UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004703

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA REGIÃO DE
SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS - MT

Maurício Antônio Carneiro

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. H.H.G.J.Ulbrich	
Examinadores:	Dr. H.D.Schorscher	
	Dr. O.Leonardos Junior	

São Paulo

1985

1178
e-2

Para

Conceição, que me mostrou o *caminho*,

e

Angelina, que *caminha* comigo agora.

Petrografia	40
Mineralogia	41
IV.3.2 - Gnaisses Rôseos	45
Distribuição e Petrografia	45
Mineralogia	46
IV.3.3 - Rochas Granulíticas	48
Distribuição e Petrografia	48
Mineralogia	49
IV.3.4 - Rochas Anfíbolíticas	50
Distribuição	50
Petrografia	53
Mineralogia	53
IV.3.5 - Rochas Calco-silicáticas	56
Distribuição e Petrografia	56
Mineralogia	58
Nódulos	60
IV.3.6 - Rochas Dioríticas	61
Distribuição e Petrografia	61
Mineralogia	62
IV.3.7 - Rochas Granitóides.....	62
Considerações Gerais	62
IV.3.7.1 - Granitóides Orientados de Cor Cinza	64
Distribuição e Petrografia	64
IV.3.7.2 - Granitóides Maciços de Cor Cinza, Equigranula - res, de Granulação Média e Média a Grossa	64
Distribuição e Petrografia	65
IV.3.7.3 - Granitóides Maciços de Cor Cinza, Equigranula - res, de Granulação Fina a Média	65
Distribuição e Petrografia	65
IV.3.7.4 - Granitóides Maciços de Cor Cinza Clara, Equigra nulares, de Granulação Fina a Média	66
Distribuição e Petrografia	66
IV.3.7.5 - Granitóides Orientados de Cor Cinza Escura, Equi granulares, de Granulação Fina a Média.....	67
Distribuição e Petrografia	67
IV.3.7.6 - Granitóides Maciços de Cor Cinza Escura, Equi - granulares, de Granulação Fina a Média	67
Distribuição e Petrografia	67

IV.3.7.7 - Granitóides Orientados de Cor Rósea Acinzentada	68
Distribuição e Petrografia	68
IV.3.7.8 - Granitóides Maciços de Cor Rósea Acinzentada, Equigranulares	69
Distribuição e Petrografia	69
IV.3.7.9 - Granitóides Orientados de Cor Rósea Acinzentada, Porfiróides, Granulação Média	69
Distribuição e Petrografia	69
IV.3.7.10 - Granitóides Orientados de Cor Rósea, Equigranulares	70
Distribuição e Petrografia	70
IV.3.7.11 - Granitóides Maciços de Cor Rósea	71
Distribuição e Petrografia	71
IV.3.7.12 - A Classificação Petrográfica dos Granitóides..	72
IV.3.7.12.1 - Tonalitos	72
Distribuição	72
Petrografia	72
Mineralogia	73
IV.3.7.12.2 - Granodioritos	76
Distribuição	77
Petrografia	77
Mineralogia	78
IV.3.7.12.3 - Granitos 3b ou Monzogranitos	80
Distribuição	80
Petrografia	81
Mineralogia	81
IV.3.7.12.4 - Granitos 3a ou Sienogranitos	84
Distribuição	84
Petrografia	84
Mineralogia	85
IV.3.8 - Rochas Vulcânicas	87
Distribuição e Petrografia	87
Mineralogia	88
CAPÍTULO V - GEOCRONOLOGIA Rb/Sr E K/Ar	90
V.1 - Considerações Preliminares	90
V.2 - Novas Datações Geocronológicas	100

IV

V.3 - Discussão dos Resultados Radiométricos Rb/Sr em Gnaiss ses Cinzentos Tonalíticos	101
V.4 - Discussão dos Resultados Radiométricos Rb/Sr no Con- junto de Granitóides Intrusivos no Embasamento Gnáiss sico	105
V.4.1 - Discussão dos Resultados Radiométricos Rb/Sr em Granitos 3b,	106
V.4.2 - Discussão dos Resultados Radiométricos Rb/Sr em Tonalitos e Granodioritos	109
V.5 - Discussão dos Resultados Radiométricos K/Ar em Gnaiss ses Cinzentos Tonalíticos e Anfibolitos,	111
CAPÍTULO VI - RESUMO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	115
VI.1 - Resumo Petrográfico	115
VI.2 - O Mapa de Domínios Petrográficos	119
IV.3 - Sequência Lito-Estratigráfica	121
VI.4 - Os Gnaisses Cinzas e Róseos	125
VI.5 - Os Anfibolitos	125
VI.6 - As Rochas Calco-Silicáticas	128
VI.7 - As Rochas Granitóides	133
VI.8 - Vulcanitos	136
VI.9 - Intepretações Geotectônicas: Uma Discussão Prelimi- nar	136
VI.10 - Comparação com Áreas Vizinhas e a Denominação For- mal das Unidades Mapeadas	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	146
Anexo 1 - Mapa de Domínios Petrográficos da Região de São José dos Quatro Marcos, MT.	

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Mapa de situação, mostrando as principais feições geográficas do Estado de Mato Grosso....	2
Figura 2 - Geologia regional (simplificada) da área de São José dos Quatro Marcos e vizinhanças, segundo FIGUEIREDO et al. (1974), ilustrando a distribuição das principais unidades mapeadas	4
Figura 3 - Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos, Araputanga e Jauru, segundo BARROS et al. (1982, simplificado).....	29
Figura 4 - Mapa de Localização dos Afloramentos descritos neste trabalho	33
Figura 5 - Gnaiss cinza (tonalítico) cortado por veios de granitóides maciços de cor rósea (granitos 3b, Ponto 62; Figura 4), desenvolvendo estruturas migmatíticas	38
Figura 6 - Lente (?) de rocha anfibolítica com foliação concordante com a foliação do gnaiss cinzento (tonalítico) encaixante (Ponto 102; Figura 4).....	38
Figura 7 - Anfibolito com formas poligonais em gnaisses cinzas (tonalíticos) Ponto 102 (Figura 4)....	39
Figura 8 - A moda dos gnaisses cinzas representada no triângulo modal Quartzo (Q) - Feldspato Alcalino (potássico + álbita, A) - Plagioclásio (P).....	43
Figura 9 - Enclaves anfibolíticos alongados em granitóides maciços de cor cinza, equigranulares de granulação média a grossa (Ponto 71; Figura 4)	51
Figura 10 - Enclaves anfibolíticos alongados em granitóides orientados de cor rósea acinzentada (Ponto 53.3; Figura 4)	51
Figura 11 - Agmatito, com fragmentos de anfibolitos bandados -foliados em matriz de rocha granitóide maciça de cor cinza, equigranular, de granulação média a média-grossa (ver também Ítem IV.	

3.7.2).....	52
Figura 12 - Rocha Calco-silicática (Ponto 158, Figura 4) mostrando bandamento e deformação pronunciada, com alternância de bandas claras (ricas em plagioclásio e epídoto) e bandas escuras (ricas em anfibólitos),.....	52
Figura 13 - Rocha calco-silicática do Ponto 158 (Figura 4) mostrando bandamento e deformação	57
Figura 14 - Nódulos de epídoto em rocha calco-silicática, ressaltados pela ação do intemperismo..	57
Figura 15 - A moda das rochas granitóides representada no triângulo modal Quartzo (Q) - Feldspato Alcalino (potássico + albita, A) - Plagioclásio (P)	75
Figura 16 - Mapa de Localização das amostras do Complexo Xingu e Suítes Intrusivas associadas, na região do Rio Jauru, analisadas geocronologicamente pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, segundo BARROS et al. 1982 (ver Tabelas 13 e 14)...	93
Figura 17 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para rochas do Complexo Xingu, na região de Jauru, segundo BARROS et al. (1982).....	96
Figura 18 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para rochas graníticas da região de Jauru, segundo TEIXEIRA & TASSINARI (1984).....	96
Figura 19 - Diagrama isocrônico verdadeiro Rb/Sr para os gnaisses cinzentos da região de São José dos Quatro Marcos.....	104
Figura 20 - Enclaves de gnaisses cinzentos (G) contendo "enclaves" e lentes de anfibolito (em preto), envolvido por tonalitos e granodioritos (pontilhado), por sua vez cortados por diques de granitos róseos 3b (cruzes) e por veios pegmatóides (em branco).....	104
Figura 21 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para os granitóides da região de São José dos Quatro Marcos.....	108
Figura 22 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para	

seis granitos 3b da região de São José dos Quatro Marcos.....	108
Figura 23 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para cinco granitos 3b da região de São José dos Quatro Marcos.....	110
Figura 24 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para tonalitos e granodioritos da região de São José dos Quatro Marcos.....	110
Figura 25 - Tendências calco-alcalinas de variação em diagramas modais QAP para granitóides, segundo LAMEYRE E BOWDEN, 1982 (a - calco alcalina tonalítica-trondhjemítica ou baixo K; b - calco-alcalina granodiorítica ou de médio K; c - calco-alcalina monzonítica ou alto K).....	118
Figura 26 - Curvas aproximadas de estabilidade para as reações (identificadas por números) representadas na Tabela 25, para 2kb de pressão de fluidos ($H_2O + CO_2$), no sistema $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 - (\pm Al_2O_3)$	131
Figura 27 - Desenho esquemático, mostrando uma sequência de colocação de granitóides (tonalitos, granodioritos e granitos 3b e 3a), compatível com as evidências de campo (e.g. corpos pequenos, diques, lentes, etc.; localização controlada em parte por fraturas principalmente no caso dos granitos 3b e 3a; etc).....	135

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela	1 - Correlação entre as unidades do embasamento descritas em território Brasileiro (FIGUEIREDO et al. 1974) e unidades do embasamento Boliviano (BLOOMFIELD & LITHERLAND 1979, LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981) segundo OLIVATTI 1981 (simplificado)	18
Tabela	2 - Lito-estratigrafia da Subprovíncia Madeira, segundo AMARAL (1984)	21
Tabela	3 - Litologias e idades atribuídas ao embasamento cristalino, região sudoeste de Mato Grosso	23
Tabela	4 - Petrografia e idades atribuídas às rochas máficas-ultramáficas, região sudoeste de Mato Grosso	25
Tabela	5 - Petrografia e idades atribuídas às rochas graníticas, região sudoeste de Mato Grosso.	26
Tabela	6 - Análises modais de Gnaisses Cinzas	42
Tabela	7 - Análises modais de Anfibolitos	54
Tabela	8 - Análises modais de Rochas Calco-silicáticas	59
Tabela	9 - Análises modais de Rochas Tonalíticas	74
Tabela	10 - Análises modais de Rochas Granodioríticas	79
Tabela	11 - Análises modais de Granitos 3b	82
Tabela	12 - Análises modais de Granitos 3a	86
Tabela	13 - Dados analíticos Rb/Sr em rochas do embasamento regional de Mato Grosso na região de Jauru e adjacências	91
Tabela	14 - Dados analíticos K/Ar em rochas do embasamento regional de Mato Grosso na região de Jauru e adjacências	92
Tabela	15 - Idades Rb/Sr para o Complexo Xingu, segundo BARROS et al. (1982)	95
Tabela	16 - Idades K/Ar para o Complexo Xingu, segundo BARROS et al. (1982)	97
Tabela	17 - Idades K/Ar para a Suíte Intrusiva Rio Ale -	

	gre, segundo BARROS et al. (1982).....	97
Tabela 18	- Idades Rb/Sr para a Suíte Intrusiva Guapé, <u>se</u> gundo BARROS et al. (1982)	99
Tabela 19	- Idades K/Ar para a Suíte Intrusiva Guapé, <u>se</u> gundo BARROS et al. (1982)	99
Tabela 20	- Dados analíticos Rb/Sr em Gnaisses Cinzentos (tonalíticos) da região de São José dos Qua - tro Marcos	102
Tabela 21	- Dados analíticos Rb/Sr em granitóides da re - gião de São José dos Quatro Marcos	107
Tabela 22	- Dados analíticos K/Ar em Gnaisses Cinzentos (tonalíticos) da região de São José dos Qua - tro Marcos	112
Tabela 23	- Dados analíticos K/Ar em rochas anfibolíticas do embasamento regional da região de São José dos Quatro Marcos, Araputanga e Cachoeirinha	114
Tabela 24	- Relações Lito-estratigráficas da região de São José dos Quatro Marcos	123
Tabela 25	- Reações metamórficas em margas e dolomitos impuros (WINKLER, 1977. À direita, as associa ções estáveis a $X\text{-CO}_2$ mais altas ou T mais al tas)	130
Tabela 26	- Correlações entre unidades descritas na re - gião de São José dos Quatro Marcos, Sudoeste de Mato Grosso e regiões vizinhas	142

RESUMO

O mapeamento geológico (escala 1:100.000) realizado na região de São José dos Quatro Marcos, sudoeste de Mato Grosso, revelou marcada variedade litológica. Predominam, como rochas consideradas do embasamento, gnaisses cinzentos tonalíticos, com lentes e bandas interestratificadas de anfibolitos ("primeira geração") e escassas ocorrências de granulitos. Gnaisses róseos ofthalmíticos, de composição granítica, são considerados granitóides porfiríticos deformados, enquanto que alguns afloramentos de rochas calco-silicáticas bandadas são representantes de seqüências supracrustais deformadas e metamorfisadas. Estas rochas são invadidas por várias fácies de granitóides róseos e cinzas, tanto maciços como orientados. Petrograficamente, são tonalitos, granodioritos e granitos 3a e 3b, que aparecem no campo como blocos isolados e geralmente alternantes (i.e. maciços "não circunscritos"), colocados numa seqüência que se inicia com tonalitos precoces e finaliza com granitos tardios. Estes granitóides mostram enclaves de gnaisses cinzentos e de anfibolitos ("segunda geração"). Um corpo anfibolítico de dimensões maiores, aflorando a W da área mapeada, é considerado também de "segunda geração". Para leste, aparecem alguns afloramentos isolados de riólitos porfiríticos, com matriz esferulítica.

Todas as unidades mencionadas são descritas petrograficamente, apresentando-se adicionalmente várias dezenas de modalidades de gnaisses cinzentos, anfibolitos, rochas calco-silicáticas e granitóides. As observações geológicas são lançadas num "mapa de domínios petrográficos", que mostra a distribuição, no campo, dos tipos petrográficos dominantes.

Determinações radiométricas pelo método Rb/Sr mostram idades isocrônicas de 1971 ± 70 ma. (quatro amostras de um único afloramento) para gnaisses cinzentos, e 1472 ± 19 ma. (seis amostras) para granitóides róseos; as razões iniciais são 0,7017 e 0,7037 respectivamente, indicando evolução a partir de materiais primitivos. Idades K/Ar em gnaisses cinzentos e anfibolitos são

da ordem de 1500 ma.

A área mapeada é parte integrante de uma "faixa deformada" de maior extensão, com os gnaisses cinzentos formando o embasamento para rochas supracrustais (calco-silicáticas), com posterior invasão de granitóides "não circunscritos", que marca, por volta de 1500 ma., um evento térmico-tectônico relacionado à "reativação" Parguazense (ciclo San Ignacio).

As correlações com unidades formais definidas em áreas vizinhas, são dificultadas pela falta de mapeamento de maior detalhe. Considera-se prematura a atribuição das rochas do embasamento (gnaisses cinzentos, etc.) ao Complexo Xingu, originalmente definido na Amazônia Central. As rochas calco-silicáticas, remanescentes de seqüências supracrustais mais espessas, são possíveis e equivalentes de pacotes semelhantes já mapeados em áreas vizinhas, (e.g. Seqüência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas). As rochas granitóides foram geradas provavelmente por anatexia da crosta primitiva, e pertencem a "Suíte Intrusiva Guapé" como redefinida no presente trabalho. Os anfibolitos de corpos maiores "segunda geração" são os equivalentes da Suíte Intrusiva Rio Alegre, enquanto que os riólitos são prováveis cronocorrelatos do Grupo Rio Branco.

ABSTRACT

Geologic mapping (1: 100,000) in São José dos Quatro Marcos, southwestern State of Mato Grosso, showed a remarkable lithological variety. Predominant, among basement rocks, are grey tonalitic gneisses, with interlayered "first generation" amphibolite lenses and bands and rare granulite occurrences. Associated pink granitic gneisses, with ophtalmitic structures, are probably deformed early porphyritic granites. Sparse outcrops of banded calc-silicate rocks are remmants of supracrustal sequences. These rocks are invaded by several facies of pink and grey granitoid types, both massive and slightly oriented, which are petrographically tonalites, granodiorites and 3a - 3b granites. These granitoids are observed in the field as isolated blocks of very variable petrography, intruded in a time sequence starting with tonalites, and ending with late pink granitoids. Granitoids show enclaves of both grey gneisses and "second generation" amphibolites; a larger amphibolite body, observed in the western part of the mapped area, is also considered part of this "second generation" sequence. To the E, scattered outcrops of porphyritic rhyolites, with a spherulitic matrix, were observed.

All the mentioned units were described petrographically ; several tens of modes of grey gneisses, amphibolites, calc-silicate rocks and granitoids are also presented. Geologic observations are shown in a "map of petrographic domains", which identifies, as objectively as possible, the distribution pattern of the rock types.

Two Rb/Sr isochrons are presented, one for grey gneisses (four points of a single outcrop), yielding an age of 1971 ± 70 ma., the other for the granitoid intrusives (six points), with an age of 1472 ± 19 ma. Small initial ratios (0.7017 for grey gneisses, 0.7037 for granitoids), suggest that these rocks originated from metamorphism and/or partial fusion of primitive

material. K/Ar ages cluster around 1500 ma. both for grey gneisses and several samples of amphibolites.

The mapped area is part of a "deformed belt" of greater dimension; grey gneisses are considered basement rocks, upon which supracrustal sequences (calc-silicate rocks) were deposited, later invaded by a network of granitoids. The last occurrences, dated at about 1500 ma, marked a significant thermal and tectonic event, probably associated with the Parguazense "reactivation" (San Ignacio cycle).

Correlation with other units, formally defined in nearby areas, is difficult, on account of the lack of detailed mapping of regional extent. There is no supporting data for defining the grey gneisses as "Xingu Complex" rocks, since this last unit was originally defined in Central Amazônia. Calc-silicate rocks are probably equivalent of thicker supracrustal sequences mapped in the vicinity (e.g. the Quatro Meninas volcanic-sedimentary sequence). The granitoid rocks, probably generated by anatexis of primitive crust, is correlated with the "Guapé Intrusive Suite", as here redefined. Amphibolites of the second generation (specially the larger bodies) are probably equivalent to the "Rio Alegre Intrusive Suite" of basic rocks, while rhyolites are tentatively compared with the volcanic rocks of the Rio Branco Group.

AGRADECIMENTOS

Registro aqui os meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e entidades, que de uma forma ou de outra, contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial agradeço:

ao Doutor Horstpeter H. G. J. Ulbrich, Professor Livre Docente do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, incansável orientador, que com amizade, atenção e interesse constante, soube direcionar este trabalho e a obtenção dos resultados;

a Fundação Universidade Federal de Mato Grosso, especialmente ao Departamento de Geologia do Centro de Ciências Exatas e Tecnologia pelo custeio e apoio logístico;

ao Professor Doutor Rainer Schultz-Güttler, Livre Docente do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo;

aos Professores Doutores Umberto G. Cordani, Koji Kawashita, Wilson Teixeira e ao Mestre Colombo Celso G. Tassinari, pela execução das determinações radiométricas e pelas proveitosas discussões sobre a geocronologia do Craton Amazônico. Agradecimentos também extensivos aos funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Helen e Ivone Sonoki, Cláudio dos Santos e José Elmano Gouveia;

aos Professores do Departamento de Mineralogia e Petrologia, especialmente aos Doutores José Moacyr Viana Coutinho, Excelso Ruberti, Maria Ângela Fornoni Candia, Mabel Norma Costas Ulbrich, Hans D. Schorscher e aos Mestres Francisco Rubens Alves, Antônio Carlos Artur (atualmente em Rio Claro), pela colaboração nas fases de microscopia, e particularmente ao Mestre Silvio Farias Vlach, pelas longas discussões a respeito dos "temas graníti

cos", de suma importância na realização deste trabalho;

ao ex-aluno Gilberto Magno Vidal de Oliveira pelo interesse e companheirismo nas difíceis etapas de campo;

a todos os colegas do curso de pós-graduação, em especial a Gumerinda Ignacia Minharo Ramoa, Maria José Marinho do Rêgo, Sandra Maria de Arruda Furtado, Maria de Lurdes Lazzari, Ana Maria Dreher, Julio Cesar Mendes e Gergely Andrês Zsabo;

ao colega Newton S. Gomes do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto e a Mônica Guieiro Ramalho Alkmim da Escola Técnica Federal de Ouro Preto, pela leitura atenta do manuscrito;

ao Sr. Cláudio Hopp e demais funcionários do setor de laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelas seções delgadas;

aos Funcionários da Biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo;

ao Prof. Dr. Wilson J. Guerra do Departamento de Geologia da Escola de Minas, ao Sr. José Geraldo de Araujo e demais funcionários da seção gráfica da Universidade Federal de Ouro Preto, pela impressão do texto;

as Srtas. Claudete Salinas Franzosi, Ilza M. O. Perdigão e Sra. Mara Ney M.T. Faria, pelo trabalho de datilografia;

A British Petroleum Mineração Ltda. e aos seus geólogos Isao Munemasã, Otávio Ferreira da Silva, Pedro Moura de Macedo e Marcos Diógenes da Silva, pelo valioso apoio logístico;

finalmente, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, que concedeu parte dos recursos financeiros (Processo 400536/82), sem os quais eu não poderia dizer mais uma vez, muito obrigado a todos...

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES E OBJETIVOS

O Sudoeste do Estado de Mato Grosso, numa vasta faixa E-W que se estende por mais de 300 km, desde Cáceres até Vila Bela Santíssima Trindade, esteve até pouco tempo atrás praticamente despovoado e coberto por espessa mata. Poucas foram as visitas de naturalistas e geólogos realizadas durante fins do século passado e início do atual. A bibliografia geológica sobre a área inclui, até hoje, pouquíssimas referências sobre pesquisas algo mais detalhadas, já que a maioria delas apenas mostram resultados parciais, decorrentes de visitas esporádicas a afloramentos isolados.

A partir das décadas de 50 e 60, a região começou a ser habitada, especialmente por correntes migratórias oriundas do Sul do país. Como resultado deste recente desenvolvimento, toda a região, antes desabitada e inacessível, é hoje fronteira aberta à pesquisa mineral e geológica (Figura 1).

Os conhecimentos geológicos mais detalhados sobre a região são todos de data muito recente. Entre os mais significativos esforços para identificar as feições geológicas registra-se o Projeto Alto Guaporé, elaborado pela CPRM (Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais), com mapeamento sistemático regional de uma área de aproximadamente 96.100 km², em escala

1:250.000, que se estende do meridiano 57°WG até os limites internacionais com a Bolívia. Os resultados deste primeiro trabalho sistemático de fôlego, apresentados por FIGUEIREDO et al. (1974), mostram que na área em discussão predominam rochas metamórficas e granitóides (Figura 2). As rochas granitóides, em particular, caracterizadas petrograficamente como granitos s.s. (granitos 3a), adamelitos (granitos 3b), tonalitos e granodioritos, constituem vários maciços, considerados intrusivos em rochas do embasamento.

Alguns destes maciços de rochas granitóides, citados em FIGUEIREDO et al. (1974), mais precisamente aqueles distribuídos entre as localidades de São José dos Quatro Marcos, Araputanga, Cachoeirinha e Reserva do Cabaçal (Figura 2), foram visitados em excursões prévias de reconhecimento. Um deles, localizado a N da cidade de São José dos Quatro Marcos (Figuras 1 e 2), revelou-se mais complexo do que sugerido pelos mapeamentos regionais, encontrando-se nessa área desde anfibolitos e gnaisses de vários tipos até rochas granitóides cinzas e róseas, posteriormente classificadas como granitos s.s., granodioritos e tonalitos.

Os afloramentos, embora de péssima qualidade e bastante esparsos, apresentam-se no entanto, na região de São José dos Quatro Marcos, com densidade maior que a costumeira. Por outra parte, esta área encontra-se consideravelmente desmatada, chegando-se aos afloramentos com facilidade, por meio de estradas secundárias de construção recente.

Para os padrões locais, portanto, esta região apresenta condições mais satisfatórias para estudos geológicos de maior detalhe. Assim sendo, foi escolhida pelo autor para realização de trabalhos mais apurados de mapeamento, petrográficos e geocronológicos.

Os resultados obtidos, junto com interpretações e especulações adicionais, são apresentados aqui como uma contribuição ainda preliminar para o conhecimento mais detalhado da

região.

I.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área estudada neste trabalho está inserida na porção Sudoeste do Estado de Mato Grosso (Figuras 1 e 2), entre os paralelos $15^{\circ}28'$ a $15^{\circ}40'$ S e meridianos $58^{\circ}00'$ a $58^{\circ}15'$ WG, imediatamente ao norte da cidade de São José dos Quatro Marcos. É parte integrante da folha SD 21 Cuiabá, do encarte cartográfico internacional.

Localizada a 250 km a W de Cuiabá, a região é alcançada por rodovias federais e estaduais (BR 070, BR 174 e MT 155), em parte com pavimento asfáltico, passando pelas localidades de Cáceres e Mirassol do Oeste.

Na região mais ocidental da área, uma estrada secundária comunica São José dos Quatro Marcos com o povoado de Santa Fé. Desta, partem vários caminhos vicinais, servindo a grande número de pequenas propriedades rurais.

A região oriental, por outro lado, encontra-se coberta em grande parte por espessa mata, com poucas vias de acesso e baixa densidade ocupacional agrícola. Fica assim muito dificultada a penetração e, conseqüentemente, a amostragem das litologias existentes, principalmente nos domínios das fazendas Uru-tau e Santa Alice (para localização ver Figura 4).

I.3 - METODOLOGIA

Para a realização do presente trabalho foram utilizadas metodologias comuns em trabalhos de igual natureza, recorrendo-se à consulta bibliográfica, interpretação fotogeológica, trabalhos de campo e de laboratório. Nesta dissertação são apresentados os resultados obtidos, devidamente interpretados e analisados.

I.3.1 - CONSULTA BIBLIOGRÁFICA

Na etapa inicial, avaliaram-se todos os trabalhos anteriores, envolvendo relatórios de viagens, mapeamentos e compilações, não só a respeito da área, mas também de regiões limítrofes vizinhas (ver Capítulo II). Para as descrições petrográficas, mineralógicas, texturais e estruturais serviram de referências, entre outras, os trabalhos de BARD 1980; BAYLY 1972; CARMICHAEL et al. 1974; COX et al. 1979; DEER et al. 1977; EHLERS & BLATT 1982; HEINRICH 1965; HYNDMAN 1972; MACKENZIE et al. 1982; MACKENZIE & GUILFORD 1984; MASON 1980; MEHNERT 1971; NOCKOLDS et al. 1979; RAMSAY 1977; SPRY 1974 e WINKLER 1977. Posteriormente, já na fase interpretativa, foram consultadas publicações de caráter geral, de forma a identificar e reconhecer ambientes geológicos semelhantes aos caracterizados na região (e.g. LAMEYRE & BOWDEN 1982; BARKER et al. 1979; KRÖNER 1981; MCGREGOR 1979; PERCIVAL & HELMSTAEDT 1978; RAGUIN 1976; HOWELL et al. 1984, entre outros).

A consulta da bibliografia geológica regional constatou a existência de vários problemas, sendo alguns discutidos no presente trabalho. Entretanto, os estudos sobre esta vasta região do embasamento cristalino estão ainda na sua fase inicial. Somente um volume maior de trabalhos sistemáticos de campo poderá contribuir para a caracterização efetiva da geologia regional.

I.3.2 - INTERPRETAÇÃO FOTOGEOLÓGICA

A região está coberta por fotografias aéreas branco e preto na escala 1: 60.000, tiradas entre julho de 1966 e agosto de 1967 (AST-10/USAF), além de mapas topográficos na escala

1:100.000, confeccionados em 1973, pelo Ministério do Exército. Estas fotografias foram utilizadas, junto com a base topográfica 1: 100.000, para o início do mapeamento e coleta de amostras. Estas referências, entretanto, estão ultrapassadas e mostram-se, no momento, de pouca utilidade, já que a maioria das manifestações culturais hoje encontradas na região (e.g. estradas, propriedades rurais, cidades e vilas) são muito recentes e não aparecem registradas nas fotografias ou nos mapas mais antigos.

Uma base topográfica atualizada encontra-se registrada nas fotografias aéreas coloridas, escala 1:25.000, encomendadas pela British Petroleum Mineração Ltda, em 1982, e que cobrem uma grande parte da área estudada. Estas fotografias, gentilmente cedidas pela empresa supra mencionada, foram utilizadas pelo autor para trabalhos adicionais de campo em meados de 1983. A fotointerpretação inicial foi então refinada com as novas fotos, permitindo identificar mais adequadamente algumas das feições litológicas e estruturais. A identificação de zonas homólogas está, entretanto, dificultada pela monotonia do relevo, pelo espesso manto de alteração e pela similaridade fototextural mostrada por muitos dos tipos litológicos aflorantes.

I.3.3 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo, realizados em três etapas (fevereiro de 1982, setembro de 1982 e julho de 1983), tornaram-se extremamente difíceis, por falta de bons afloramentos. As rochas encontram-se como lajedos e matacões, raramente como afloramentos "in situ". Assim, os trabalhos de campo limitaram-se a registrar as ocorrências, descrever as litologias e, quando possível, determinar algumas direções estruturais (foliações). Durante esses trabalhos, foram coletadas aproximadamente 200 amostras representativas das litologias identificadas no campo. Estas ocorrências estão localizadas no Mapa de Pontos

(ver Figura 4). As interpretações estruturais e geológicas subseqüentes basearam-se em observações fotogeológicas, dados adicionais de campo, e modelos propostos na literatura nacional e internacional.

I.3.4 - MICROSCOPIA ÓPTICA

Foram confeccionadas 141 seções delgadas para estudos ópticos, visando caracterizar a mineralogia e petrografia das diversas litologias amostradas. Estes trabalhos foram executados em microscópios Dialux (da marca Leitz) e Standard RP (da marca Zeiss), existentes no Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Para classificação das litologias amostradas realizou-se contagem modal, segundo técnicas descritas em CHAYES (1949), contando-se em média 1500 pontos por seção delgada. A moda determinada para as rochas granitóides está plotada em diagrama QAP, utilizando-se nomenclatura proposta por STRECKEISEN (1976).

A composição global dos plagioclásios (teores moleculares de Ab e An) foi estimada pelo método de RITTMANN, observando a regra de SCHUSTER, conforme diagramas existentes em TRÖGER (1979). Não foi possível estimar a zonalidade presente, devido à frequente e por vezes intensa sericitização, principalmente nas porções mais internas do mineral.

I.3.5 - DETERMINAÇÕES RADIOMÉTRICAS

As determinações foram realizadas no Centro de Pes-

quisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por métodos K/Ar (em minerais separados) e Rb/Sr (em rocha total, para idades convencionais e isocrônicas).

Determinações K/Ar

As determinações radiométricas pelo método K/Ar foram executadas segundo técnicas descritas em AMARAL et al. (1966). As análises do teor de K foram realizadas em duplicata por fotometria de chama e por espectrometria de absorção atômica, utilizando o lítio como padrão.

O argônio foi extraído da amostra em unidades de ultra alto vácuo, com pressões inferiores a 2×10^{-7} mmHg e purificado em fornos de Cu - CuO e titânio.

Para análises espectrométricas, utilizou-se o espectrômetro de massa Reynolds, Tipo Nuclide, de fonte gasosa. Os resultados finais foram processados por computador eletrônico.

As constantes utilizadas no cálculo das idades K/Ar são as recomendadas por STEIGER & JAEGER (1978):

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{tot}} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\% \text{ atom. de } K^{40} \text{ em } K^{\text{tot}} = 0,01167$$

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36} = 295,5$$

$$K^{39} = 93,258 \%$$

Determinações Rb/Sr

As determinações Rb/Sr foram efetuadas após descrição prévia das seções delgadas de amostras consideradas representativas dos tipos litológicos mais significativos. Um conjunto grande de amostras foi pulverizado e analisado semiquantitativamente por fluorescência de Raios X, obtendo-se assim as relações Rb^{tot}/Sr^{tot} . A partir desta relação as amostras que apresentaram as relações mais favoráveis foram escolhidas para determinações Rb/Sr em rocha total.

As análises quantitativas de Rb e Sr foram realizadas por fluorescência de Raios X. Para teores destes elementos entre 50 e 500 ppm, admite-se um erro médio de 3%. Nas amostras cujos teores de Rb^{tot} e Sr^{tot} situaram-se fora deste intervalo, utilizou-se o método da diluição isotópica (KAWASHITA 1972).

As análises isotópicas foram realizadas em espectrômetro Varian-Mat tipo TH 5 de fonte sólida, descrito em TORQUATO (1974). Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados para Sr^{86}/Sr^{88} igual a 0,1194.

As constantes utilizadas nos cálculos das idades Rb/Sr, recomendadas por STEIGER & JAEGER (1978), são as seguintes:

$$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_N = 2,6039 \pm 0,0047$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_S = 0,01861 \pm 0,00003$$

$$q_s^{87} = 0,03198 \pm 0,00004 \mu\text{moles/g}$$

Nos diagramas isocrônicos foi calculada a variância média quadrática ponderada (MSWD, mean squares of weighted deviates) que fornece o grau de colinearidade das amostras ana

lisadas. Os erros foram calculados levando-se em consideração o desvio dos pontos em relação a melhor reta calculada.

CAPÍTULO II

TRABALHOS PRÉVIOS

Na porção sul do Craton Amazônico (ALMEIDA 1978), em territórios do Estado de Mato Grosso, são identificadas desde o século passado rochas gnáissicas, graníticas e máfica-ultramáficas, geralmente metamorfisadas.

Após os relatos pioneiros de CASTELNAU, em 1853 (*apud* HASUI & ALMEIDA 1970), sucederam-se várias referências sobre rochas graníticas na região do Rio Jauru, marco inicial da pesquisa geológica na região.

Trabalhos realizados a partir de então, geralmente de cunho regional, têm mostrado não só uma notável variedade litológica como também a enorme complexidade do embasamento cristalino existente.

CUNHA (1943), no relatório de sua viagem pelo Rio Jauru, confirma a existência de uma ocorrência de cobre (malaquita em quartzo), localizada no Morro do Cobre, na margem direita do Rio Jauru, distante 18 km, a norte, da cidade de Porto Esperidião. Tal ocorrência, já conhecida de data anterior, foi referida primeiramente em CASTELNAU, em 1851 (*apud* CUNHA 1943). CUNHA (*op. cit.*) descreve, no seu trabalho, as litologias locais, caracterizando o morrote e a região vizinha como sendo constituídos por clorita- e hornblenda-xistos. Menciona ainda um afloramento de clorita-xisto no leito do Córrego do Santíssimo, situado a 6 km a norte da ocorrência de cobre. Para esse autor, os anfíbolitos do Morro do Cobre são os equivalentes metamórficos de gabros, opinião compartilhada posteriormente por LASA (1968).

SCORZA (1943) descreve como "anfibolito gnaiss", clorita-xisto, quartzito micáceo, hornblenda-xisto e anfibolitos as rochas coletadas por CUNHA (1943). Um dos anfibolitos descritos mostrou-se portador de calcopirita, levando SCORZA a supor que a mineralização primária estivesse relacionada a gabros ora anfibolitizados por efeito de metamorfismo regional.

No Oriente Boliviano, AHLFELD (1946) e AHLFELD & BRANISA (1970) reconhecem a continuação do embasamento cristalino brasileiro, que descrevem como um maciço antigo de grande extensão territorial. Tal maciço seria constituído por rochas de idade Arqueana, essencialmente gnáissicas (orto e paragneisses) associadas a migmatitos, leptinitos, micaxistos, anfibolitos, quartzitos e intrusivas graníticas pré-Paleozóicas. Os migmatitos presentes são interpretados como gnaisses híbridos, injetados "lit par lit" por granitos antigos. Os anfibolitos arqueanos, que aparecem como afloramentos isolados em extensas áreas do embasamento, seriam os equivalentes metamórficos de rochas básicas intrusivas e efusivas. Intercalados em xistos turmalinizados ocorre o que AHLFELD (1946) denomina "anfibolitos diabásicos", como por exemplo na região de Cerro Pelado. Finalmente, as intrusivas graníticas pré-Paleozóicas, no entender desse autor, são em parte rochas muito antigas, até Arqueanas (?), apresentando-se com texturas maciças e contatos difusos com os ortognaisses.

ALMEIDA (1964) descreve rapidamente as rochas que ocorrem na região do vale do Jauru, considerando-as como a unidade mais antiga do Complexo Cristalino Brasileiro. Este complexo, de provável (?) idade Pré-Cambriana, seria constituído por gnaisses, micaxistos, quartzitos, anfibolitos e granitos.

VIEIRA (1965) define um "Complexo Cristalino", constituído por gnaisses e micaxistos arqueanos, no trecho compreendido entre as cidades de Porto Esperidião e Cáceres. Estas rochas estariam recobertas localmente por uma fina camada de basaltos, de provável idade mesozóica.

ALMEIDA (1967, 1969) define como Plataforma Brasileira uma antiga ortoplateforma consolidada durante o Ciclo Bra-

siliano (entre o pré-Cambriano Superior e o Ordoviciano). Esta ortoplataforma é subdividida em Plataforma do Guaporé, na região amazônica, e Plataforma do São Francisco, na porção oriental do território brasileiro.

LASA (1968), no levantamento fotogeológico e geoquímico no vale do Jauru e adjacências, identifica uma unidade antiga, que denomina "Complexo Cristalino Brasileiro", constituída predominantemente por gnaisses, migmatitos, granitos, anfibolitos e xistos com veios de pegmatito. Na região do Morro do Cobre, anteriormente descrita por CUNHA (1943), os anfibolitos passam para cloritasericita xistos, estando a W, S e SE em contato com granitos. Na interpretação de LASA, esses anfibolitos seriam antigos derrames submarinos cloritizados, sericitizados e até migmatizados, estendendo-se como importante unidade para NNE e NE, envolvidos por massas graníticas. Os granitos são interpretados por LASA como o resultado final de uma "fase orogenética granitizante", que também metamorfoisou as rochas basálticas, convertendo-as em anfibolitos. Essas transformações teriam lugar em ambiente eugeossinclinal, posteriormente transformado em ortoplataforma antiga provavelmente pré-Cambriana.

HASUI & ALMEIDA (1970) descrevem a litologia da Plataforma do Guaporé (ALMEIDA 1967), na região do Rio Jauru e adjacências, constituída predominantemente por migmatitos, gnaisses e granitos, aos quais associam-se, por um lado, rochas básicas e charnoquíticas e, por outro, xistos, quartzitos e anfibolitos. Esses autores apresentam uma série de idades K/Ar e Rb/Sr, que mostram grande dispersão de valores. Uma idade Rb/Sr convencional de um granitóide da região do rio Jauru, de 1490 ma., sugere que toda a área estudada é realmente muito antiga. Várias idades mais jovens são interpretadas como o resultado de remobilizações posteriores, causadas por eventos térmicos.

AMARAL (1974) discutindo a geologia pré-Cambriana da região amazônica, a N do paralelo 13°S, define três eventos tectônicos-metamórficos no intervalo compreendido entre 1900 ± 100 ma. e 570 ± 15 ma. O evento mais antigo, denominado "Paraen-

se", ocorrido entre 1700 e 1550 ma., foi responsável por extenso vulcanismo com cobertura sedimentar associada. O segundo evento, o "Madeirense", teria ocorrido entre 1400 e 1250 ma. caracterizando-se por magmatismo granítico, com deformações que afetaram a cobertura sedimentar vulcânica na Amazônia Ocidental, em especial a situada na bacia do Rio Madeira. O terceiro evento, chamado de "Rondoniense", ocorre entre 1050 e 900 ma. Nesse intervalo, colocam-se os corpos circunscritos de granitos, desenvolvidos principalmente no Estado de Rondônia.

FIGUEIREDO et al. (1974), nos trabalhos de mapeamento do Projeto Alto Guaporé realizados numa vasta área do Sudoeste Matogrossense, subdividem o embasamento cristalino em três unidades. A unidade mais antiga, o "Complexo Basal", formada durante o pré-Cambriano inferior, está constituída predominantemente por biotita gnaisses, que passam lateralmente para hornblenda-biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses, com presença ainda de xistos, leptínitos (?) e quartzitos. Separadas deste conjunto, os autores definem duas unidades de rochas com características intrusivas, denominadas informalmente de "Intrusivas Básico-Ultrabásicas" e "Rochas Graníticas". A unidade de "Intrusivas Básico-Ultrabásicas" está constituída por gabros, gabros anfibolitizados, anfibolitos, serpentínitos e peridotitos. Na unidade de "Rochas Graníticas", descrevem-se granitos (3a), adamelitos (em parte granitos 3b) e tonalitos, que formam corpos geralmente elípticos alongados, intrusivos no embasamento gnáissico. Os autores estimam uma idade pré-Cambriana Média a Superior para as unidades de "Rochas Graníticas" e "Intrusivas Básico-Ultrabásicas".

PADILHA et al. (1974) descrevem como Complexo Basal uma unidade muito antiga constituída por gnaisses, leptínitos, granulitos, migmatitos, granitos, anfibolitos, cataclasitos e rochas gabro-dioríticas.

OLIVATTI & RIBEIRO FILHO (1976), num trabalho de compilação dos vários projetos realizados no Estado de Mato Grosso pela CPRM (Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais), concordam com as subdivisões propostas para o Complexo Basal por

FIGUEIREDO et al. (1974) e PADILHA et al. (1974). Esses autores mantêm a denominação de "Intrusivas Básico-Ultrabásicas" para os gabros, gabros anfíbolitizados, anfíbolitos e serpentinitos, introduzindo, entretanto, a denominação "Intrusivas Ácidas" para a unidade de granitóides.

ALMEIDA (1978) propõe a denominação de Craton Amazônico, no sentido de Plataforma, englobando a Plataforma do Guaporé e o Escudo das Guianas, situados respectivamente a sul e a norte da Bacia Amazônica.

DARBYSHIRE (1977), BLOOMFIELD & LITHERLAND (1979) e LITHERLAND & BLOOMFIELD (1981) apresentam resultados preliminares de um amplo trabalho regional, realizado entre 1976 e 1979 no oriente boliviano, sob auspícios do "Overseas Development Administration Foreign and Commonwealth Office" britânico, com a colaboração do Serviço Geológico Boliviano. Para esses autores, o embasamento cristalino boliviano está constituído fundamentalmente por unidades formadas durante o Proterozóico Inferior e Proterozóico Médio. A unidade mais antiga, o Grupo Granulítico Lomas Maneches, apresenta idades Rb/Sr da ordem de 2000 ma, (Ciclo Transamazônico). Constitui-se de paragnaisses com bandas de leptinitos, granulitos calco-silicáticos e rochas metapelíticas peraluminosas com hiperstênio e cordierita. Estratigraficamente mais novo é o Complexo Paragnaisse Chiquitania, constituído predominantemente por paragnaisses, geralmente biotíticos, com enriquecimento local em granada e hornblenda. Associado ao Complexo Paragnaisse Chiquitania aparecem anfíbolitos, meta-anortositos, xistos com granada e sillimanita, granulitos, xistos com muscovita e granulitos com diopsídio, hornblenda e biotita. Este Complexo, colocado entre o Proterozóico Inferior e Proterozóico Médio, foi metamorfoisado e deformado durante o Ciclo Orogênico San Ignacio (1800 - 1300 ma.). No decorrer deste ciclo ocorre também a deposição do Grupo San Ignacio (xistos pelíticos com "sills" de rochas básico-ultrabásicas) e a subsequente mobilização destas e de outras litologias mais antigas, num cinturão orogênico de direção Norte, acompanhado de magmatismo granitóide. No final do Proterozóico Médio tem lugar o Ciclo Orogênico Sunsas (1300 - 950 ma.) que

começa com a deposição de molassas constituintes do Grupo Sunsas, culminando com dobramentos de direção WNW e invasões simultâneas de rochas granitóides e atividades ígneas básicas-ultrabásicas. No final do Ciclo Sunsas, ocorrido por volta de 950 ma., o escudo boliviano está inteiramente cratonizado.

CORDANI et al. (1979), CORDANI (1981) e CORDANI & BRITO NEVES (1982), com base nos dados geocronológicos obtidos pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em convênio com o Projeto RADAMBRASIL, apresentam um modelo evolutivo para o Proterozóico da Região Amazônica. Ao redor de um núcleo cratônico, denominado "Amazônia Central", com idades provavelmente Pré-Transamazônicas, desenvolvem-se três sucessivos cinturões móveis alinhados grosseiramente na direção NW-SE e que de N para S, constituem respectivamente as Províncias Maroni-Itacaiunas (2200 - 1800 ma.), Rio Negro-Juruena (1700 - 1400 ma.) e Rondoniana (1400 - 900 ma.). Conforme esta concepção, o embasamento regional na região sudoeste de Mato Grosso, e portanto, a área sob estudo neste trabalho, insere-se totalmente nos domínios da Província Rondoniana.

Uma tentativa de correlação entre as unidades identificadas em território boliviano (BLOOMFIELD & LITHERLAND 1979; LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981) e as brasileiras, realizada por OLIVATTI (1981), equipara o Complexo Basal (FIGUEIREDO et al. 1974) com o Grupo Granulítico Lomas Meneches e o Complexo Paragneisses Chiquitania (ver Tabela 1). As intrusivas granitóides no Complexo Basal seriam correlatas aos eventos magmáticos que a acompanharam os ciclos San Ignacio e Sunsas.

TASSINARI (1981a) sugere algumas modificações na idade das quatro províncias geocronológico-estruturais da Amazônia, definidas por CORDANI et al. (1979). Para TASSINARI (op. cit.), as idades mais prováveis para estas províncias são:

- Província Amazônia Central - idade Arqueana
- Província Maroni-Itacaiunas - idade entre 2200 - 1800 ma.
- Província Rio Negro-Juruena - idade entre 1750 - 1400 ma.
- Província Rondoniana - idade entre 1400 - 1100 ma.

Tabela 1 - Correlação entre as unidades do embasamento descritas em território Brasileiro (FIGUEIREDO et al. 1974) e unidades do embasamento Boliviano (BLOOMFIELD & LITHERLAND 1979, LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981) segundo OLIVATTI 1981 (simplificado).

B R A S I L					B O L Í V I A				
Ciclo Orogênico	Eon	Unidade Estratigráfica	Granitóides	Rochas Básicas Ultrabásicas	Ciclo Orogênico	Eon	Unidade Estratigráfica	Granitóides	Rochas Básicas-Ultrabásicas
Brasiliano					+ 950 ma.				
+ 1.000 ma.									
Minas/Uruaçuano	Pré-Cambriano B				Sunsas	Proterozóico	Grupos Sunsas/Vibosi	G ₃	B ₂
+ 1.300 ma.					+ 1.300 ma.			G ₂	
+ 1.560 ma.	ou							G ₁	B ₁
(Espinhaço)	Superior Antigo				São Inácio	Médio	Grupo Xisto São Ignacio		
					Complexo Paragnaisse				
? 1.800 ma.					? 1.800 ma. ? ? ?				
Transamazônico	Pré-Cambriano C		Intrusivas	Intrusivas Básico-Ultrabásicas	Transamazônico	Proterozóico Inferior	Complexo Paragnaisse Grupo Granulito		Sills de Norito
+ 2.500 ma.	ou Médio	Complexo Basal	Graníticas		+ 2.500 ma.				
Pré-Cambriano Indiferenciado					Arqueano				

Sintetizando os trabalhos realizados pelo projeto RADAMBRASIL, BARROS et al. (1982) propõem uma subdivisão para o embasamento regional no Estado de Mato Grosso. Para estes autores, todas as rochas do embasamento são correlatas ao Complexo Xingu, primeiramente definido por SILVA et al. (1974), constituído por biotita gnaisses, anfibolitos, migmatitos e todos os granitóides de anatexia. Estes autores agrupam as rochas máfica-ultramáficas (gabros, gabros anfibolitizados e anfibolitos), intrusivas nas rochas do Complexo Xingu, numa unidade denominada Suíte Intrusiva Rio Alegre. Duas idades K/Ar em torno de 1200 ma. colocam esta Suíte no Proterozóico Médio. Para os granitóides intrusivos (granitos, granitos granofíricos, granodioritos, tonalitos e riólitos granofíricos), que são mapeados como corpos discretos elípticos-alongados a irregulares, propõe-se o termo Suíte Intrusiva Guapé. A idade destas rochas seria Proterozóica Superior, em função de duas idades convencionais Rb/Sr de 900 ± 27 ma. e 835 ± 32 ma., obtidas em granitóides que ocorrem nas Fazendas Guapé e Sapé.

SAES et al. (1984) dividem o Complexo Xingu (BARROS et al. 1982), na região de Jauru (Folha Jauru SD 21-Y-C-III), em três sub-unidades do Proterozóico Inferior: Associação gnáissico-migmatítica Brigadeirinho (Primeira Unidade), constituída por gnaisses de composição granítica, anfibolitos, migmatitos, xistos e quartzitos, por sua vez invadida pelo Granito Santa Helena (Segunda Unidade) e pelo Granodiorito Água Clara (Terceira Unidade). Posterior a estas sub-unidades, encontra-se a Sequência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas, caracterizada por um conjunto de rochas básicas e ultrabásicas (vulcânicas e plutônicas), metamorfisadas no fácies xisto-verde (metagabros, meta-anortositos, metabasaltos e xistos magnesianos), associadas a restos de metassedimentos terrígenos e químicos. A outra unidade intrusiva é denominada de Suíte Intrusiva Figueira Branca, constituída por uma sequência de rochas básicas e ultrabásicas não metamórficas, tais como dunitos, anortositos, troctolitos e noritos, correspondendo em parte às Intrusivas Básico-Ultrabásicas de FIGUEIREDO et al. (1974) e à Suíte Intrusiva Rio Alegre de BARROS et al. (1982). Como Suíte Intrusiva Guapé, SAES et al. (1984) caracteri

zam "um conjunto de rochas ácidas composto por biotita-hornblenda granitos equigranulares grosseiros a médio, associados a hornblenda-biotita microadamelitos e microgranitos porfiríticos aparentemente co-magmáticos", intrusivos nas demais unidades do embasamento. As Suítes Intrusivas Figueira Branca e Guapé são posicionadas por SAES et al. (1984) no Proterozóico Superior e a Sequência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas entre o Proterozóico Inferior e o Proterozóico Superior (Proterozóico Médio ?).

AMARAL (1984) descreve, como subprovíncia Madeira, a porção meridional da Província Tapajós, região compreendida por Rondônia, Sul do Amazonas, Norte de Mato Grosso e Oeste de Mato Grosso do Sul. Nesta região, AMARAL (1984) critica a proliferação acentuada da nomenclatura e terminologia estratigráfica, as correlações questionáveis, os empilhamentos baseados em determinações geocronológicas duvidosas e a má utilização de termos tais como "suítes" e "complexos". Por isto, adota um esquema informal para a estratigrafia da subprovíncia Madeira (Tabela 2), sem a preocupação de fixar nomes para as unidades presentes.

SANTOS & LOGUERCIO (1984) descrevem como embasamento da parte Meridional do Craton Amazônico (Escudo Brasil Central) o Complexo Xingu, definido por SILVA et al. (1974) na região do Rio Xingu, com idade Arqueana e retrabalhado respectivamente no Ciclo Transamazônico (2000 - 2200 ma.) e nos eventos Parguazense (1500 - 1600 ma.) e Rondoniense (1000 $\pm$ 100 ma.). Especificamente para o sudoeste de Mato Grosso, SANTOS & LOGUERCIO (1984) propõem idades da ordem de 1750 ma. para o Complexo Xingu, em razão de correlações com o embasamento cristalino de Mato Grosso Sul e Norte de Mato Grosso.

Tabela 2 - Lito-estratigrafia da Subprovíncia Madeira, segundo AMARAL (1984).

Idade (MA)	Unidades	Litologias
± 500	Coberturas Brazilianas.	Calcários, dolomitos, folhelhos, arenitos, arcóseos, jaspilitos, conglomerados.
950 ± 50	Intrusivas Graníticas (Granitos Rondonienses).	Granitos alaskíticos, alcalinos, greisens, vulcânicas associadas.
	Sequência Sedimentar Superior	Arenitos, arcóseos, conglomerados, siltitos.
1100 ± 100	Magmatismo Básico.	Basalto, diabásio, gabro.
1350 ± 50	Intrusivas Graníticas e Sieníticas (Granitos Madeirenses).	Granitos rapakivíticos, sienitos, monzonitos, aplitos.
	Sequência Sedimentar Inferior.	Arenitos, arcóseos, conglomerados, folhelhos, siltitos.
1600 ± 100	Vulcanismo Ácido a Intermediário e Intrusivas Associadas.	Riólitos, riodacitos, andesitos, tufos, granitos e granodioritos.
> 1500	Complexo Cristalino.	Gnaisses, migmatitos, granulitos, charnoquitos, granitos, granodioritos, anfibolitos, metabasitos, xistos e quartzitos.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA REGIONAL

III.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

É consenso entre os vários autores citados no capítulo anterior que nesta região meridional do Craton Amazônico predominam pelo menos três grandes conjuntos de rochas, consideradas de idade Proterozóica (e.g. LASA 1968; FIGUEIREDO et al. 1974; BARROS et al. 1982 e SAES et al. 1984).

O conjunto mais antigo, ou embasamento propriamente dito, está constituído por rochas de natureza predominantemente granítico-gnáissica, em parte de origem migmatítica, com enclaves e/ou lentes de anfibolitos (Tabela 3). Esta associação, sucessivamente denominada de Complexo Cristalino Brasileiro (ALMEIDA 1964), Complexo Brasileiro (VIEIRA 1965) e Complexo Basal (FIGUEIREDO et al. 1974), está no momento correlacionada por BARROS et al. (1982), ao Complexo Xingu de SILVA et al. (1974).

Intrusivas nesta unidade encontram-se duas associações litológicas mais jovens. A primeira é constituída por uma associação predominantemente máfica-ultramáfica, em parte metamorfisada e convertida em anfibolitos vários, talco-xistos (?) e serpentinitos. Tal associação tem sido denominada sucessivamente de Fácies Batial do Grupo Jauru por LASA (1968), Unidade de Intrusivas Básicas-Ultrabásicas por FIGUEIREDO et al. (1974), e Suíte Intrusiva Rio Alegre por BARROS et al. (1982). Estudos mais recentes diferenciam, na região, dois conjuntos muito diferentes de rochas máfica-ultramáficas: uma claramente supracrustal (Se-

Tabela 3 - Litologias e idades atribuídas ao embasamento cristalino, região Sudoeste de Mato Grosso.

Autor	Petrografia	Idade estimada	Nome proposto para a unidade
ALMEIDA (1964)	Gnaisses, mica-xistos, quartzitos, anfibolitos e granitos laminados.	Pré-Cambriano	Complexo Cristalino Brasileiro
VIEIRA (1965)	Gnaisses muito feldspáticos (migmatíticos?), quartzo-sericita xisto e quartzo-biotita xisto, cobertos localmente por basaltos mesozóicos.	Arqueano	Complexo Brasileiro
LASA (1968)	Migmatito, gnaisses, granitos, anfibolitos e xistos.	Pré-Cambriano	Complexo Cristalino Brasileiro
FIGUEIREDO et al. (1974)	Gnaisses e granitos anatéticos, lentos de anfibolitos, leptinitos, mica xistos, cataclasitos e filonitos.	Proterozóico Médio	Complexo Basal
BARROS et al. (1982)	Gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos de anatexia e rochas cataclásticas.	Proterozóico Inferior a Médio (Isócrona de referência Rb/Sr com 1430 ± 69 ma. idade mínima. Núcleos mais antigos com idades K/Ar em torno de 1800 ma.).	Complexo Xingu
SAES et al. (1984)	Gnaisses, anfibolitos, migmatitos, xistos e quartzitos. Granitos Granodioritos	Proterozóico Inferior	Complexo Xingu (Sub-unidade Brigadeirinho). Granito Santa Helena Granodiorito Água Clara

quência Vulcano-Sedimentar Quatro-Meninas); e outra intrusiva (Suíte Intrusiva Figueira Branca, SAES et al. 1984; ver Tabela 4).

Para a segunda associação concorrem rochas de natureza granítica com estruturas geralmente maciças, mas por vezes foliadas (Tabela 5). Para LASA (1968), é a fácies nerítica do Grupo Jauru, enquanto que FIGUEIREDO et al. (1974) agrupam estas litologias como a unidade de "Rochas Graníticas". Ultimamente são denominadas de Suíte Intrusiva Guapé, por BARROS et al. (1982).

A determinação de relações lito-estratigráficas, em progresso até hoje, tem sido dificultada por inúmeros fatores. Entre outros, citam-se as difíceis condições de acesso, escassos afloramentos e o espesso manto de alteração presente.

Por outro lado, os dados geocronológicos já publicados, em número insuficiente se comparados com a diversidade e distribuição litológica existente, não fornecem subsídios suficientes para caracterizar os eventos tectônicos ocorridos (ver discussão no Capítulo V). Para avaliar, portanto, os dados da literatura, parece por ora mais razoável considerar uma separação puramente litológica. Define-se assim um conjunto de rochas do embasamento, a separar das rochas máficas-ultramáficas e granitóides posteriores.

III.2 - ROCHAS DO EMBASAMENTO (Sensus Strictu)

São escassos os afloramentos de rochas do embasamento cristalino, geralmente encontradas como lajedos e matacões gnáissicos abaulados (BARROS et al. 1982, e observações próprias).

A amostragem torna-se, nestas condições, bastante falha e pouco representativa da litologia geral, já que, como matacões, afloram predominantemente as rochas quartzo-feldspáticas,

Tabela 4 - Petrografia e idades atribuídas às rochas máficas-ultramáficas, região Sudoeste de Mato Grosso.

Autor	Petrografia	Idade estimada	Nome proposto para a unidade
CUNHA (1943) e SCORZA (1943)	Gabros Anfibolitizados		
LASA (1968)	Grandes corpos de anfibolitos que passam frequentemente a clorita-sericita-xisto; intrusões básicas cloritizadas, sericitizadas e migmatizadas, envolvidas por massas graníticas.		Grupo Jauru (fácies batial)
FIGUEIREDO et al. (1974)	Corpos gabróides e metamórficos essencialmente, gabros parcialmente anfibolitizados, anfibolitos e serpentinitos, intrusivos no Complexo Basal.	Pré-Cambriano médio a superior (?)	Intrusivas Básico-Ultrabásicas
BARROS et al. (1982)	Gabros, gabros anfibolitizados e anfibolitos; rochas intrusivas no Complexo Xingu.	Proterozóico Superior (duas idades K/Ar em plagioclásio e anfibólio da ordem de 1200 ma.).	Suíte Intrusiva Rio Alegre.
SAES et al. (1984)	Meta-gabros, meta-anortositos, meta-basaltos e xistos magnesianos associados a sedimentos terrígenos e quartzíticos.	Proterozóico Médio	Sequência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas
	Dunitos, anortositos, troctolitos e noritos	Proterozóico Superior	Suíte Intrusiva Figueira Branca

Tabela 5 - Petrografia e idades atribuídas às rochas graníticas, região Sudoeste de Mato Grosso.

Autor	Petrografia	Idade estimada	Nome proposto para a unidade
ALMEIDA (1964)	Granitos	Pré-Cambriano	
LASA (1968)	Granitos	Pré-Cambriano	Grupo Jauru (fácies nerítica)
HASUI & ALMEIDA (1970)	Granitos	Proterozóico Médio (idade convencional Rb/Sr em torno de 1490 ma.).	
FIGUEIREDO et al.(1974)	Granitos, biotita tonalitos, micro-tonalitos e adamelitos	Pré-Cambriano médio a superior	Rochas Graníticas
BARROS et al.(1982)	Granitos, granitos granofíricos, granodioritos, tonalitos e riolitos granofíricos	Proterozóico Superior (duas idades convencionais Rb/Sr com valores da ordem de 900 $\pm$ 27 e 835 $\pm$ 32 ma.).	Suite Intrusiva Guapé
SAES et al.(1984)	Biotita hornblenda granitos, hornblenda biotita micro-granitos, micro-adamelitos porfiríticos	Proterozóico Superior	Suite Intrusiva Guapé

mais resistentes à erosão.

Os escassos afloramentos dificultam também, no momento, as determinações estruturais. Medições isoladas de foliações e outras estruturas, nos poucos matacões aflorantes, são apenas indicativos de condições locais. Na região compreendida entre Mirassol d'Oeste e Reserva do Cabaçal, os biotita-gnaisses mostram foliações pouco marcadas com direções preferenciais segundo N-S; N 40°E; N 15°W; N 40°W (BARROS et al. 1982). Na literatura inexistem referências a trabalhos estruturais mais pormenorizados, de natureza local ou regional.

Um resumo das descrições petrográficas de rochas do embasamento, citadas na literatura, encontra-se na Tabela 3. A maioria dos autores descreve gnaisses de vários tipos (em parte migmatíticos) como litologias dominantes, com algumas referências sobre a existência de anfibolitos, cataclasitos e micaxistos. Os gnaisses predominantes parecem ser biotita gnaisses, com passagem lateral para hornblenda gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses (FIGUEIREDO et al. 1974; BARROS et al. 1982). Xistos, quartzitos e milonitos são descritos como rochas intercaladas aos gnaisses, enquanto que os anfibolitos ocorrem como faixas ou bandas lenticulares, de variadas dimensões (BARROS et al. 1982).

Estimativas anteriores sugerem idades Arqueana até Proterozóica Média para estas rochas (Tabela 3). Datações geocronológicas esparsas (idades K/Ar e uma isócrona Rb/Sr de referência, conforme BARROS et al. 1982), permitem estimar uma idade mínima para a formação das rochas do embasamento em torno de 1400 ma., confirmando assim algumas das sugestões anteriores (Tabela 3). Para discussão, são reproduzidos os dados correspondentes no capítulo V (Tabelas 13 e 14). Algumas idades K/Ar (em biotitas e anfibólitos), em torno de 1800 ma., mostram que a história regional é bastante complexa, sugerindo-se a possibilidade de alguns remanescentes mais antigos estarem preservados sob a forma de prováveis núcleos transamazônicos (BARROS et al. 1982).

III.3 - ROCHAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS (geralmente metamorfisadas)

Rochas máficas-ultramáficas metamorfisadas, mapeadas como corpos intrusivos no embasamento e em parte com texturas ígneas ainda claramente visíveis, são citadas já desde os primeiros trabalhos realizados. FIGUEIREDO et al. (1974) e BARROS et al. (1982) localizam várias destas ocorrências, que são interpretadas como antigas intrusões de natureza máfica-ultramáfica (Figuras 2 e 3).

Estas rochas, que afloram isoladamente como matacões ou lajedos, estão na maioria das vezes em estado avançado de alteração, envolvidas por massas granitóides do embasamento. As litologias predominantes são gabros anfibolitizados e serpentinizados, localmente cloritizados e sericitizados, por vezes com sulfetos disseminados.

A idade estimada para estas rochas tem variado de Arqueano (?) até o Proterozóico Médio (Tabela 4). BARROS et al. (1982) apresentam três idades K/Ar da ordem de 1600 e 1200 ma. em plagioclásios e anfibólios; os dados analíticos são reproduzidos no Capítulo V (Tabela 17).

III.4 - ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas constituem um importante componente da área em discussão, citadas já nos primeiros trabalhos, ainda no século passado.

Geralmente, as rochas graníticas afloram sob forma de matacões abaulados, associados a litologias gnáissicas e máfica-ultramáficas. Localmente, os granitóides contêm enclaves

Figura 3 - Geologia da região de São José dos Quatro Marcos, Araputanga e Jauru, segundo BARROS et al. (1982, simplificado).

destas duas litologias, bem como de granodioritos e tonalitos. Estas rochas graníticas têm sido mapeadas como corpos intrusivos no embasamento cristalino (FIGUEIREDO et al. 1974; BARROS et al. 1982).

Petrograficamente, as rochas graníticas foram descritas como granitos s.s. (3a), adamelitos (granitos 3b), granodioritos, tonalitos e riólitos. Vários autores estimaram idades para as rochas graníticas, desde Arqueana (?) até Proterozóica Superior (Tabela 5). Uma idade convencional Rb/Sr em rocha total com 1490 ma. (granito da bacia do Rio Jauru), encontra-se citada em HASUI & ALMEIDA (1970). As biotitas deste granito, datadas também por estes autores, acusaram uma idade K/Ar da ordem de 698 ± 21 ma. BARROS et al. (1982) apresentam duas idades convencionais Rb/Sr em rocha total (granitóides das Fazendas Guapé e Sapê) com valores da ordem de 900 ± 27 e 835 ± 32 ma. Os dados analíticos referentes a estas idades são apresentados no Capítulo V (Tabelas 18 e 19).

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA LOCAL

IV.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Durante as três etapas de campo realizadas na área em estudo, observou-se a existência de uma grande variedade litológica. A amostragem pontual efetuada, contudo, só pôde registrar afloramentos isolados constituídos em sua quase totalidade por matações abaulados de variadas dimensões. Muito mais raramente, são observados alguns lajedos. Estes, encontrados via de regra ao longo de drenagens, estão, na maioria das vezes, mascarados pelo menos parcialmente por depósitos fluviais. Partes consideráveis da área mapeada mostram ainda uma densa cobertura vegetal, de amplo domínio regional, paulatinamente destruída nas duas últimas décadas.

Critérios fotointerpretativos e técnicas de mapeamento usualmente empregados em trabalhos desta natureza, não forneceram subsídios suficientes para separação das unidades litológicas. Mesmo os caminhamentos realizados não permitiram identificar os prováveis contatos geológicos. A variação litológica é constante : matações de rochas graníticas, dominantes numa determinada área, são substituídos, a poucas centenas de metros e de maneira aparentemente caótica, por rochas gnáissicas, anfibolíticas, calco-silicáticas e dioríticas (entre outras). A experiência obtida nos caminhamentos realizados com vistas a obtenção de mapeamentos detalhados entra assim em conflito com as observações transmitidas por estudos de cunho mais regional, nos quais são de

finidas unidades mapeáveis de dimensões consideráveis. Na área em estudo, FIGUEIREDO et al. 1974 e BARROS et al. 1982 (ver Figuras 2 e 3) definiram um corpo circunscrito de granito intrusivo nos gnaisses do embasamento. Os perfis realizados pelo autor, entretanto, mostraram uma grande variação litológica, que apenas localmente, em escala de muito detalhe (e.g. 1:10.000 etc.), permite caracterizar unidades litológicas distintas. As mudanças litológicas, a julgar pelo posicionamento areal de matacões, são tão bruscas que parece difícil estabelecer algum padrão estrutural ou lito-estratigráfico. Qualquer mapa geológico da área em questão, que não considere estas características, deve ser considerado com cautela e sua utilidade para definir modelos evolutivos será, no mínimo, questionável. O conhecimento da geologia regional encontra-se num estágio ainda muito preliminar.

IV.2 - MAPEAMENTO E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS

As estradas de serviço dos proprietários rurais permitem deslocamentos satisfatórios por grande parte da região estudada, exceção feita aos domínios das Fazendas Urutau e Santa Alice, localizadas na porção centro-leste da área estudada (Figura 4). Esta parte permanece ainda coberta por densa mata, com árvores de grande porte. As áreas desmatadas estão hoje ocupadas por pastos, destinados à criação bovina e culturas várias, onde os cafezais são parcela dominante da atividade agrícola, seguido de culturas normais de subsistência. O relevo é monótono, com altitude média por volta de 200 metros acima do nível do mar. Muito raramente, estão preservadas algumas modestas elevações que, via de regra, conservam matacões vários no topos e encostas, predominantemente de rochas granitoides, indistintamente associados a outras litologias. A ausência de relevo favorece a agricultura mecanizada presente em sítios de maior porte.

Dispersos por áreas de culturas ou pastagens, distribuem-se com mais frequência os registros litológicos do emba

LEGENDA

- ESTRADAS
- HIDROGRAFIA
- CIDADE - VILA - POVOADO
- FAZENDA - SÍTIO

LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

- AFLORAMENTO DESCRITO
- AFLORAMENTO COM AMOSTRA LAMINADA
- AFLORAMENTO COM AMOSTRA DATADA

ESCALA

Figura 4 - Mapa de Localização dos Afloramentos descritos neste Trabalho. Detalhes adicionais nas Figuras 1 e 2.

samento regional. A localização dos afloramentos, encontrados no decorrer dos trabalhos de campo, está indicada na Figura 4. A observação desta figura mostra alta densidade de pontos na faixa central alinhada NW-SE, contrastando com as demais regiões, onde os afloramentos, raros ou inexistentes, estão mascarados pelo espesso manto de alteração ou por densa cobertura vegetal, localmente preservada.

Não é difícil, portanto, enumerar os obstáculos encontrados por ocasião do mapeamento: ausência de afloramentos, presença quase exclusiva de matacões, manto de alteração espesso e contínuo, vegetação pronunciada, relevo arrasado e alternância aparentemente caótica de diversas litologias, em parte muito semelhantes.

Algumas centenas de quilômetros foram percorridos a pé ou a cavalo, através de áreas de pastagem ou picadas abertas na mata; veículos foram utilizados para deslocamentos mais distantes.

Os diversos perfis realizados, na expectativa de determinar possíveis contatos, apenas cadastraram uma alternância de granitóides com rochas do embasamento.

A falta de afloramentos contínuos impediu reconhecer, com maior detalhe, tanto os limites litológicos como as relações estruturais. Optou-se, assim, por registrar apenas os limites de áreas com maior frequência de uma determinada rocha, aqui denominados de *Domínios Petrográficos*, com vistas a oferecer ao leitor uma imagem mais objetiva das relações de campo observadas. Esses limites entre domínios petrográficos são registrados no Anexo 1, apenas de forma aproximada, e pouco significam do ponto de vista estrutural, uma vez que definir as unidades a serem representadas já constitui um problema inicial. Por um lado, é fácil agrupar determinados tipos litológicos, que aparecem com características petrográficas muito semelhantes entre si (são representados assim vários domínios petrograficamente homogêneos com gnaiss cinzas, gnaisses róseos e rochas calco-silicáticas). Por

outro, é praticamente impossível representar separadamente os "granitóides róseos" (petrograficamente, granitos 3b e 3a) dos "granitóides cinzas" (geralmente tonalitos e granodioritos). Matações de um determinado tipo posicionam-se a poucos metros de distância de matações constituídos por outras variedades. Assim, agruparam-se todos os granitóides, identificando-se apenas dois domínios diferentes: o das variedades granitóides maciças e o das variedades orientadas (Anexo 1).

Pela possível importância petrográfica e/ou estratigráfica-estrutural, registram-se também alguns afloramentos isolados (dioritos, granulitos e vulcanitos; Anexo 1).

Anfibolitos são encontrados como blocos isolados e enclaves, em área com predomínio de gnaisses cinzentos e granitóides (ver Anexo 1). No primeiro caso, as ocorrências representam, provavelmente, lentes e corpos menores de anfibolitos, que se encontram intercalados aos gnaisses cinzas, em parte "boudinados" e severamente deformados (ver Ítem IV.3.1; Figuras 6 e 7). Os anfibolitos que ocorrem nos granitóides são provavelmente todos verdadeiros enclaves, independentemente do tamanho. A W da área estudada, encontram-se os afloramentos de um corpo maior de anfibolito, que se alarga para Ocidente; na região, o solo é uniformemente avermelhado, e são encontrados blocos isolados de anfibolito, geralmente alterados.

Para maiores detalhes sobre o *Mapa de Domínios Petrográficos*, ver discussão no Capítulo VI, Ítems VI.2 e VI.3.

IV.3 - LITOLOGIAS PRESENTES

A seguir, descrevem-se as características texturais, estruturais e mineralógicas das litologias observadas, bem como sua distribuição espacial e associações de campo. Para definir a granulação das rochas, foram considerados os parâmetros citados em WILLIAMS et al. (1954):

Fina	- menor que 1 mm.
Média	- entre 1 mm. e 5 mm.
Grossa	- entre 5 mm. e 30 mm.
Muito Grossa	- maior que 30 mm.

IV.3.1 - GNAISSES CINZAS

Distribuição

Os gnaisses cinzas são as rochas metamórficas mais comuns associadas a granitóides na parte central da faixa NW/SE (Figura 4; Pontos 14,16,18,19,28,63,68,86,124,137,144,157,159,161, 162 e 164). Ocorrem também como lajedos nas regiões meridional e noroeste da área, preferencialmente ao longo das drenagens (Pontos 62,102 e 116; Figura 4). Localmente ocorrem como matacões cinzentos foliados (Pontos 20,56,92,131,134,139,144,145,151,155 e 160; Figura 4).

Os gnaisses cinzentos são bastante variados do ponto de vista tanto estrutural como textural. Em muitas áreas, os gnaisses mostram forte bandado composicional e estruturas estromatíticas do bradas com bandas regulares hololeucocráticas (quartzo-feldspáticas) de 1 a 2 - 3 cm, alternando com outras mais melanocráticas, ricas em minerais máficos. Este bandado é cortado por novas foliações (clivagens), identificadas por neo-orientação dos máficos, acentuada principalmente nas bandas escuras e mais apagada ou inexistente nas bandas claras (e.g. Ponto 102, Figura 4). As bandas claras podem aparecer, por vezes, mais espessas e com aspecto mais homogêneo, adquirindo então aspecto local de gnaisses nebulíticos.

Em outras áreas, a estrutura dos gnaisses, ainda estromatítica, perde regularidade, passando a mostrar bandas quartzo-feldspáticas mais lenticulares e descontínuas, em parte simulan

do geometrias semelhantes às de pseudo-estratificação cruzada reliquiar (e.g. Ponto 102 Figura 4). É freqüente a observação de veios de granitóides róseos, cortando discordantemente a foliação da rocha, que imprimem ao conjunto estruturas estromatíticas até agmatíticas (Figura 5).

Anfibolitos são comumente observados nos gnaisses cinzas. Aparecem como "lentes" regulares e como "enclaves decimétricos". As "lentes" são em geral regulares, de espessura decimétrica, concordantes com o bandamento dos gnaisses encaixantes, e com estrutura "pinch and swell"; a estrutura interna destes anfibolitos é foliada, por vezes apresentando dobras complexas (Figura 6). Mais raros são os "enclaves decimétricos" de anfibolitos foliados, que aparecem como blocos de tamanho variado, retangulares e angulosos-irregulares (Figura 7). Estes blocos aparecem alinhados, envolvidos pelo gnaisse encaixante, com contorno e estruturas internas concordantes com a foliação do gnaisse; trata-se, portanto, de fragmentos quebrados e fraturados, separados por "boudinage".

No Anexo 1, indicam-se três áreas com predomínio de gnaisses cinzentos. No primeiro domínio, a S, os gnaisses mostram bandado petrográfico de orientação predominante NW, com mergulho acentuado para SW (nos Pontos 62 e 116, Figura 4). No segundo domínio, na parte central da zona mapeada (Anexo 1), a foliação predominante é NW (e mergulhos para SW; Pontos 14, 18, 20 e 160). Na região NW, os gnaisses aparecem dobrados, com foliação predominante NW. Enclaves alongados de gnaisses cinzentos encontram-se também freqüentemente em granitóides (Pontos 79, 80, 124 e 128; Figura 4).

Algumas amostras de gnaisses cinzas foram datadas pelos métodos Rb/Sr em rocha total e K/Ar em minerais separados (anfibólios e biotita). Os resultados são apresentados no Capítulo V.

Figura 5 - Gnaiss cinza (tonalítico) cortado por veios de granitóides maciços de cor rósea (granitos 3b, Ponto 62; Figura 4), desenvolvendo estruturas migmatíticas. Observa-se no gnaiss uma regular estrutura estromatítica, complexamente dobrada. A figura, e outras semelhantes (Figuras 6, 7, 9, 10, 12, 13, 14, e 20) está baseada em fotografias de afloramentos.

Figura 6 - Lente (?) de rocha anfibolítica com foliação concordante com a foliação do gnaiss cinzento (tonalítico) encaixante (Ponto 102; Figura 4).

Figura 7 - Anfibolito com formas poligonais em gnaisses cinzas (tonalíticos) do Ponto 102 (Figura 4). A foliação do anfibolito é concordante com a foliação do gnaisse, que se encontra cortado por veios de granitóides. A feição estrutural sugere que a rocha original do anfibolito (representando antigos diques de rochas basálticas ?) foi deformada por efeitos de "boudinage".

Petrografia

São rochas leucocráticas de cor predominantemente cinza. Mostram-se desde equigranulares a inequigranulares, com granulação fina a média. A estrutura é gnáissica bandada, geralmente pouco marcada, e está definida por minerais máficos agrupados e orientados subparalelamente em faixas nem sempre contínuas. Localmente, o bandamento aparece acentuado, com faixas melanocráticas constituídas principalmente por anfibólios e biotita, alternando com faixas leucocráticas constituídas principalmente por feldspato cinza esbranquiçado e quartzo e, subordinadamente, biotita e anfibólios.

Anfibólios e biotita, que acentuam o caráter foliado destas rochas, ocorrem em quantidades bastante variáveis. A atitude da foliação (bandamento), medida em alguns pontos, apresenta os seguintes valores: N50°W, 70°NE; N40°W, 70°SW; N45°W, 50°SW; N30°E, 40°NW; N60°E, 50°NW; N40°E, 40°NW; N50°E, 50°NW; N70°E, 60°NW; N40°E, 40°NW; N40°W, 45°NE; N40°W, 40°SW; N30°W, 40°NE; N40°W, 70°NE; N40°W, 50°SW; N40°W, 50°NE; N80°W, 45°NE.

Os feldspatos cinza esbranquiçados são os principais minerais. Apresentam-se geralmente equigranulares, finos a médios; raramente aparecem cristais maiores. O quartzo é intersticial. Os máficos mais importantes são anfibólios pretos e biotitas, concentrados principalmente nas bandas melanocráticas. Nas bandas quartzo-feldspáticas aparecem distribuídos de maneira desigual. A biotita, como finas palhetas de cor castanha escura a preta, está subordinada ao anfibólio.

Os minerais opacos presentes são principalmente a magnetita e pirita.

Ao microscópio os gnaisses cinzas apresentam textura granoblástica a xenoblástica em parte cataclástica, com quartzo anédrico poligonal, engrenado em junções tríplices com plagioclásio anédrico a subédrico. Microclínio é raro ou ausente. Os máficos (biotita e anfibólio) mostram geralmente contornos bastantes

regulares.

Este grupo de rochas pode ser descrito essencialmente como hornblenda-biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, biotita gnaisses e hornblenda gnaisses (Tabela 6). Em termos de classificação de rochas ígneas (STRECKEISEN 1976), os gnaisses cinzas são os equivalentes modais de tonalitos e granodioritos (Figura 8).

O contato entre os vários tipos de gnaisses cinzas são gradacionais na maior parte dos casos, como pode ser observado nitidamente em alguns lajedos, especialmente nos pontos 62 e 102 (Figura 4).

Mineralogia

O plagioclásio (oligoclásio, com teores de anortita variando em torno de 20%) é, juntamente com o quartzo, o mineral mais frequente. Em muitas amostras, o plagioclásio totaliza mais de 50% da composição modal. Em outras, tem proporções comparáveis ou inferiores às do quartzo. Apresenta-se comumente em cristais anédricos a subédricos, em parte geminados segundo leis da albita e, mais raramente, de Carlsbad. Quando anédricos, os cristais apresentam contornos poligonais regulares, engrenados com cristais também anédricos de quartzo. Quando alterados, mostram finas palhetas de sericita, associada a cristais anédricos de epidoto e carbonato. Ocorrem inclusões de apatita, zircão, biotita, opacos e quartzo globular. Mirmequita encontra-se no contato do plagioclásio com o escasso microclínio intersticial. Localmente, o plagioclásio mostra microclínio ocupando fraturas.

O quartzo é abundante e aparece como cristais anédricos e intersticiais, em parte mostrando formas poligonais e junções tríplexes. Aparece também de forma globular, principalmente quando está incluído em plagioclásios e hornblenda. Exibe sinais de deformação tais como extinção ondulante e fraturas. Em par

Tabela 6 - Análises modais de Gnaisses Cinza

Amostras	18.1	20	56.1	62.1	62.2	62A	62B	62C	62D	62E	68.2
Plagioclásio	39,2	43,7	44,7	35,9	50,2	57,4	63,6	54,8	54,6	51,2	34,9
Feldspato Potássico ¹	1,4	6,5	2,7	1,1	1,5	0,2	0,1	0,1	0,1	1,4	7,3
Quartzo	54,7	44,0	42,7	29,8	43,3	32,4	12,3	30,9	35,4	23,1	44,9
Biotita	4,6	5,3	9,1	26,6	4,6	6,4	9,7	3,6	6,9	3,1	12,3
Opacos	tr	0,4	0,8	0,5	0,4	0,7	0,6	1,5	0,2	0,7	0,7
Muscovita ²	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr
Zircão	tr	tr	-	-	-	tr	-	-	tr	-	-
Titanita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,2	0,3	0,1	tr	tr
Allanita	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Epídoto ²	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Carbonato ²	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr
Hornblenda	tr	-	-	6,1	tr	2,9	13,5	8,7	2,8	20,5	-

1 - Inclui Albita Pertítica

2 - Minerais de Alteração

Figura 8 - A moda dos gnaisses cinzas representada no triângulo modal Quartzo (Q) - Feldspato Alcalino (potássico + albita, A) - Plagioclásio (P). O campo 5 é o dos tonalitos e o 4 dos granodioritos (STRECKEISEN 1976).

te, aparecem recristalizados. Engloba ainda pequenos cristais de plagioclásio e biotita. Inclusões de apatita e opacos são comuns.

O microclínio está presente nestas rochas em quantidades muito subordinadas, quase sempre como mineral fresco. Apresenta-se comumente intersticial e xenomórfico. Outras vezes encontra-se como pequenos cristais subédricos no interior do plagioclásio, com geminação em grade. É em parte pertítico, e pode mostrar pequenas inclusões idiomórficas de plagioclásio, bastante alteradas.

A biotita, o principal mineral ferromagnésiano, ocorre em quantidades bastante variáveis, podendo atingir até 26 % em volume. Mostra finas palhetas subédricas intersticiais, geralmente orientadas paralelamente à estrutura das rochas, com pleocroísmo castanho. Localmente estão cloritizadas. Comumente associada à hornblenda, a biotita pode mostrar ainda uma ou outra prehnita, com estrutura "bow tie", alojada entre as superfícies de clivagem. A biotita pode aparecer também como inclusões no quartzo e plagioclásio. Inclusões de opacos, zircão, apatita, titanita e allanita são comuns.

A hornblenda, às vezes ausente, ocorre em quantidade bastante variável, podendo atingir até 20 % em volume. Frequentemente associada à biotita laminar, mostra como ela, orientação paralela a estrutura das rochas; uma segunda geração de biotita, formada aparentemente por biotitização do anfibólio, encontra-se ora como manchas no interior dos cristais do anfibólio, ora margeando-os. A hornblenda apresenta-se normalmente como cristais de contorno subédrico, em parte geminados, com inclusões de quartzo globular, além de apatita, opacos, titanita, plagioclásio, zircão e biotita. Em algumas lâminas coexistem as variedades verde e castanha, mas é em geral a do tipo castanho que predomina.

Os minerais opacos estão comumente associados à biotita; em parte, são raros ou ausentes. Apresentam-se como cristais anédricos de contorno irregular, usualmente com bordas de titanita. Ocorrem também como pequenas inclusões em outros minerais,

principalmente na hornblenda, quartzo e plagioclásio.

Apatita, zircão, allanita, titanita e granada são acessórios comuns, ocorrendo porém muito subordinadamente.

A apatita se distribui em pequenos prismas de contorno idiomórfico pelos outros minerais. Zircão associa-se à biotita em cristais geralmente idiomórficos. Allanita, por vezes fortemente zonada, está geralmente associada à biotita e à hornblenda, desenvolvendo amplos halos pleocróicos. A titanita ocorre em cristais subédricos dispersos pela rocha, ou como grãos que bordejam minerais opacos. A granada é muito rara e mostra pequenos cristais de contorno subédrico (incolor ou rosa claro), associada à biotita em alguns casos.

Muscovita, epídoto e carbonatos são comumente produtos de alteração, principalmente de plagioclásios. Prehnita ocorre muito raramente, em pequenos cristais com estrutura "bow tie" nas interfícies de clivagem da biotita. Hornblenda e principalmente biotita aparecem frequentemente com palhetas de muscovita e grãos anédricos de epídoto associado.

IV.3.2 - GNAISSES RÓSEOS

Distribuição e Petrografia

Esta litologia tem ocorrência mais restrita, aparecendo somente na porção nordeste da área estudada, a partir do povoado de Santa Fé. Aflora localmente no Rio dos Bugres (Ponto 95), e nos Pontos 93, 144, 145, 146, 171 e 172 (Figura 4). Ocorre também em locais mais ao Norte, porém fora dos limites da área estudada.

São rochas de cor predominante rósea acinzentada, inequigranulares, de granulação média a grossa (ou até muito grossa). A estrutura gnáissica está definida pela alternância de ca-

mada claras e escuras, simulando uma estrutura cataclástica, em parte oftalmítica: leitos claros irregulares, milimétricos, onde se destaca feldspato potássico róseo, orientado, de tamanho maior, subédrico a ocelar-irregular, colocado em matriz mais fina de quartzo e outros feldspatos, e leitos escuros de espessura menor com biotita e anfibólio, ambos orientados, de granulação muito fina. A foliação apresenta atitudes predominantes segundo N60°W, 50°SE e N80°W, 70°NE.

Ao *microscópio* os gnaisses róseos apresentam textura xenoblástica, mais ou menos porfiróide, cataclástica, com quartzo anédrico poligonal, formando mosaicos com plagioclásio e microclínio. Quartzo e feldspato formam leitos, que se alternam com outros, constituídos predominantemente por minerais máficos, principalmente biotita e anfibólios. Os feldspatos são subédricos a anédricos, destacando-se neste último caso principalmente o microclínio. Em analogia à classificação das rochas ígneas (STRECKEISEN 1976), estas rochas equivalem a granitos 3a, principalmente pela preponderância de microclínio sobre plagioclásio e são biotita-hornblenda gnaisses e biotita gnaisses com hornblenda.

Mineralogia

O quartzo está presente em quantidades significativas, geralmente como constituinte principal. Ocorre em cristais anédricos, de formas poligonais, com junções tríplices, ou intersticial aos cristais de feldspato. Com formas globulares, aparece como inclusões em outros minerais. Apresenta extinção ondulante bem pronunciada. Inclusões são raras, destacando-se alguma apatita e biotita.

O microclínio apresenta-se frequentemente como cristais anédricos de contorno irregular e, menos frequentemente, como cristais subédricos. Constitui o segundo componente mais abundante nestas rochas. Apresenta geminação em grade. Os cristais são pertíticos, englobando às vezes pequenos cristais de plagioclásio. Localmente, podem formar megacristais levemente alterados, com fi-

nas palhetas de sericita. Outras vezes o microclínio apresenta-se intersticial ao plagioclásio e quartzo. Mostra inclusões de quartzo globular e, mais raramente, de opacos e biotita.

O plagioclásio apresenta-se frequentemente em cristais subédricos, geminados segundo leis de albita e Carlsbad. Está deformado em alguns casos com lamelas curvas de geminação. As vezes aparece como megacristais. Em geral, constituem mosaicos juntamente com quartzo e microclínio. Frequentemente alterado, mostra finas palhetas de sericita e grãos anédricos de epídoto, com carbonato intersticial. Inclusões de quartzo globular e minerais opacos são frequentes.

A biotita castanha é o mineral ferromagnesiano mais comum. Ocorre em quantidades muito variáveis, não ultrapassando entretanto 10 % do volume da rocha. Mostra cristais laminares-alongados geralmente subédricos, muitas vezes formando agregados. Está frequentemente cloritizada. Normalmente associa-se à hornblenda, com a qual pode estar intercrescida. Muscovita, como finas palhetas, aparece associada. Constitui leitos orientados, alternados com leitos quartzo-feldspáticos. São comuns inclusões de quartzo globular, titanita anédrica, pequenos cristais anédricos de opacos e diminutos prismas de apatita.

A hornblenda, às vezes ausente, ocorre em quantidade de muito variável podendo constituir até 20 % do volume da rocha. Mostra cristais alongados prismáticos subédricos a anédricos, com pleocroísmo esverdeado. Constitui, juntamente com a biotita, leitos máficos que alternam com leitos quartzo-feldspáticos. Altera-se em clorita e epídoto. Inclusões de opacos anédricos e titanita granular são comuns, além de finos prismas de apatita.

Os minerais opacos são bastante raros, podendo estar localmente ausentes. Frequentemente associados à biotita, são anédricos, por vezes subédricos. Quando inclusos em quartzo e feldspato, são subédricos.

Titanita e apatita são os acessórios mais comuns ,

ocorrendo porém em quantidades muito subordinadas. A titanita ocorre principalmente em agregados anédricos associados a biotita ou hornblenda. Apatita apresenta-se em pequenos prismas idiomórficos disseminados, como inclusões, pelos outros minerais.

Finas palhetas de sericita, grãos anédricos de epídoto e carbonato são produtos comuns da alteração dos plagioclásios. Por sua vez, palhetas mais desenvolvidas de muscovita primária cortam comumente cristais de biotita. A clorita, juntamente com epídoto, aparece também como produto de alteração da biotita e hornblenda.

IV.3.3 - ROCHAS GRANULÍTICAS

Distribuição e Petrografia

Foram encontradas apenas três ocorrências de granulitos, todas na região centro-oriental da área (Pontos 148, 149 e 150; Figura 4). Aparecem como matacões isolados, sem relações de contato com outras rochas.

As rochas granulíticas apresentam cores geralmente acinzentadas, porém, com tonalidades que variam de cinza claro a cinza muito escuro. São rochas levemente orientadas e equigranulares, de granulação média. *A observação macroscópica*, destacam-se alguns cristais maiores de quartzo, anfibólio preto e opacos (magnetita). Os minerais dominantes são de maneira geral feldspato esbranquiçado e minerais máficos preto-esverdeados, levemente orientados. Acompanham quartzo anédrico intersticial, opacos (magnetita e pirita), às vezes associados aos piroxênios esverdeados.

A observação microscópica, estas rochas mostram textura "sui generis", exibindo alternância de leitos muito finos, constituídos, por um lado, de hornblenda poiquilítica de tamanho

maior, plagioclásio e quartzo e, por outro, de ortopiroxênio e quartzo. A variedade mais significativa é um diopsídio-hiperstênio granulito. Segundo KATZ (1972), estas rochas podem ser classificadas como piroxênio granulitos (ou piriclasitos).

Mineralogia

O plagioclásio (andesina) é o constituinte principal e, juntamente com o quartzo, perfaz mais de 80 % da rocha. Mostra-se geminado segundo leis de Carlsbad e Albita, em cristais subédricos a anédricos, de contorno regular. Está frequentemente alterado em sericita e epidoto. Inclusões de apatita são frequentes.

O quartzo ocorre em cristais anédricos de contornos regulares poligonais, engrenados com plagioclásio. Apresenta extinção ondulante. Inclusões de apatita são comuns.

Dois piroxênios, frequentemente associados, são encontrados nestas rochas. Um deles é hiperstênio com pleocroísmo roseo claro a verde pálido; aparece como cristais anédricos a subédricos, com opacos associados. O segundo piroxênio é o diopsídio, que ocorre como pequenos cristais anédricos a subédricos, com pleocroísmo em tons esverdeados. Frequentemente, os piroxênios mostram inclusões de pequenos cristais anédricos de anfibólio.

O anfibólio é hornblenda verde. O mineral aparece como cristais anédricos a subédricos, geralmente como porfiroblastos poiquilíticos, envolvendo plagioclásio, quartzo e piroxênios. Mostram geminações simples. Em alguns casos, estão localmente cloritizados. Em geral, a quantidade do anfibólio é inversamente proporcional à dos piroxênios, o que sugere que o anfibólio é posterior aos piroxênios, cristalizando sob condições metamórficas menos rigorosas.

Opacos e apatita são comuns, destacando-se a associação dos minerais opacos com o ortopiroxênio, principalmente no in-

terior dos anfibólitos. Apatita ocorre usualmente como inclusão nos minerais da matriz. O epidoto e a sericita ocorrem como produtos de alteração, principalmente do plagioclásio.

IV.3.4 - ROCHAS ANFIBOLÍTICAS

Distribuição

Rochas anfibolíticas são comumente encontradas na região (Pontos 4,7,8,34,44,51b1 e 51b2; Figura 2; Pontos 18, 53, 53.3,56,59,66,71,74,89;90,93,99,100,102,103,104,105,108,111,113 , 119,123,124,130,132,133 e 162; Figura 4).

Ocorrem particularmente sob duas formas principais. A primeira, como enclaves centimétricos a decimétricos, tanto em rochas granitoides (Pontos 53,53.3,71,74,90,104,105,113 e 124;Figura 4), como em rochas gnáissicas (Pontos 18,34,56,89,93 e 102; Figura 4). Nestas últimas,os enclaves apresentam formas por vezes muito regulares , quase poligonais (Figura 7), contrastando com outros casos, predominantes, em que são nitidamente lenticulares, com estruturas que se posicionam concordantemente às dos gnaisses encaixantes (Figura 6). Já no caso das rochas granitoides, os enclaves são ora esférico-alongados (Figura 9 e 10), ora angulosos e poligonais , por vezes constituindo verdadeiras estruturas agmatíticas (Figura 11).

A segunda forma de ocorrência é como matacões isolados, distribuídos de maneira aparentemente aleatória em áreas com predomínio de matacões de rochas granitoides (Pontos, 4,7,8, 44,51b1,51b2,59,66,89,90,103,108,111,123,132,133 e 162;Figuras 2 e 4).

Em alguns locais, por exemplo na parte Oeste da área estudada (Pontos 99,100,119 e 130;Figura 4), além de alguns afloramentos, ocorrem solos avermelhados localmente cobertos por cangas e/ou concreções ferruginosas. Poços escavados nesta parte

Figura 9 - Enclaves anfibolíticos alongados em granitoides maciços de cor cinza, equigranulares de granulação média a grossa (Ponto 71; Figura 4). Ver também Ítem IV.3.7.2

Figura 10 - Enclaves anfibolíticos alongados em granitoides orientados de cor rósea acinzentada (Ponto 53.3; Figura 4). Ver também Ítem IV.3.7.7.

Figura 11 - Agmatito, com fragmentos de anfibolitos bandados-foliados, em matriz de rocha granitóide maciça de cor cinza, equigranular, de granulação média a média-grossa (ver também Item IV.3.7.2). Em parte, os enclaves estão apenas separados e levemente rotacionados pela rocha intrusiva (Ponto 124; Figura 4).

Figura 12 - Rocha calco-silicática (Ponto 158; Figura 4) mostrando bandamento e deformação pronunciada, com alternância de bandas claras (ricas em plagioclásio e epídoto) e bandas escuras (ricas em anfibólios).

mostram, após alguns metros de solo, blocos de anfibolitos parcialmente alterados.

É difícil interpretar o significado geológico destes afloramentos isolados, já que podem representar tanto o equivalente metamórfico de feições maiores (e.g. diques ou lentes) como enclaves de tamanhos consideráveis.

Algumas amostras de anfibolitos foram escolhidas para determinações K/Ar em anfibólitos (ver localização na Figura 2; os resultados obtidos são apresentados no Capítulo V).

Petrografia

São rochas meso- a melanocráticas, densas, de cor preta esverdeada escura, granulação fina a média, com textura predominantemente nematoblástica e estrutura xistosa. Domina aparentemente o anfibólito preto esverdeado, acompanhado de feldspato e quartzo. Foliadas, algumas atitudes tomadas apresentam os seguintes valores: $N70^{\circ}W, 40^{\circ}NE$; $N80^{\circ}E, 60^{\circ}NW$; $N30^{\circ}W, 60^{\circ}SW$; $N20^{\circ}W, 40^{\circ}SW$.

Ao microscópio os anfibolitos apresentam textura grano-nematoblástica com prismas de anfibólito formando agregados policristalinos orientados, associados a cristais poligonais de quartzo e plagioclásio. Localmente, ocorrem leitos quartzo-feldspáticos alternando com leitos de hornblenda. Biotita é mineral subordinado. Os opacos são principalmente magnetita e pirita.

A análise petrográfica permite classificar estas rochas como hornblenda anfibolitos, diopsídio-hornblenda anfibolitos e hornblenda anfibolitos com diopsídio (Tabela 7).

Mineralogia

A hornblenda é o principal constituinte; muito ra-

Tabela 7 - Análises modais de anfibolitos.

Amostras	7	8	34d	44	51b1	51b2	59	66.2	89.1	102.2	124.1	124.8
Plagioclásio	37,4	57,7	39,6	55,5	19,0	39,5	54,5	39,9	36,2	38,0	44,0	59,4
Hornblenda	56,0	33,7	49,5	37,0	66,7	49,6	36,3	47,1	61,9	42,8	52,0	39,0
Diopsídio	tr	tr	tr	tr	9,5	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr
Epídoto ¹	4,6	3,8	1,0	4,6	1,9	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Quartzo	2,0	4,8	9,9	2,9	2,9	9,9	9,2	13,0	1,9	9,1	4,0	1,6
Biotita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,1	-	-
Opacos	tr	tr	tr	tr	tr	1;0	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Titanita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Allanita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	-	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	tr
Carbonatos ¹	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Sericita ¹	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

1 - Minerais de alteração.

ramente, é o plagioclásio o mineral mais abundante. O anfibólio ocorre como cristais maiores subédricos a anédricos, como porfiroblastos de até 5 mm., e como pequenos cristais idiomórficos inclusos nos outros minerais. É comum a presença de hornblenda anédrica de contorno regular-poligonal, com junções tríplices com quartzo e plagioclásio. São freqüentes cristais poiquiloblásticos hospedando pequenos cristais de plagioclásio, clinopiroxênio e hornblenda idiomórfica. Apresenta, predominantemente, pleocroísmo esverdeado; alguns exemplares mostram tonalidades castanhas. Está alterada localmente para epídoto. Além das inclusões já citadas, aparecem ainda quartzo globular, opacos e apatita.

O plagioclásio (andesina até labradorita) constitui quase sempre o segundo componente em volume. É subédrico a anédrico, de contorno regular e geminado (leis da albita e algumas vezes de Carlsbad). A maioria dos grãos está alterada em sericita e epídoto. Como inclusões, encontra-se freqüentemente hornblenda idiomórfica-subidiomórfica, além de clinopiroxênio e apatita.

O diopsídio ocorre ocasionalmente podendo alcançar porcentagens entre 5 e 10 %. Normalmente incolor a verde pálido, aparece na maioria dos casos como pequenos cristais anédricos inclusos em cristais maiores de hornblenda; ocorre também, associado ao plagioclásio, em leitos quartzo-feldspáticos.

O quartzo é mineral subordinado, e sua porcentagem varia por volta de 10 %, raramente alcançando valores da ordem de 20 %. Apresenta-se em cristais anédricos poligonais. Leitos de quartzo e feldspato são bastante comuns, às vezes acompanhados por proporções menores de minerais máficos. Mostra extinção ondulante. Ocorre também como inclusões globulares no plagioclásio e, principalmente, na hornblenda. Inclusões de apatita são comuns, podendo também ocorrer algum opaco.

A biotita, encontrada numa única amostra como mineral acessório, constitui lamelas associadas ao anfibólio, com pleocroísmo castanho. Está em parte alterada em epídoto granular. Associados a biotita ocorrem ainda opacos, apatita e alguma allanita.

Opacos , allanita, zircão, titanita e apatita são acessórios frequentes, de maneira geral associados ao anfibólio e/ou biotita. Carbonatos, epídoto e sericita são produtos de alteração, geralmente de plagioclásio e hornblenda. O microclínio é muito raro, apresentando-se intersticial.

IV.3.5 - ROCHAS CALCO-SILICÁTICAS

Distribuição e Petrografia

Sob esta denominação estão agrupadas um conjunto de rochas fortemente deformadas que se encontram como ocorrências isoladas, geralmente associadas a matacões granitóides na Fazenda Urutau (Pontos 154,155 e 158;Figura 4), além do Ponto 120 na mesma Figura. As relações de contato com os granitóides não são observadas.

São rochas bandadas de cor preta esverdeada predominante, inequigranulares, orientadas, com alternância de faixas leucocráticas e melanocráticas. Estão geralmente dobradas de forma complexa. As faixas, por efeitos de dobramento, raramente são contínuas, aparecendo mais comumente como leitos irregulares de formas lenticulares, por vezes como estruturas "pinch and swell". Nas faixas leucocráticas, destacam-se feldspato esbranquiçado e epídoto esverdeado. Nas faixas melanocráticas predominam os anfibólios (Figura 12). Destacam-se nestas rochas nódulos esverdeados de formas variadas (ora esféricos, ora alongados, alinhados em camadas), com comprimento (e/ou diâmetro) que vão desde alguns milímetros até 15-20 cm. (Figuras 13 e 14). Alterada, a rocha apresenta cores avermelhadas. Entre os opacos, destaca-se macroscopicamente a pirita. A foliação, bem marcada nestas rochas, apresenta atitudes variadas (e.g. EW,70°N; N40°W,40°SW;N15°W, subvertical).

Ao microscópio, alternam-se leitos irregulares cons

Figura 13 - Rocha calco-silicática do Ponto 158 (Figura 4) mostrando bandamento e deformação. Observa-se adicionalmente as lentes com formas de "boudins", ora isoladas, ora formando estruturas "pinch and swell", constituídas predominantemente por epidoto.

Figura 14 - Nódulos de epidoto em rocha calco-silicática, ressaltados pela ação do intemperismo. Representam, provavelmente, "boudins" isolados. (Ponto 158; Figura 4).

tituídos predominantemente por plagioclásio, anfibólio, epídoto e piroxênio, com outros ricos em anfibólio. Os nódulos são constituídos essencialmente por epídoto e subordinadamente por plagioclásio, carbonatos e piroxênios.

A textura destas rochas é variada e, em geral, predominam as texturas granoblásticas nas bandas com quartzo, epídoto e plagioclásio, e grano-nematoblástica naquelas em que predomina o anfibólio.

Estas rochas podem ser classificadas essencialmente como diopsídio-hornblenda anfibolitos com epídoto e hornblenda-diopsídio anfibolitos com epídoto. Análises modais de três secções delgadas são apresentadas na Tabela 8.

Mineralogia

O plagioclásio divide com o anfibólio a predominância nestas rochas, seguido de clinopiroxênio e subordinadamente epídoto. Frequentemente anédrico a subédrico, mostra cristais poligonais com junções tríplices, geminados segundo leis de Carlsbad e mais raramente de albita. Os grãos estão sempre fortemente alterados, substituídos por palhetas de sericita e grãos anédricos de epídoto. Algumas das raras secções parcialmente preservadas mostram ser este plagioclásio essencialmente labradorita. Inclusões de quartzo globular são comuns, além de apatita.

A hornblenda mostra pleocroísmo verde amarelado. Ocorre como cristais subédricos alongados, principalmente nos leitos escuros engrenados em parte com o plagioclásio. Por vezes, aparece como poiquiloblastos anédricos a subédricos, englobando cristais anédricos de piroxênio, plagioclásio subédrico e pequenos cristais idiomórficos de hornblenda. Inclusões de quartzo globular e apatita são comuns.

O diopsídio, incolor a verde pálido, ocorre subor-

Tabela 8 - Análises modais de Rochas Calco-silicáticas.

Amostras	120A	158.1	158.3
Plagioclásio	31,5	35,8	39,3
Quartzo	tr	tr	tr
Diopsídio	9,3	29,4	22,4
Hornblenda	54,3	26,9	37,9
Epídoto ²	4,1	7,6	0,1
Muscovita ¹	tr	tr	tr
Zircão	tr	tr	tr
Titanita	0,8	0,2	0,4
Apatita	tr	tr	tr
Carbonato ²	-	tr	-

1 - Minerais de Alteração.

2 - Minerais Primários e de Alteração.

dinadamente ao plagioclásio e à hornblenda. É mais abundante nos leitos onde predominam os plagioclásios, e sua proporção diminui sensivelmente nos leitos com hornblenda. Mostra cristais anédricos a subédricos, dispersos pela matriz ou inclusos na hornblenda. Localmente, cristais de piroxênio mostram hornblenda desenvolvendo-se ao longo de suas clivagens.

O epídoto ocorre fundamentalmente de duas maneiras: numa delas, aparece como cristais subédricos a anédricos, incolor a verde pálido, de contornos bastante regulares, aparecendo principalmente ao lado do plagioclásio; às vezes constitui leitos com este mineral. Localmente mostra pequenas inclusões de quartzo globular. Ocorre também como produto de alteração do plagioclásio, associado a sericita.

Quartzo, quando presente, ocorre de maneira subordinada, quer associado ao plagioclásio, por meio de junções triplíceis, quer como inclusões globulares nos plagioclásios e anfíbolios.

Os minerais opacos são raros ou ausentes, ocorrendo em cristais geralmente anédricos associados a titanita. A titanita mostra frequentemente cristais anédricos, em parte subédricos, dispersos na rocha ou associada a hornblenda. Localmente a titanita pode formar agregados. A apatita está presente como inclusões distribuídas pelos minerais da matriz. O carbonato ocorre de maneira intersticial, como produto de alteração.

Nódulos

Os nódulos, embora com texturas e composições variadas, são constituídos essencialmente por epídoto, com plagioclásio, quartzo e carbonato intersticial subordinados.

A textura mais comum é a xenoblástica, com cristais anédricos de epídoto, incolor a verde pálido, de contorno ir

regular, além de plagioclásio subordinado, intensamente alterado em sericita e epídoto. Apenas localmente, são ainda observados vestígios de geminação albita e Carlsbad. O carbonato, intersticial, aparece localmente como cristais maiores. Observa-se também a presença de zircão. Em outros exemplares, o epídoto apresenta-se poiquiloblástico, com inclusões de pequenos cristais anédricos de quartzo de contorno muito irregular. Amostras constituídas quase que exclusivamente por epídoto são frequentes, mostrando textura xenoblástica.

IV.3.6 - ROCHAS DIORÍTICAS

Distribuição e Petrografia

Rochas dioríticas ocorrem nas imediações da sede da Fazenda Favo de Mel (Ponto 25; Figura 4), aflorando como matacões abaulados.

São rochas equigranulares médias a grossas, maciças, de cor cinza escura predominante. O feldspato, cinza esbranquiçado, é o mineral dominante, acompanhado de minerais máficos, principalmente anfibólio e biotita, que ocorre em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas (menos que 5 % do total). Os opacos estão representados por magnetita e pirita. O quartzo, subordinado, é intersticial-anédrico.

Ao *microscópio* apresenta textura hipidiomórfica com cristais subédricos de plagioclásio e quartzo anédrico intersticial, além de lamelas de biotita e cristais subédricos de hornblenda.

Petrograficamente, estas rochas são hornblenda quartzo dioritos, segundo a classificação de STRECKEISEN (1976).

Mineralogia

O plagioclásio, andesina, é o principal constituinte. Aparece em cristais subédricos zonados, geminados, segundo leis de Carlsbad e albita; estão parcialmente alterados, predominantemente nas porções centrais, com desenvolvimento de lamelas de sericita e grãos anédricos de epídoto. Inclusões são comuns, destacando-se a apatita, além de pequenas lamelas de biotita.

A hornblenda, segundo mineral em porcentagem, mostra cristais subédricos com pleocroismo esverdeado. Associado a hornblenda aparece apatita, titanita e biotita, além de inclusões anédricas de quartzo.

O quartzo é intersticial e ocorre em cristais anédricos com extinção ondulante; está também incluso na hornblenda. A biotita apresenta pleocroismo castanho e ocorre como cristais de contorno irregular, envolvendo em parte pequenos cristais idiomórficos de hornblenda, além de opacos, titanita e apatita.

Opacos, apatita e titanita são freqüentes. Destaca-se a apatita, que ocorre disseminada, como inclusão por todos os minerais, especialmente nos plagioclásios. Sericita e epídoto ocorrem como produtos de alterações relacionadas especialmente ao plagioclásio; mais raramente, o epídoto encontra-se como alteração do anfibólio.

IV.3.7 - ROCHAS GRANITÓIDES

Considerações Gerais

Na maioria dos pontos descritos na região, encon -

tram-se principalmente rochas granitóides, numa gama muito variada de cores, granulação e textura. As características macroscópicas, em rochas correlatas, têm sido utilizadas como fundamento de mapeamentos faciológicos de grande detalhe. VLACH (1985), no mapeamento faciológico do Complexo de Morungaba, identifica trinta e uma facies com características estruturais e petrográficas próprias, agrupadas em três suítes magmáticas: a Suíte Rôsea, a Suíte Cinzenta e a Suíte Porfirítica. Métodos idênticos foram aplicados para mapear faciológicamente os nefelina sienitos de Poços de Caldas. A primeira impressão de que as diferenças entre os vários tipos de nefelina sienitos são meramente macroscópicos é desmentida por estudos mineralógicos e químicos de detalhe, mostrando que, a diversidade faciológica definida na amostra de mão, corresponde variação correlata, ou até maior, em termos de quimismo de rochas e minerais (ULBRICH 1983; ULBRICH 1984). Uma discussão mais pormenorizada do mapeamento faciológico e das extrapolações e inferências cabíveis, encontra-se em ULBRICH (1984).

Estes exemplos, entre vários outros que podem ser citados, mostram a utilidade de identificar faciológicamente as rochas ígneas.

As rochas granitóides da região de São José dos Quatro Marcos foram aqui descritas conforme critérios faciológicos, enfatizando-se principalmente a cor (cinza, rôsea, rôsea-acinzentada), a estrutura (maciça, orientada) e a granulação. Diferencia-se assim uma dezena de diferentes tipos de granitóides.

As variações, entretanto, não podem ser registradas adequadamente em mapas. Não são observadas, em geral, as relações entre os vários tipos, principalmente por falta de afloramentos satisfatórios e pelo caráter quase pontual das observações de campo.

A seguir, descrevem-se as variedades, macro- e microscopicamente.

IV.3.7.1 - GRANITÓIDES ORIENTADOS DE COR CINZA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas são muito frequentes, ocorrendo principalmente numa faixa central que se estende para SE em direção aos domínios da Fazenda Urutau (Pontos, 2,14,16,22,28,64,70,87,88,90,91,127,129,138,140,141,159 e 165; Figura 4). De maneira geral estes granitôides estão associados a gnaisses cinzas (Pontos 14,16,28,141, e 159) e granitôides róseos orientados (Ponto 14). Estão cortados ainda por veios pegmatóides de cor rósea (Pontos 64,127 e 159) e contém enclaves anfibolíticos nos Pontos 90 e 140.

São rochas geralmente equigranulares, de granulação fina a média. Apresentam fraca orientação principalmente da biotita, sem configurar características estruturais metamórficas muito marcantes. Domina feldspato cinza esbranquiçado, acompanhado de quartzo, aparentemente intersticial e anédrico, e biotita em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas (~5 % do total).

A foliação mostra atitude $N50^{\circ}W$, subvertical, no Ponto 165 (Figura 4).

Na classificação de STRECKEISEN (1976), estas rochas são essencialmente granodioritos. Tonalitos são muito raros neste grupo (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.2 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR CINZA, EQUIGRANULARES, DE GRANULAÇÃO MÉDIA E MÉDIA A GROSSA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas ocorrem de forma muito restrita em afloramentos separados por distâncias consideráveis (Pontos 71, 75 e 124; Figura 4). No Ponto 71, encontra-se a rocha com enclaves anfibolíticos (Figura 9). No Ponto 124, ocorrem enclaves anfibolíticos angulosos (Figura 11) e gnáissicos. No mesmo ponto, os granitóides cinzas estão cortados por veios de granitóides maciços de cor rósea (ver Capítulo V, Figura 20).

São rochas de cor cinza predominante, maciças, equigranulares (média e média a grossa). Domina o feldspato cinza esbranquiçado acompanhado de quartzo intersticial anédrico. Os minerais máficos estão representados por anfibólios pretos e biotita, em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas (~10% do total). Os opacos são principalmente magnetita e pirita.

As rochas deste grupo são predominantemente tonalitos (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.3 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR CINZA, EQUIGRANULARES, DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas ocorrem nos pontos 122, 124, 135, 142 e 143 (Figura 4). De maneira geral estão associadas a outras litologias granitóides, além de gnaisses cinzentos e anfibolitos. No Ponto 142, estão cortadas por veios de granitóides maciços róseos. Já no ponto 143 estão associadas a granitóides orientados róseos (Figura 4).

São rochas de cor cinza predominante, maciças, equi

granulares com granulação fina a média. Domina o feldspato de cor cinza esbranquiçada (plagioclásio), acompanhado de feldspato de cor rósea clara (feldspato potássico). O quartzo é aparentemente intersticial xenomórfico. A biotita ocorre em pequenas lamelas, homogeneamente distribuídas, em torno de 5 % do total. Opacos estão representados principalmente por magnetita; localmente ocorre pirita.

Estas rochas são classificadas como granodioritos; ocorrem também alguns granitos 3b ou monzogranitos (ver Item IV.3.7.12).

IV.3.7.4 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR CINZA CLARA, EQUIGRANULARES, DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas aparecem comumente como matacões isolados, principalmente nos domínios da Fazenda Urutau e vizinhanças (Pontos 55, 110, 111, 152 e 161; Figura 4). No Ponto 111, estão associadas a matacões de anfibolitos.

São rochas de cor cinza clara ou cinza esbranquiçada, maciças, com granulação variando entre fina a média. Domina o plagioclásio de cor cinza esbranquiçada, acompanhado de feldspato potássico de cor rósea acinzentada, além de quartzo anédrico aparentemente intersticial. Os máficos estão representados por titanita (cristais com dimensões variando entre 1 e 3 mm., no ponto 55), granada (ponto 110), e granada e muscovita (pontos 152 e 161). A biotita aparece em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas, em torno de 2% do total; no ponto 152, a biotita está ausente. Opacos são de maneira geral muito raros, geralmente representados por magnetita.

Estas rochas são principalmente granitos 3b ou monzogranitos (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.5 - GRANITÓIDES ORIENTADOS DE COR CINZA ESCURA, EQUIGRANULARES, DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas são também de ocorrência restrita, aflorando nos pontos 63, 124 e 136 (Figura 4). De maneira geral estão associadas a gnaisses cinzas (Pontos 63 e 124), e a granitoides cinzas orientados e cinzas maciços (Ponto 124). A foliação apresenta atitude de $N30^{\circ}W, 40^{\circ}NE$ (Ponto 136).

São rochas de cor cinza escura predominante, orientadas, equigranulares finas a médias. Domina o feldspato de cor cinza esbranquiçada, acompanhado de quartzo intersticial anédrico e biotita em pequenas lamelas, distribuídas preferencialmente segundo a foliação da rocha, em torno de 10 % do total. Os opacos estão representados principalmente por magnetita. Estas rochas são principalmente tonalitos (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.6 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR CINZA ESCURA, EQUIGRANULARES, DE GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas ocorrem de forma muito restrita, aflorando nos domínios da Fazenda Urutau, nos pontos 57, 58 e 163 (Fi

gura 4). Macroscopicamente são muito semelhantes aos granitóides orientados, descritos no item anterior.

São rochas de coloração cinza escura predominante, maciças, equigranulares finas a médias. Domina o feldspato de cor cinza esbranquiçada, acompanhado de quartzo anédrico intersticial. A biotita aparece em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas, em torno de 5 % do total. Os opacos são raros, ocorrendo principalmente a magnetita.

Estas rochas são principalmente granodioritos (ver Item IV.3.7.12).

IV.3.7.7 - GRANITÓIDES ORIENTADOS DE COR RÓSEA ACINZENTADA

Distribuição e Petrografia

Estas litologias ocorrem nos pontos 21,26, 27,29 , 53.1,53.2,53.3,114,115 e 136 (Figura 4). De maneira geral, estão associadas a granitóides cinzas orientados (Ponto 136) e cortadas por veios de granitóides maciços, róseos, no ponto 53.1, e veios pegmatóides no pontos 26 e 136. Mostram glomérulos de biotita nos pontos 26 e 27 e enclaves anfibolíticos no ponto 53.3 (Figura 10). A foliação medida no ponto 136 apresenta atitude N30°W,40°NE.

São rochas de cor rósea acinzentada predominante , com biotitas orientadas, de granulação média a média-grossa. Destacam-se alguns cristais de feldspato, maiores que 5 mm. Domina o microclínio de cor rósea carne, alternando-se em alguns casos com plagioclásio de cor cinza esbranquiçada. O quartzo é intersticial xenomórfico. A biotita ocorre em pequenas lamelas distribuídas segundo a foliação, em torno de 5 % do total. Os opacos estão representados por magnetita e pirita, em quantidade muito pequena.

Estas rochas são essencialmente granitos 3b ou monzogranitos (ver Item IV.3.7.12).

IV.3.7.8 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR RÓSEA ACINZENTADA, EQUIGRANULARES

Distribuição e Petrografia

São rochas de ocorrência muito restrita, encontradas apenas nos pontos 24,101 e 105 (Figura 4). Apresentam cor rósea acinzentada, maciças, equigranulares, de granulação média, destacando-se alguns cristais maiores de feldspato (5 mm.). Domina o plagioclásio de cor cinza esbranquiçada, acompanhado de microclínio de cor rósea carne. O quartzo é intersticial xenomórfico. A biotita ocorre em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas, por volta de 5 % do total. A magnetita está presente em quantidade muito reduzida. Estas rochas são classificadas como granodioritos (ver Item IV.3.7.12).

IV.3.7.9 - GRANITÓIDES ORIENTADOS DE COR RÓSEA ACINZENTADA, PORFIRÓIDES, GRANULAÇÃO MÉDIA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas afloram nos pontos 53 e 117 (Figura 4), associadas a granitóides maciços de cor rósea, apresentando também enclaves anfibolíticos.

São rochas de cor rósea acinzentada, inequigranulares, de granulação média, com biotita orientada. Domina o feldspato potássico de cor rósea carne, acompanhado de plagioclásio cinza esbranquiçado. Alguns feldspatos potássicos chegam a ter até 2 cm. O quartzo é intersticial e anédrico. Os minerais máficos estão representados por biotita (10 % do total). Anfibólio preto, embora subordinado, mostra localmente cristais mais desenvolvidos. Os opacos estão representados pela magnetita em quantidade muito reduzida, além de pirita.

As duas amostras analisadas são classificadas como granodiorito (ponto 117) e granito 3b (ponto 53), ver Item IV.3.7.12.

IV.3.7.10 , - GRANITÓIDES ORIENTADOS DE COR RÓSEA, EQUIGRANULARES

Distribuição e Petrografia

Estas rochas ocorrem nos pontos 3, 14, 15, 17, 67, 68, 74, 77, 125, 126, 143, 147 e 158 (Figura 4). Estão geralmente associadas a granitóides cinzentos (pontos 14, 17 e 143), gnaisses cinzentos (ponto 68), e rochas calco-silicáticas com nódulos de epídoto (ponto 158). Mostram também enclaves gnáissicos (ponto 125) e anfibolíticos (ponto 74). A foliação medida nos pontos 15, 125, 143 e 158 apresenta atitudes muito semelhantes ($N50^{\circ}W, 70^{\circ}NE$; $N60^{\circ}W, 70^{\circ}NE$; $N50^{\circ}W, 70^{\circ}SW$ e $N40^{\circ}W$, Subvertical).

São rochas de cor predominante rósea, equigranulares com granulação muito variada, desde fina a grossa, com biotita orientada. Domina o feldspato potássico de cor rósea carne, acompanhado de plagioclásio de cor cinza esbranquiçada. O quartzo é intersticial xenomórfico. Os máficos estão representados por biotita em pequenas lamelas distribuídas conforme a foliação, por volta de 1 % do total. Os opacos são principalmente a magnetita em

quantidade muito pequena. Estas rochas são granitos 3b, podendo o correr exemplares de granito 3a (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.11 - GRANITÓIDES MACIÇOS DE COR RÓSEA

Distribuição e Petrografia

Estas rochas ocorrem nos pontos 5,6,23,54,60,61,62, 66,69,73,79,80,81,82,83,84,102,106,109,113,116,117,118,121,128, 156,157 e 162 (Figura 4).

Estão associadas a granitóides orientados de cor rósea acinzentada (Pontos 54 e 121), granitóides orientados, porfíroides de cor rósea acinzentada (Ponto 117), gnaisses cinzas (Pontos 128, 157 e 162) e anfibolitos (Pontos 66 e 122). Localmente cortam gnaisses cinzas nos pontos 62, 102 e 116 e são cortadas por veios pegmatóides róseos nos pontos 5,79,80,82,84 e 162. Mostram ainda enclaves anfibolíticos nos pontos 105,106 e 113.

São rochas de cor predominante rósea, maciças, equigranulares a inequigranulares, com granulação muito variada, de fina a grossa. Domina o feldspato potássico de cor rósea acompanhado de plagioclásio cinza esbranquiçado. Alguns cristais de feldspato róseo são maiores que 5 mm. O quartzo é intersticial xenomórfico. Os máficos estão representados por biotita em pequenas lamelas homogeneamente distribuídas, em torno de 3 % do total. Os anfibólios foram observados somente nos granitóides do ponto 6. A magnetita aparece em quantidade muito reduzida. De maneira geral, estas rochas são granitos 3b, com raros exemplares de granodioritos e granitos 3a (ver Ítem IV.3.7.12).

IV.3.7.12 - A CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DOS GRANITÓIDES

As rochas granitóides, previamente classificadas em função de suas características petrográficas macroscópicas, são agora agrupadas conforme a classificação de STRECKEISEN (1976). Descrevem-se, assim, tonalitos, granodioritos, granitos 3b e granitos 3a, com ênfase maior na identificação de feições texturais e mineralógicas.

IV.3.7.12.1 - TONALITOS

Distribuição

Macroscopicamente, estas rochas são granitóides orientados de cor cinza, granitóides maciços de cor cinza, equigranulares (granulação média e média a grossa) e granitóides orientados de cor cinza escura, equigranulares (granulação fina a média). Ver Ítens IV.3.7.1, IV.3.7.2 e IV.3.7.5; pontos de localização: 63,71,75,89,124,136 e 138 (Figura 4).

Petrografia

Os tonalitos, conforme descrição indicada nos Ítens correspondentes, apresentam-se comumente como rochas equigranulares de cor cinza (clara e escura), maciças. Algumas amostras estão orientadas por alinhamento dos minerais máficos. A granulação varia entre fina a grossa. Domina plagioclásio, acompanhado de quartzo e biotita. Anfibólios e opacos estão presentes; em alguns casos, observa-se pirita. O quartzo é anédrico intersticial. A bio

tita está homogeneamente distribuída, mostrando localmente alguma orientação.

A *observação microscópica* de várias amostras coloca em evidência a textura hipidiomórfica, constituída por cristais subédricos de plagioclásio e quartzo anédrico. Microclínio é mais raro e intersticial. O anfibólio é geralmente idiomórfico e a biotita ocorre em pequenas lamelas. Tonalitos com textura xeno-mórfica são raros.

Análises modais deste grupo litológico são apresentadas na Tabela 9 (ver também Figura 15). Petrograficamente, estas rochas são classificadas como tonalitos, com variações para biotita tonalitos e hornblenda-biotita tonalitos.

Mineralogia

O plagioclásio (andesina e subordinadamente oligoclásio) é o principal constituinte destas rochas, acompanhado de quartzo e muito subordinadamente por microclínio. Geralmente, os cristais são subédricos e tabulares. Quando anédricos, mostram formas poligonais e junções trípticas com quartzo e microclínio. São comuns as geminações do tipo Carlsbad, albita e periclínio; apresentam-se também fracamente zonados. A alteração é mais acentuada nas porções centrais (com sericita, epídoto e carbonato). A borda dos cristais mostra-se, entretanto, límpida. Mirmequitas são muito raras e ocorrem nos contatos microclínio-plagioclásio. Registram-se inclusões de opacos, apatita e biotita.

O microclínio, raramente geminado, apresenta-se em cristais anédricos intersticiais. Pouco alterados, são localmente pertíticos.

O quartzo é anédrico intersticial com extinção ondulante. Aparece também como inclusão globular no plagioclásio e no microclínio.

Tabela 9 - Análises modais de rochas tonalíticas.

Amostras	63.1B	71	75.2	89.1	124.4	124.6	124.7	136.2	138
Plagioclásio	59,2	56,3	62,7	59,4	43,2	58,5	47,2	57,7	53,1
Feldspato Potássico ¹	0,9	tr	tr	0,5	3,4	1,9	1,3	1,2	4,5
Quartzo	27,7	16,3	16,7	22,7	33,2	28,9	38,4	29,8	31,3
Biotita	12,2	20,4	11,6	13,5	12,8	10,4	12,7	10,2	9,4
Opacos	tr	0,3	2,3	0,3	1,9	0,3	tr	1,1	0,3
Muscovita ²	tr	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-
Zircão	-	-	-	-	-	tr	-	-	-
Titanita	tr	tr	tr	tr	0,2	tr	0,2	tr	tr
Prehnita ²	-	-	tr	-	-	-	-	-	0,5
Allanita	-	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr
Epídoto ²	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,3	tr	0,8
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Carbonato ²	tr	tr	tr	-	tr	-	-	tr	-
Hornblenda	tr	6,7	6,8	3,6	5,2	-	-	-	-

1 - Inclui Albita Pertítica

2 - Minerais de Alteração

Figura 15- A moda das rochas granitoides representada no triângulo modal Quartzo (Q) - Feldspato Alcalino (potássico + albita, A) - Plagioclásio (P). As divisões correspondem a proposta apresentada por STRECKEISEN (1976).

A biotita, com pleocroísmo castanho, é o mineral ferromagnesiânico mais importante. Ocorre como lamelas em parte cloritizadas. As inclusões mais frequentes são de minerais opacos, aparecendo também allanita, com amplos halos pleocrômicos, além de zircão, apatita, epídoto e sericita. Ocorre ainda prehnita, com estrutura "bow tie", nas clivagens da biotita.

A hornblenda, verde a castanha, aparece em quantidades mais subordinadas. Os cristais são subédricos a euédricos, de contornos regulares. Em alguns casos são poiquilíticos, englobando cristais de plagioclásio.

Os minerais opacos, em cristais anédricos, aparecem geralmente associados aos minerais ferromagnesianos (especialmente biotita). Em alguns casos, mostram bordas de titanita.

Apatita, zircão e allanita são minerais acessórios de ocorrência comum. Apatita aparece em pequenos cristais euédricos. O zircão ocorre mais raramente, em pequenos cristais idiomórficos, geralmente associados a biotita. Allanita desenvolve amplos halos pleocrômicos na biotita, e aparece associada ainda ao epídoto.

A titanita aparece normalmente de forma anédrica, associada a opacos e biotita. Alguns pequenos cristais idiomórficos estão dispersos pela matriz; por vezes, aparece bordejando minerais opacos.

Sericita, carbonatos, epídoto e clorita são constituintes secundários, ocorrendo como produtos de alteração de plagioclásio e biotita.

IV.3.7.12.2 - GRANODIORITOS

Distribuição

Estas rochas correspondem, macroscopicamente, aos granitóides orientados de cor cinza, granitóides maciços de cor cinza, equigranulares (granulação fina a média), granitóides maciços de cor cinza escura, equigranulares (granulação fina a média), granitóides maciços de cor rósea acinzentada, equigranulares, granitóides maciços de cor rósea acinzentada, porfiróides (granulação média) e granitóides maciços de cor rósea. Ver Ítens IV.3.7.1, IV.3.7.3, IV.3.7.6, IV.3.7.8, IV.3.7.9 e IV.3.7.11; pontos de localização 2,16,24,57,58,64,70,87,101,117,122,124,127,128,129, 140,143 e 165 (Figura 4).

Petrografia

Os granodioritos apresentam-se comumente como rochas de cor cinza, rósea acinzentada ou rósea. São normalmente orientados por disposição planar dos minerais máficos; mais raramente são maciços. A granulação é muito variada, encontrando-se exemplares equigranulares com granulação fina, média ou grossa; algumas amostras são porfiríticas. Domina o plagioclásio de cor esbranquiçada acompanhado de quartzo e biotita. O quartzo é anédrico intersticial e a biotita está comumente distribuída segundo a foliação da rocha. Como acessórios, observam-se minerais opacos. Os anfibólios ocorrem muito raramente (para maiores detalhes, ver os Ítens citados acima).

A observação microscópica de várias secções delgadas mostra textura hipidiomórfica predominante, com cristais subédricos de plagioclásio e microclínio, e quartzo anédrico intersticial, além de biotita em pequenas lâminas. Anfibólios são raros ou ausentes. Observam-se também alguns exemplares com textura xenomórfica.

Análises modais efetuadas em dezoito secções del-

gadas deste grupo litológico são apresentadas na Tabela 10 (ver também Figura 15). Estas rochas são classificadas como granodioritos, com exemplares ainda de biotita granodioritos e hornblenda-biotita granodioritos.

Mineralogia

O plagioclásio, essencialmente oligoclásio, é o principal constituinte, acompanhado de quartzo e microclínio. Os cristais mostram-se frequentemente subédricos e tabulares; outras vezes são anédricos e poligonais, engrenados com microclínio e quartzo. Geminações do tipo Carlsbad e albita são comuns. Estão frequentemente alterados em sericita, epídoto e carbonato nas porções centrais, embora o contorno dos cristais seja límpido. Mostram-se fracamente zonados. Mirmequitas são mais abundantes nestas rochas, devido a porcentagem maior de microclínio. Inclusões são raras, destacando-se quartzo globular, apatita, biotita, titanita anédrica e muito raramente alguns opacos. Às vezes, aparece algum plagioclásio com inclusões de microclínio.

O microclínio, frequentemente pertítico e quase sempre geminado, apresenta-se normalmente subédrico. Em algumas amostras de textura xenomórfica, o mineral apresenta-se anédrico. Inclusões de quartzo globular, biotita, apatita e opacos são comuns, além de pequenos cristais de plagioclásio.

O quartzo é anédrico intersticial, com extinção ondulada. Inclusões são comuns, destacando-se além de apatita, pequenos cristais de plagioclásio e microclínio. Localmente poligonal, mostra junções triplíceis com microclínio e plagioclásio.

A biotita, em parte cloritizada, é o mineral ferro-magnésiano mais importante, com pleocroísmo castanho. Inclusões de minerais opacos, allanita, prehnita, zircão, apatita, epídoto e sericita são frequentes.

Tabela 10 - Análises modais de Rochas Granodioríticas.

Amostras	02	16.1	24	57	58	64	70	87	101	117.2	122	124.2	127	128.1	129	140	143.1	165
Plagioclásio	51,8	45,0	46,9	43,2	44,0	45,0	42,4	44,5	49,4	41,5	42,3	44,7	48,4	47,1	40,0	50,7	47,7	41,1
Feldspato Potássico ¹	15,4	14,7	14,9	6,3	7,1	15,9	13,9	18,6	7,0	15,7	21,3	17,9	11,4	14,3	19,1	6,7	9,8	20,3
Quartzo	25,0	29,4	32,6	38,9	39,6	29,6	31,6	29,9	32,2	24,6	31,8	29,6	31,2	34,9	35,2	32,0	33,5	34,7
Biotita	7,8	10,6	5,5	10,3	8,2	8,9	11,2	6,6	11,4	12,4	4,1	6,2	8,1	3,5	5,1	10,0	8,1	2,4
Opacos	tr	0,3	0,1	1,2	0,8	0,8	0,9	0,4	tr	0,5	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,1	0,3	0,5
Muscovita ²	tr	-	tr	0,1	0,2	tr	-	tr	tr	tr	0,3	1,4	tr	tr	tr	tr	tr	0,9
Zircão	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	0,1	-	tr	-	tr	0,1	tr	-
Prehnita ²	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
Allanita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr
Epídoto ²	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,6	tr	0,1	0,4	0,5	-
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Carbonato ²	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,4	-	-	-	-	-	-	-	-

1 - Inclui Albita Pertítica.

2 - Minerais de Alteração.

A hornblenda é rara ou ausente. Mostra cristais subédricos límpidos, com pleocroísmo verde a castanho, associada a biotita. Observam-se ainda inclusões de opacos, apatita titanita, epídoto, zircão e quartzo globular.

Os minerais opacos são comumente anédricos, ocorrendo preferencialmente junto aos minerais ferromagnesianos. Apresentam bordas de titanita.

A apatita, zircão e allanita são acessórios comuns. A apatita desenvolve prismas idiomórficos distribuídos homogeneamente pelos minerais da rocha. O zircão, como cristais idiomórficos zonados e a allanita, também zonada, desenvolvem de maneira geral amplos halos pleocróicos, principalmente nas biotitas.

Sericita, carbonatos, epídoto e clorita são minerais secundários, ocorrendo como produtos de alteração de plagioclásio e biotita. A titanita pode ocorrer tanto em cristais idiomórficos, como de forma granular, associada aos opacos e biotita.

Prehnita, rara, está presente nas clivagens da biotita, mostrando estrutura "bow tie".

IV.3.7.12.3 - GRANITOS 3b OU MONZOGRANITOS

Distribuição

Estas rochas são, em sua maioria, granitóides maciços de cor cinza, equigranulares (granulação fina a média), granitóides maciços de cor cinza clara, equigranulares (granulação fina a média), granitóides orientados de cor rósea acinzentada e granitóides orientados de cor rósea, equigranulares (ver Itens IV.3.7.3, IV.3.7.4, IV.3.7.7 e IV.3.7.10; pontos de localização 3,6,21,23,26, 53,54,55,60,61,62,66,68,69,79,80,84,102,109,110,113,114,117,118,124,

125,136,152,156 e 161, Figura 4).

Petrografia

Os granitos 3b são muito frequentes, apresentando-se de maneira geral maciços com cores róseas e cinzas e orientados com cores róseas e róseas acinzentadas. Predomina o feldspato potássico, ora de cor rósea (principalmente nas rochas de granulação mais grosseira, ou porfiríticas), ora de cor esbranquiçada. São geralmente equigranulares; exemplares porfiríticos são raros. O quartzo é anédrico e intersticial. A biotita, bastante subordinada, está quase sempre homogeneamente distribuída. Opacos, anfibólios, granada e titanita ocorrem ocasionalmente.

A *observação microscópica* coloca em evidência a textura hipidiomórfica com cristais subédricos de plagioclásio, microclínio e quartzo anédrico. Algumas rochas mostram textura xenomórfica; com junções tríplices entre os contatos dos minerais. Texturas cataclásticas são mais raras; neste caso, o plagioclásio apresenta-se com lamelas de geminação deformadas e o quartzo encontra-se em pequenos mosaicos, por provável recristalização dos grãos iniciais. A biotita, laminar, está distribuída homogeneamente, exceto nos exemplares foliados onde o mineral aparece orientado. Entre os acessórios figuram opacos, zircão, titanita, prehnita, muscovita primária (em alguns casos), granada, fluorita e anfibólios.

Análises modais em trinta e uma secções delgadas são apresentadas na Tabela 11 (Ver também Figura 15). Estas rochas são classificadas como granitos 3b (ou monzogranitos) e biotita monzogranitos com hornblenda.

Mineralogia

O plagioclásio (oligoclásio) é mineral subordinado. Mostra-se predominantemente subédrico. Nas rochas com texturas xe

Tabela 11 - Análises modais de Granitos 3b.

Amostras	03	06	21	23	26	53.2	54	55	60	61	62.3	66.1	68.1	69	79.1	79.2	80.2	84	102.3	109	110	113	114	117.1	118	124.3	125.1	136.1	152	156	161	
Plagioclásio	24,2	29,4	35,0	36,9	23,9	30,0	27,8	32,8	37,3	29,1	28,2	29,3	22,0	30,7	33,7	33,5	33,8	32,5	36,9	31,3	31,1	28,9	29,8	29,2	37,9	38,6	28,4	38,8	26,6	22,9	29,6	
Feldspato Potássico ¹	38,9	30,2	25,4	23,5	43,5	18,6	36,2	32,4	24,6	39,1	41,1	33,8	26,9	33,6	28,9	32,5	20,2	32,5	26,7	38,5	39,2	36,2	36,6	35,5	28,3	23,6	39,4	29,0	34,1	39,0	32,6	
Quartzo	34,3	34,2	29,6	37,1	24,4	36,3	34,0	30,5	33,3	30,2	29,7	33,1	47,9	33,8	34,9	32,5	40,9	32,3	35,8	29,6	28,0	32,9	27,2	34,1	30,3	32,5	30,1	24,9	33,9	36,6	36,3	
Biotita	2,8	5,2	9,3	2,4	7,2	12,0	1,8	4,1	4,5	1,2	0,8	3,4	2,2	1,5	1,7	0,8	4,7	2,6	0,3	0,6	1,4	1,3	5,4	1,2	3,0	4,1	1,2	6,0	-	0,8	1,3	
Opacos	0,2	0,7	0,7	0,1	1,0	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	1,0	0,5	tr	0,5	0,2	tr	0,2	tr	0,4	0,7	0,8	tr	0,5	0,2	0,6	0,6	0,2	0,6	0,1	
Muscovita ²	0,3	0,2	tr	tr	-	-	tr	-	tr	0,2	tr	tr	tr	tr	0,8	0,2	0,2	tr	tr	tr	tr	tr	0,2	tr	tr	0,9	0,3	tr	4,3	0,1	-	
Zircão	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	
Titanita	-	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	0,6	-	-	-	
Prehnita ³	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Allanita	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-
Epídoto ³	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,2	-	tr	-
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Carbonato ³	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-
Hornblenda	-	tr	-	-	-	2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Grenada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-
Fluorita	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-

1 - Inclui Albita Perfitica.

2 - Primária + Secundária.

3 - Minerais de Alteração.

nomórficas e cataclásticas o plagioclásio é anédrico, poligonal e engrenado com quartzo e microclínio. Os cristais de plagioclásio são zonados e geminados segundo leis de albita e Carlsbad. Nas porções centrais, mostram alteração em sericita, epídoto anédrico e carbonato. A borda dos cristais, entretanto, é frequentemente límpida, ressaltada em parte por mirmequitas que ocorrem nas interfaces de contato com cristais de microclínio. Pequenos cristais de plagioclásio inclusos no microclínio, podem mostrar também alguma mirmequita. Ocorrem também inclusões de quartzo globular, apatita, titanita, opacos, biotita e microclínio.

O microclínio apresenta-se em cristais subédricos a anédricos, com geminação em grade e algumas vezes Carlsbad. Peritíticos, em alguns casos aparecem com formas poligonais e junções triplíces com plagioclásio e quartzo. Raramente alterados, apresentam inclusões de quartzo globular, opacos, apatita, biotita, além de pequenos cristais de plagioclásio e epídoto anédrico.

O quartzo apresenta-se anédrico intersticial, com extinção ondulada, em alguns casos com formas poligonais e junções triplíces, engrenados com plagioclásio e microclínio. Quando incluso em outros minerais da matriz, mostra formas globulares principalmente nos plagioclásios e microclínio. Inclusões de apatita são comuns.

A biotita é o principal mineral ferromagnésiano, com pleocroísmo castanho. Está homogeneamente distribuída e em parte cloritizada. Mostra inclusões de apatita, zircão, titanita, opacos e allanita; observa-se também alteração para epídoto e sericita. A hornblenda aparece em duas amostras, em pequenos cristais subédricos, associada a biotita. Tem pleocroísmo castanho esverdeado. Observam-se inclusões de opacos, apatita, epídoto e zircão.

Os minerais opacos apresentam contornos irregulares, ocorrendo preferencialmente junto aos minerais ferromagnésianos. São geralmente anédricos, raramente aparecendo algum cristal idiomórfico. Bordas de titanita são comuns. Ocorrem também co

mo inclusões em outros minerais.

Apatita, zircão, titanita e allanita são acessórios comuns, ao passo que fluorita, granada e muscovita ocorrem mais raramente. Apatita mostra diminutos cristais de contorno idiomórfico, distribuídos geralmente como inclusões em outros minerais ou ainda bordejando minerais opacos. Allanita desenvolve halos pleocrômicos na biotita; por vezes, mostra zoneamento e geminação.

A fluorita apresenta-se de forma intersticial e a granada em pequenos cristais idiomórficos, pontilhados por minerais opacos. Nestas rochas, particularmente, a muscovita aparece como mineral primário, geralmente como lamelas bem desenvolvidas, extinção ondulante e inclusões de minerais opacos.

Sericita, carbonatos, epídoto, prehnita e clorita são minerais secundários ocorrendo como produtos de alteração, principalmente de plagioclásio e biotitas. A prehnita desenvolve estrutura "bow tie" nas interfaces de clivagem da biotita.

IV.3.7.12.4 - GRANITOS 3a OU SIENOGANITOS

Distribuição

Macroscopicamente, estas rochas são granitoides orientados de cor rósea, equigranulares, e granitoides maciços de cor rósea (ver também Ítems IV.3.7.10 e IV.3.7.11; pontos 5 e 158, Figura 4).

Petrografia

Os granitos 3a tem ocorrência restrita e são de cor

rôsea predominante, maciços e equigranulares, finos a médios. Domina o feldspato potássico de cor rôsea, acompanhado de plagioclásio cinza esbranquiçado, com quartzo anédrico intersticial. A biotita é rara e pode ocorrer alguma granada.

A observação microscópica destes granitos coloca em evidência a textura xenomórfica, levemente porfiróide, com cristais anédricos de plagioclásio, microclínio e quartzo, em parte recristalizados, de formas poligonais, formando pequenos mosaicos. A biotita, muito rara, aparece em finas lamelas homogeneamente distribuídas.

As análises modais deste grupo litológico são mostradas na Tabela 12 (ver também Figura 15).

Mineralogia

O microclínio, principal componente destas rochas, apresenta geminação em grade, com cristais anédricos, em parte com formas poligonais e por vezes englobando pequenos cristais de plagioclásio e quartzo. Pertítico e raramente alterado, mostra ainda inclusões de opacos, apatita e biotita.

O plagioclásio, essencialmente oligoclásio, ocorre subordinadamente ao feldspato potássico. Os cristais são predominantemente anédricos a subédricos com contornos irregulares, fracamente zonados. Localmente, alguns cristais anédricos tem formas poligonais, constituindo mosaicos com microclínio e quartzo. Geminações do tipo albita e Carlsbad são comuns. Os plagioclásios alteram-se em sericita e epídoto, preferencialmente nas porções centrais. As bordas dos cristais são límpidas; mirmequita aparece nos contatos plagioclásio-microclínio. Intercrescimentos granofíricos intersticiais são frequentes. Ocorrem também inclusões de quartzo globular, além de apatita, biotita e opacos.

O quartzo apresenta-se anédrico intersticial com

Tabela 12 - Análises modais de Granitos 3a.

Amostras	05	158
Plagioclásio	9,4	21,2
Feldspato Potássico ¹	51,3	40,0
Quartzo	32,8	37,3
Biotita	6,0	1,2
Opacos	0,4	0,2
Muscovita ²	0,1	0,1
Zircão	-	tr
Allanita	-	tr
Epídoto ²	tr	tr
Apatita	tr	tr
Granada	tr	-

1 - Inclui Albita Pertítica.

2 - Minerais de Alteração.

extinção ondulante. Em alguns casos, forma mosaicos juntamente com microclínio e plagioclásio. Ocorre ainda como inclusões globulares em outros minerais da matriz, além de mostrar inclusões de apatita e biotita.

A biotita mostra pleocroísmo em tom castanho, e está em parte cloritizada. O mineral está em geral homogeneamente distribuído. Inclusões de apatita, zircão, opacos, titanita e allanita são comuns.

Os minerais opacos mostram-se frequentemente com contornos irregulares, ocorrendo preferencialmente junto às biotitas. São geralmente anédricos.

A apatita, zircão, titanita e allanita são acessórios comuns, ao passo que a granada tem ocorrência muito restrita. A apatita mostra diminutos cristais idiomórficos distribuídos pelos minerais da matriz. O zircão é muito raro, ocorrendo preferencialmente junto às biotitas. A titanita ocorre em pequenos cristais inclusos na biotita ou ainda bordejando minerais opacos. Allanita desenvolve halos pleocrômicos na biotita e pode estar localmente associada ao epídoto.

Sericita, epídoto e clorita são minerais secundários, ocorrendo como produtos de alteração de plagioclásio e biotita.

IV.3.8 - ROCHAS VULCÂNICAS

Distribuição e Petrografia

Nos domínios da Fazenda Santa Alice (Ponto 167, Figura 4), aparecem algumas matações de rochas vulcânicas. Constitui ocorrência única até o momento na área e não são conhecidas as

relações de contato com outras rochas do embasamento. A distribuição dos matacões, cobrindo apenas algumas dezenas de m², sugere tratar-se de afloramentos parciais de um dique ou corpo vulcânico menor.

São rochas de cor avermelhada predominante, maciças e porfiríticas. Destacam-se alguns cristais maiores de quartzo e feldspato róseo claro, localmente alterados para uma massa esverdeada escura. A matriz, predominante, é afanítica.

Ao microscópio, apresentam fenocristais mais ou menos idiomórficos de plagioclásio, microclínio e quartzo, imersos numa matriz esferulítica de cor avermelhada. Alguns destes esferulitos apresentam, em seus núcleos, pequenos cristais de quartzo, em parte idiomórficos, dos quais partem "plumas" ou "fibras" de feldspato micro-cristalino avermelhado, em parte alterado. Nos interstícios dos esferulitos é comum a existência de cristais anédricos de plagioclásio, frequentemente alterado e quartzo.

A análise petrográfica permite classificar estas rochas como riólitos (conforme STRECKEISEN 1979).

Mineralogia

O plagioclásio, constituído por albita secundária, apresenta-se zonado, com complexas geminações segundo leis de Carlsbad e albita. Está frequentemente alterado em epídoto e uma massa anédrica de cor esverdeada (cloritas?).

Os fenocristais de quartzo, idiomórficos e subidomórficos, estão geralmente corroídos. Em parte, reconhece-se ainda a forma idiomórfica bipiramidada.

Os fenocristais de feldspato potássico (microclínio ?) são subédricos, com geminação em grade, em parte alterados,

imersos na matriz esferulítica.

Opacos, zircão e apatita são acessórios comuns, ocorrendo, entretanto, muito raramente. Epídoto ocorre em agregados anédricos, principalmente como produtos de alteração dos feldspatos, junto com a massa esverdeada (clorita ?).

CAPÍTULO V

V.1 - CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

A idade do embasamento regional desta porção meridional do Craton Amazônico tem sido considerada como Prê-Cambriana desde os primeiros trabalhos realizados (ver Tabela 3).

Estudos geocronológicos mais modernos adicionam novas interpretações, sem entretanto esclarecer completamente o panorama. Em parte, a falta de definições deve-se ao tipo de trabalhos geocronológicos realizados, baseados no estudo de amostras isoladas, num embasamento ainda muito pouco conhecido geologicamente. Para informação do leitor, resumem-se as datações geocronológicas conhecidas, nas Tabelas 13 (dados Rb/Sr) e 14 (dados K/Ar), que são também repetidas, para facilitar a discussão, nas Tabelas 15, 16, 17, 18 e 19. Comentam-se, a seguir, as discussões encontradas na literatura prévia.

As primeiras datações geocronológicas, apresentadas por HASUI & ALMEIDA (1970), foram realizadas pelos métodos Rb/Sr e K/Ar (Tabelas 13 e 14). Os resultados confirmam as previsões anteriores, mostrando também acentuada dispersão de idades. Nota-se a grande diferença entre a idade convencional Rb/Sr de um granito da região de Jauru (1450 ma.) e a idade K/Ar de suas biotitas (698 ± 21 ma.). Por outro lado, gnaisses e anfibolitos vizinhos apresentaram idades K/Ar da ordem de 1140 ± 80 ma. e 966 ± 68 ma., respectivamente. HASUI & ALMEIDA (1970) interpretaram estas idades como resultado de uma perda parcial de argônio, em ra

Tabela 13 - Dados analíticos Rb/Sr em rochas do embasamento regional de Mato Grosso na região de Jauru e adjacências.

Número de Ordem *	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ **	Idade(MA)	Referência
01	2P	Mit-7266	Granito	264,2	29,03	28,02	1,2867	1450 (+)	1
06	3B	850	Biotita Gnaiss	113,4	315,7	1,04	0,7213-	- (++)	2
07	5B	851	Granito	187,9	785,7	0,69	0,7121	- (++)	2
08	6B	852	Granito	173,1	581,0	0,86	0,7158	- (++)	2
09	7B	853	Granito	251,5	300,7	2,42	0,7362	900±27 (+)	2
10	AJ-15	1195	Gnaiss	116,6	46,3	7,39	0,8496	1364±50 (+)	3
11	WF-385	1198	Granodiorito	95,2	63,3	4,39	0,7875	1262±54 (+)	3
12	AEF-201	1200	Granito	451,2	104,9	12,60	0,8586	835±32 (+)	3
13	WF-407	1219	Micro-granito	149,6	8,5	54,50	1,6770	1241±37 (+)	3
21	KKMB-79.1	4395	Granito	293,8	25,8	35,878	1,4324	1414±33 (+)	4
24	537/101.1	5076	Granodiorito	95,2	441,9	0,62	0,7158	- (++)	5
25	537/66	5077	Granito	110,6	344,8	0,93	0,7234	- (++)	5
26	537/87.2	5078	Granodiorito	79,3	501,0	0,46	0,7133	- (++)	5
27	440/37.1	5079	Migmatito	104,0	584,5	0,52	0,7134	- (++)	5
28	537/103	5080	Granito	151,3	351,8	1,25	0,7293	- (++)	5
29	537/79	5081	Granito Granofírico	72,8	100,2	2,11	0,7499	1481±84 (+)	5
30	537/87.3	5083	Granito	95,0	139,4	1,98	0,7452	1415±85 (+)	5

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Valores Normalizados em função de $(\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88})_n = 0,1194$

(+) Idade convencional calculada com razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,705$

(++) Idade isocrônica de 1430 ± 69 ma. (Figura 17)

Constantes: $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$

$\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,6039 \pm 0,050$

Referências: 1) HASUI & ALMEIDA (1970). 2) BARRETO & MANTOVANI (1975, *apud* TASSINARI 1981b). 3) HAMA (1976 *apud* TASSINARI 1981b). 4) KAWASHITA (inédito *apud* TASSINARI 1981b). 5) BARROS et al. (1982).

Tabela 14 - Dados analíticos K/Ar em rochas do embasamento regional de Mato Grosso na região de Jauru e adjacências.

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (ccSTP/g)x10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade(MA)	Referência
02	2P	1128	Granito	Biotita	7,59	355,7	2,6	698 ± 21	1
03	4	1159	Anfibolito	Anfibólio	0,973	48,8	4,8	966 ± 68	1
04	10	1179	Pegmatito	Muscovita	8,34	370,4	1,5	875 ± 43	1
05	9	1189	Gnaiss	Anfibólio	0,508	31,73	3,6	1140 ± 80	1
14	AR-51	3082	Anfibolito	Anfibólio	0,572	605,0	4,7	1227 ± 25	3
15	WF/408A	3087	Gabro	Plagioclásio	0,548	384,9	17,3	1245 ± 35	3
16	AJ/189	3096	Adamelito	Biotita	3,716	448,1	1,3	1805 ± 26	3
17	JG-14	-	Anfibolito	Anfibólio	0,363	309,6	8,0	1430 ± 22	3
18	AEF-230	3106	Gabro	Plagioclásio	0,998	312,3	9,58	656 ± 10	3
19	AEF-199	3124	Epimetamórfica	Muscovita	6,587	697,2	2,8	1104 ± 20	3
20	AJ-65	3125	Granito	Biotita	5,735	737,6	2,3	1881 ± 26	3
22	KKMB-79.3	4487	Anfibolito	Anfibólio	6,806	383,9	4,9	935 ± 13	4
23	KKMB-79.1	4506	Granito	Biotita	6,699	317,7	2,3	933 ± 19	4
31	537/63.1	4556	Anfibolito	Anfibólio	0,125	127,0	10,58	1615 ± 32	5
32	537/51	4564	Granito	Biotita	5,4592	373,1	1,17	1229 ± 26	5

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

Constantes: $\%K^{40}$ em $K^{total} = 1,167 \times 10^{-2}$

$\lambda_B = 0,4962 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$

$\lambda_K = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

Referências: 1) HASUI & ALMEIDA (1970). 3) HAMA (1976 *apud* TASSINARI 1981b).
4) KAWASHITA (inédito *apud* TASSINARI 1981b). 5) BARROS et al. (1982).

Figura 16 - Mapa de Localização das amostras do Complexo Xingu e Suítes Intrusivas associadas, na região do Rio Jauru, analisadas geocronologicamente pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, segundo BARROS et al. 1982 (ver Tabelas 13 e 14).

ção de efeitos térmicos associados à história dos geossinclíneos marginais vizinhos (Faixa de Dobramentos Paraguai - Araguaia).

BARRETO & MANTOVANI (1975, *apud* TASSINARI 1981 b) apresentam quatro novas idades Rb/Sr para rochas do embasamento regional em Mato Grosso (Tabela 13). Para estes autores, a evolução geológica de toda a porção sudoeste do Craton Amazônico estaria relacionada a uma faixa móvel com idade entre 1400 e 1100 ma., cuja principal fase de dobramentos teria ocorrido por volta de 1400 ma. O intervalo de tempo entre 1000 e 900 ma. corresponderia a eventos intrusivos associados com a invasão dos granitos estaníferos, notadamente no Estado de Rondônia. Finalmente, por volta de 750 ma., o extremo SW do cinturão metamórfico sofre reativação, constituindo um evento pré-tectônico ao Ciclo Brasileiro.

HAMA (1976, *apud* TASSINARI 1981 b) acrescenta aos dados geocronológicos existentes onze novas idades. Quatro são datações convencionais Rb/Sr (Tabela 13), sete são idades K/Ar (Tabela 14). Este autor constrói, para rochas supostas do embasamento regional, uma isócrona de referência Rb/Sr, com idade de 1200 ma. e razão inicial (Sr^{87}/Sr^{86}) igual a 0,705.

Uma discussão mais completa do panorama estabelecido pelas datações geocronológicas é apresentada por BARROS et al. (1982). Estes autores definem um conjunto de unidades lito-estratigráficas na área mapeada (ver resumo nas Tabelas 3, 4 e 5) e analisam as datações já existentes na literatura, às quais ainda adicionam doze novas determinações (oito de Rb/Sr e quatro K/Ar, ver resumo nas Tabelas 13 e 14). Destas, três idades foram obtidas por KAWASHITA (inédito, *apud* TASSINARI 1981 b), sendo uma pelo método Rb/Sr e duas pelo método K/Ar. Para BARROS et al. (1982), a unidade mais antiga é a do Complexo Xingu, para o qual é elaborada uma isócrona Rb/Sr de referência, com idade de 1430 ± 69 ma. e a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,701 \pm 0,001$ (Tabela 15, Figura 17), indicando provavelmente a idade de formação do Complexo. Entretanto, os dados K/Ar de rochas do mesmo Complexo revelam idades que variam entre 1881 ± 56 ma. e 933 ± 20 ma. (Tabela 16). Os

Tabela 15 - Idades Rb/Sr para o Complexo Xingu, segundo BARROS et al. (1982).

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade(MA)	Referência**
06	3B	850	Biotita gnaiss	113,4	315,7	1,04	0,7213	- (++)	2
07	5B	851	Granito	187,9	785,7	0,69	0,7121	- (++)	2
08	6B	852	Granito	173,1	581,0	0,86	0,7158	- (++)	2
10	AJ-15	1195	Gnaiss	116,6	46,3	7,39	0,8496	1364±50 (+)	3
11	WF-385	1198	Granodiorito	95,2	63,3	4,39	0,7875	1262±54 (+)	3
13	WF-407	1219	Micro-granito	149,6	8,5	54,50	1,6770	1241±37 (+)	3
21	KKMB-79.1	4395	Granito	293,8	25,8	35,878	1,4324	1414±33 (+)	4
24	537/101.1	5076	Granodiorito	95,2	441,9	0,62	0,7158	- (++)	5
25	537/66	5077	Granito	110,6	344,8	0,93	0,7234	- (++)	5
26	537/87.2	5078	Granodiorito	79,3	501,0	0,46	0,7133	- (++)	5
27	440/37.1	5079	Migmatito	104,0	584,5	0,52	0,7134	- (++)	5
28	537/103	5080	Granito	151,3	351,8	1,25	0,7293	- (++)	5
29	537/79	5081	Granito Granofírico	72,8	100,2	2,11	0,7499	1481±84 (+)	5
30	537/87.3	5083	Granito	95,0	139,4	1,98	0,7452	1415±85 (+)	5

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Para referências e constantes utilizadas, ver Tabela 13.

(+) idade convencional calculada com razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,705$

(++) idade isocrônica de 1430 ± 69 ma. (Figura 17).

Figura 17- Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para rochas do Complexo Xingu, na região de Jauru, segundo BARROS et al. (1982). Números de ordem na Tabela 15.

Figura 18- Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para rochas graníticas da região de Jauru, segundo TEIXEIRA & TASSINARI (1984). Números de ordem na Tabela 15.

Tabela 16 - Idades K/Ar para o Complexo Xingu, segundo BARROS et al. (1982).

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (ccSTP/g)x10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade (MA)	Referência**
03	4	1159	Anfibolito	Anfibólio	0,973	48,8	4,8	966 ± 68	1
05	9	1189	Gnaiss	Anfibólio	0,508	31,73	3,6	1140 ± 80	1
16	AJ-189	3096	Adamelito	Biotita	3,716	448,1	1,3	1805 ± 26	3
17	JG-14	-	Anfibolito	Anfibólio	0,363	309,6	8,0	1430 ± 22	3
19	AEF-199	3124	Epimetamórfica	Muscovita	6,587	697,2	2,8	1104 ± 20	3
20	AJ-65	3125	Granito	Biotita	5,735	737,6	2,3	1881 ± 26	3
22	KKMB-79.3	4487	Anfibolito	Anfibólio	6,806	383,9	4,9	935 ± 13	4
23	KKMB-79.1	4506	Granito	Biotita	6,699	317,7	2,3	933 ± 19	4
32	537/51	4564	Granito	Biotita	5,4592	373,1	1,17	1229 ± 26	5

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Para referências e constantes utilizadas, ver Tabela 14.

Tabela 17 - Idades K/Ar para a Suíte Intrusiva Rio Alegre, segundo BARROS et al. (1982).

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (ccSTP/g)x10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade(MA)	Referência**
14	AR-51	3082	Anfibolito	Anfibólio	0,572	605,0	4,7	1227 ± 25	3
15	WF-408A	3087	Gabro	Plagioclásio	0,548	384,9	17,3	1245 ± 35	3
31	537/63.1	4556	Anfibolito	Anfibólio	0,125	127,0	10,58	1615 ± 32	5

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Para referências e constantes utilizadas, ver Tabela 14.

autores acreditam que esta divergência nas idades pode ser explicada pela coexistência de núcleos mais antigos preservados, correspondentes ao Ciclo Transamazônico (sic), com idades da ordem de 1800 ma., enquanto que idades mais jovens (da ordem de 1200 - 900 ma.), documentariam o re-equilíbrio isotópico e a perda de Ar por resfriamento regional pré-Brasiliano.

As duas Suítes intrusivas, a Rio Alegre e a Guapé, teriam para BARROS et al. (1982), idades de colocação em torno de 1250 e 900 - 850 ma., respectivamente. A idade da Suíte Intrusiva Rio Alegre, proposta por estes autores, baseia-se principalmente em duas datações K/Ar (de 1227 e 1245 ma., ver Tabela 17), enquanto que a sugerida para a Suíte Intrusiva Guapé fundamenta-se em duas datações convencionais Rb/Sr e uma idade K/Ar (em muscovita de pegmatito, ver Tabelas 18 e 19). Idades mais jovens (e.g. K/Ar de 700-650 ma., ver Tabela 19) são atribuídas ao aquecimento pós-intrusivo de rochas da Suíte Intrusiva Guapé por eventos Brasileiros.

TEIXEIRA & TASSINARI (1984), elaboraram um novo diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para as rochas intrusivas, outrora consideradas do Complexo Xingu, utilizando para tal os dados das amostras 10, 11, 13, 21, 24, 25, 26, 27, 28, 29 e 30, já discutidos por BARROS et al. (1982 ; ver Figura 18 e comparar com Figura 17; dados listados na Tabela 15). A idade obtida, de 1400 ma. (com razão inicial de 0,703) é considerada por estes autores como indicativa da época de formação dos granitóides, originados por fusão de material diferenciado do manto. Para TEIXEIRA & TASSINARI (1984), as datações K/Ar mais jovens, com intervalo de 1300-1100 ma., e 1000-900 ma., documentam a duração de possíveis períodos de aquecimento e resfriamento, ocorridos na Província Rondoniana, que se estabilizaria finalmente por volta de 1000-900 ma. As idades K/Ar mais antigas, por outra parte, indicam a presença de núcleos cratônicos pretéritos, hipótese já levantada anteriormente por BARROS et al. (1982).

Tabela 18 - Idades Rb/Sr para a Suíte Intrusiva Guapé, segundo BARROS et al. (1982).

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade(MA)	Referência**
01	2P	MIT7266	Granito	264,2	29,03	28,02	1,2867	1450 (+)	1
09	7B	853	Granito	251,5	300,7	2,42	0,7362	900 ± 27 (+)	2
12	AEF201	1200	Granito	451,2	104,9	12,60	0,8586	835 ± 32 (+)	3

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Para referências e constantes utilizadas, ver Tabela 13.

(+) Idade convencional calculada com razão $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,705$

Tabela 19 - Idades K/Ar para a Suíte Intrusiva Guapé, segundo BARROS et al. (1982).

Número de Ordem*	Número de Campo	Número de Laboratório	Litologia	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (ccSTP/g)×10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade(MA)	Referência**
02	2P	1128	Granito	Biotita	7,59	355,7	2,6	698 ± 21	1
04	10	1179	Pegmatito	Muscovita	8,34	370,4	1,5	875 ± 43	1
18	AEF230	3106	Gabro	Plagioclásio	0,998	312,3	9,58	656 ± 10	3

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 16.

** Para referências e constantes utilizadas, ver Tabela 14.

V.2 - NOVAS DETERMINAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

Qualquer interpretação das datações geocronológicas, tais como as discutidas nas páginas anteriores e as novas aqui apresentadas, não podem afastar-se das conclusões geológico-estratigráficas gerais, emanadas das observações de campo. Na área sob discussão, existem gnaisses cinzentos de composição predominantemente tonalítica a granodiorítica, que por sua vez estão associados a lentes de anfibolitos. Este complexo, provavelmente porlimetamórfico, encontra-se cortado por veios migmatíticos e, localmente, por manifestações graníticas de dimensões modestas (principalmente granitos 3b). Estes granitóides são intrusivos e portadores de enclaves anfibolíticos e de gnaisses cinzentos. Diferenciam-se assim, claramente, pelo menos três conjuntos lito-estratigráficos, representados pelos gnaisses cinzentos, pelos anfibolitos e pelos granitóides intrusivos.

Algumas amostras coletadas no campo foram escolhidas para determinações radiométricas pelos métodos Rb/Sr e K/Ar. Pelo método Rb/Sr foram datados os gnaisses cinzentos e os vários tipos de granitóides, provenientes da área mapeada com maior detalhe e representada no Anexo 1 (ver localização das amostras na Figura 4). As datações pelo método K/Ar foram realizadas em alguns gnaisses cinzentos e anfibolitos. No caso dos anfibolitos, as amostras datadas são em parte oriundas da área mapeada em detalhe (amostras 59, 66.2 e 89.2; ver localização nas Figuras 2 e 4) e de regiões vizinhas a Araputanga e Cachoeirinha, situadas a NW de São José dos Quatro Marcos (amostras 7, 8, 34d, 44, 51.b1 e 51.b2; ver localização na Figura 2). Os dados analíticos destas determinações (quinze pelo método Rb/Sr e quinze pelo método K/Ar) encontram-se nas Tabelas 20, 21, 22 e 23.

As determinações Rb/Sr foram executadas exclusivamente em rocha total, e são utilizadas para identificar os eventos de homogeneização isotópica do estrôncio. Muitas vezes estes eventos estão diretamente relacionados à própria formação das

rochas. A interpretação das idades Rb/Sr foi efetuada por meio de diagramas isocrônicos ($\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ versus $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) que permitem determinar, por regressão linear, não só a idade como também a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ do conjunto supostamente cogenético amostrado, de suma importância para a caracterização da evolução geológica regional. As retas isocrônicas obtidas nestes diagramas, em geral indicativas dos episódios formadores de rochas (FAURE 1977; FAURE & POWELL 1972; CORDANI 1980), são também utilizadas para rochas policíclicas. Como se sabe, os isótopos radiogênicos do estrôncio redistribuem-se no decorrer de cada evento, promovendo a re-homogeneização do sistema isotópico.

As determinações K/Ar foram executadas em biotitas e anfibólios, que são particularmente indicados por suas propriedades favoráveis à retenção do argônio. As idades K/Ar são interpretadas como valores mínimos do resfriamento regional (DALRYMPLE & LANPHERE 1969; CORDANI 1980). O seu valor numérico, no caso da existência de um número considerável de idades K/Ar concordantes, deve documentar um episódio de resfriamento e/ou soerguimento (regional ou local, conforme a amostragem), ocorrido após importante evento térmico.

Comenta-se a seguir os novos dados radiométricos, procurando caracterizar os prováveis ciclos tectônicos ou termotectônicos, ocorridos na região.

V.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS RADIOMÉTRICOS Rb/Sr EM GNAISSES CINZENTOS TONALÍTICOS

Dois conjuntos de gnaisses cinzentos tonalíticos (pontos 62 e 102, Figura 4), aparentemente contemporâneos, foram inicialmente selecionados para determinações Rb/Sr em rocha total. Dosagens semiquantitativas mostraram que as razões Rb/Sr dos gnaisses do ponto 62 eram muito baixas (menores que 0,006) enquanto que as correspondentes ao ponto 102 variavam entre 0,355 e 0,641 (Tabela 20). Optou-se, portanto, para determinações Rb/

Tabela 20 - Dados analíticos Rb/Sr em Gnaisses Cinzentos (tonalíticos] da região de São José dos Quatro Marcos.

Número de Ordem*	Número de Campo**	Número de Laboratório	Classificação Petrográfica	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ***
1	MAC-102B1	7268	Biotita Gnaisse	41,4	209,0	0,574 ± 0,016	0,71816 ± 0,00023
2	MAC-102B2	7269	Gnaisse	22,0	130,9	0,487 ± 0,014	0,71551 ± 0,00015
3	MAC-102B3	7270	Biotita Gnaisse	32,2	172,5	0,541 ± 0,015	0,71679 ± 0,00027
4	MAC-102B4	7271	Biotita Gnaisse	37,2	291,3	0,355 ± 0,010	0,71177 ± 0,00017
5	MAC-102B5	7272	Gnaisse	41,1	202,2	0,589 ± 0,017	0,71920 ± 0,00019
6	MAC-102B6	7273	Biotita Gnaisse	31,2	140,8	0,641 ± 0,018	0,71867 ± 0,00005

* Números de ordem plotados na Figura 19.

*** Valores normalizados em função de $(\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88})_n = 0,1194$

** As amostras são todas do ponto 102, Figura 4.

Constantes: $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_n = 2,6039 \pm 0,0047$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_s = 0,01861 \pm 0,00003$$

$$q_s^{87} = 0,03198 \pm 0,00004 \mu \text{ moles/g}$$

Sr apenas nos gnaisses tonalíticos do último ponto, enquanto que os do ponto 62 foram datados exclusivamente pelo método K/Ar (Tabela 22).

Os dados Rb/Sr das rochas do ponto 102 aparecem com pouca dispersão quando lançadas num diagrama isocrônico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ vs $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Figura 19). Maiores incertezas são introduzidas principalmente pelos pontos 5 e 6, não alinhados com os restantes e, adicionalmente, pela falta de dados com baixos valores da razão Rb/Sr (menores que 0,355). A isócrona mostrada na Figura 19 foi construída com apenas quatro pontos, indicando uma idade de 1971 ± 70 ma., com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7017 \pm 0,0005$ e MSWD de 0,1875. Os resultados obtidos devem ser utilizados com alguma cautela, pelas razões apontadas, principalmente no tocante à idade calculada. Observa-se que as idades Rb/Sr convencionais dos pontos 5 e 6 (para uma razão inicial de 0,7017) são de 2061 e 1843 ma., respectivamente. São significativas as diferenças entre os dados obtidos para as rochas dos pontos 5 e 6, e os demais, utilizados na construção da isócrona. Explicações para estas discrepâncias podem ser várias. Para o ponto 5, localizado acima da reta isocrônica, pode-se supor retenção local de Sr radiogênico ou concentração anômala do elemento por efeitos metassomáticos posteriores, também locais. As razões obtidas para a rocha do ponto 6, situadas abaixo da reta isocrônica, poderiam refletir algum re-aquecimento, ou perda de Sr radiogênico, causado por fenômenos locais de cataclase e/ou recristalização, o que, no entanto, não se confirmou petrograficamente.

Há entretanto, algumas razões para supor que a idade e a razão inicial calculadas sejam indicativas de processo de formação das rochas analisadas. Todas as amostras utilizadas para a análise (rochas 1 até 6, ver Tabela 20 e Figura 19) provêm, a nível mesoscópico de afloramento, de rochas metamórficas aparentemente cogenéticas, claramente relacionadas entre si. Embora a prudência aconselhe que a idade obtida, de 1971 ma. não deva ser considerada como definitiva, a isócrona apresentada é a que mais se acerca de uma "isócrona verdadeira". Como conclusão prévia indica-se que os gnaisses cinzentos tonalíticos da região de São José dos Quatro Marcos são rochas derivadas de materiais direta ou indiretamente procedentes do manto superior ou, então, originados por

Figura 19 - Diagrama isocrônico verdadeiro Rb/Sr para os gnaisses cinzentos da região de São José dos Quatro Marcos. Números de ordem na Tabela 20.

Figura 20 - Enclave de gnaiss cinzento (G) contendo "enclaves" e lentes de anfibolito (em preto), envolvido por tonalitos e granodioritos (pontilhado), por sua vez cortados por diques de granitos róseos 3b (cruzes) e por veios pegmatóides (em branco). Nos tonalitos e granodioritos observam-se enclaves de anfibolitos (em preto) na porção inferior da figura (Ponto 124; ver localização na Figura 4). Ver também discussão no texto (Ítems V.4 e VI.3).

recristalização de material crustal extremamente primitivo, muito empobrecido em Rb. A sua idade de recristalização e/ou homogeneização isotópica parece ser Transamazônica, da ordem de 2000 ma. (com variações entre 1850 e 2050 ma., ver Figura 19).

A conclusão apresentada contrasta fortemente com a mostrada anteriormente por outros autores (e.g. BARROS et al. 1982 ver Figura 17). Os novos dados sugerem que os gnaisses cinzentos do embasamento são rochas muito antigas, de idade Transamazônica.

V.4 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS RADIOMÉTRICOS Rb/Sr NO CONJUNTO DE GRANITÓIDES INTRUSIVOS NO EMBASAMENTO GNÁISSICO

Conforme foi observado anteriormente (Ítem V.2), apresentam-se na região de São José de Quatro Marcos várias ocorrências de granitóides intrusivos (ver Capítulo IV). Estes granitóides mostram enclaves variados de rochas gnáissicas e anfibolíticas. Os granitóides róseos (granitos do tipo 3b), em particular, invadem gnaisses cinzentos tonalíticos e apresentam localmente contatos intrusivos discordantes com tonalitos e granodioritos. Esta feição pode ser observada na Figura 20 (Ponto 124; Figura 4), que mostra de maneira resumida e em escala mesoscópica de afloramento, as relações mútuas entre as três litologias observadas (granitóides vários, anfibolitos e gnaisses cinzentos). Identificam-se dessa maneira, "didaticamente", relações estratigráficas que apenas repetem observações de campo mais abrangentes. No ponto 124 (Figura 4, ver também Figura 20), os tonalitos e granodioritos apresentam enclaves de gnaisses cinzentos. Estes gnaisses contêm por sua vez, enclaves de anfibolitos que são observados também nos tonalitos e granodioritos. Todo este conjunto está invadido por granitos róseos 3b.

Cabe, portanto, distinguir os granitóides róseos 3b, mais novos, dos tonalitos e granodioritos que, como os anteriores, são também intrusivos em gnaisses cinzentos do embasamento: a con-

clusão é válida tanto a nível local (e.g. Figura 20) como a nível da área mapeada.

É possível, com estes dados geológicos, a determinação de pelo menos três isócronas diferentes para as rochas intrusivas: uma de referência, para o conjunto de todas as rochas granitóides, englobando nela tanto granitos 3b como tonalitos e granodioritos; a segunda, restrita apenas aos tonalitos e granodioritos; e a terceira, finalmente, incluindo as informações contidas nos granitos 3b.

A isócrona conjunta de referência para todos os granitóides, com dados detalhados na Tabela 21, aparece lançada na Figura 21. Os pontos distribuem-se, com poucas exceções, muito uniformemente ao longo da reta isocrônica. A idade obtida é de 1505 ± 20 ma. com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7029 \pm 0,0003$, e MSWD relativamente baixo (0,5763).

Os resultados obtidos mascaram, entretanto, variações importantes. As observações geológicas mostram claramente que existem na área pelo menos dois conjuntos de rochas granitóides de idades diferentes, a granítica, mais nova, e as manifestações de tonalitos e granodioritos. Construir apenas uma isócrona de referência, na presença de tais evidências geológicas, significa ocultar variações que podem, por vezes, ser muito significativas. Justifica-se, portanto, o tratamento por separado dos granitos 3b e dos tonalitos e granodioritos, como discutido nos dois itens seguintes.

V.4.1 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS RADIOMÉTRICOS Rb/Sr EM GRANITOS 3b

Tem-se obtido dados de seis amostras de granitos róseos 3b, cuja isócrona aparece lançada na Figura 22. A colinearidade dos pontos é boa, afastando-se apenas o ponto 1 da reta iso

Tabela 21 - Dados analíticos Rb/Sr em granitóides da região de São José dos Quatro Marcos.

Número de Ordem*	Número de Campo**	Número de Laboratório	Classificação Petrográfica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ***
1	MAC-23	6563	Granito 3b	124,9	123,3	2,948 ± 0,083	0,76442 ± 0,00066
2	MAC-06	6564	Granito 3b	94,6	412,6	0,664 ± 0,019	0,71764 ± 0,00035
3	MAC-66.1	6565	Granito 3b	118,2	107,4	3,206 ± 0,090	0,77266 ± 0,00104
4	MAC-87	6566	Granodiorito	104,8	347,4	0,874 ± 0,025	0,72335 ± 0,00243
5	MAC-89.1	6567	Tonalito	42,7	564,0	0,219 ± 0,005	0,70760 ± 0,00050
6	MAC-63.1B	6568	Tonalito	45,9	722,2	0,184 ± 0,004	0,70596 ± 0,00073
7	MAC-79.1	7274	Granito 3b	142,0	191,4	2,156 ± 0,061	0,74911 ± 0,00014
8	MAC-60	7275	Granito 3b	131,5	243,2	1,569 ± 0,044	0,73685 ± 0,00012
9	MAC-84	7276	Granito 3b	133,9	260,2	1,493 ± 0,042	0,73550 ± 0,00009

* Números da ordem plotados nas Figuras 21,22,23 e 24

** A localização das amostras apresenta-se na Figura 4.

Constantes: $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_n = 2,6039 \pm 0,0047$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_s = 0,01861 \pm 0,00003$$

$$q_s^{87} = 0,03198 \pm 0,00004 \mu \text{ moles/g}$$

*** Valores normalizados em função de $(Sr^{86}/Sr^{88})_n = 0,1194$

Figura 21 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para os granitóides da região de São José dos Quatro Marcos. Números de ordem na Tabela 21.

Figura 22 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para seis granitos 3b da região de São José dos Quatro Marcos. Números de ordem na Tabela 21.

crônica. Uma nova isócrona de cinco pontos (Figura 23), não difere significativamente da representada na Figura anterior.

A isócrona de seis pontos, aqui preferida (ver Figura 22 e comparar com Figura 23) fornece idades de 1472 ± 19 ma. e razão inicial de $0,7037 \pm 0,0004$, com MSWD igual a 0,2820. A diferença com a isócrona da Figura 23 não é estatisticamente significativa, indicando que a divergência introduzida pelo afastamento algo maior do ponto 1 da reta isocrônica carece, na realidade, de importância.

Dados de campo e petrográficos, junto com as informações emanadas dos estudos isocrônicos acima indicados, mostram que os granitos róseos 3b são uma suíte cogenética de rochas, cuja idade de colocação avalia-se em torno de 1470 ma. Derivam essas rochas de magmas granitóides relativamente primitivos, a julgar pelas baixas razões iniciais, originadas por diferenciação de material mantélico (contaminado durante a sua passagem crustal?) ou, formado por fusão parcial de material crustal relativamente primitivo (ver discussão no Ítem VI.7).

V.4.2 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS RADIOMÉTRICOS Rb/Sr EM TONALITOS E GRANODIORITOS

Apenas três amostras de rochas tonalíticas ou granodioríticas foram analisadas isotopicamente, fornecendo a isócrona indicada na Figura 24. A idade obtida é de 1734 ± 226 ma. com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7019 \pm 0,0008$, e MSWD de 0,7451. Uma isócrona só baseada em três pontos é de escassa utilidade, e os valores obtidos devem ser considerados apenas como sugestões a serem ratificados ou retificados em estudos posteriores.

Fica em aberto a questão das relações petrogenéticas e geotectônicas entre granitos 3b e tonalitos-granodioritos.

Figura 23 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para cinco granitos 3b da região de São José dos Quatros Marcos. Não foi considerado o ponto 1 nos cálculos isocrônicos (ver Figura 22). Números de ordem na Tabela 21.

Figura 24 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para tonalitos e granodioritos da região de São José dos Quatros Marcos. Números de ordem na Tabela 21.

Discute-se aqui apenas as duas óbvias possibilidades alternativas, a serem ratificadas futuramente com base em dados geocronológicos mais amplos e a geoquímica de elementos traços e menores:

- a) caráter cogenético de granitos 3b e tonalitos-granodioritos, os primeiros apenas representando fases finais de um magmatismo mais complexo, iniciado com manifestações tonalítico-granodioríticas; neste caso, não devem ser esperadas idades isocrônicas significativamente diferentes;
- b) granitos e tonalitos-granodioritos representando duas linhagens diferentes, afastadas genética e temporalmente entre si (ver Ítens VI.1 e VI.7).

A discussão precedente confirma, como conclusão geral, a existência de rochas granitóides com idades em torno de 1505 - 1470 ma., portanto anteriores às fases intrusivas representadas pelos granitóides rondonianos (TEIXEIRA & TASSINARI 1984).

Os estudos geológicos e geocronológicos desenvolvidos não identificaram na área estudada rochas granitóides mais jovens (e.g. 900 ma.), equivalentes às que na literatura são definidas como pertencentes na Suíte Intrusiva Guapé, ou semelhantes (BARROS et al. 1982).

V.5 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS RADIOMÉTRICOS K/Ar EM GNAISSES CINZENTOS TONALÍTICOS E ANFIBOLITOS

As determinações K/Ar em anfibólios e biotitas efetuadas nos gnaisses cinzentos tonalíticos do ponto 62 (Figura 4), apresentam um consistente padrão de idade, variando entre 1581 e 1505 ma. (Tabela 22).

Observa-se, com regularidade, que na mesma amostra

Tabela 22 - Dados analíticos K/Ar em Gnaisses Cinzentos (tonalíticos) da região de São José dos Quatro Marcos.

Número de Ordem	Número de Campo*	Número de Laboratório	Classificação Petrográfica	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ rad (ccSTP/g)x10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade(MA)
1	MAC-62B	5352	Biotita Hornblenda Gnaiss	Biotita	5,2135	497,00	1,08	1549 $\pm$ 29
2	MAC-62B	5354	Biotita Hornblenda Gnaiss	Anfibólio	1,0282	98,43	6,09	1553 $\pm$ 34
3	MAC-62C	5355	Hornblenda gnaiss c/biotita	Anfibólio	1,3005	113,57	4,94	1460 $\pm$ 47
4	MAC-62C	5381	Hornblenda gnaiss c/biotita	Biotita	6,5181	603,19	1,07	1519 $\pm$ 41
5	MAC-62D	5357	Biotita gnaiss c/Hornblenda	Anfibólio	1,0485	193,93	15,97	1581 $\pm$ 44
6	MAC-62D	5359	Biotita gnaiss c/Hornblenda	Biotita	6,3714	581,71	4,05	1505 $\pm$ 43

* As amostras são todas do ponto 62, Figura 4.

Constantes: %K⁴⁰ em K^{total} = $1,167 \times 10^{-2}$

$$\lambda_B = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_K = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36} = 295,5$$

$$K^{39} = 93,258\%$$

as idades mais antigas são as dos anfibólitos. Como esperado, as biotitas coexistentes definem idades mais jovens. Uma exceção ocorre na amostra MAC 62c, onde o anfibólito aparece com granulação muito fina e intercrescido com biotita e plagioclásio, mostrando idades menores que as da biotita associada.

Nove amostras de anfibolitos, coletadas na área deste trabalho e regiões vizinhas (Figuras 2 e 4, ver também Item IV.3.4), tiveram suas idades radiométricas K/Ar determinadas. Os resultados são apresentados na Tabela 23.

Observa-se um padrão coerente de idades K/Ar, a grande maioria situada por volta de 1500 ma. Uma exceção é a amostra MAC 59, que apresentou uma idade de 1404 ± 42 ma.

Algumas considerações podem ser feitas a respeito das idades K/Ar apresentadas. No caso dos anfibolitos, as amostras foram coletadas numa área relativamente grande (Figura 2), e devem significar um padrão de idades K/Ar de cunho regional. Anfibolitos, por outro lado, são encontrados como enclaves em granitóides e gnaisses cinzas. As idades K/Ar dos gnaisses cinzentos tonalíticos e dos anfibolitos são muito semelhantes, da ordem de 1500 ma., que é, por sua vez, muito similar à idade Rb/Sr isocrônica de pelo menos parte dos granitóides (Figuras 21, 22 e 23).

O consistente padrão de idades K/Ar, obtido nas diversas litologias, identifica a época do resfriamento e/ou do soerguimento regional, ocorrido após a colocação dos granitóides intrusivos, por volta de 1500 ma.

Comparações entre as idades ora apresentadas (Tabelas 22 e 23), com as citadas em trabalhos anteriores (Tabela 14), tornam-se difíceis, principalmente pela distribuição amplamente regional das amostragens precedentes. O complexo cristalino não teve necessariamente a mesma evolução geotectônica em toda borda meridional do Craton Amazônico. Estudos geocronológicos, com atenção mais voltada às questões lito-estratigráficas, poderão resolver as questões ora pendentes.

Tabela 23 - Dados analíticos K/Ar em rochas anfibolíticas do embasamento regional da região de São José dos Quatro Marcos, Araputanga e Cachoeirinha.

Número de Ordem	Número de Campo*	Número de Laboratório	Classificação Petrográfica	Material Analisado	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (ccSTP/g)x10 ⁻⁶	%Ar _{atm}	Idade (MA)
1	MAC-07	4970	Horn.Anfibolito c/diops.	Anfibólio	0,7309	68,67	4,18	1535 $\pm$ 47
2	MAC-08	4972	Horn.Anfibolito c/diops.	Anfibólio	0,3311	30,20	15,79	1503 $\pm$ 42
3	MAC-34d	4973	Hornblenda Anfibolito	Anfibólio	0,7472	65,45	4,51	1463 $\pm$ 41
4	MAC-51b1	4976	Diopsídio Horn.Anfibolito	Anfibólio	0,2192	18,98	21,53	1453 $\pm$ 50
5	MAC-51b2	4977	Hornblenda Anfibolito	Anfibólio	0,3070	27,90	11,47	1503 $\pm$ 82
6	MAC-44	4996	Diopsídio Horn.Anfibolito	Anfibólio	1,0646	99,39	3,28	1527 $\pm$ 35
7	MAC-66.2	5126	Hornblenda Anfibolito	Anfibólio	0,6604	60,97	2,80	1516 $\pm$ 40
8	MAC-59	5127	Hornblenda Anfibolito	Anfibólio	0,2692	22,23	7,33	1404 $\pm$ 42
9	MAC-89.2	5128	Diopsídio Horn.Anfibolito	Anfibólio	1,2180	111,48	1,97	1507 $\pm$ 37

* A localização das amostras apresenta-se na Figura 4.

Constantes: %K⁴⁰ em K^{total} = $1,167 \times 10^{-2}$

$\lambda_B = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

$\lambda_K = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

Ar⁴⁰/Ar³⁶ = 295,5

K³⁹ = 93,258%

CAPÍTULO VI

RESUMO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos capítulos anteriores foi apresentado o arcabouço descritivo e experimental que permite, agora, realizar algumas discussões de caráter geral, em parte especulativas. Para facilidade do leitor, começa-se esta parte com um breve resumo das características petrográficas, que foram amplamente descritas no Capítulo IV.

VI.1 - RESUMO PETROGRÁFICO

Descreve-se na região de São José dos Quatro Marcos e vizinhanças uma grande variedade litológica de rochas ígneas e metamórficas. Estas litologias, agrupadas em domínios, estão representadas no mapa do Anexo 1. Destacam-se como variedades metamórficas: gnaisses cinzentos e róseos, granulitos, anfibolitos e rochas calco-silicáticas, e como variedades ígneas: dioritos, granitóides e riólitos. Regionalmente, observam-se nestas rochas leves efeitos retrogressivos identificados pela saussuritização dos plagioclásios, cloritização da biotita e hornblenda e uralitização nas variedades com piroxênio. Feição por outro lado comum em granitóides e também em gnaisses cinzentos é a associação biotita-prehnita.

As principais características das variedades litológicas da região de São José dos Quatro Marcos estão sumarizadas

a seguir.

Os *gnaisses cinzentos* são constituídos por oligoclásio, quartzo e mais raramente microclínio. Possuem composição predominante tonalítica e mais raramente granodiorítica, conforme observado no Ítem IV.3.1. Trata-se de rochas polideformadas, por vezes com padrões muito complexos de dobramento, que também são encontradas como enclaves nos granitóides da região. Os máficos mais comuns nos *gnaisses* são hornblenda e biotita, geralmente cloritizadas, que ocorrem em proporções muito variadas. Sericita, carbonatos, clorita e epídoto são produtos de alteração. Como acessórios destacam-se apatita, opacos, titanita, allanita e zircão. Em contraposição, os *gnaisses róseos* que aparecem apenas na parte setentrional da área mapeada, são rochas composicionalmente graníticas, nas quais predomina o microclínio. A estrutura é oftalmítica-cataclástica, com os cristais maiores de microclínio alinhados e orientados, colocados em matriz de granulação mais fina, também orientada.

Algumas raras ocorrências de rochas metamórficas com ortopiroxênio encontradas na área foram, neste trabalho, denominadas de *rochas granulíticas*. A paragênese principal está constituída por andesina, hiperstênio, diopsídio e quartzo, sobre os quais cresce, de maneira poiquilítica, hornblenda em parte alterada.

Os *anfibolitos*, encontrados como enclaves e blocos isolados, são litologias muito comuns na região. A W, constituem corpo de dimensões regionais (Anexo 1). Hornblenda e andesina (e/ou labradorita) são os principais constituintes. Diopsídio, quartzo e particularmente microclínio e biotita são minerais subordinados. Como opacos destacam-se magnetita e pirita. Sericita, epídoto e carbonatos são minerais de alteração.

Algumas ocorrências de rochas *calco-silicáticas* aparecem como pequenos domínios isolados. São rochas bandadas constituídas principalmente por hornblenda, plagioclásio (labradorita), diopsídio e epídoto. São texturalmente muito complexas. O

epídoto forma juntamente com o plagioclásio leitos disruptos e boudinados, gerando massas de aspecto nodular (Figura 14). O plagioclásio está intensamente saussuritizado e alguma calcita pode estar presente.

Apenas uma ocorrência de *diorito* foi encontrada. São rochas constituídas principalmente por andesina e hornblenda. Quartzo e biotita são minerais bastante subordinados. Como acessórios destacam-se opacos, titanita e apatita, esta última muito freqüente e homogeneamente distribuída.

Os *granitóides*, representados na região por onze facies diferentes, foram classificados como tonalitos, granodioritos, granitos 3b e granitos 3a. Os minerais predominantes são quartzo, oligoclásio e microclínio. Destacam-se, como máficos, biotita e hornblenda e, como acessórios, opacos, allanita e titanita.

A íntima associação entre os vários tipos de granitóides sugere relações de natureza genética; os dados modais representados no diagrama Felspato Alcalino-Quartzo-Plagioclásio (Figura 15), espalham-se reproduzindo tendências *calco-alcalinas de baixo a médio-K* (tonalítica-granodiorítica), como definidas por LAMEYRE & BOWDEN 1982 (ver Figura 25 e comparar com Figura 15).

Os *tonalitos* são constituídos por andesina (e menos freqüentemente por oligoclásio), quartzo e microclínio, este ocorrendo raramente. Como minerais máficos destacam-se biotita, hornblenda, opacos, zircão, allanita e titanita. Sericita, carbonatos, epídoto e clorita são produtos de alteração, particularmente de plagioclásio e biotita. Ocorre ainda prehnita com estrutura "bow tie".

Os *granodioritos* têm no oligoclásio o seu principal constituinte, seguido de quartzo e microclínio. Dos minerais máficos, a biotita é o mais comum, enquanto que a hornblenda é rara ou ausente. Opacos, titanita, zircão, allanita são minerais acessórios. Sericita, carbonatos, epídoto, prehnita e clorita são

Figura 25 - Tendências calco-alkalinas de variação em diagramas modais QAP para granitóides, segundo LAMEYRE & BOWDEN 1982 (*a* - calco-alkalina tonalítica-trondhjemitica ou de baixo K; *b* - calco-alkalina granodiorítica ou de médio K; *c* - calco-alkalina monzonítica ou de alto K).

produtos de alteração.

Os *granitos 3b* são constituídos principalmente por microclínio e quartzo com oligoclásio subordinado. Biotita é o mineral ferromagnesiano mais frequente e hornblenda é raríssima. Opacos, titanita, allanita e zircão são minerais acessórios, podendo ocorrer ainda alguma fluorita, granada e muscovita. Como minerais de alteração aparecem sericita, carbonatos, epídoto, prehnita e clorita.

Nos *granitos 3a*, predomina o microclínio, acompanhado de quartzo e oligoclásio (muito subordinado). Observa-se ainda a presença de biotita, além de zircão, titanita, allanita, opacos e, muito raramente, granada. Sericita, epídoto e clorita são minerais secundários.

Riólitos, só encontrados num local, são rochas porfiríticas constituídas por feldspato potássico, plagioclásio (ambos muito alterados) e quartzo. Destaca-se, na matriz, a textura esferulítica. Como minerais acessórios aparecem opacos, zircão e apatita. Epídoto e clorita são minerais de alteração.

VI.2 - O MAPA DE DOMÍNIOS PETROGRÁFICOS

Nas áreas fortemente intemperizadas e com falta de afloramentos adequados, fica extremamente dificultada ou até impossibilitada a realização de mapeamentos geológicos de detalhe. A escassez de dados geológicos pode ser, nesse caso, melhor registrada quando se opta por identificar apenas os "domínios petrográficos", definidos por neles prevalecer, determinado tipo litológico.

O mapa de domínios petrográficos deve ser interpretado com muita cautela, pelas seguintes razões:

- a) por um lado, o mapa pretende transmitir apenas observações petrográficas, reduzindo drasticamente as interpretações;
- b) por outro, os limites dos domínios só podem ser definidos de maneira aproximada e suas relações geométricas mútuas não podem, portanto, ser utilizadas para deduzir idades relativas ou padrões estruturais.

As interpretações estratigráficas e estruturais de verão estar, em consequência, fortemente baseadas nos seguintes argumentos:

- a) observações locais, das quais devem ser extrapoladas, com o devido cuidado, relações mais gerais (e.g. Figura 20).
- b) interpretações baseadas no padrão textural e/ou de deformação das rochas (e.g. ortognaisses ou "granitóides pré-tectônicos" são anteriores a granitóides maciços vizinhos).
- c) embora arriscadas, interpretações baseadas na possível história evolutiva das rochas (e.g. rochas calco-silicáticas, deformadas e metamorfasadas, supostas posteriores a gnaisses polideformados do embasamento).

O mapa de domínios petrográficos é portanto uma tentativa de representar planimetricamente a distribuição dos tipos litológicos. Em áreas de geologia complexa, o próprio mapa encarregar-se-á de transmitir principalmente observações - e poucas inferências - e de alertar para as ousadias que inevitavelmente são perpetradas quando se parte para interpretações geológicas de maior abrangência.

VI.3 - SEQUÊNCIA LITO-ESTRATIGRÁFICA

Como afirmado no Ítem anterior, é difícil extrair conclusões gerais dos mapas apresentados, já que as observações geológicas são apenas pontuais; delas devem ser derivados os fundamentos para as conclusões mais gerais.

Um exemplo de afloramento, por demais instrutivo, está representado no desenho esquemático da Figura 20, que retrata parte de um lajedo constituído principalmente por granitóides cinzas (tonalitos e/ou granodioritos), no qual se encontra um enclave de dimensões métricas de gnaiss cinzento, apenas parcialmente reproduzido. O conjunto, que contém enclaves de anfibolito, é cortado por veios e diques de granitóides róseos e pegmatitos.

As relações de idades são muito claras. A manifestação derradeira é obviamente a do veio de pegmatito (com quarzto, microclínio e muscovita). Na ordem de idades, do mais jovem para o mais antigo, seguem os granitóides róseos, os granitóides cinzentos e finalmente os gnaisses cinzentos.

A observação dos enclaves anfibolíticos sugere histórias mais complexas. Os anfibolitos contidos nos gnaisses cinzentos como veios e bandas concordantes, representam provavelmente níveis de rochas meta-básicas e, em alguns casos, de rochas meta-sedimentares; em outros pontos, são observados frequentemente fragmentos e "boudins" de anfibolitos, concordantes com a foliação dos gnaisses. Não se descarta a possibilidade de que alguns enclaves em gnaisses cinzentos sejam, de fato, verdadeiros xenólitos de rochas meta-básicas, englobadas pelos possíveis precursores magmáticos dos gnaisses cinzentos.

A esta provável "primeira geração" de *anfibolitos 1* sucede-se outra, a dos *anfibolitos 2* contidos nos granitóides (cinzentos e róseos; e.g. Ponto 124, Figura 4). No Ponto 124 os enclaves anfibolíticos estão colocados em rocha tonalítica-granodiorítica, consti

tuindo, o conjunto, um enclave composto de maior tamanho, em forma de "gota" (Figura 20).

Esta interpretação indica que devem existir, provavelmente, pelo menos duas gerações de rochas anfibolíticas (e suas respectivas rochas precursoras), a primeira ligada à história complexa do embasamento e a segunda de idade pré-granitóides cinzentos e pós-embasamento gnáissico. Fica também claro que devem existir várias gerações de invasões granitóides cinzentos, todas elas, entretanto, anteriores à colocação das manifestações róseas (Figura 20).

Esta seqüência lito-estratigráfica constitui uma *coluna geral*, confirmada e observada (geralmente, de maneira apenas parcial) em muitos pontos visitados. Esta coluna apresenta-se na Tabela 24, como marco central de referência. Cabe agora localizar temporalmente as outras litologias.

Os *vulcanitos* são prováveis constituintes de um dique (ou corpo geológico menor), aflorando em área dominada por blocos isolados de granitóides róseos; são, portanto, provavelmente posteriores a esses granitóides.

As *rochas calco-silicáticas* aparecem principalmente como três pequenos domínios espalhados pela área mapeada. Localizam-se em regiões dominadas por granitóides (cinzentos e róseos). Estão fortemente deformadas, mas com padrões diferentes dos apresentados pelos gnaisses. São rochas evidentemente supra-crustais, colocadas (e posteriormente metamorfisadas e deformadas) sobre um embasamento já constituído. Sugere-se, portanto, que são rochas pelo menos posteriores aos gnaisses cinzentos e róseos (ver Ítems VI.6, VI.9 e VI.10).

Os *gnaiesses róseos* são provavelmente rochas granitóides porfíricas deformadas, a julgar pela mineralogia e textura (ver Ítem IV.3.2). Nas vizinhanças, encontram-se granitóides maciços em aparente contato (intrusivo ?) com os gnaisses róseos (Anexo 1). Estes gnaisses róseos devem ser, em consequência, anteriores a esses granitóides, representando uma geração de "granitos

Tabela 24 - Relações lito-estratigráficas da região de São José dos Quatro Marcos.

Unidades informais COM relações estratigráficas.	Unidades informais SEM relações estratigráficas.	Idade Absoluta.	Litologias	Relações Gerais.	Enclaves.
-	Rochas vulcânicas.	-	Riólitos.	Supra-crustais em afloramentos isolados, sem relações de contato: <u>p</u> ós-gra nitóides róseos (?).	-
Rochas Pegmatóides.	-	-	Pegmatitos (veios e lentes, pouco abundantes).	Intrusivos em granitóides e gnaisses.	-
Granitóides Róseos.	-	Isócrona Rb/Sr com 1472 ± 19 ma.	Granitos 3b e 3a (veios, lentes e corpos menores).	Intrusivos em gnaisses cinzentos, <u>gr</u> nitóides cinzas e anfibólitos.	Enclaves decimétricos de anfibo litos 2 e gnaisses cinzentos.
Granitóides Cinzas.	-	-	Tonalitos e granodioritos (e dioritos ?), veios, lentes, corpos menores; vá rias gerações.	Intrusivos em gnaisses cinzentos e anfibólitos.	Enclaves decimétricos de anfibo litos 2 e gnaisses cinzentos.
Anfibólitos 2.	-	Idades K/Ar da or dem de 1500 ma.	Hornblenda anfibólitos, diopsídio-horn blenda anfibólitos, hornblenda anfibo litos com diopsídio.	Corpo maior: em gnaisses cinzen tos (?).	-
-	Rochas calco-silicáticas.	-	Diopsídio-hornblenda anfibólitos com epídoto, hornblenda-diopsídio anfiboli tos com epídoto.	Supra-crustais muito deformadas, - sem relações de contato.	-
-	Gnaisses Róseos (granitos pré-tectônicos ?).	-	Biotita-hornblenda gnaisses e biotita gnaisses com hornblenda.	Granitóides porfiríticos pré-tectôni cos, sem relações de contato (?).	-
Gnaisses Cinzentos (compo sição tonalítica-granodio ritica) + Anfibólitos 1 + Granulitos (?).	-	Isócrona Rb/Sr com 1971 ± 70 ma. Idades K/Ar da or dem de 1500 ma.	Hornblenda-biotita gnaisses, biotita- hornblenda gnaisses, biotita gnaisses e hornblenda gnaisses. Hornblenda anfibólitos, diopsídio- hornblenda anfibólitos, hornblenda an fibólitos com diopsídio. Diopsídio-hiperstênio granulitos	Muito deformados, com lentes de anfi bólitos 1.	Enclaves decimétricos a métricos de anfibólitos em gnaisses cin zentos ("boudins").

pré-tectônicos", com história evolutiva, portanto, ligada diretamente ao embasamento gnáissico.

As três ocorrências de *granulitos* estão posicionadas no domínio petrográfico dos gnaisses cinzentos (Anexo 1); em bora seja difícil fazer interpretações, estas rochas de alto grau devem ser remanescentes de eventos de "granulitização", possivelmente anteriores aos eventos de recristalização, dos quais se derivam os gnaisses cinzentos (e outras rochas do embasamento gnáissico).

Pouco pode ser dito sobre a idade do corpo anfibolítico maior (Anexo 1). Trata-se de manifestação de grande porte, de provável origem ígnea, que parece estender-se por vários quilômetros, fazendo parte de um corpo anfibolítico de expressão regional (mapeado como tal por FIGUEIREDO et al. 1974 e BARROS et al. 1982). As indicações da existência deste corpo (e.g. solo avermelhado) no mapa do Anexo 1, estendem-se como comprida faixa, que es tã, para E, em contato aparente com variadas litologias (gnaisse cinzas, granitóides maciços e granitóides deformados). Frente a estes argumentos cabem duas interpretações cronológicas:

- a) o corpo ígneo precursor do anfibolito é anterior aos granitóides (portanto, intrusivo nos gnaisses cinzas e posteriormente metamorfoisado e deformado).
- b) o corpo ígneo básico é posterior aos granitóides, como parece sugerir o mapa do Anexo 1, a julgar pelo traço dos domínios pe trográficos (*aquela* que limita o corpo de anfibolito parece *cortar* os outros domínios).

Esta última interpretação, contudo, deve ser rejeitada, já que supõe posterior metamorfismo do corpo básico, metamorfismo este que não afetaria os granitóides vizinhos, hoje ainda maciços. Por outro lado, as idades K/Ar dos anfibolitos (idade de resfriamento) concordam com as idades Rb/Sr dos granitóides (de formação e/ou de colocação), ambas situadas por volta de 1500 ma.

Estas observações fornecem subsídios para completar, de forma tentativa, a coluna estratigráfica da Tabela 24.

VI.4 - OS GNAISSES CINZAS E RÓSEOS

Os *gnai*sses cinzentos foram considerados como uma unidade, embora sejam complexos do ponto de vista petrográfico. A parecem polideformados e são os mais prováveis candidatos para representar o embasamento mais antigo da região. São, por um lado, o assoalho para depósitos de cobertura (e.g. rochas calco-silicáticas) e, por outro, rocha encaixante para invasões de magmas granitóides (nos quais aparecem, freqüentemente, gnaisses cinzentos como enclaves). As foliações (bandamento) predominante são N40-70E e N40-50W. A última direção coincide, grosseiramente, com o "trend" de foliação estratiforme encontrado nas unidades bolivianas (granulitos e paragneisses transamazônicos e San Ignacio, conforme LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981).

A idade isocrônica Rb/Sr, da ordem de 2000 ma. (Ítem V.3), pode ser em parte contestada, já que a isócrona foi construída inteiramente com pontos caracterizados por baixas razões isotópicas. De qualquer maneira, a idade mínima destes gnaisses é superior aos 1472 ± 19 ma. encontrados para os granitóides róseos (Ítem V.4.1).

Os gnaisses cinzentos são citados em várias regiões da Amazônia e considerados partes integrantes do Complexo Xingu (e.g. SILVA et al. 1974; SANTOS et al. 1979; CUNHA et al. 1981; ARAÚJO et al. 1982; BARROS et al. 1982; DEL'ARCO et al. 1982). Desconhece-se, por enquanto, o significado petrológico destas rochas, e parece prematuro fazer comparações definitivas com os gnaisses cinzentos aqui descritos (ver Ítem IV.3.1).

Em áreas arqueanas de escudos do mundo inteiro, são

descritos "grey gnaisses" como unidades lito-estratigráficas características (e.g. BARKER et al. 1979; BRIDGWATER et al. 1978 ; COLLERSON & BRIDGWATER 1979; COLLERSON et al. 1976; GLICKSON & SHERATON 1972; HALL & FRIEND 1983; HUNTER et al. 1978; KRÖNER 1981; MARTIN et al. 1983; MCGREGOR 1979; ROLLINSON & WINDLEY 1980; SENGUPTA et al. 1983). Os "grey gnaisses" são rochas bandadas, com histórias polimetamórficas e composição tonalítica predominante. Caracterizam-se em geral por apresentarem razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} muito baixas. Existem algumas semelhanças entre estas rochas arqueanas e os gnaisses cinzentos da região de São José dos Quatro Marcos. Ambos os tipos são tonalíticos, e os gnaisses da área em estudo são caracteristicamente muito pobres em Rb, sugerindo formação a partir de material muito primitivo (manto ou crosta inferior) . Comparações entre os gnaisses cinzentos de São José dos Quatro Marcos com os "grey gnaisses" típicos, ficam na dependência de maiores esclarecimentos geoquímicos e geocronológicos.

Os *gnaiesses róseos* são o provável resultado do metamorfismo de antigos granitos porfiríticos. Na região amazônica, são comuns as referências a granitóides porfiríticos, tipicamente encontrados como manifestações (sin- ou pós-tectônicas ?) atribuídas ao Complexo Xingu (e.g. SCHOBENHAUS et al. 1984) mas, por outro lado, são muito escassas as informações sobre gnaisses róseos com estruturas ofthalmíticas-cataclásticas. A foliação predominante é N50-80W.

VI.5 - OS ANFIBOLITOS

Anfibolitos podem originar-se por metamorfismo ora de rochas ígneas básicas intrusivas ou supracrustais (orto-anfibolitos), ora de rochas sedimentares de composição adequada (para-anfibolitos). As conotações paleogeográficas e geotectônicas são, em ambos os casos, drasticamente diferentes. Importa, portanto, especular sobre a possível rocha original dos anfibolitos observa

dos na área.

Os critérios para reconhecer possíveis origens são fundamentalmente dois, baseados em parâmetros químicos e mineralógico-estruturais. Os orto-anfibolitos reproduzem o quimismo de elementos maiores, menores e traços típicos das rochas básicas (basaltos, diabásios e gabros), que pode ser detectado em diagramas simples de variação. Anfibolitos com tendências químicas diferentes às das rochas básicas devem ser, portanto, para-anfibolitos.

Em muitos casos, o metamorfismo não elimina por completo algumas características mineralógicas ou estruturais (e.g. "pillows" preservadas, bandado petrográfico recorrente e contrastado indicando a presença pretérita de acamamento sedimentar, etc.). Do ponto de vista mineralógico, a abundância de minerais opacos (magnetita e/ou ilmenita) de muitos basaltos e gabros pode ser refletida na abundância paralela desses minerais nos produtos metamorfizados.

A observação da mineralogia (Tabela 7) e das texturas e estruturas sugere que a maioria dos anfibolitos encontrados na área pesquisada (Anexo 1) são provavelmente orto-anfibolitos. Trata-se de rochas foliadas, não bandadas, que apresentam piroxênio em alguns casos (e.g. enclaves nos pontos 89, 66 e 124; blocos isolados no ponto 59; Figura 4, e nos pontos 7, 8, 34 e 51; Figura 3). Prováveis para-anfibolitos, encontrados menos frequentemente, diferenciam-se dos anteriores por apresentar pelo menos uma das características seguintes: bandado regular (dobrado ou não) de provável origem sedimentar; proporções minerais incompatíveis com derivação de rochas básicas (e.g. rochas com abundante biotita lamelar; porcentagens significativas de quartzo). Estas rochas são encontradas nos pontos 102 e 103 (Figura 4). e nos pontos 44 e 51 (amostras 51b2; Figura 3). Em alguns pontos visitados (e.g. pontos 51; amostras 51b1 e 51b2, e 124) orto- e para-anfibolitos parecem coexistir como blocos isolados, em lentes e enclaves englobados por outras litologias.

Um caso algo especial de orto-anfibolito é o mela-

anfibolito encontrado no Ponto 51 (amostras 51b1, Tabela 7, Figura 3). É uma rocha maciça, quase ultramáfica, provavelmente derivada de rochas ígneas melanocráticas pré-existentes (e.g. melagabro; hornblendito ?).

VI.6 - AS ROCHAS CALCO-SILICÁTICAS

As rochas calco-silicáticas, presentes na região, estão constituídas por uma alternância de bandas, nas quais a mineralogia básica é representada por labradorita, hornblenda, diopside e epidoto. Quartzo é raro ou inexistente e a prehnita e a grossulária estão ausentes. A hornblenda, poiquiloblástica, é, pelo menos em parte, posterior aos demais minerais. Os nódulos de epidoto são praticamente monominerálicos (Ítem IV.3.5).

Esta mineralogia define claramente o quimismo das rochas originais: foram margas e/ou rochas carbonáticas "impuras", pobres em álcalis e com combinações adequadas de CaO , MgO , SiO_2 , $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3$ e Al_2O_3 . Do ponto de vista sedimentológico, devia predominar nestas rochas o componente de precipitação química (carbonatos e sílica, precipitada como "chert"), com pouca participação do componente epiclastico (provavelmente argilo-minerais (?), para justificar a presença de Al_2O_3 no sistema químico).

Caso algo diferente é o dos nódulos ricos em epidoto. O quimismo do epidoto (por presença de Ca , Al , Fe^{3+} e Si) indica que o material original era constituído provavelmente por nódulos e/ou bandas mais ricas em Fe e mais pobres em Mg (associação de Fe -calcita e/ou siderita + calcita, com sílica e argilo-minerais). Nódulos semelhantes foram descritos por PERCIVAL & HELMSTAEDT (1978), numa sequência metamorfisada de arenitos e folhelhos, do Devoniano inferior de New Brunswick, Canadá. Estes nódulos são supostos de origem diagenética e agora mostram epidoto e quartzo como minerais principais, com prehnita e tremolita como

fases subordinadas. Esses autores propõem as seguintes reações para a cristalização do epídoto, que podem também ser aplicadas, com pequenas modificações, ao caso em discussão:

onde a reação (a) representa a oxidação de siderita (ou do componente siderítico da calcita) para óxido férrico, e a reação (b) a posterior cristalização do epídoto, por reações entre calcita, óxido férrico, sílica e caolinita.

As bandas com labradorita, diopsídio, epídoto e hornblenda podem ser interpretadas à luz das reações estabelecidas para os sistemas $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ e $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (e.g. WINKLER 1977; SKIPPEN 1974; STORRE & NITSCH 1972; GORDON & GREENWOOD 1971), que são representações simplificadas de margas e rochas carbonáticas impuras. Nesses sistemas, epídoto é substituído por zoisita, plagioclásio por anortita, e a hornblenda (inadequadamente !) por tremolita (que é mineral que cristaliza a temperatura menores). As reações de interesse aparecem listadas na Tabela 25, e são representadas na Figura 26, para 2 Kb (pressão total igual à pressão de fluidos) e no espaço T-X_{CO_2} . A aplicação ao caso em estudo é imediata. A mineralogia encontrada nas bandas descritas só é estável, nesses sistemas químicos, a baixas X_{CO_2} (e.g. 0,1 ou menor). A ausência de prehnita identifica, para 2 Kb, temperaturas mínimas de 430 - 450° C, já que a prehnita só é estável abaixo do ponto invariante II. A associação epídoto-labradorita-diopsídio (± hornblenda) sugere temperaturas máximas similares às do ponto invariante III, da ordem de 500-520° C (Figura 26). À pressões maiores, as temperaturas são mais elevadas. Dados experimentais, citados em WINKLER (1977, p. 108) indicam que as temperaturas estimadas da Figura 26 devem ser aumentadas em 80° C (para pressões de 4 Kb) ou 150° C (para 6 Kb); parte desses incrementos, no entanto, são anulados pela presença de

Tabela 25 - Reações metamórficas em margas e dolomitos impuros (WINKLER 1977. À direita, as associações estáveis a X-CO₂ mais altas ou T mais altas).

- (1) 1 grossulária + 1 quartzo = 1 anortita + 2 wollastonita.
- (2) 1 calcita + 1 quartzo = 1 wollastonita + 1 CO₂
- (3) 1 anortita + 2 calcita + 1 quartzo = 1 grossularia + 2 CO₂
- (4) 1 anortita + 1 calcita + 1 wollastonita = 1 grossulária + 1 CO₂
- (6) 2 zoisita + 5 calcita + 3 quartzo = 3 grossulária + 5 CO₂ + 1 H₂O
- (8) 4 zoisita + 1 quartzo = 1 grossulária + 5 anortita + 2 H₂O
- (9) 2 zoisita + 1 CO₂ = 1 calcita + 3 anortita + 1 H₂O
- (10) 6 zoisita = 6 anortita + 2 grossulária + 1 corindon + 3 H₂O
- (11) 2 zoisita + 2 calcita = 2 grossulária + 1 corindon + 2 CO₂ + 1 H₂O
- (12) 3 calcita + 3 anortita = 2 grossulária + 1 corindon + 3 CO₂
- (14) 5 prehnita = 2 zoisita + 2 grossulária + 3 quartzo + 4 H₂O
- (15) 1 prehnita + 1 calcita = 1 grossulária + 1 H₂O + 1 CO₂
- (16) 3 prehnita + 2 CO₂ = 2 calcita + 2 zoisita + 3 quartzo + 2 H₂O
- (17) 1 tremolita + 1 calcita + 1 quartzo = 1 diopsídio + 5 CO₂ + 1 H₂O

Fórmulas de alguns minerais: grossulária: Ca₃Al₂(SiO₄)₃; prehnita: Ca₂{(OH)₂|Al₂Si₃O₁₀};
zoisita: Ca₂Al₃{O(OH)SiO₄|Si₂O₇}; tremolita: Ca₂Mg₅{(OH)₂|Si₈O₂₂}.

Figura 26 - Curvas aproximadas de estabilidade para as reações (identificadas por números) representadas na Tabela 25, para 2Kb de pressão de fluidos ($H_2O + CO_2$), no sistema $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 - (Al_2O_3)$. As composições das fases minerais são representadas no triângulo $CaO - MgO - SiO_2$; triângulos menores identificam as associações estáveis em alguns dos campos limitados pelas curvas de reação. Para fontes e discussão, ver texto. An: anortita; Cc: calcita; Di: diopsídio; Do: dolomita; Fo: forsterita; Gr: grossulária; Pr: prehnita; Q: quartzo; Tr: tremolita; Zo: zoisita.

Fe^{2+} no sistema, já que é sabido que esse elemento, nos silicatos magnesianos, deprime por vezes significativamente as temperaturas de estabilidade. Portanto, pode ser estabelecido o seguinte esquema de cristalização, a título informativo, para a associação labradorita-epídoto-diopsídio ($\pm$ hornblenda), supondo decrêscimo de $20 - 30^\circ \text{C}$ por influência de Fe^{2+} nos silicatos:

2 Kb pressão total (6 Km profundidade):

T mínima de 430°C , máxima de 500°C .

4 Kb pressão (12 Km):

T mínima de 480°C , máxima de 550°C .

6 Kb pressão (18 Km):

T mínima de 550°C , máxima de 620°C .

Não há dúvida de que as rochas calco-silicáticas se adaptaram à invasão dos granitóides. As temperaturas indicadas são, portanto, as que prevaleciam na rocha encaixante na época do evento magmático de 1500 ma.

É interessante especular sobre a profundidade à qual foi realizado o metamorfismo e que é também a profundidade de colocação dos granitóides. É possível calcular vários "gradientes térmicos", tomando como base a temperatura estimada, para o metamorfismo das rochas calco-silicáticas, e dividindo pelas profundidades correspondentes. As várias estimativas obtidas são, então, as seguintes:

2 Kb (6 Km de profundidade), gradiente médio de $70-80^\circ \text{C/Km}$;

4 Kb (12 Km de profundidade), gradiente médio de $40-46^\circ \text{C/Km}$;

6 Kb (18 Km de profundidade), gradiente médio de $30-34^\circ \text{C/Km}$.

Os valores obtidos são artificialmente altos, já que retratam um gradiente de *resfriamento* de prováveis anomalias térmicas, representadas pelas invasões de granitóides, e não um gradiente *geo*

térmico médio. Os aspectos estruturais, citados no Ítem VI.7 (ver também Figura 27) indicam que os granitóides mais tardios colocaram-se, com certeza, em rochas encaixantes (em parte granitóides prévios) de comportamento rúptil. Este comportamento não é necessariamente incompatível com a colocação de magmas em profundidades significativas. Pequenas massas magmáticas como as que são supostas no esquema da Figura 27, passam rapidamente, por resfriamento súbito, do estado plástico ao rúptil.

Em função desta discussão prefere-se aceitar como mais prováveis profundidades do metamorfismo das rochas calco-silicáticas, valores da ordem de vários Km (≥ 6 Km).

VI.7 - AS ROCHAS GRANITÓIDES

As rochas granitóides são tonalitos, granodioritos e granitos 3b e 3a; dioritos são muito raros. No campo, alternam-se matacões das várias facies, sem aparente controle estrutural ou padrão de zonalidade. Em muitos dos pontos visitados, os granitos 3a e 3b são encontrados apenas como manifestações menores (e.g. veios), cortando tonalitos e granodioritos (ver Ítem IV.3.7).

Poucas são as conclusões que podem ser formuladas a partir destas observações. Em primeiro lugar, cabe pouca dúvida acerca da origem magmática destes granitóides (e.g. veios, enclaves, etc), tendo-se colocado como rochas intrusivas em gnaisses do embasamento (e rochas associadas). Não se conhece a forma dos corpos; o padrão de afloramentos não é compatível com a existência de maciços circunscritos, mas apenas com a de corpos pequenos (lenticulares ?, irregulares ?), litologicamente variados, provavelmente relacionados de maneira complexa, por interdigitações, com a rocha encaixante.

Com base nestas observações, apresenta-se, na Figu

ra 27, um esquema compatível com as observações de campo, para o qual é suposta uma invasão sequenciada de pequenas massas magmáticas (de tonalitos iniciais para granitos 3b e 3a finais), num regime ligeiramente tensional. Fraturas nos granitoides, nesses sistemas, tendem a se formar facilmente, já que os magmas (total ou só parcialmente fundidos) resfriam-se rapidamente em função do pequeno volume. O resultado final é, no nível presente de erosão, um corpo com aspecto de "mega-agmatito" (utilizando a analogia proposta por H.SCHORSCHER, com. pessoal). Não é fácil deduzir a proveniência dos magmas. Pelas baixas razões iniciais e as características geológicas, originam-se provavelmente por fusão sequenciada (anatexia) de rochas crustais primitivas. Nesse caso, tratar-se-ia de pequenos volumes de magmas anatéticos, que são rapidamente expelidos após a sua formação, e cujo súbito resfriamento impede longos deslocamentos verticais. Prefere-se este esquema, ao alternativo que supõe manifestações relacionadas com a atividade de uma cúpula magmática de dimensões maiores, ainda oculta em profundidade.

Embora não sejam conhecidas as relações genéticas entre tonalitos e granodioritos, por um lado, e granitos por outro, as características petrográficas sugerem que se trata de rochas integrantes de uma suíte calco-alcalina (ou várias suítes calco-alcalinas; ver Ítem VI.1), como sugerido pelo conjunto de modas (Figura 15).

A idade aproximada do "emplacement" dos granitoides é de 1500 ma. (isócronas Rb/Sr, Ítem V.4). Estas rochas não se colocam como "maciços circunscritos" e, portanto, seu padrão geológico de intrusão difere significativamente daquele que é proposto quase unanimemente para maciços proterozóicos da Amazônia Central (e.g. maciços das "suítes" pós-Uatumã), representadas em mapas como "maciços circunscritos" (ver discussão em SCHOBENHAUS et al. 1984).

Figura 27 - Desenho esquemático, mostrando uma seqüência de colocação de granitóides (tonalitos, granodioritos e granitos 3b e 3a), compatível com as evidências de campo (e.g. corpos pequenos, diques, lentes, etc.; localização controlada em parte por fraturas, principalmente no caso dos granitos 3b e 3a; etc.). *a*, *b* e *c* representam uma seqüência temporal: *d* é o nível atual de erosão. Supõe-se rocha encaixante rúptil (identificada pelo pontilhado), com controle estrutural de localização de magmas por fraturas reais ou virtuais (algumas das quais aparecem indicadas no desenho); as linhas curvas são horizontes de referência. A escala é apenas indicativa. Supõe-se no esquema uma área sujeita a fenômenos tensionais.

VI.8 - VULCANITOS

A única ocorrência de vulcanitos registrada na área (Anexo 1) reveste-se de importância, apesar de sua raridade, porque mostra a existência de vulcanismo ácido no Proterozóico Médio (idade inferior a 1500 ma. ?, ver Tabela 24). Ocorrências de maior importância são mapeadas, a 30-50 Km a N da presente área, com a denominação de Grupo Rio Branco (e.g. BARROS et al. 1982). Os vulcanitos aqui identificados estão provavelmente relacionados a esse evento vulcânico.

VI.9 - INTERPRETAÇÕES GEOTECTÔNICAS: UMA DISCUSSÃO PRELIMINAR

As discussões sobre as unidades geológicas na Amazônia Central limitam-se, por ora, em poucas hipóteses principais de interpretação geotectônica, baseadas predominantemente em datações geocronológicas e esboços geológicos regionais (devidos, principalmente, à atividade dos geólogos do Projeto RADAMBRASIL e do "Proyecto Precámbrico" boliviano).

A primeira hipótese, proposta por AMARAL (e.g. AMARAL 1974 ; AMARAL 1984), sugere que a região amazônica, já consolidada como craton, foi posteriormente afetada por três eventos tectônico-térmicos sucessivos de reativação (1700 - 1550 ma. Paraense; 1400 - 1250 ma. Madeirense; 1050 - 900 ma. Rondoniense).

A segunda hipótese, enunciada por CORDANI e colaboradores (e.g. CORDANI et al. 1979; TASSINARI et al. 1979) propõe a atuação de vários eventos geotectônicos, com formação de uma área estável central de "vocalção cratônica" e acreção sucessiva de faixas móveis marginais (2200 - 1800 ma., Província Ma

roni-Itacaiúnas a NE; 1700 - 1400 ma., Província Rio Negro-Jurue-
na a SW; Província Rondoniana, 1400 - 1100 ma., externa à ante-
rior; ver também Capítulo II)

Uma terceira hipótese, que em parte incorpora fei-
ções contidas nas duas primeiras, é a que emana dos estudos reali-
zados em função do Proyecto Precámbrico, realizado na Bolívia (LI-
THERLAND et al. 1985). Estes autores supõem uma área cratônica cen-
tral, a Amazônica, com idades acima de 1400 ma., que é bordejada,
na sua margem sul-ocidental, por vários cinturões móveis, todos
provavelmente de evolução ensiânica. O primeiro é o cinturão mó-
vel San Ignacio (1300 ma.) ao qual se sucedem externamente os cin-
turões móveis Sunsas (na Bolívia) e Aguapeí (no Brasil, com conti-
nuação meridional na Bolívia; ambos datados em 1000 ma.). Os cin-
turões Sunsas e Aguapeí desenham um "V" com a abertura para NNW
e vértice no território boliviano. O cinturão móvel Aguapeí se si-
tua como cunha de percurso NNW, entre a área cratônica amazônica
a NE, e o cinturão móvel San Ignacio a SW, terminando após 700 Km
de comprimento, no domínio dos granitóides rondonianos (ver au-
tores citados, Figuras 3 e 4). Para sul, o cinturão Aguapeí esta-
ria em contato, a E, com faixas brasileiras e a W, com a faixa Sun-
sas boliviana.

A área pesquisada insere-se, no contexto das duas úl-
timas propostas, na faixa Rondoniana (e.g. CORDANI et al. 1979) e
na área de influência da faixa brasileira (LITHERLAND et al.
1985). Cabem aqui algumas considerações, mais para encaminhar
pesquisas futuras, do que para formular respostas definitivas.

Chama a atenção a presença, nesta área, de rochas
cujas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} são muito baixas (0,702 para os
gnaisses cinzentos e 0,703 para os granitóides róseos; para cui-
dados na interpretação, ver Ítems V.3 e V.4). Este conjunto de
rochas deriva-se, direta ou indiretamente, de materiais primiti-
vos. As idades possíveis são as já citadas: 2000 ma.(?) para os
gnaisses cinzentos, e 1500 ma. para os granitóides róseos. As i-
dades K/Ar de gnaisses cinzentos e anfibolitos são uniforme-
mente de 1500 ma.

A forma e as possíveis relações geométricas das rochas granitóides, compatíveis com as observações de campo, aparecem representadas no esquema da Figura 27. Este "maciço" granítico de *não* mostra feições de "maciço circunscrito" (i. e. anorogênio e/ou pós-tectônico), e deve ser considerado como manifestação de afinidades tectônicas duvidosas, cronologicamente relacionado à chamada "reativação Parguazense" (definida originalmente para o Escudo Guianense, ver discussão e literatura em AMARAL 1984, e SCHOBENHAUS et. al. 1984), e formado por invasões de sucessivos aportes de magmas anatóticos, que solidificaram perto do local de geração (ver discussão no Ítem VI.7).

Estas considerações sugerem o seguinte panorama geológico para a área representada no Anexo 1. Eventos tectônicos, provavelmente relacionados à reativação Parguazense (? ; ciclo San Ignacio, conforme LITHERLAND et al. 1985) deformam uma seqüência supracrustal (representada pelas rochas calco-silicáticas) depositada sobre um embasamento crustal antigo (representado pelos gnaisses cinzentos de 2000 ma.), culminando com magmatismo granítico de idade 1500 ma. Uma interpretação alternativa é a que *não* separa os gnaisses cinzentos (e róseos) das rochas calco-silicáticas, considerando ambos litotipos parte integrante de uma única seqüência, posteriormente deformada e metamorfisada (V.A. JANASI e N.S. GOMES, com.pessoal).

Das duas alternativas citadas acima, prefere-se aqui a primeira, por várias razões que isoladamente são frágeis, mas que se reforçam mutuamente:

- a) A idade (2000 ma.) e a razão inicial (0,7017) dos gnaisses cinzentos foram definidas apenas com base em quatro pontos (Figura 19); a isócrona, entretanto, é "verdadeira" (rochas coletadas num só ponto) e de boa qualidade.
- b) Os granulitos encontram-se apenas em áreas dominadas por ocorrências de gnaisses cinzentos e podem, portanto, ser considerados como possíveis remanescentes de um antigo embasamento granulítico (pré- 2000 ma.).

- c) As rochas calco-silicáticas não foram observadas em gnaisses cinzentos (por ex., como lentes ou bandas) e o seu padrão de deformação parece diferir daquele observado nestes gnaisses.

O panorama geológico, referido acima, transforma a área estudada em parte integrante de uma "*faixa deformada*" de importância regional, cujo significado geotectônico é discutido nos Ítens seguintes, onde são apresentadas algumas alternativas, a título especulativo:

- a) A "faixa deformada" regional representaria um cinturão móvel ("mobile belt"); se os gnaisses cinzentos foram o embasamento das rochas calco-silicáticas (e de outras rochas associadas, hoje desaparecidas por erosão), então o cinturão móvel apresentaria uma evolução ensiânica, com retrabalhamento de rochas mais antigas (2000 ma.; e.g. CORDANI et al. 1979; LITHERLAND et al. 1985).
- b) A suposição de que gnaisses cinzentos e rochas calco-silicáticas são parte integrantes de uma única sequência supracrustal, transforma o "cinturão móvel ensiânico" citado acima, em cinturão móvel de caráter desconhecido, que adiciona tectonicamente *material crustal* às margens de núcleos cratônicos pré-existentes (e.g. CORDANI et al. 1979), ora depositando esse material crustal sobre crosta não aflorante na área, ora o adicionando, por acresção simples, diretamente às bordas cratônicas.
- c) A "faixa deformada" regional representaria uma zona de reativação tectono-magmática de plataformas antigas, com ou sem participação de material supracrustal mais novo (e.g. AMARAL 1984).
- d) Não deve ser descartada, a nível meramente especulativo, a hipótese de que a zona mapeada seja um bloco alóctone, colocado nessa região por fenômenos tectônicos mais ou menos complexos. Várias circunstâncias podem ser lembradas, baseadas principalmente em modelos que são corriqueiramente aplicados

para ocorrências fanerozóicas. Um exemplo típico, não necessariamente aplicável ao Proterozóico, é encontrado na margem ocidental da América do Norte, constituída quase inteiramente por justaposição de blocos alóctones ("terrenos"), soldados às margens continentais por efeitos tectônicos vinculados a fenômenos de movimentação de placas (e.g. HOWELL et al. 1984, e muitos outros). Esta possibilidade parece, contudo, mais difícil de ser aplicada ao caso da geologia Sul-americana, a julgar pelos trabalhos de síntese mais recentes (e.g. LITHERLAND et al. 1985).

Como proceder para fundamentar uma ou outra alternativa, ou ainda outras possíveis explicações? As respostas passam inevitavelmente pelo penoso processo de mapeamento detalhado e coleta de dados novos e abrangentes, e sua interpretação em função de enfoques estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

As hipóteses citadas, forçosamente contrastadas, são colocadas de maneira taxativa na literatura e serão ratificadas, ou retificadas, por trabalhos futuros de maior detalhe. O panorama apresentado na presente pesquisa não permite maiores definições. Cabe lembrar, contudo, que as idades mais confiáveis, aqui citadas, são as obtidas para o evento magmático granitóide, da ordem de 1500 ma., impondo, portanto, mudanças e ajustes nos esquemas, tanto geológicos como geocronológicos, propostos para a borda SW do Craton Amazônico (como, por exemplo, as propostas de CORDANI et al. 1979 ; TEIXEIRA & TASSINARI 1984; BARROS et al. 1982; SAES et al. 1984; LITHERLAND et al. 1985).

VI.10 - COMPARAÇÕES COM ÁREAS VIZINHAS E A DENOMINAÇÃO FORMAL DAS UNIDADES MAPEADAS

A Tabela 24 resume as características geológicas e petrográficas das unidades mapeadas, e as coloca em sequência temporal. Para separar evidências de inferências por vezes perigosas, optou-se por utilizar tão somente nomes informais sem conotações estratigráficas.

Esta cautela justifica-se plenamente, já que as unidades formais indicadas na literatura são objeto de polêmicas e merecem, em parte, sérios reparos. Os códigos estratigráficos são muito rigorosos na definição das unidades sedimentares (e.g. PETRI et al. 1982) e não existe motivo para não exercer idêntico rigor na caracterização das unidades metamórficas ou ígneas do embasamento (para uma discussão sobre "suítes" ígneas ver ULBRICH, 1984).

Por respeito ao princípio de prioridade, bem como por razões de economia literária, prefere-se aqui não propor nomes formais novos, mas apenas estabelecer possíveis correlações com a nomenclatura proposta por autores anteriores, salientando alguns dos problemas encontrados e partindo para redefinições, quando necessário.

As possíveis correlações, resumidas na Tabela 26, devem ser consideradas preliminares, por motivos que são discutidos a seguir.

Os *gnaiesses cinzentos* do embasamento, junto com os anfibolitos inter-estratificados ("primeira geração" ou *anfibolitos 1*), são as unidades mais antigas da área. Na literatura, estas rochas são tidas como correlatas do Complexo Xingu, definido por SILVA et al. (1974) na Folha Araguaia (a mais de 1000 km de distância!). Esta correlação é geralmente aceita (e.g. BARROS et al. 1982; SAES et al. 1984), mas é *totalmente prematura*, por com-

Tabela 26 - Correlações entre unidades descritas na região de São José dos Quatro Marcos, Sudoeste de Mato Grosso e regiões vizinhas.

Unidades Informais descritas na região de São José dos Quatro Marcos (ver Tabela 24).	Unidades descritas em FIGUEIREDO et al. 1974 (Projeto Alto Guaporé).	Unidades descritas em BLOOMFIELD & LITHERLAND 1979 e LITHERLAND & BLOOMFIELD 1982 (Oriente Boliviano).	Unidades descritas em BARROS et al. 1982 (Folha Cuiabá; RACAMBRASIL).	Unidades descritas em SAES et al. 1984 (Folha Jauru).
Vulcanitos. (riólitos).	Ígneas de Rio Branco (diabásios e riodacitos). Pré-Cambriano Superior.		Grupo Rio Branco. (riólitos, dacitos, basaltos e gabros). Proterozóico Médio Isócrona de Referência Rb/Sr com 1.130 ± 72 ma.	
Granitóides Róseos. (granitos 3b e 3a). Isócrona de referência Rb/Sr com 1.472 ± 19 ma.	Rochas Graníticas. (granitos, adamelitos, granodioritos e tonalitos). Pré-Cambriano Médio a Inferior.	Granitóides G1, G2, G3 (e.g. Granito San Javier, com idade de 1.317 ma.; isócrona de referência Rb/Sr). Proterozóico Médio. Ciclo San Ignacio 1.300 - 2000 ma.	Suíte Intrusiva Guapé. (granitos, granodioritos e tonalitos). Proterozóico Superior. Idade convencional Rb/Sr de 900 ma.	Suíte Intrusiva Guapé. (biotita-hornblenda granitos, microgranitos). Proterozóico Superior.
Granitóides Cinzas. (granodioritos e tonalitos).				
Anfibolitos. Idades K/Ar da ordem de 1.500 ma.	Intrusivas Básicas / Ultrabásicas. (gabros, gabros anfibolitizados, anfibolitos, serpentinitos e peridotitos). Pré-Cambriano Médio a Inferior.	Anfibolitos B2. Proterozóico Médio.	Suíte Intrusiva Rio Alegre. (gabros, gabros anfibolitizados e anfibolitos). Proterozóico Médio. Idade K/Ar da ordem de 1.260 ma.	
Calco-silicáticas.		Grupo Xisto San Ignacio.		Seqüência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas. (metagabros, meta-anortositos, metabasaltos e xistos magnesianos). Proterozóico Médio.
Gnaisses Róseos (Graníticos).				
Gnaisses Cinzas (tonalíticos). Isócrona de referência Rb/Sr com 1.971 ± 70 ma. Idades K/Ar da ordem de 1.500 ma.	Complexo Basal. (biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, biotita gnaisses, xistos e quartzitos). Pré-Cambriano Inferior.	Complexo Paranaense Chiquitania e Grupo Granulítico Lomas Manechas. (paranaisses, anfibolitos B1, meta-anortositos, xistos e granulitos). Isócrona de referência Rb/Sr com ± 2.000 ma. Proterozóico Inferior. Ciclo Transamazônico.	Complexo Xingu. (gnaisses, anfibolitos, migmatitos e granitóides de anatexia). Proterozóico Médio a Inferior Isócrona de referência Rb/Sr com 1.430 ± 69 ma.	Granito Santa Helena e Granodiorito Agua Clara. Complexo Xingu - Sub unidade Brigadeirinho. (gnaisses, anfibolitos, migmatitos, xistos e quartzitos). Proterozóico Inferior.

parar regiões muito distantes entre si, sem contar com estudos que mostrem continuidade lateral. Rochas do "embasamento", apenas por serem "antigas", não estão necessariamente correlacionadas entre si. Por outro lado, correlações tentativas com o embasamento boliviano foram levantadas por OLIVATTI (1981; Tabela 1), que equiparam o Complexo Basal (FIGUEIREDO et al. 1974) ou mais recentemente o Complexo Xingu (BARROS et al. 1982), com o Grupo Granulítico Lomas Maneches e o Complexo Paragnaisse Chiquitania. Esta correlação, assim como a citada anteriormente, deve ser considerada com cautela (ver também LITHERLAND et al. 1985).

Os *gnaiesses róseos* da Tabela 24 são aqui considerados, provisoriamente, como antigos granitos porfiríticos, portanto, "pre-tectônicos" se comparados com os granitóides maciços e orientados. Como magmas, invadiram as rochas do embasamento, para serem posteriormente deformados após o resfriamento (durante o Ciclo Transamazônico?).

De difícil interpretação são as pequenas áreas preservadas de *rochas supracrustais*, que devem ter estado associadas a conjuntos sedimentares de importância maior, hoje desaparecidos por erosão. Na Folha SD-21-Y-C-III, Jauru, SAES et al. (1984) identificam faixas alongadas da "Seqüência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas", constituídas por rochas básicas (em parte com estruturas almofadadas preservadas) e ultrabásicas (xistos magnesianos e serpentinitos), associados a vários tipos de rochas sedimentares, como silexitos meta-arenitos, etc. (do tipo "greenstone belts"?). Embora não sejam citadas, nessa seqüência, rochas calcossilicáticas, a unidade Quatro Meninas é, por ora, o único conjunto estratificado antigo, citado na literatura do Sudoeste de Mato Grosso, ao qual podem ser referidas as rochas supracrustais descritas no presente trabalho. Não será surpresa se estudos futuros mostrarem a existência constante e abundante de outras seqüências vulcano-sedimentares na região. No Grupo San Ignacio (BLOOMFIELD & LITHERLAND 1979; LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981) são descritos micaxistos com arenitos, meta-sedimentos ferríferos não bandados ("meta-ironstones"), *rochas calco-silicáticas*, "sills" de rochas básicas-ultrabásicas e xistos grafíticos, subordinados. Particu-

larmente, um dos conjuntos básicos-ultrabásicos do Grupo San Ignácio, o chamado Complexo Suponema, é petrograficamente muito semelhante à Sequência Vulcano-sedimentar Quatro Meninas de SAES et al. (1984). A presença de rochas calco-silicáticas fortalece a correlação anterior.

Os *granitóides intrusivos róseos e cinzentos* são uma unidade característica, possivelmente muito posterior ao embasamento cristalino (intervalo de 500 ma. ente as duas unidades, a julgar pelas idades citadas; ver Ítem V.4). No contexto tectônico local, trata-se de granitóides tardi-tectônicos ou, quando muito, de ocorrências sintectônicas; alguns desses granitóides encontram-se levemente foliados por orientação principalmente de micas (e.g. Ítems IV.3.7.1, IV.3.7.5, IV.3.7.7, IV.3.7.9 e IV.3.7.10).

Na Folha Jauru (SD-21-Y-C-III), SAES et al. (1984) mapeiam duas unidades de granitóides diferentes. Uma é considerada parte integrante do Complexo Xingu, e está constituída pelos maciços Santa Helena (granítico) e Agua Clara (granodiorítico), ambos com estruturas orientadas e dimensões batolíticas. A segunda unidade granitóide, correlacionada à "Suíte Intrusiva Guapé" (BARROS et al. 1982), é mapeada como corpos menores, com contatos tectônicos ou intrusivos. Trata-se de biotita-hornblenda granitos 3a e 3b, e "microgranitos" porfiríticos. A comparação entre os trabalhos de BARROS et al. (1982) e de SAES et al. (1984) mostra que é ainda prematuro definir, formalmente, unidades granitóides no embasamento da região. As conclusões apresentadas no presente trabalho, por outro lado, indicam que existem dois "tipos" de granitóides diferentes. O primeiro é o dos "granitóides" antigos que partilham da história de consolidação do embasamento (integrantes do "Complexo Xingu"), aparecendo como rochas claramente pré- ou sin-tectônicas (gnaisses róseos, por outra parte ainda não plenamente identificadas e descritas na região, como também em toda a Amazônia Legal). A segunda geração é a de "granitóides" mais novos, produtos de eventos tectono-magmáticos supostamente desvinculados da geração anterior. Na área de São José dos Quatro Marcos, são tonalitos, granodioritos e granitos 3a e 3b.

A julgar pelas datações e por inferências geológicas (Ítem V.4) , a diferença entre o aparecimento dos dois tipos (o anterior, representado pelos gnaisses róseos do embasamento, o posterior, pelos granitóides intrusivos) é de *pelo menos* 500 ma., na área estudada.

Esta discussão mostra que é conveniente *redefinir* a "Suíte Intrusiva Guapê", aplicando o nome unicamente para rochas granitóides, maciças ou levemente orientadas, claramente intrusivas no embasamento, com idade aproximada de 1500 ma. e, por tanto, relacionadas à "reativação" Parguazense (Ciclo San Ignácio ?).

BARROS et al. (1982) definiram como "Suíte Intrusiva Rio Alegre" uma unidade de rochas básicas e ultrabásicas. Sugere-se preservar este nome para identificar os *corpos anfibolíticos maiores* (e/ou os anfibolitos da "segunda geração" ou *anfibolitos 2*, ver Ítem VI.3), distribuídos regionalmente na margem SW do Craton Amazônico. (FIGUEIREDO et al. 1974; BARROS et al. 1982; SAES et al. 1984; LITHERLAND et al. 1985).

Os escassos blocos de *vulcanitos*, descritos no presente trabalho, são prováveis crono- correlatos das rochas vulcânicas do Grupo Rio Branco (BARROS et al. 1982).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLFELD, J. - 1946 - Geología de Bolivia. *Rev. del Museo de la Plata*. 19 (3): 5-370.
- AHLFELD, J. & BRANISA, L. - 1970 - *Geología de Bolivia*. La Paz. Instituto Boliviano del Petróleo. 245 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - *Geologia do Centro-Oeste Mato-Grosso*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 133 p. (Boletim 215).
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 36 p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONG.BRAS.GEOL.,23, Salvador, 1969.*Anais...* Salvador, SBG. V. 1, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1978 - A evolução dos Cratons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério Norte. In: CONG.BRAS.GEOL.,30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. V. 6, p. 2393-2407.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo. IG-USP, *Tese de Livre Docência*. 212 p. (inédito).
- AMARAL, G. - 1984 - Províncias Tapajós e Rio Branco. In:ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Ed.) *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo. Blücher. p. 6-35.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966- Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brasil. *Geochim. Cosmoch. Acta*. 30: 159-189.
- ARAUJO, H.J.T. de; SANTOS NETO, A. dos; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C. de A.; MONTALVÃO, R.M.G. de; DOURADO, T.D. de C.; PALMEI

- RA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Geologia. In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SF.21 Campo Grande*. Rio de Janeiro. p. 23-124 (Levantamento de Recursos Naturais, 28).
- BARD, J.P. - 1980 - *Microtexture des Roches Magmatiques et Metamorphiques*. Paris. Masson. 192 p.
- BARKER, F.; MILLARD JR, H.T.; LIPMAN, P.W. - 1979 - Four low-K silicious rocks of the western USA. In: BARKER, F.(ed.) *Trondhjemitites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier. p. 415-433.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JUNIOR, J.J. da; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R. C. de B.; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Geologia. In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BAYLY, B. - 1972 - *Introducción a la Petrología*. (traducido por Antonio C. Uceda). Madrid. Paraninfo. 437 p.
- BLOOMFIELD, K. & LITHERLAND, M. - 1979 - *Summary of the Geology and Mineral Potential of the Project Area: Southern Zone*. Santa Cruz. GEOBOL/IGS-ODA. 53 p. (Eastern Bolivia Mineral Exploration Project, Report 1).
- BRIDGWATER, D.; COLLERSON, K.D.; MYERS, J.S. - 1978 - The development of the Archean Gneiss Complex of the North Atlantic Region. In: TARLING, D.H. ed. *Evolution of the Earth's Crust*. London, Academic Press. p. 19-69.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974- *Igneous Petrology*. New York. McGraw-Hill. 739 p.
- CHAYES, F. - 1949 - A simple point-counter for thin section analyses. *Amer.Miner.* 134: 1-11.

- COLLERSON, K.D. & BRIDGWATER, D. - 1979 - Metamorphic Development of Early Archean Tonalitic and Trondhjemitic Gneiss: Saglek Area, Labrador. In: BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier. p. 203-273.
- COLLERSON, K.D.; JESSEAU, C.W.; BRIDGWATER, D. - 1976 - Crustal development of Archean Gneiss Complex; Eastern Labrador. In: WINDLEY, B.F. (Ed.) *The Early History of the Earth*. New York, Wiley. p. 237-253.
- CORDANI, U.G. - 1980 - Fundamentos de Interpretação Geocronológica. In: CONG.BRAS.GEOL. 31. Camboriú, 1980. *Cursos...* Camboriú. SBG. Boletim 6 : 5-22.
- CORDANI, U.G. - 1981 - Evolución Tectónica de la Corteza Continental de Sudamérica y su Importancia en la Caracterización de Provincias Uraníferas. In: Uranium Deposits in Latin America. Geology and Exploration. *Tech. Lett. Inter. Atom. Ener. Agency*. Viena. p. 3-23.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de - 1982 - The Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. Salvador. *Rev. Bras. Geol.* 12 : 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1979 - Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos dados Geocronológicos. IN: CONG.GEOL.CHIL. 2, Arica, 1979. *Acta...* V. 4 p. 137-148.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. - 1979 - *The Interpretation of Igneous Rocks*. London. George Allen & Unwin. 450 p.
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JR., J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S. de; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia. In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC. 22 Tocantins*.

Rio de Janeiro. p. 21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

CUNHA, J. da - 1943 - *Cobre do Jauru e Lagoas Alcalinas do Pantanal (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, LPM/DNPM. 44 p. (Boletim 6).

DALRYMPLE, G.B. & LAMPHERE, M.A. - 1969 - *Potassium Argon Dating. Principles, Techniques and Applications to Geochronology*. San Francisco. W.H. Freeman. 258 p.

DARBYSHIRE, D.P.F. - 1977 - *Results of the age determination programme*. Santa Cruz GEOBOL/IGS-ODA. 98 p. (Eastern Bolivia Mineral Exploration Project, Report 9).

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1977 - *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. London. Longman. 528 p.

DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H. da; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G. da M.; SOUZA, S.L.de; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - *Geologia*. In: BRASIL MME-SG Projeto RADAMBRASIL. *Folha SE.21 Corumbá e Parte da Folha SE.20*. Rio de Janeiro. p. 25-160 (Levantamento de Recursos Naturais, 27).

EHLERS, E.C. & BLATT, H. - 1982 - *Petrology. Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. San Francisco. W.H. Freeman. 732 p.

FAURE, G. - 1977 - *Principles of Isotopic Geology*. New York. John Wiley & Sons. 464 p.

FAURE, G. & POWELL, J.L. - 1972 - *Strontium Isotope Geology*. Berlin. Springer-Verlag. 188 p.

FIGUEIREDO, A.J. de A.; BARROS, A.M.; EULÁLIO FILHO, A.; RODRIGUES, A.P.; BARRETO, B. de F.; PIMENTEL, G. de B.; COUTO, J.G.P.; REICHL, J. L.; COSTA, S.A. de G.; REZENDE FILHO, S.T. de; PASTORE JUNIOR, W.P.; RIBEIRO FILHO, W.; BERBERT, C.O.; OLIVATTI, O.;

- ARAUJO, A.G. de ; TRIGUIS, J.A.; MELLO, J.C.R. de - 1974 - *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia. DNPM/CPRM, V. 2 e 11 (Relatório 2323).
- GLICKSON, A.Y. & SHERATON, J.W. - 1972 - Early Precambrian Trondhjemitic Suites in Western Australia and Northwestern Scotland and the geochemical evolution of shields. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17 : 227-242.
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. - 1971 - The stability of grossularite in $H_2O - CO_2$ mixtures. *Amer. Mineral.* 56 : 1674-1688.
- HALL, R.P. & FRIEND, C.R.L. - 1983 - Intrusive Relationship between young and old Archaean Gneisses: Evidence from Ivisartoq, Southern West Greenland. *Geol. Journ.*, 18 : 77-91.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 19 : 5-26.
- HEINRICH, F.Wm. - 1965 - *Microscopic Identification of Minerals*. New York. McGraw-Hill. 414 p.
- HOWELL, D.G.; JONES, D.L.; COX, A.; NUR, A. (Ed.) - 1984 - Circum Pacific Terrane Conference. *Proc. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* V. 18, 220 p.
- HUNTER, D.R.; BARKER, F.; MILLARD Jr., H.T. - 1978 - The Geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: A preliminary Study. *Precambrian Res.* 7 : 105-127.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. New York. McGraw-Hill. 533p.
- KATZ, M.B. - 1972 - The nomenclature of granulite facies rocks. *N. Jahrb. Mineral.* 4 : 152-159.

KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. São Paulo. IG-USP, *Tese de Doutorado*. 111 p. (inédito).

KRÖNER, A. - 1981 - *Precambrian Plate Tectonics*. Developments in Precambrian Geology, 4. Amsterdam, Elsevier. 781 p.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. *J. Volcan. Geoth. Res.* 14 : 169-186.

LASA, LEVANTAMENTOS AEROFOTOGRAFÉTICOS S.A. - 1968 - *Levantamento Foto-Geológico e Geoquímico. Região Centro-Oeste de Mato Grosso. Vale do Jauru e Adjacências*. Rio de Janeiro. DFPM/DNPM. 36 p. (Relatório 153).

LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. - 1981 - The Proterozoic History of Eastern Bolivia. *Precambrian Res.* 15 : 157-179.

LITHERLAND, M.; KLINCK, B.A.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J. - 1985 - Andean-Trending Mobile Belts in the Brazilian Shield. *Nature*. 314 : 345-348.

MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. - 1982 - *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. London. Longman. 148 p.

MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. - 1984 - *Atlas of Rock-Forming Minerals in Thin Section*. London. Longman. 98 p.

MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B. - 1983 - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean Granodioritic rocks from Eastern Finland. *Precambrian Res.* 21 : 159-180.

MASON, R. - 1980 - *Petrology of the Metamorphic Rocks*. London. George Allen & Unwin. 254 p.

MCGREGOR, V.R. - 1979 - Archean Grey Gneisses and the Origin of the

Continental Crust: Evidence from the Godthab Region, West Greenland. In: BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam. Elsevier. p. 169-204.

MEHNERT, K.R. - 1971 - *Migmatites and Origin of Granitic Rocks*. Amsterdam. Elsevier. 405 p.

NOCKOLDS, S.R.; KNOX, R.W.O'B.; CHINNER, G.A. - 1979 - *Petrology for Students*. London. Cambridge Univ. Press. 435 p.

OLIVATTI, O. - 1981 - Problemas Estratigráficos do pré-Cambriano na Região Sudoeste do Estado de Mato Grosso - Tentativa de Correlação com a Geologia do Oriente Boliviano. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG. V. 1, p. 196-212.

OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W. - 1976 - *Revisão da Geologia do Centro Norte de Mato Grosso*. Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. Goiânia. CPRM/DNPM 51 p. (Inédito).

PADILHA, A.V.; MONTES, A.S.L.; MENEZES FILHO, N.R.; LEMOS, D.B.; CARDOSO, O.R.S.A.; LIMA, P.S.C.; ALMEIDA, V.J.; ABREU FILHO, W.; SILVEIRA, W.P.; LUZ, J.S.; MONTES, M.L. - 1974 - *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Goiânia. DNPM/CPRM. V. 1 a 5 (Relatório 2220).

PERCIVAL, J.A. & HELMSTAEDT, H. - 1978 - Zoned epidote nodules from sedimentary rocks of the Eastport Formation, Southwest New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.* 15 : 1194-1200.

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.A.; FULFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. - 1982 - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Edição preliminar. *Jornal do Geólogo* (Supl. Espec.) SBG. 55 p.

RAGUIN, E. - 1976 - *Géologie du Granite*. Paris. Masson. 276 p.

- RAMSAY, E. - 1977 - *Plegamiento y Fraturación de las rocas*. Madrid. H. Blume. 590 p.
- ROLLINSON, H.R. & WINDLEY, B.F. - 1980 - An Archaean Granulite Grade Tonalitic-Trondhjemitic-Granitic Suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and Origin. *Contr. Mineral. Petrol.* 72 : 265-281.
- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; WESKA, R.K. - 1984 - Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma Síntese dos Conhecimentos. In: CONG. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. V. 5 p. 2193-2204.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUERCIO, S.O.C. - 1984 - A parte meridional do Craton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZI, G.R.; ASMUS, A.E. (Ed.) *Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000*. Brasília. DGM/DNPM. p. 93-127.
- SANTOS, R.O.B. da; PITTHAN, J.H.L.; BARBOSA, E.S.; FERNANDES, C.A. C.; TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS, D. de A. - 1979 - Geologia. In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.20 Guaporé*. Rio de Janeiro. p. 21-123 (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZI, G.R.; ASMUS, A.E. - 1984 - *Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000*. Brasília. DGM/DNPM. 501 p.
- SCORZA, E.P. - 1943 - Classificação Petrográfica de 9 Rochas. In : CUNHA, J. da. *Cobre do Jauru e Lagoas Alcalinas do Pantanal (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro. LPM/DNPM. p. 23-25 (Boletim 6).

- SENGUPTA, S; BANDYOPADHYAY, P.D.; VAN DEN HUL, H. J. - 1983 - Geochemistry of the Chakrakharpur granite-gneiss Complex. A Precambrian Trondhjemite Body from West Singhbhum, Eastern India. *Precambrian Res.* 23 : 57-78.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G.; LEAL, J.F.V.; BASEI, M.A.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.B.G.; MONTALVÃO, R.M.G. de - 1974 - Geologia. In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SB.22 Araguaia e Parte da Folha SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro. p. 3-143 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SKIPPEN, G. - 1974 - An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. *Amer. J. Sci.* 274 : 487-509.
- SPRY, A. - 1974 - *Metamorphic Textures*. Oxford. Pergamon. 350 p.
- STEIGER, R.H. & JAEGER, E. - 1978 - Subcomission on Geochronology : Convention on the use of Decay Constants in Geochronology and Cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. *Studies in Geology*. 6 : 67-72.
- STORRE, B. & NITSCH, K.H. - 1972 - Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 35 : 1-10.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Rev.* 12 : 1-33.
- STRECKEISEN, A. - 1979 - Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS - Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. 7 : 331-335.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 a - Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. São Paulo. IG-USP, *Dissertação de Mestrado*. 99 p., 2 V. (inédito).

- TASSINARI, C.C.G. - 1981 b - *Comentários sobre a geocronologia da Folha SD.21 Cuiabá*. Goiânia. Projeto RADAMBRASIL. 16 p. (Relatório Interno 446-G).
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S. - 1979 - Caracterização das Províncias Geocronológicas da Amazônia. *An. Acad. Brasil. Ciên.* 51 : 776-777.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. - 1984 - Caracterização Geocronológica da Província Rondoniana e suas Implicações Geotectônicas. In. Symposium Amazônico, II, Manaus, 1984. *Anais...* Ma naus. SBG. p. 87-101.
- TORQUATO, J.R. - 1974 - Geologia do Sudeste de Moçamedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. São Paulo. IG-USP, *Tese de Doutorado*. 243 p. (inédito).
- TROGER, W.E. - 1979 - *Optical Determination of Rock-forming Minerals. Part 1. Determinative Tables*. (English Edition of the Fourth German Edition). Stuttgart. E. Schweizerbart'sche. 191 p.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, a Estrutura e o Quimismo de Nefelina Sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo. IG-USP, *Tese de Livre Docência*. 725 p. 2 V. (inédito).
- ULBRICH, M.N.C. - 1983 - Aspectos Mineralógicos e Petrográficos de Nefelina Sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo. IG-USP, *Tese de Doutorado*. 369 p. (inédito).
- VIEIRA, A.J. - 1965 - *Geologia do Centro Oeste de Mato Grosso*. Ponta Grossa. Petrobras/DEBSP. 81 p. (Boletim 303).
- VLACH, S.R.F. - 1985 - Geologia, Petrografia e Geocronologia das regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP. São Paulo. IG-USP, *Dissertação de Mestrado*. 253 p. (inédito).

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. - 1954 - *Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in thin Sections*. San Francisco. W.H. Freeman. 434 p.

WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas*. (Trad. C. Burger Jr.). Porto Alegre. Edgar Blücher/UFRGS. 254 p.

LEGENDA

- Estradas
- Limites dos domínios petrográficos
- Fazenda, sítio
- Cidade, vila
- Drenagem
- Fraturas indiscriminadas

UNIDADES LITOLÓGICAS

Idade
(m.a.)

		Vulcânitos (riólitos)
1500		Granitóides maciços Dioritos
		Granitóides orientados
		Corpo anfibolítico Blocos isolados (interestratificados) de anfibolitos em gnaisses cinzentos Enclaves de anfibolito (1ª geração em gnaisses, 2ª geração em granitóides)
		Rochas calco-silicáticas
		Gnaisses róseos
2000 (?)		Gnaisses cinzentos tonalíticos Enclaves de gnaisses cinzentos (em granitóides) Granulitos

ESCALA

ANEXO I-MAPA DE DOMÍNIOS PETROGRÁFICOS DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS, MT.