,57
07	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,65
08	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,57
09	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,55
10	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	09° 30'S 62° 23'W	Granito	Zircão	Roosevelt	Suíte Intrusiva Serra da Prov.	1,60

* Granito relacionado, provavelmente, à Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Ilustrações Fotográficas



Foto 1 – Ortognaisse granodiorítico/diorítico do Complexo Jamari mostrando a foliação S_{n+1} subverticalizada. Aspecto geral do afloramento no rio Massangana com a linha C-85 oeste, Alto Paraíso.

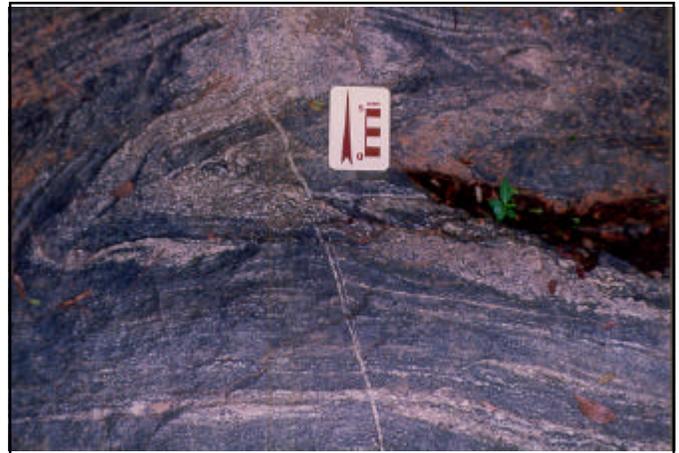


Foto 2 – Mesmo afloramento da foto 1, mostrando a rocha com foliação S_n evoluindo para uma nova foliação de transposição. Notar a existência de fases de migmatização acompanhando as duas deformações.



Foto 3 – Mesmo afloramento da foto 1, em que o gnaisse granodiorítico/diorítico exibe dobras fechadas a isoclinais afetando S_n , dobrando os níveis anfibolíticos e veios de mobilizados quartzo-feldspáticos, como consequência da deformação associada às transcorrências dextrais que afetam a região.



Foto 4 – Contato tectônico entre granada-biotita gnaisse do Complexo Jamari e rocha vulcânica ácida pertencentes aos Younger Granites de Rondônia. Mina de Bom Futuro, Campo Novo de Rondônia.



Foto 5 – Gnaiss cinza de composição granítica/granodiorítica, com bandamento milimétrico a centimétrico (Sn), dobrado em estruturas fechadas com foliação plano-axial (Sn+1). Notar migmatização sin-transcorrência afetando Sn. Complexo Jamari, linha B-40, Ariquemes.



Foto 6 – Contato entre gnaiss granodiorítico e anfibolito do Complexo Jamari, em relação de baixo ângulo com foliação Sn. Veios leucossômicos compostos por quartzo + feldspato + granada. Mesmo afloramento da foto 5.

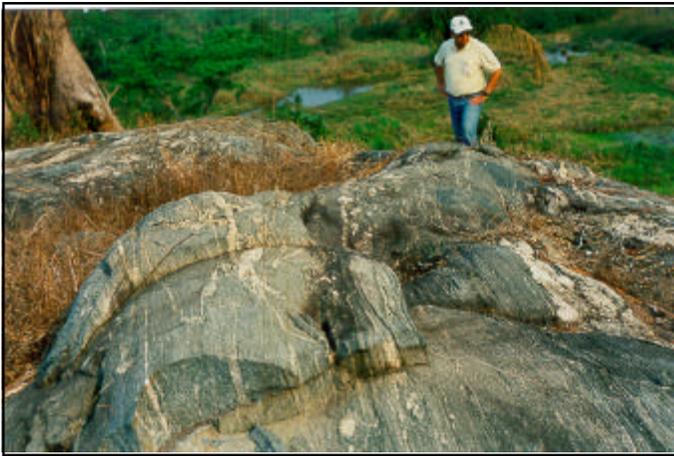


Foto 7 – Aspecto geral de um gnaiss cinza de composição tonalítica pertencente ao Complexo Jamari, com bandas leucossômicas muito abundantes e evidências de deformação sin-cinematca. BR-364, proximidades da cidade de Presidente Médici.



Foto 8 – Detalhe da foliação Sn, onde os fenocristais de feldspato indicam que a rocha foi submetida a uma deformação em estado viscoplástico, em condições compatíveis com uma intrusão sin-cinematca. Complexo Jamari, mesmo afloramento da foto 7.



Foto 9 – Ortogneisse granítico/granodiorítico do Complexo Jamari profusamente recortado por diques máficos segmentados pela deformação. Fazenda Castanhal, Ji-Paraná.



Foto 10 – Veios leucossômicos concordantes com foliação S_n em ortogneisse granítico do Complexo Jamari. Proximidades da cidade de São Felipe.



Foto 11 – Camada de anfibolito “boudinado” (preto) em ortogneisse de composição granítica do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru. Notar migmatização e pequeno desvio da foliação na zona surréica do boudin. Borda norte da serra dos Pacaás Novos, Guajará-Mirim.



Foto 12 – Sillimanita gnaisse do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru com camadas quartzosas estiradas e estriccionadas. Rodovia RO-425, Nova Mamoré.



Foto 13 – Gnaiss calcissilicatado do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú, expressivamente sulfetado, mostrando dobramento isoclinal. Rodovia RO-425, “Corte do Yata”, Guajará-Mirim/Nova Mamoré.

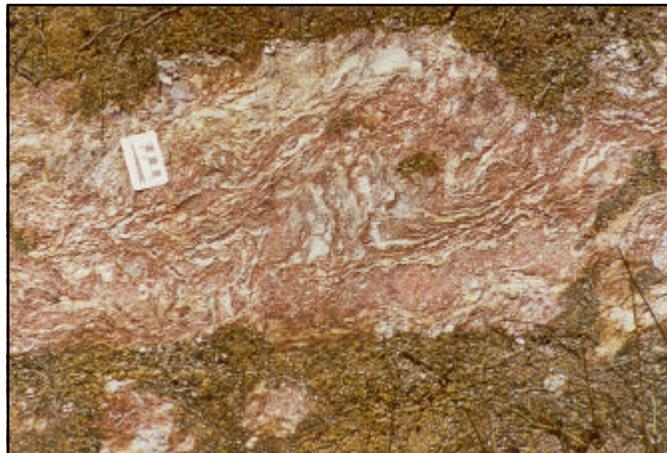


Foto 14 – Sillimanita gnaiss do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú, estruturado em zona de cisalhamento de baixo ângulo com movimentação para NE. Corte de estrada (RO-425), proximidades do rio Ribeirão, Nova Mamoré.

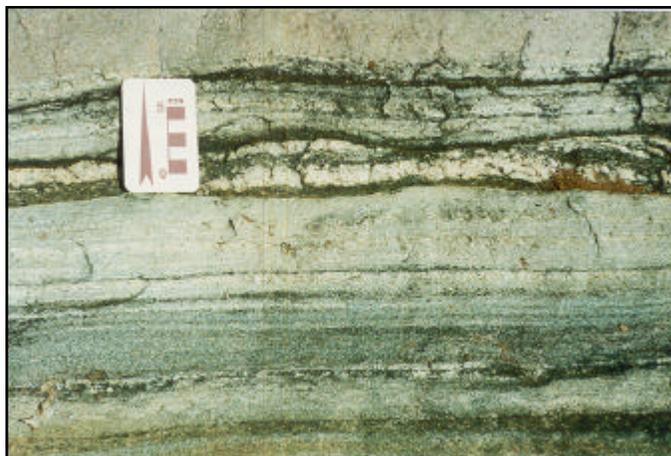


Foto 15 – Paragnaiss bandado do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú apresentando migmatização sin-cinematóica. RO-425, Nova Mamoré.



Foto 16 – Sillimanita-biotita gnaiss do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú mostrando bandas quartzo-feldspáticas ((composição granítica) produzidas por anatexia parcial. BR-364, 30km a NW de Jarú.



Foto 17 – Sillimanita-biotita gnaiss do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú apresentando porfiroblastos de granada relacionados à fase migmatítica sin-transcorrência. BR-364, 23km a SE de Ariquemes.



Foto 18 – Gnaiss kinzigítico apresentando bandas migmatíticas relacionadas a retrometamorfismo de fácies anfíbolito associado às transcorrências regionais. BR-364, 12km a NW de Jarú; Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú.



Foto 19 – Augen gnaiss de composição granítica do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú. Antigos diques máficos alojados no contato com granito fino (produto de variação faciológica da rocha primitiva) mostram-se fortemente estirados. Linha C-35, Cacaulândia.



Foto 20 – Detalhe do augen gnaiss da foto anterior onde porfiroclastos de k-feldspato rotacionados e achatados mostram "caudas" de baixa assimetria. Mesmo ponto da foto 19.



Foto 21 – Charnockito foliado em contexto de migmatização, apresentando dobras intrafoliais desenhadas por mobilizados ou corpos máficos. Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru, pedreira a 12km SE de Jaru, BR-364.

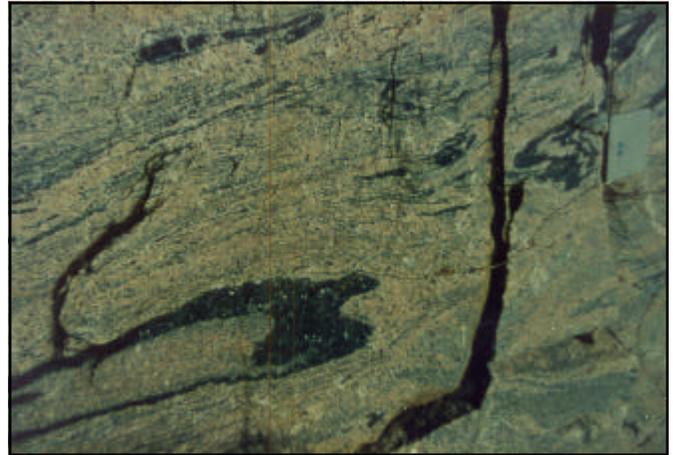


Foto 22 – Detalhe da foto 21, realçando as dobras intrafoliais.

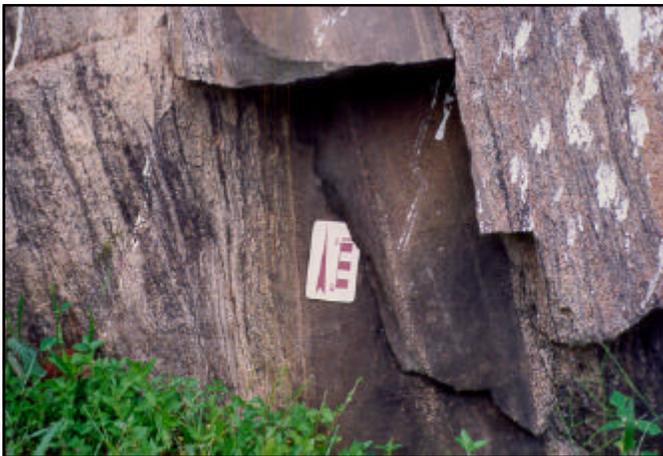


Foto 23 – Gnaiss kinzigítico do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru com camadas centimétricas de rocha calcissilicatada intercalada. BR-364, 2km a NW de Jaru.



Foto 24 – Detalhe do gnaiss kinzigítico da foto 23, mostrando níveis de fundidos anatéticos interpretados como sin-cinemáticos.



Foto 25 – Gnaiss calcissilicatado do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú mostrando charneira de dobra. Linha C-35, Ariquemes.



Foto 26 – Ortognaiss de composição granítica pertencente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú, mostrando variação na taxa de strain ao nível do afloramento. Linha C-35, Ariquemes.



Foto 27 – Granito da fácies viborgito/piterlito pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ministro Andreazza.

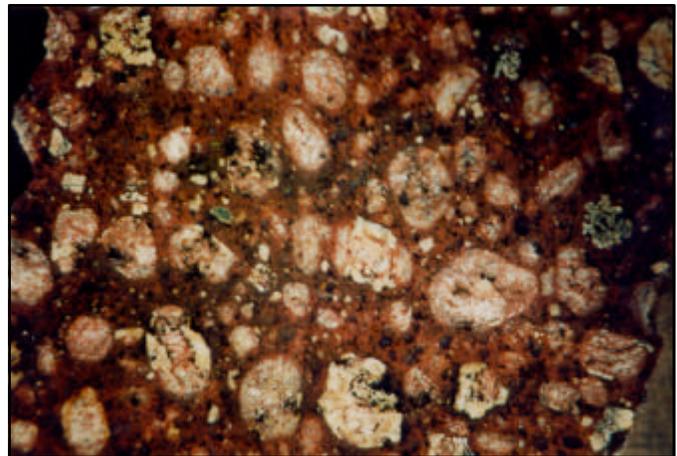


Foto 28 – Granito da fácies pórfira pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ministro Andreazza.



Foto 29 – Granito da fácies porfírica pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ministro Andreazza.



Foto 30 – Granito da fácies equigranular pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ministro Andreazza.



Foto 31 – Detalhe dos cristais de k-feldspato "manteados" por plagioclásio. Suíte Intrusiva Serra da Providência, fácies viborgítica/piterlítica. Região de Ji-Paraná/Ministro Andreazza.



Foto 32 – Charnockito pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência, mostrando deformação heterogênea (foliação localizada). Ouro Preto d'Oeste.

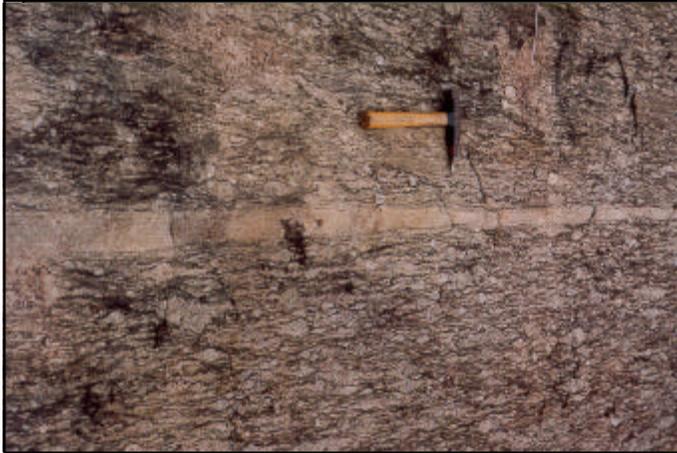


Foto 33 – Gnaiss granítico/charnockítico com foliação milonítica bem desenvolvida. Trata-se de um granito/charnockito pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência submetido a processo de deformação por achatamento (compressiva), com componente de cisalhamento dextral. Pedreira do Japonês, BR-464, 8km a SE de Ariquemes.

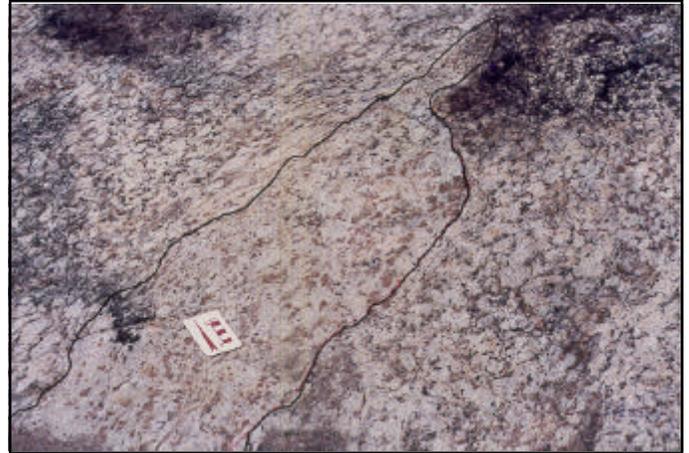


Foto 34 – Gnaiss charnockítico mostrando xenólito da rocha supracrustal encaixante (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú) com contato irregular (digestão parcial). BR-464, Pedreira do Japonês, 8km a SE de Ariquemes.



Foto 35 – Augen gnaiss milonítico da Suíte Intrusiva Serra da Providência onde os indicadores cinemáticos (cristais rotacionados com cauda assimétrica e foliação SxC) indicam deformação por estruturas de cisalhamento dúctil com movimentação sinistral. BR-364, 1km a NW de Presidente Médici.

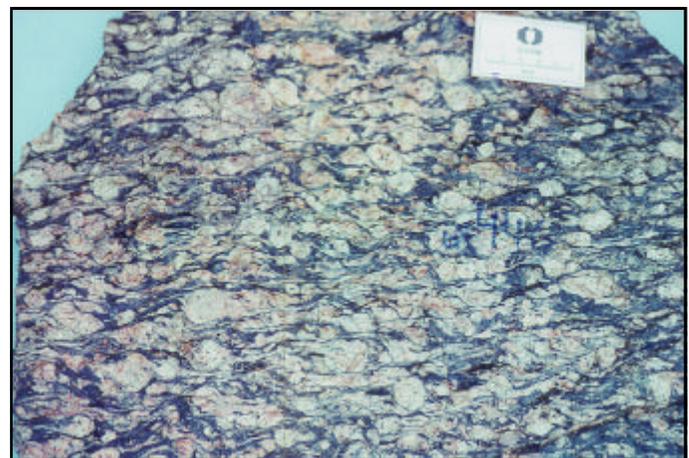


Foto 36 – Granito da Suíte Intrusiva Serra da Providência cuja trama evidencia deformação no estado sólido. Região de Rondominas.



Foto 37 – Granito viborgítico da Suíte Intrusiva Serra da Providência mostrando feições indicativas de deformação desenvolvida em condições dúcteis/rúpteis. Região de Machadinho d'Oeste.

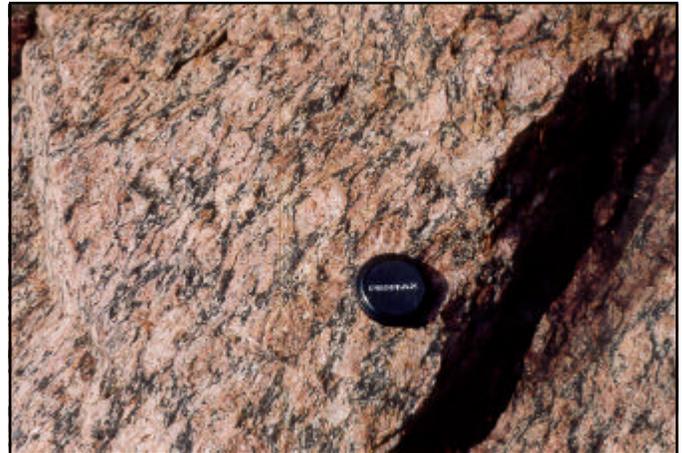


Foto 38 – Augen gnaiss milonítico da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Morro da Embratel, Ouro Preto d'Oeste.

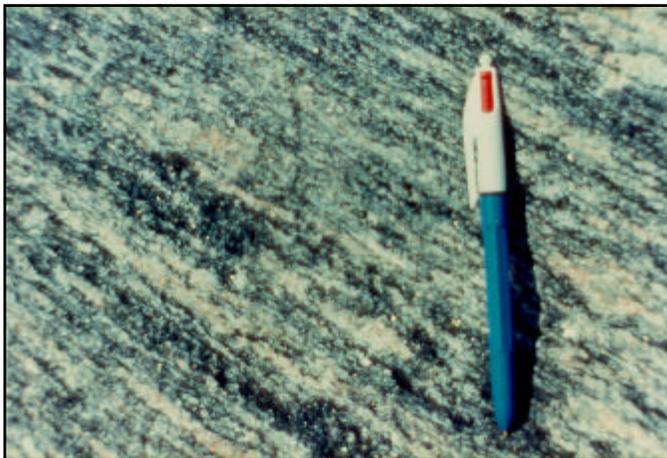


Foto 39 – Ortognaiss (tectonito "L") produto da deformação dúctil (zona de alto strain) dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Pedreira abandonada, BR-364, 16 km a NW de Ji-Paraná.



Foto 40 – Intercalação de camadas de biotita gnaiss e rocha calcissilicática formando dobras abertas com flancos verticais. Associação interpretada como turbiditos psamo-pelíticos e turbiditos terrígenos carbonáticos. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Balneário da L-138, Nova Brasilândia d'Oeste.



Foto 41 – Camada de rocha calcissilicática e fundido anatótico refletindo a deformação D_2 com dobramento da foliação metamórfica e desenvolvimento de uma foliação plano-axial. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Mesmo afloramento da foto 40.



Foto 42 – Biotita gnaïsse mostrando divisões de Bouma amalgamadas (arenitos+siltitos+pelitos). Notar veio quartzo-feldspático neoformado relacionado à deformação D_1 e foliação plano-axial incipiente relacionada à fase D_2 . Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia, balneário L-138, Nova Brasilândia d'Oeste.

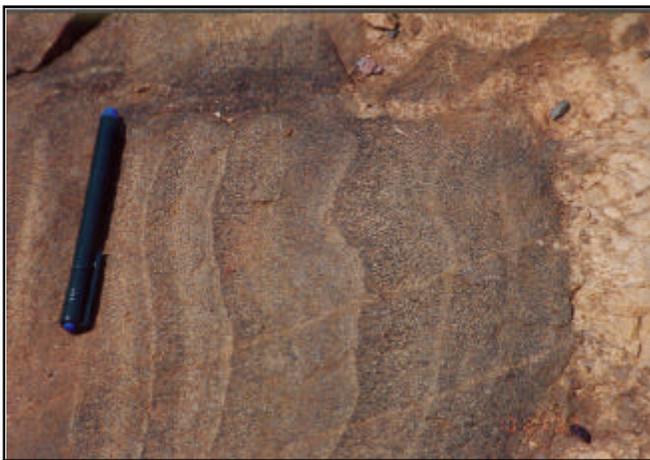


Foto 43 – Detalhe da foto 42 mostrando os ciclos de Bouma incompletos. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.



Foto 44 – "Boudinage" das camadas pelíticas dos turbiditos da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Balneário da L-138, Nova Brasilândia d'Oeste.



Foto 45 – Intercalação de xistos psamo-pelíticos e camadas de rocha calcissilicatada. Região de Nova Brasilândia d'Oeste. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.



Foto 46 – Intercalações repetidas de biotita paragnaises e sillimanita xistos. Região de Nova Brasilândia d'Oeste. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.



Foto 47 – Formação ferrífera bandada estruturada em dobras isoclinais apertadas e com plano axial vertical. Região de Colorado d' Oeste. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.



Foto 48 – Neoformados quartzo-feldspáticos, produtos de anatexia localizada dos sillimanita xistos. Região de Nova Brasilândia d'Oeste. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.



Foto 49 – Camadas de anfibolito dobrada e falhada. Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Região de Colorado d'Oeste.



Foto 50 – Intercalação de finas camadas de talco xistos, grafita xistos e muscovita xistos da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Região de Colorado d'Oeste.

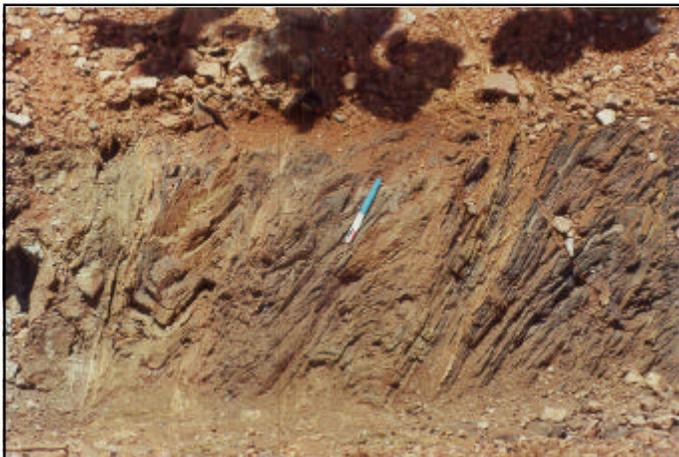


Foto 51 – Xisto manganesífero pertencente ao Grupo Beneficente aflorando na região fronteira com o estado do Mato Grosso.



Foto 52 – Metatufo ácido com S_0 subverticalizado, aflorando nas áreas da bacia afetadas pelas estruturas de cisalhamento transpressivas. Grupo Beneficente, região de Pacarana, limite com o estado do Mato Grosso.

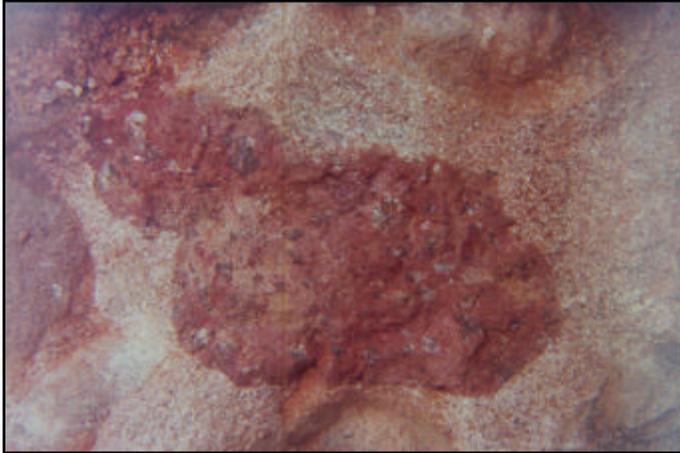


Foto 53 – Conglomerado basal do Grupo Beneficente mostrando clastos de rocha vulcânica da Suíte Vulcânica da Suíte Vulcânica Roosevelt. Região do rio Roosevelt, limite RO/MT.



Foto 54 – Arenito ortoquartzítico a arcossiano constituindo expressivos pacotes. Grupo Beneficente, leste do estado de Rondônia.

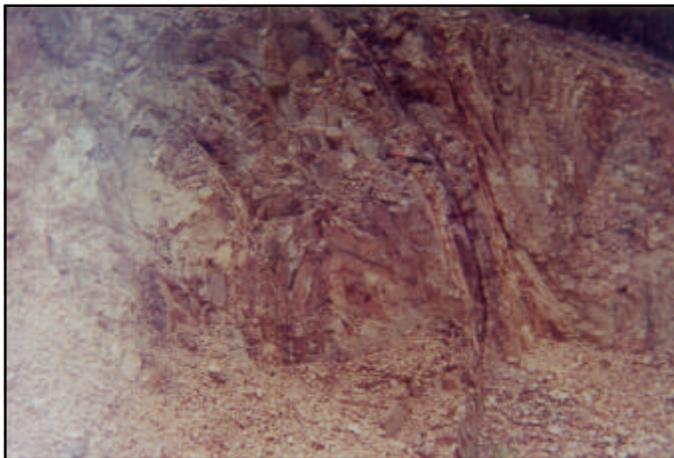


Foto 55 – Intercalação de filitos e quartzitos da Formação Mutum-Paraná. Região da mina de São Lourenço.

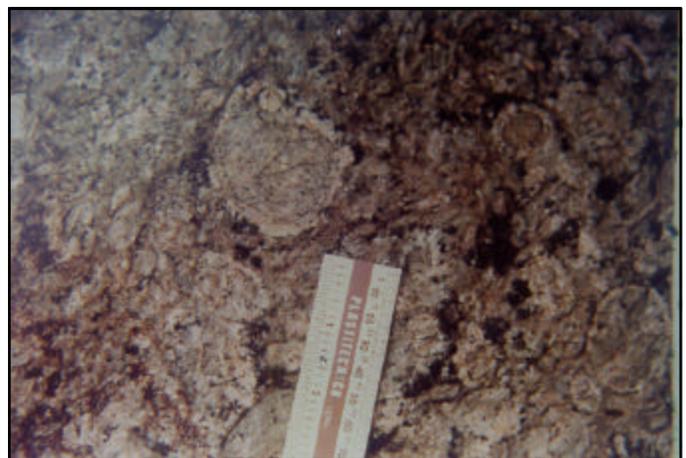


Foto 56 – Granito com feição rapakivi pertencente à Suíte Intrusiva Santo Antônio. Cachoeira de Santo Antônio, município de Porto Velho.



Foto 57 – Sieno/monzogranito da Suíte Intrusiva Teotônio. Região da Cachoeira de Teotônio, município de Porto Velho.



Foto 58 – Viborgito/piterlito da Suíte Intrusiva Alto Candeias. Região de Buiritís/Campo Novo de Rondônia.

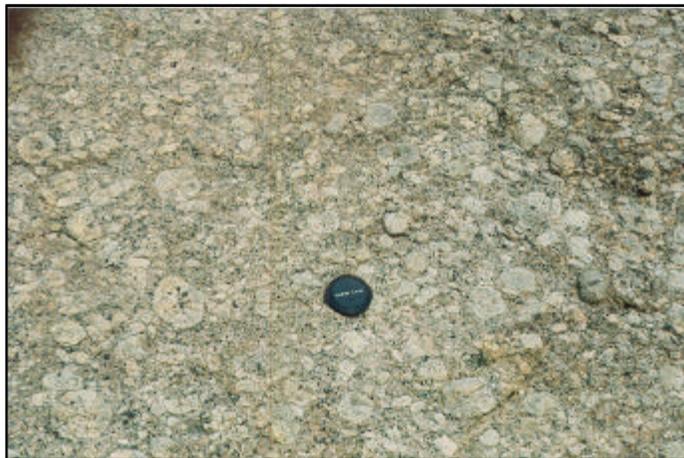


Foto 59 – Viborgito da Suíte Intrusiva Alto Candeias, região da mina de Massangana.



Foto 60 – Piterlito da Suíte Intrusiva Alto Candeias, região da mina de Massangana, deformado em zona de cisalhamento dúctil transcorrente sinistral de direção NW.

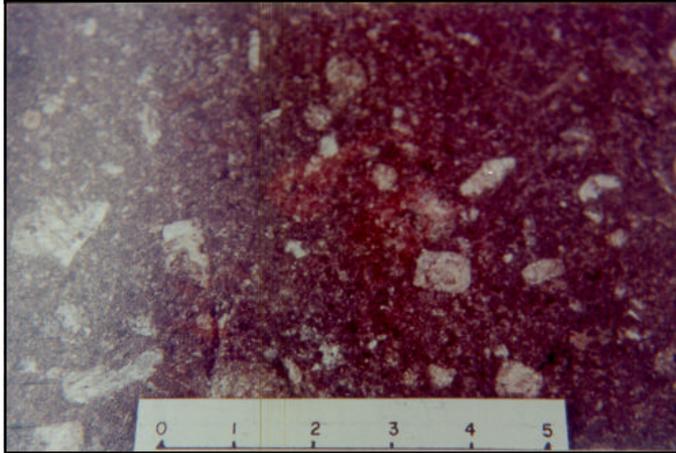


Foto 61 – Granito porfíritico da Suíte São Lourenço-Caripunas. Região da mina de São Lourenço.



Foto 62 – Contato entre fácies equigranular e porfíritica do granito pertencente à Suíte São Lourenço-Caripunas. Fortaleza do Abunã.

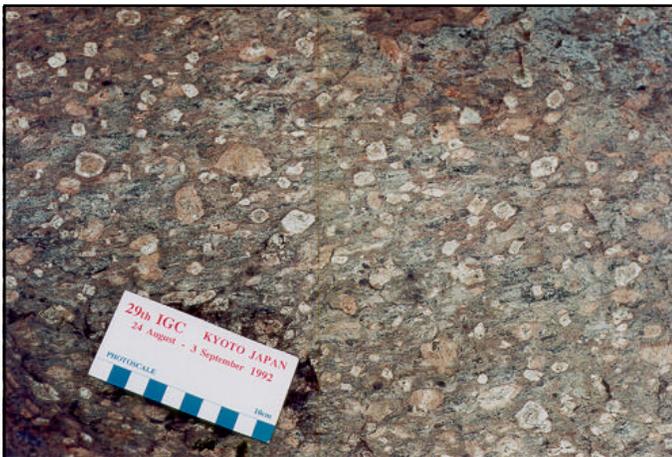


Foto 63 – Granito com feição rapakivi pertencente à Suíte Granítica Rio Pardo. Região de Alta Floresta d'Oeste.



Foto 64 – Granito da Suíte Granítica Rio Pardo deformado plasticamente pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco. Região de Alta Floresta d'Oeste.

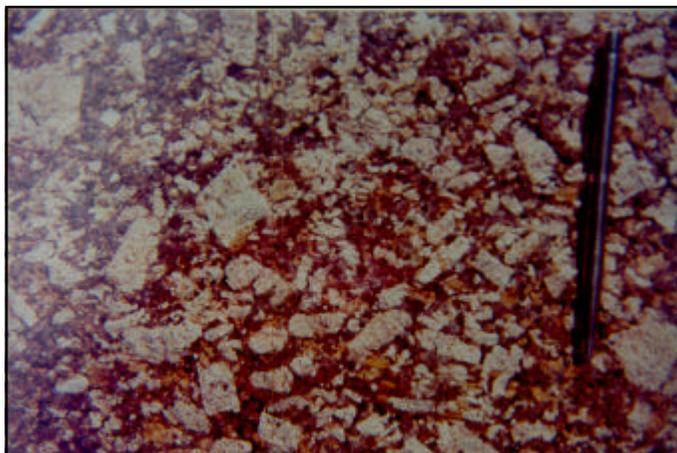


Foto 65 – Granito porfírico da Suíte Intrusiva Santa Clara. Região do Maciço Oriente Novo.

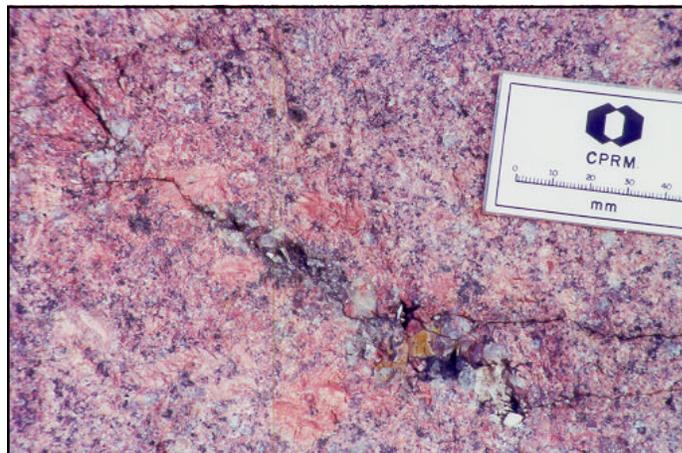


Foto 66 – Granito equigranular a porfírico com cavidades miarolíticas. Maciço Karitianas. Younger Granites de Rondônia.



Foto 67 – Vista panorâmica dos contrafortes da serra dos Pacaás Novos. Formação Palmeiral. Guajará-Mirim.



Foto 68 – Intercalações de camadas de arenito com barras de conglomerados da Formação Palmeiral. Serra dos Pacaás Novos. Guajará-Mirim.



Foto 69 – Detalhe dos conglomerados da Formação Palmeiral, com destaque para o bom arredondamento e mau selecionamento dos clastos. Serra dos Pacaás Novos.



Foto 70 – Detalhe do arenito arcosiano da Formação Palmeiral, mostrando níveis centimétricos de manganês. Serra dos Pacaás Novos.



Foto 71 – Blocos de arenitos da Formação Cacoal. Região de Rolim de Moura.



Foto 72 – Intercalação de folhelhos e arenitos da Formação Cacoal. Região de Rolim de Moura.



Foto 73 – Dropstones pertencentes aos depósitos glaciais da Formação Pimenta Bueno. Proximidades da cidade de Alvorada d'Oeste (estrada Alvorada-Costa Marques).



Foto 74 – Tilito pertencente aos depósitos glaciais da Formação Pimenta Bueno. Morro Franco Ferreira, região de Espigão d'Oeste/Pimenta Bueno.



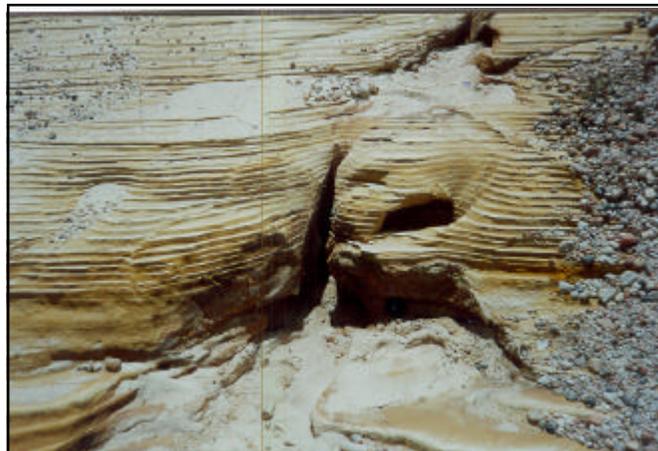
Foto 75 – Intercalação de pelitos e arenitos, característicos da Formação Fazenda da Casa Branca. RO-494, município de Parecis.



Foto 76 – Kimberlitos da Formação Anari. Município de Colorado d'Oeste.



Foto 77 – Arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentando estratificação cruzada de grande amplitude. BR-364, região de Vilhena.



Fotos 78 – Arenito eólico da Formação Botucatu com laminação plano-paralela produzida por bimodalidade dos grãos. Estrada que liga Vilhena a Colorado d'Oeste.



Foto 79 – Corte de estrada com exposição dos arenitos ortoquartzíticos da Formação Parecis. Estrada Vilhena-Colorado d'Oeste.



Foto 80 – Conglomerado carbonático aurífero - "mucururu", importante metalotecto de idade cenozóica relacionado às drenagens do antigo sistema rio Madeira. Ilha Três Irmãos, Mutum-Paraná.



Foto 81 – Mineralização estanífera primária em zona de cisalhamento rúptil. Mina de Massangana.



Foto 82 – Veio de quartzo mineralizado à cassiterita, representativo das mineralizações estaníferas dos granitos meso/neoproterozóicos. Mina de Santa Bárbara.



Foto 83 – Lavra mecanizada a céu aberto conduzida por cooperativa de garimpeiros. Mina de cassiterita de Bom Futuro, Ariquemes.



Foto 84 – Vista panorâmica das frentes de lavra mecanizada de cassiterita da mina de Bom Futuro. Ariquemes.



Foto 85 – *Vista panorâmica de pedreira de rocha granítica (Younger Granites de Rondônia). Maciço São Carlos, Ariquemes.*



Foto 86 – *Frente de lavra mecanizada a céu aberto de calcário dolomítico da Formação Cacoal. “Mina da CMR”, Espigão d’Oeste.*

ROCHAS ORNAMENTAIS



Foto 87 – Gnaiss kinzigítico do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú. Região de Ariquemes/ Nova Vida.



Foto 88 – Granito da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ji-Paraná/Ministro Andreazza.

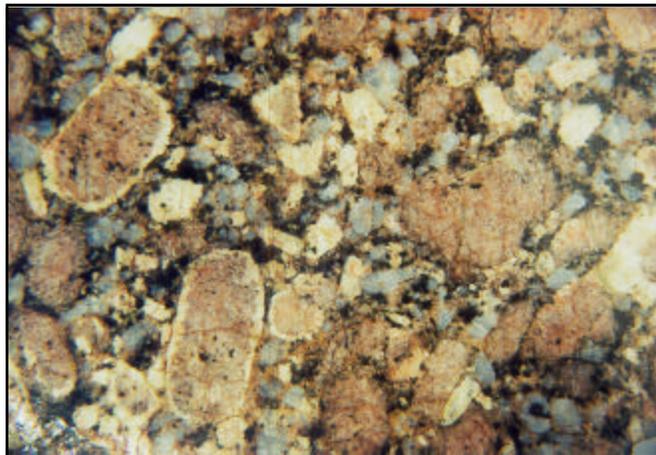


Foto 89 – Granito com textura rapakivi da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ji-Paraná/Ministro Andreazza.

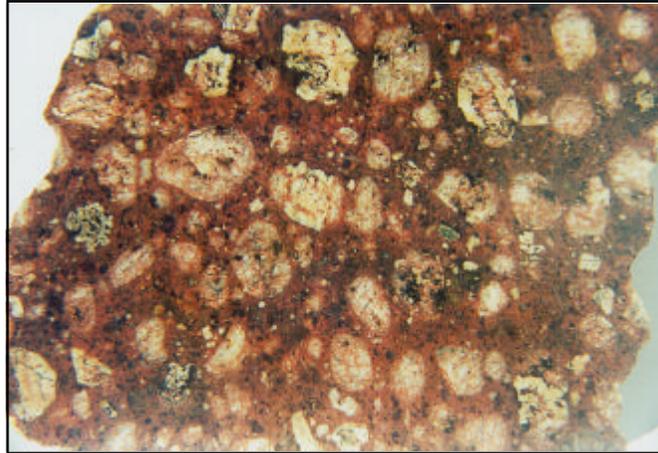


Foto 90 – Granito com textura rapakivi, fácies porfírica, Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ji-Paraná/Ministro Andreazza.

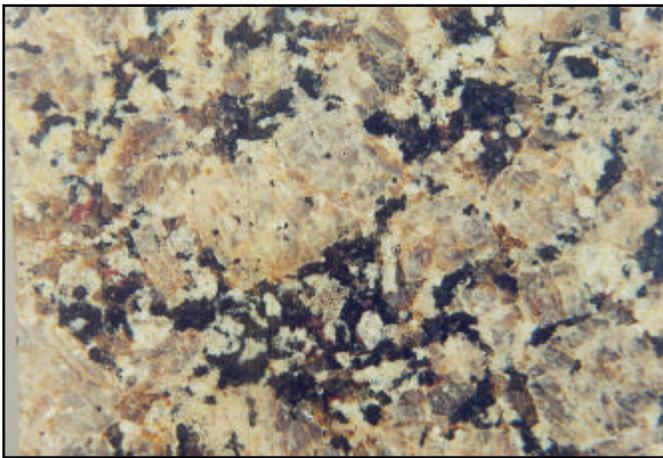


Foto 91 – Granito fácies eqüigranular da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ji-Paraná/Ministro Andreazza.

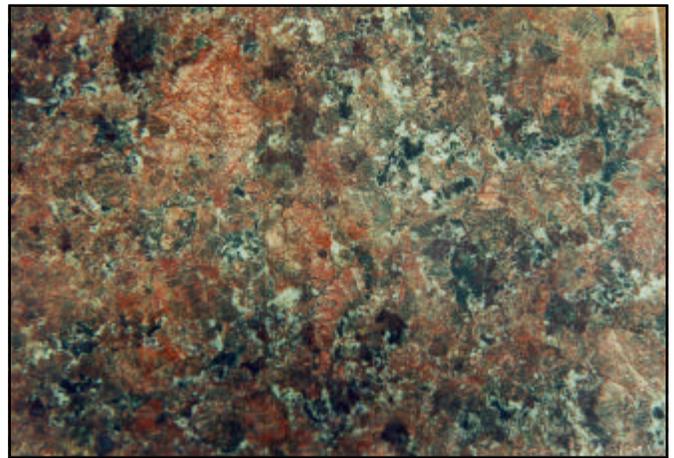


Foto 92 – Granito vermelho da fácies eqüigranular, Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ji-Paraná.



Foto 93 – Granito eqüigranular representativo da Suíte Intrusiva Santa Clara e dos Younger Granites de Rondônia. Região de Ariquemes/Porto Velho.

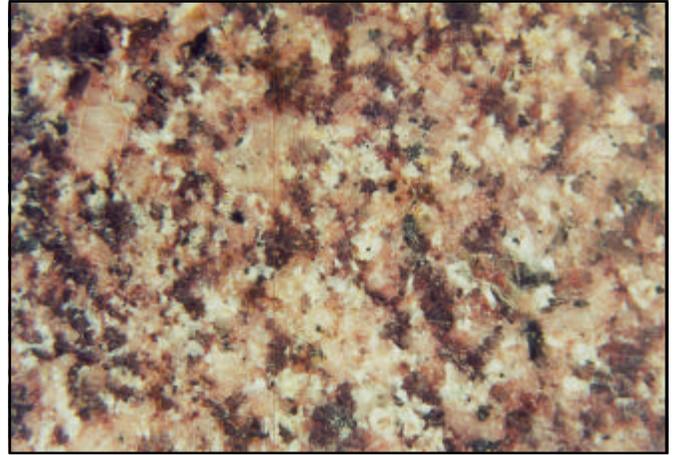


Foto 94 – Granito vermelho da fácies eqüigranular, Suíte Intrusiva Santa Clara e Younger Granites de Rondônia. Região de Ariquemes/Porto Velho.

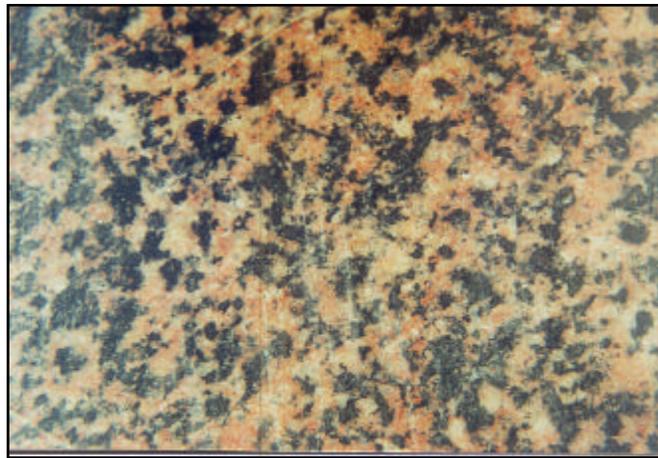


Foto 95 – Granito eqüigranular de grão médio, Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ouro Preto d'Oeste.

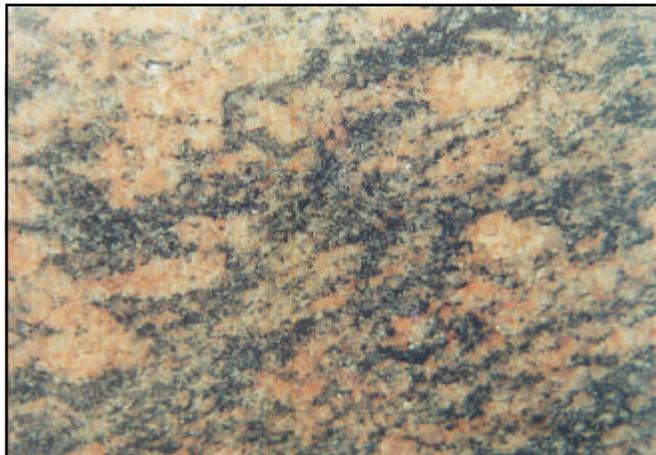


Foto 96 – *Ortognaisse granítico pertencente às porções deformadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Ouro Preto d'Oeste.*

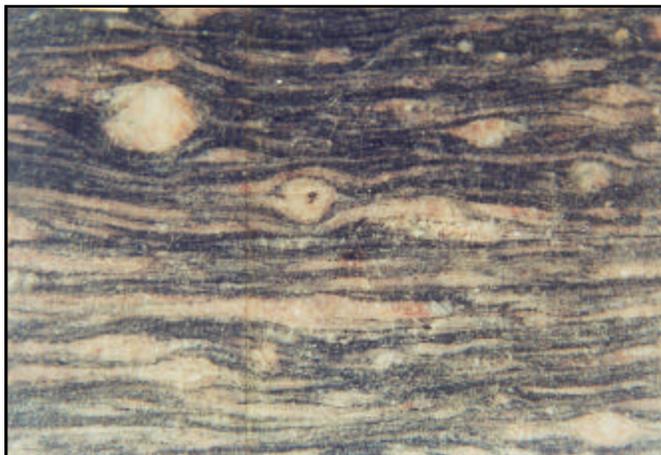


Foto 97 – *Ortognaisse milonítico da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Presidente Médici.*

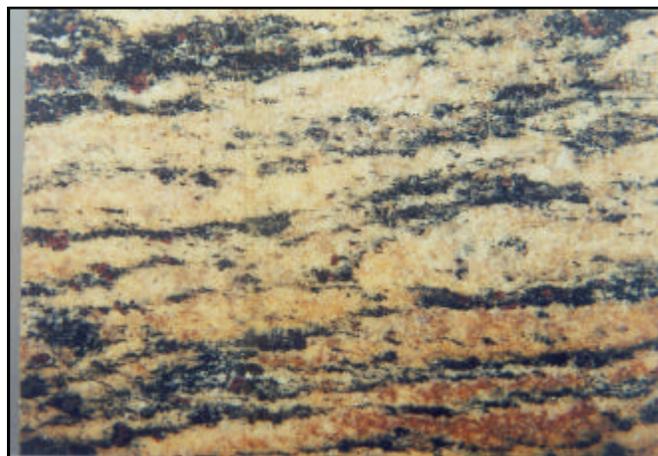


Foto 98 – *Ortognaisse granítico pertencente às porções deformadas da Suíte Intrusiva da Providência. Região de Machadinho d'Oeste.*

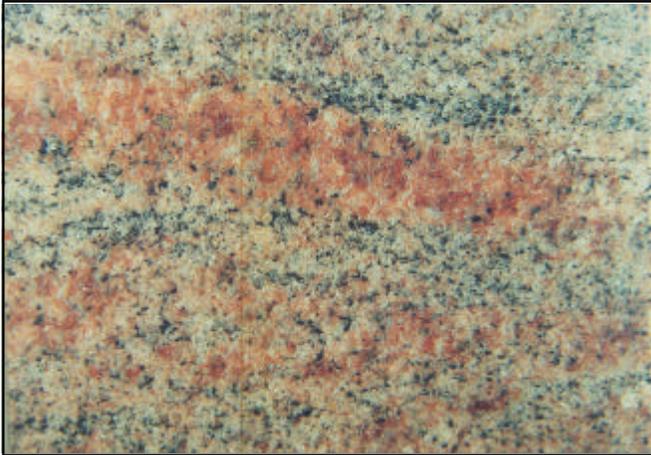


Foto 99 – *Ortognaisse pertencente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru. Região de Cacaulândia.*

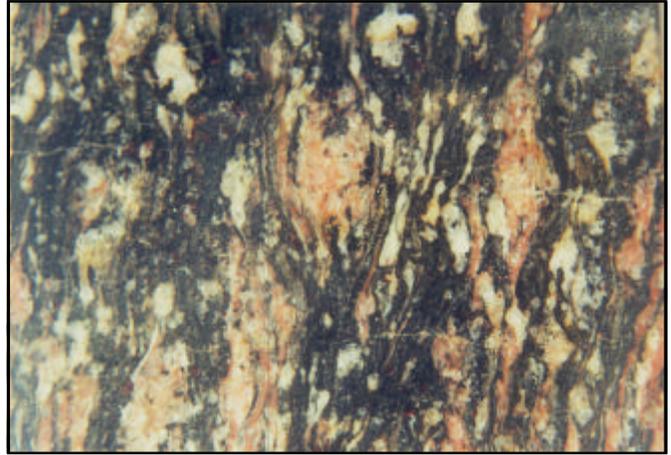


Foto 100 – *Ortognaisse milonítico pertencente às porções deformadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Machadinho d'Oeste.*



Foto 101 – *Ortognaisse pertencente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (?). Região de Colorado d'Oeste.*

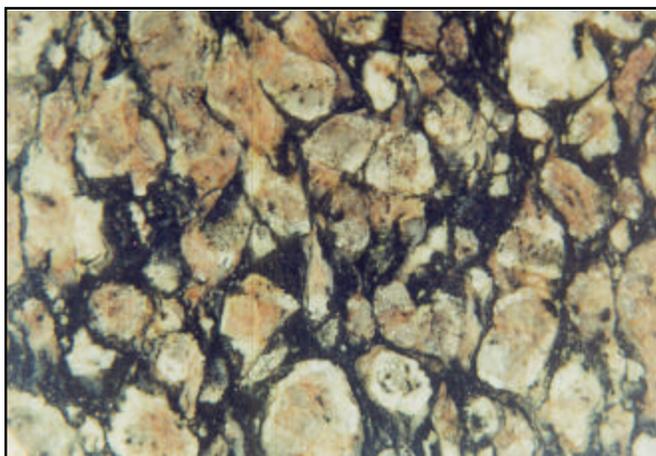


Foto 102 – *Ortognaisse milonítico pertencente às porções deformadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Rondominas.*

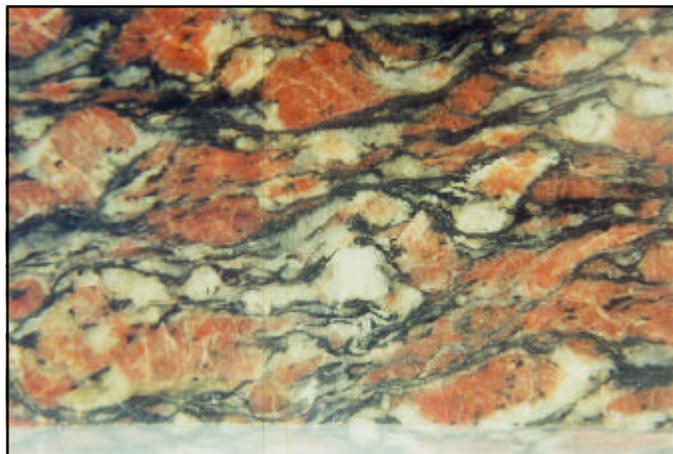


Foto 103 – *Ortognaisse milonítico pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Rondominas.*



Foto 104 – *Ortognaisse milonítico pertencente às porções mais deformadas da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Região de Rondominas.*

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro ⁹	SC.20	Porto Velho ⁸	SE.22-V-A	Guiratinga ¹
NA.20	Boa Vista ⁸	SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio ¹	SE.23-Z-B-IV	Serro ¹
SA.20-V	Rio Cujuni ¹	SC.24.V	Aracaju NW ⁸	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro ¹
SA.22-X-D	Belém ⁴	SC.24-Z	Aracaju SE ⁸	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW ⁸
SA.23-V/Y	São Luís SW/NW ⁸	SC.24.Y	Aracaju SW ⁸	SG.22-X-B	Itararé ¹
SA.23-Z	São Luís SE ⁸	SC.24-V-A-I	Riachão Queimadas ¹	SH.22	Porto Alegre ⁸
SB.22-X-B	Rondon do Pará ⁴	SD.22-Z-A	Itapaci ¹	SH.22-X-B-IV	Criciúma ¹
SB.24-Y	Jaguaribe SW ⁸	SD.22-Z-B	Uruaçu ¹		
SB.24.Z	Jaguaribe SE ⁸	SD.24-Y-B	Ilhéus ¹		

Folhas Impressas

NA.20-X-C-III	Borda Oeste	SC.20-V-C-V	Abunã ¹	SD.24-V-A-I	Seabra ¹
NA.20-X-C-VI	Paredão ¹	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná ¹	SD.24-V-A-II	Utinga ¹
NB.20-Z-B-V	Serra do Ajarani ¹	SC.20-V-D-I	Jaciparana ¹	SD.24-V-A-V	Lençóis ¹
NB.20-Z-B-VI	Monte Roraima ¹	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha ¹	SD.24-V-C	Livramento do Brumado
NB.20-Z-D-II	Monte Cabural ¹	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo ¹	SD.24-V-C-II	Mucugê ¹
NB.20-Z-D-III	Rio Quinó ¹	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia ⁴	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista ²
NB.20-Z-D-III	Rio Cotíngio ¹	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto ¹	SD.24-Y-B-V	Ibicarai ¹
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira ¹	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes ¹	SD.24-Y-B-VI	Itabuna ¹
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim ¹	SC.23-Z-A/Y-B	Curimatá/Corrente ¹	SE.21-Y-D	Corumbá ¹
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica ¹	SE.22-V-B	Iporá ²
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.24-V-A	Paulistana ¹	SE.22-V-B	Iporá ¹ (1999)
SA.20-V	Rio Cuiuni ¹	SC.24-V-A-II	Paulistana ¹	SE.22-X-A	São Luís de Montes Belos ²
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim ⁴	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.22-X-A-III	Itaberai ¹
SA.22-Y-D	Altamira ⁴	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito ¹	SE.22-X-A-VI	Nazário ¹
SA.23-V-D	Turiacu ⁴	SC.24-V-A-V	Afrânio ¹	SE.22-X-B	Goiânia ²
SA.23-X-C	Cururupu ⁴	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo ¹	SE.22-X-B	Goiânia ⁸ (1999)
SA.23-Y-B	Pinheiro ⁴	SC.24-V-B-IV	Cristália ¹	SE.22-X-B-I	Nerópolis ¹
SA.23-Z-A	São Luís ⁴	SC.24-V-C	Petrolina ¹	SE.22-X-B-II	Anápolis ¹
SA.23-Y-D	Santa Inês ⁴	SC.24-V-C-III	Petrolina ¹	SE.22-X-B-IV	Goiânia ¹
SB.22-X-C	Serra Pelada ⁴	SC.24-V-D	Uauá ²	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões ¹
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu ⁴	SC.24-V-D-I	Itamotinga ¹	SE.22-X-B-VI	Caraiá ¹
SB.20-Z-B-VI	Mutum ¹	SC.24-X-C-V	Santa Brigida ¹	SE.22-X-D	Morrinhos ²
SB.22-X-D	Marabá ⁴	SC.24-X-C-VI	Piranhas ¹	SE.23-V-B	São Romão ²
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás ⁴	SC.24-X-D-V	Arapiraca ¹	SE.23-Z-B	Guanhães ²
SB.22-Z-B	Xambioá ⁴	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim ²	SE.23-Z-C	Belo Horizonte ²
SB.22-Z-C	Xinguara ⁴	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha ³	SE.23-Z-D	Ipatinga ²
SB.22-Z-D	Araguaina ⁴	SC.24-Y-C	Jacobina ²	SE.24-V-A	Almenara ²
SB.23-V-A	Açailândia ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu ¹	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu ¹
SB.23-V-B	Vitorino Freire ⁴	SC.24-Y-D	Serrinha ¹ (rev.)	SE.24-Y-C-VI	Colatina ¹
SB.23-V-C	Imperatriz ⁴	SC.24-Y-D	Serrinha ²	SF.21	Campo Grande ⁸ (CD-ROM)
SB.23-V-D	Barra do Corda ⁴	SC.24-Y-D-II	Gavião ¹	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia ¹
SB.23-X-A	Bacabal ⁴	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo ¹	SF.21-V-D	Porto Murinho ¹
SB.23-X-B	Caxias ¹	SC.24-Y-D-V	Pintadas ¹	SF.21.X.A	Aquidauana ¹
SB.23-X-C	Presidente Dutra ⁴	SC.24-Y-D-VI	Serrinha ¹	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí ¹
SB.24-V-C-III	Crateús ¹	SC.24-Z-A-II	Jeremoabo ¹	SF.23-X-B-I	Mariana ¹
SB.24-V-D-V	Mombaca ¹	SC.24-Z-A-III	Carira ¹	SF.23-X-B-II	Ponte Nova ¹
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró ²	SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão ¹	SF.23-X-B-IV	Rio Espera ¹
SB.24-Y-B	Iguatu ¹	SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda ¹	SF.23-X-C-III	Barbacena ¹
SB.24-Y-B-II	Catariça ¹	SD.21-Z-A	Rosário do Oeste ²	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SB.24-Y-C-V	Patos ¹ (PI)	SD.21-Z-C	Cuiabá ²	SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹
SB.24-Y-C-VI	Simões ¹	SD.22-X-D	Porangatu ²	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora ¹
SB.24-Z-B	Caicó ¹	SD.22-Z-B	Uruaçu ²	SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio ¹
SB.24-Z-B-II	Currais Novos ³	SD.22-Z-C	Ceres ²	SF.24-V-A-III	Domingos Martins ¹
SB.24-Z-B-V	Jardim do Serido ³	SD.22-Z-C-VI	Itaguara ¹	SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim ¹
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹	SD.22-Z-D	Goianésia ²	SF.24-V-A-VI	Piuma ¹
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹ (1999)	SD.22-Z-D-IV	Jaraguá ¹	SG.22-X-D-I	Curitiba ⁸ (CD-ROM)
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira ¹	SD.22-Z-D-V	Pirenópolis ¹	SG.22-Z-B	Joinville ²
SB.24-Z-D-I	Patos ¹ (PB)	SD.23-X-B	Ibotirama ²	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho ¹	SD.23-X-C-V	Coribe ¹	SG.22-Z-D-II-1	Brusque ¹
SB.24-Z-D-IV	Monteiro ¹	SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa ²	SG.22-Z-D-V	Florianópolis ¹
SB.24-Z-D-V	Sumé ¹	SD.23-Y-C	Brasília ²	SG.22-Z-D-VI	Lagoa ¹
SB.25-V-C	Natal ²	SD.23-Y-D	Buritis ²	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.25-V-C-IV	João Câmara ¹	SD.23-Z-D-II	Monte Azul ³	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ²
SB.25-Y-C-V	Limoeiro ¹	SD.23-Z-D-IV	Janaúba ³	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho ¹
SC.20-V-B-V	Porto Velho ¹	SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas ³	SH.22-Y-B	Porto Alegre ¹
		SD.24-V-A	Seabra ² (CD-ROM)		

Folhas em Edição

NA.20-X	Roraima Central ⁹	SB.22-Z-C	Xinguara ⁴	SC.24-X-A	Belém de São Francisco ¹
NA.20-Y	Serra Imeri ¹	SC.22-X-A	Redenção ⁴	SD.22-Z-C-V	Sanclerlândia ¹
NA.20-Z	Caracará ⁷	SC.24-X	Aracaju NE ⁸	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ¹
SA.23-V-C	Castanha ⁴	SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte ¹	SH.22.Y.C	Pedro Osório ¹
SA.24-Y-D-V	Iraucuba ²	SE.23-Z-D-IV	Itabira ¹	SH.22-Y-C-II	Piratini ¹

¹ Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; ² Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; ³ Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; ⁴ Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; ⁵ Levantamento geológico visando ao meio ambiente; ⁶ Levantamentos aerogeofísicos; ⁷ Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; ⁸ Integração geológica/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; ⁹ Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

Folhas Concluídas

Disponíveis para consulta

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

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

Departamento de Apoio Técnico
Giuseppina Giaquinto de Araujo

Divisão de Cartografia
Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral
Maria da Conceição C. Jinno

EQUIPES DE PRODUÇÃO

Cartografia Digital

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

Editoração

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

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

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

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

<i>Diretor-Presidente</i>	Umberto Raimundo Costa
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	Thales de Queiroz Sampaio
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Luiz Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo 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 Antonio Presotto
<i>Superintendente de Recife</i>	Marcelo Soares Bezerra
<i>Superintendente de Salvador</i>	José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Clodionor Carvalho de Araújo
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Rommel da Silva Sousa

ANEXOS

MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE RONDÔNIA GEOLOGICAL MAP OF RONDÔNIA STATE

LISTAGEM DOS RECURSOS MINERAIS / LISTING OF MINERAL RESOURCES

N	SUBSTÂNCIA / COMMODITY	LOCAL, MUNICÍPIO / PLACE, MUNICIPALITY	UNIDADE ESTADUAL / STATE
01	Duro / Hard	Belmont / Porto Velho	GR
02	Angulo / Gully	Quatzenberg / Porto Velho	GR
03	Duro / Hard	Castro / Porto Velho	GR
04	Duro / Hard	Castro / Porto Velho	GR
05	Duro / Hard	Buena / Porto Velho	GR
06	Angulo / Gully	Santa Helena / Porto Velho	GR
07	Angulo / Gully	Santa Helena / Porto Velho	GR
08	Gravel / Gravel	Itaipava / Porto Velho	GR
09	Gravel / Gravel	Itaipava / Porto Velho	GR
10	Gravel / Gravel	Itaipava / Porto Velho	GR
11	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
12	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
13	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
14	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
15	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
16	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
17	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
18	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
19	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
20	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
21	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
22	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
23	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
24	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
25	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
26	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
27	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
28	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
29	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
30	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
31	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
32	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
33	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
34	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
35	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
36	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
37	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
38	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
39	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
40	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
41	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
42	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
43	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
44	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
45	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
46	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
47	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
48	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
49	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
50	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
51	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
52	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
53	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
54	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
55	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
56	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
57	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
58	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
59	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
60	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
61	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
62	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
63	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
64	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
65	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
66	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
67	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
68	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
69	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
70	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
71	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
72	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
73	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
74	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
75	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
76	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
77	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
78	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
79	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
80	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
81	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
82	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
83	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
84	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
85	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
86	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
87	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
88	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
89	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
90	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
91	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
92	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
93	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
94	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
95	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
96	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
97	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
98	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
99	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR
100	Estanho / Tin	Itaipava / Porto Velho	GR

LOCALIZAÇÃO DO ESTADO / STATE LOCALIZATION



PRINCIPAIS EVOLUTIVOS GEOLÓGICOS E GEOPHÍSICOS REGISTRADOS



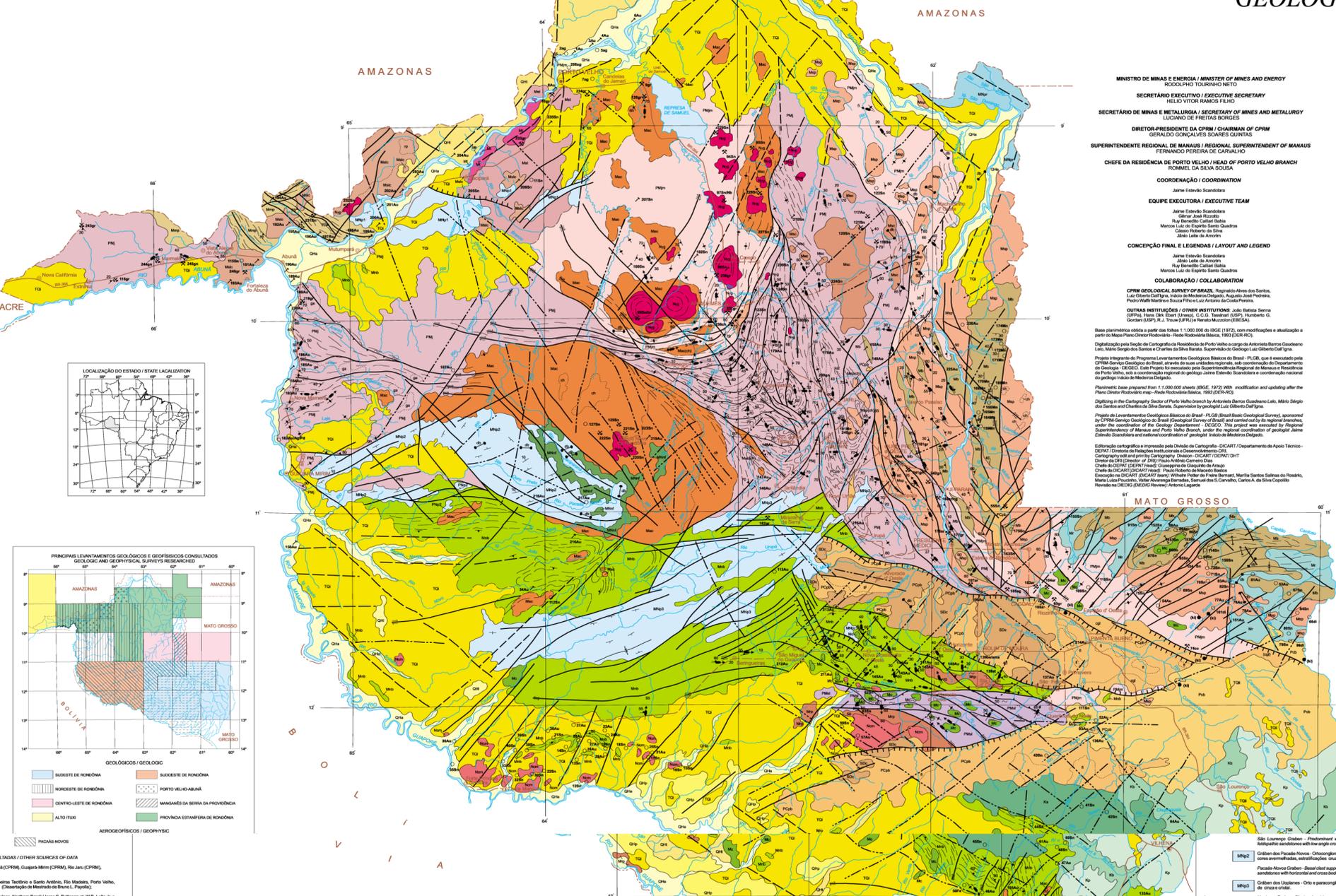
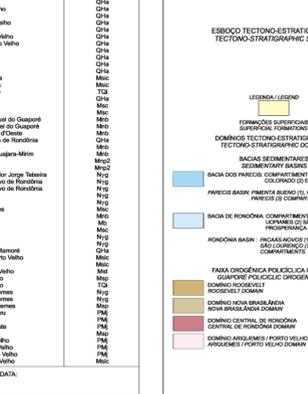
LEGENDA / LEGEND



OUTRAS FONTES DE DADOS / OTHER SOURCES OF DATA

Geological and geophysical data sources including various institutions and projects.

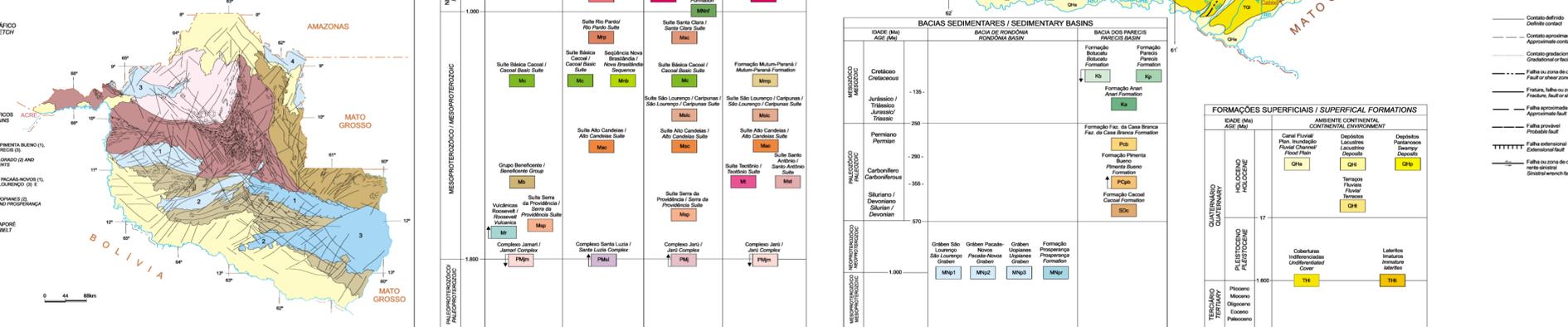
ESBOÇO TECTONOESTRATIGRÁFICO



FAIXA OROGÊNICA POLICLÍCICA GUAPORÉ / GUAPORÉ POLICLIC OROGENIC BELT



BACIAS SEDIMENTARES / SEDIMENTARY BASINS



FORMAÇÕES SUPERFICIAIS / SUPERFICIAL FORMATIONS



ESCALA / SCALE 1:1.000.000



1999

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA / MINISTER OF MINES AND ENERGY

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA / SECRETARY OF MINES AND METALLURGY

SECRETÁRIO EXECUTIVO / EXECUTIVE SECRETARY

DIRETOR-PRÉSIDENTE DA CPRM / CHAIRMAN OF CPRM

SUPERINTENDENTE REGIONAL DE MANAUS / REGIONAL SUPERINTENDENT OF MANAUS

CHEFE DA RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO / HEAD OF PORTO VELHO BRANCH

COORDENAÇÃO / COORDINATION

EQUIPE EXECUTORA / EXECUTIVE TEAM

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

FORMAÇÃO SUPERFICIAIS / SUPERFICIAL FORMATIONS

Formação superficial / Superficial formation description.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for superficial formations.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for superficial formations.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION

Collaboration information for other institutions.

OUTRAS INSTITUIÇÕES / OTHER INSTITUTIONS

Other institutions involved in the work.

CONCEPÇÃO FINAL E LEGENDAS / LAYOUT AND LEGEND

Final concept and legend for other institutions.

COLABORAÇÃO / COLLABORATION